

Le couplage intersismique et les glissements lents vus par la géodésie spatiale : applications à la subduction mexicaine et à la faille décrochante nord anatolienne

Baptiste Rousset

▶ **To cite this version:**

Baptiste Rousset. Le couplage intersismique et les glissements lents vus par la géodésie spatiale : applications à la subduction mexicaine et à la faille décrochante nord anatolienne. Sciences de la Terre. Université Grenoble Alpes, 2016. Français. ⟨NNT : 2016GREAU039⟩. ⟨tel-01561788⟩

HAL Id: tel-01561788

https://theses.hal.science/tel-01561788v1

Submitted on 13 Jul 2017

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.



HAL Authorization

Communauté
UNIVERSITÉ Grenoble Alpes

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de la Communauté UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Géosciences**

Arrêté ministériel : 25 Mai 2016

Présentée par

Baptiste Rousset

Thèse dirigée par **Cécile Lasserre**
et codirigée par **François Renard et Andréa Walpersdorf**

préparée au sein de l' **Institut des Sciences de la Terre**
et de l'École Doctorale **Terre Univers Environnement**

Le couplage intersismique et les glissements lents vus par la géodésie spatiale :

Applications à la subduction Mexicaine et à la faille décrochante Nord Anatolienne

Thèse soutenue publiquement le **22 Novembre 2016**,
devant le jury composé de :

Jean-Philippe Avouac
Professeur au California Institute of Technology, Rapporteur

Éric Calais
Professeur à l'École Normale Supérieure de Paris, Rapporteur

Cécile Doubre
Physicienne adjointe d'observatoire à l'EOST de Strasbourg, Examinatrice

Stéphane Mazzotti
Professeur à Géosciences Montpellier, Président

Michel Campillo
Professeur à l'ISTerre de Grenoble, Invité

Cécile Lasserre
Chargée de recherche CNRS à l'ISTerre de Grenoble, Directrice de thèse

François Renard
Professeur à l'ISTerre de Grenoble, Co-Directeur de thèse

Andréa Walpersdorf
Physicienne d'observatoire à l'ISTerre de Grenoble, Co-Directrice de thèse

À Gaby

Résumé

L'avènement de la géodésie spatiale ces dernières décennies a permis la découverte de la diversité des modes de glissement sur les failles. Dans cette thèse, nous nous intéressons au glissement asismique à la fois en contexte de subduction et en contexte décrochant. Nous étudions l'ensemble de la subduction mexicaine au niveau des régions de Guerrero et Oaxaca, où plusieurs séismes lents ont été répertoriés, ainsi que le segment en glissement asismique d'Ismetpasa le long de la faille décrochante Nord-Anatolienne en Turquie. La carte de couplage (estimé entre les grands séismes lents) entre les plaques Cocos et Nord Américaine indique un couplage élevé et relativement homogène en base de zone sismogénique. Cependant, des variations latérales de couplage importantes sont remarquables dans la zone sismogénique. En particulier, une zone de fort couplage à Oaxaca est localisée à l'emplacement de la rupture sismique de 1978 et a accumulé un déficit de glissement de 5 cm en 9 ans. Ces variations latérales de couplage sont corrélées avec les distances fosse-côte et des zones à l'état critiques sont localisées aux transitions entre faible et fort couplage. Ces observations suggèrent une pérennité au long-terme des motifs spatiaux de couplage. Nous proposons un mécanisme de déformation durant la phase co-sismique, basé sur l'existence de transitions frictionnelles sur le plan de subduction, qui permet de réconcilier les vitesses intersismiques mesurées sur quelques décennies et la morphologie long-terme. Ces vitesses intersismiques sont généralement considérées comme constantes sur plusieurs années. Cependant, une analyse plus fine montre une riche dynamique temporelle, avec en particulier la présence d'évènements transitoires finis de magnitudes et durées variables. Nous avons suivi deux approches afin de détecter et caractériser des glissements transitoires dans nos deux zones d'étude. (i) L'analyse d'un réseau dense d'interférogrammes, obtenus à partir

de données InSAR des satellites CosmoSky-Med sur le segment de faille d'Ismetpasa, a permis de détecter un évènement de glissement transitoire d'un mois. Enregistré en Novembre 2013, aucun autre glissement n'a été détecté durant les 9 autres mois de l'analyse. Cet évènement d'une magnitude de 5.2 à 5.5 a relâché une énergie équivalant à 1,5 à 2 ans de glissement asismique continu à la vitesse moyenne précédemment estimée. Cette découverte remet en question le modèle mécanique de glissement de ce segment. (ii) Le développement d'une méthode de corrélation entre des évènements de glissements synthétiques et des séries temporelles GPS préalablement traitées permet la détection de glissements transitoires d'amplitude équivalente à celle du bruit. Appliquée à un jeu de données synthétiques sur la subduction mexicaine, cette méthode montre que l'on peut caractériser avec précision des évènements de Mw > 6. Appliquée à des données réelles au niveau de la lacune sismique de Guerrero entre Février 2005 et Mai 2007, cette méthode a permis de détecter 15 nouveaux événements transitoires. Ces évènements coïncident temporellement avec de fortes activités de trémors et LFEs et sont localisés aux pourtours du séisme lent de Mw 7.5 de 2006. Ces détections permettent de mieux contraindre la loi d'échelle des glissements lents et d'éclairer la dynamique spatiale et temporelles des évènements transitoires en base de zone sismogénique.

Abstract

The development of space geodesy during the last decades has led to the discovery of the slip modes diversity on faults. In this thesis, we focus on aseismic slip on both subduction zones and continental strike slip faults. We study the subduction zone of Mexico, from Guerrero to Oaxaca regions, where large Slow Slip Events have been recorded, as well as the Ismetpasa creeping fault segment of the North Anatolian Fault in Turkey. The map of interplate coupling (in between large slow slip events) estimated between the Cocos and North America plates in Mexico shows a relatively high coupling coefficient, laterally homogeneous at the base of the seismogenic zone. Strong lateral coupling variations are notable within the seismogenic zone. A high coupling pattern in Oaxaca is located in the same area as the 1978 seismic rupture and has accumulated 5 cm of slip deficit in 9 years. Those lateral coupling variations are correlated with trench-coast distances. We show that critical state areas are located at the transitions between low and high coupling zones. These observations suggest a persistency of the coupling patterns over geological time scales. We propose a mechanism of deformation during the coseismic phase, related to the existence of frictional transitions on the subduction plane, that allows to reconcile decadal observations of interseismic velocities with the long term building of the coastal morphology. The interseismic velocities are generally considered to be constant over a few years. However, refined temporal analysis show the richness of their temporal dynamics, with evidences of slow slip events of various magnitudes and durations. We follow two different approaches to detect and characterize small amplitude slow slip events in our two study areas. (i) The dense network of interferograms with short repeat times acquired by the CosmoSky-Med constellation along the Ismetpasa fault segment allows to detect a month-long transient slip event.

During the 9 other months of the analysis, no clear aseismic slip signal has been observed. With a Mw 5.2 - 5.5, this transient event has released an energy equivalent to the one that would be released during 1.5 - 2 years at the average creep rate estimated by previous studies. This discovery forces us to reconsider the mechanical model in place for this segment. (ii) The development of a correlation methodology between synthetic transient slip events and post-processed GPS time series allows to detect transient events with amplitude close to the GPS background noise. Applied to a synthetic dataset over the Mexican subduction zone, we show that this method is able to precisely detect and characterize Mw>6 events. Applied to real data between February 2005 and May 2007 in the Guerrero gap area, our new GPS-matched filter allows to detect 15 new events. Those events are temporally correlated with bursts of tremors and LFEs activity and are surrounding the Mw 7.5 2006 SSE. These detections enable to better characterise the slow slip events scaling law and shed a new light on the spatial interaction of slow slip events at the base of the seismogenic zone.

Remerciements

Bien que le diplôme final soit fourni uniquement à l'étudiant, l'encadrement d'une thèse est sans aucun doute le pilier majeur pour la mener à bien. Alors merci Cécile pour m'avoir encadré en master 2, avoir conçu ce sujet de thèse sur mesure et m'avoir soutenu durant ces trois années. Toujours à l'écoute, parfois à des heures déraisonnables, tu auras su me motiver en continu et me diriger vers les bons raisonnements. Je tiens aussi à remercier François et Andréa pour leur présence dans chaque instant clé de cette thèse. Enfin, on aura beaucoup échangé avec Michel et chaque discussion aura été particulièrement stimulante pour moi.

Je suis très honoré d'avoir soutenu ma thèse devant un tel jury. Jean-Philippe Avouac et Éric Calais m'ont fourni des rapports particulièrement détaillés et enrichissants sur l'ensemble des travaux. Cécile Doubre et Stéphane Mazzotti ont de plus nettement enrichi la discussion de leurs questions.

J'ai plutôt été chanceux de tomber au sein de cette équipe au nom étrange : *Cycle sismique et déformations transitoires*. Car non seulement bien accueilli dès le début, l'ambiance y est très chaleureuse au quotidien, avec de belles discussions scientifiques, et de fortes interactions. Merci à Anne, Nathalie, Marie-Pierre, Julia, Erwan et Matthieu. Je souhaite remercier aussi l'équipe informatique d'ISTerre qui m'a beaucoup aidé en pratique, ainsi que Sandrine. Hors des murs de l'ISTerre, j'ai eu le plaisir de collaborer avec de nombreux chercheurs. Tout d'abord, je tiens à remercier Mark Simons pour m'avoir accueilli durant trois mois au *California Institute of Technology*. Mes études portant sur la Turquie et le Mexique, Ziyadin Çakir et Vladimir Kostoglodov m'ont respectivement accueilli dans leur pays et accordé la plus grande confiance pour utiliser leurs données. Merci aussi aux

post-doctorants avec qui j'ai beaucoup échangé, en particulier sur des détails techniques : Romain, William, Nadaya, Mathilde et Shannon. Leur aide précieuse m'aura permis de faire aboutir les différents aspects explorés au cours de cette thèse. Je remercie aussi l'ensemble des chercheurs avec qui j'ai eu de riches discussions : Sylvain Barbot qui m'a encadré pour mon stage de master 1, Charles DeMets, Roland Bürgmann, Jean-Mathieu Nocquet, Michel Bouchon, Laurence Audin, Laurent Husson, Marianne Métois,...

Je souhaite remercier mes co-bureaux, Laura, Simon, Yacine et Jorge, avec qui on a passé du bon temps dans ce bureau 240 ! On a instauré la cafetière du 240 qui, installée sous le capteur de température, a refroidi tout l'étage ! Et l'apport de chocolats en continu, enfin principalement d'Italie. Je me souviens d'interminables pauses café, de bons moments dans les bars de Grenoble avec les autres doctorants du labo... Je pense à Bertrand, Vincent, Anne, Margaux, Audrey, Yoann, Simon, Julie, Cécile, Frans, Maor, Olivier, Capucine, Jérémie, Thomas, Caroline, Nathalie, Blandine, Chloé, Philippe et tous les autres.

J'ai taché de conserver un lien avec le monde extérieur aux sciences de la terre, pas facile ! Mais finalement de nombreuses heures à la salle d'escalade avec Thomas, Aude, Cyrille, Guillaume, Margaux, Léo, Aurel et Julien. En montagne, avec les mêmes compères auxquels il faut ajouter Victor et Joris. J'ai aussi commencé le ski de fond en début de thèse avec une prof' en or. Je me suis bien pris au jeu, avec Thomas, Aurel, Simon, Joris et Lison. Finalement, une transjurassienne d'accomplie et des batons en carbone pour ma soutenance, de quoi poursuivre l'aventure. Je remercie la bande de l'ÉNS de Paris : Tibo, Clem, Max, Clio, Marie, Eszter, CMG, Magali, Céline et Soufian. Il n'est pas rare d'en croiser un dans un bar austère du 5ème... Je remercie aussi les rencontres californiennes, Rémi, Quentin, Mathieu, Bryan, Marion, Luca, Jeff, Kristel et tout les autres. Enfin, merci aux potes de prépa, Mathieu, Rémi, Caro, Béa et Max, avec qui on poursuit notre petite réunion annuelle.

Je tiens à remercier chaleureusement l'ensemble de ma famille qui aura toujours été derrière moi durant mes études. Je remercie aussi mes beaux-parents, Pascale et Bernard, toujours très accueillants. Je me dois de remercier tout particulièrement ma mère, mes frères et mes oncles pour leur soutien juste avant la soutenance. Je dédie cette thèse à mon père, à qui je dois tellement.

Finalement, je ne suis pas sûr que les pages de cette thèse suffiraient pour ce dernier remerciement, s'il fallait être exhaustif. Merci pour tout Charlotte.

Table des matières

Résumé iii

Remerciements vii

Introduction générale 1

1 Découverte des Glissements Asismiques et État de l'Art 3
- 1.1 Couplage intersismique . . . 4
  - 1.1.1 Le cycle sismique . . . 4
  - 1.1.2 Évolution spatio-temporelle du couplage . . . 9
- 1.2 Glissements transitoires . . . 11
  - 1.2.1 Découverte . . . 11
  - 1.2.2 Propriétés . . . 15
- 1.3 Méthodes d'observation géodésiques . . . 20
  - 1.3.1 Mesure de positionnement satellitaire . . . 20
  - 1.3.2 Interférométrie radar . . . 24
- 1.4 Modélisation du glissement sur les failles . . . 32
  - 1.4.1 Fonctions de Green . . . 32
  - 1.4.2 Inversion du glissement . . . 33
- 1.5 Problématiques de la thèse . . . 41

2 Couplage et Morphologie Côtière 47
- 2.1 Introduction . . . 48
- 2.2 Seismic and aseismic behaviour . . . 51
- 2.3 Analysis of inter-SSE coupling in southern Mexico . . . 52
  - 2.3.1 GPS data . . . 52
  - 2.3.2 Forward models . . . 53
  - 2.3.3 Static inversions . . . 55
- 2.4 Relation between short-term coupling and long-term morphology . . . 60
- 2.5 Contribution of the critical taper theory . . . 61
- 2.6 Discussion . . . 67

2.6.1 Distributed transfer of elastic inter-SSE strain into plastic deformation of the accretionary prism . . . 67
2.6.2 Localised strain transfer associated with frictional transitions . . . 68
2.6.3 Coastal morphology as a function of frictional variations along fault dip 71
2.7 Conclusion . . . 73

3 Caractérisation d'un Glissement Transitoire par InSAR 75
3.1 Introduction . . . 76
3.2 InSAR data and time series analysis reveal a transient episode of creep . . . 79
3.3 Slip distribution of the creep burst . . . 83
3.4 Discussion . . . 89
3.5 Conclusion . . . 94

4 Détection de Glissements Transitoires de Faible Amplitude par GPS 95
4.1 Introduction . . . 96
4.2 Formulation of the method . . . 99
4.2.1 Templates of of surface displacement time series . . . 99
4.2.2 Correlation of templates and GPS time series . . . 100
4.2.3 Duration and magnitude estimation . . . 105
4.2.4 Statistics on synthetics . . . 107
4.3 Application to real data : the Mexican subduction zone near Guerrero . . . 110
4.4 Discussion . . . 113
4.4.1 Detection of other phenomena . . . 114
4.4.2 Rate-and-state asperity model . . . 114
4.4.3 Scaling laws . . . 115
4.5 Conclusion . . . 117

5 Synthèse et Discussion 119
5.1 Bilan de glissement sur la subduction du Mexique . . . 120
5.2 Persistence du couplage intersismique au long-terme . . . 122
5.3 Dynamique du glissement asismique . . . 124
5.4 Glissements transitoires et loi de friction . . . 127

Conclusions et perspectives 129

Annexes 133

Liste des figures 163

Liste des Tableaux 167

Bibliographie 169

Introduction générale

La croûte terrestre rigide est mise en mouvement par les phénomènes de convection du manteau. Elle est principalement découpée en quatorze plaques tectoniques qui coulissent les unes contre les autres (zones de failles décrochantes), s'éloignent (zones de dorsales ou rifts), ou s'entrechoquent (contextes de collision ou de subduction), à des vitesses de quelques centimètres par an. Si l'on considère seulement les contextes de décrochement et de subduction, bien qu'ils diffèrent par plusieurs points (entrée en subduction de sédiments et différence de rhéologie des deux plaques pour les subductions, failles essentiellement verticales pour les décrochements...), les modes de relâchement des contraintes élastiques accumulées y sont par de nombreux aspects similaires. Le contrôle par la profondeur des propriétés de glissement permet dans les deux cas de définir une zone sismogénique où se produisent les tremblements de terre, située au dessus d'un zone de glissement stable. Des variations spatiales latérales à ce modèle primaire sont observées quel que soit le contexte tectonique, avec dans la zone sismogénique des portions complètement bloquées et des portions de glissement permanent asismique. Le modèle se complexifie encore avec la découverte de glissements transitoires (appelés séismes lents ou séismes silencieux) qui relâchent une partie des contraintes aux limites inférieures et supérieures de la zone sismogénique. Des variations sont aussi à noter selon les différents contextes géologiques et géodynamiques qui ont leurs spécificités propres.

Dans cette thèse, nous étudions les glissements asismiques en contexte de subduction au Mexique entre les plaques Cocos et Nord-américaine et en contexte de décrochement avec la faille Nord Anatolienne entre la plaque Anatolienne et la plaque Eurasiatique. La subduction mexicaine est caractérisée par une fosse particulièrement proche de la côte. Les

tremblements de terre sont alors fortement ressentis par les villes côtières et peuvent engendrer des dégâts considérables comme lors du tremblement de terre de Michoacan de Mw 8.0 en 1985. Cette zone de subduction est aussi le théâtre d'importants séismes lents dont les magnitudes équivalentes de 7.5 sont les plus grandes du monde. Enfin, la lacune sismique de Guerrero à proximité de ces longs séismes lents est notable pour ne pas avoir rompu sismiquement depuis longtemps. La faille Nord Anatolienne est une des failles décrochantes majeures de la planète en s'étendant sur plus de 800 km de long. Durant le dernier siècle, elle a vu la propagation de 9 tremblements de terre de Mw > 7 d'Est en Ouest, sa partie la plus occidentale étant localisée à proximité de zones densément peuplées. Nos travaux s'intéressent au segment d'Ismetpasa en glissement asismique.

Cette thèse est articulée en cinq chapitres. Le chapitre 1 assemble l'état des connaissances sur les glissements asismiques, ainsi que l'analyse des données et les techniques de modélisation utilisées pour les étudier. Il décrit tout d'abord les modèles classiques de cycle sismique puis met l'accent sur les complexités du glissement asismique durant la phase intersismique. Les grandes étapes de la découverte des séismes lents sont ensuite rappelées, avant de faire un bilan de l'ensemble des propriétés de ces événements asismiques. Les méthodes de mesure de la déformation du sol par mesure de positionnement GPS ou interférométrie radar sont ensuite détaillées. Finalement, les différentes techniques d'inversion permettant de modéliser le glissement sur les failles sont exposées. Les trois chapitres suivants décrivent les résultats de cette thèse sous la forme d'articles scientifiques en anglais (2 publiés, le dernier à soumettre). Le chapitre 2 étudie la déformation intersismique moyenne de la subduction mexicaine sur une décennie. Une analyse conjointe de cette déformation et de la morphologie côtière et du prisme d'accrétion permet de discuter de la pérennité des déformations court terme, ainsi que des mécanismes de construction de la morphologie long-terme. Le chapitre 3 décrit l'analyse de données d'interférométrie radar à haute résolution temporelle sur le segment en glissement asismique d'Ismetpasa de la faille Nord Anatolienne. Une modélisation Bayésienne du glissement est réalisée. Le chapitre 4 a pour but de développer une nouvelle méthode de détection et caractérisation de séismes lents de magnitude intermédiaire (Mw < 7), à partir de l'analyse de séries temporelles GPS. Cette méthode est appliquée au segment de Guerrero de la subduction mexicaine. Le chapitre 5 est l'occasion de faire une synthèse de l'ensemble des résultats de cette thèse, tout en les confrontant à des observations plus vastes.

CHAPITRE 1

Découverte des Glissements Asismiques et État de l'Art

Sommaire

1.1 Couplage intersismique 4
1.1.1 Le cycle sismique 4
1.1.2 Évolution spatio-temporelle du couplage 9
1.2 Glissements transitoires 11
1.2.1 Découverte 11
1.2.2 Propriétés 15
1.3 Méthodes d'observation géodésiques 20
1.3.1 Mesure de positionnement satellitaire 20
1.3.2 Interférométrie radar 24
1.4 Modélisation du glissement sur les failles 32
1.4.1 Fonctions de Green 32
1.4.2 Inversion du glissement 33
1.5 Problématiques de la thèse 41

Ce chapitre introductif a pour but de donner une définition au glissement asismique sous ses différentes formes. Nous présenterons tout d'abord les modèles classiques de cycle sismique qui fournissent un cadre conceptuel au fonctionnement des failles, avec l'alternance de périodes de chargement tectonique et de relâchement des contraintes. Nous introduirons la notion de couplage intersismique et verrons ses complexités spatio-temporelles. Nous décrirons ensuite la découverte récente des séismes lents, ainsi que leurs propriétés qui se sont dessinées au fur et à mesure des détections de nouveaux évènements. La troisième section de ce chapitre considère les méthodes d'observation de la déformation de surface de la terre : la mesure de positionnement par GNSS (Global Navigation Satellite System) et l'interférométrie radar. Après avoir décrit brièvement les principes généraux de ces méthodes, nous nous attardons sur les choix de traitement des données analysées dans cette thèse. La section suivante décrit comment modéliser le glissement sur les failles à partir d'un jeu de données, avec d'une part l'expression des fonctions de transfert entre glissement sur les failles et déformation de surface et d'autre part les différentes paramétrisations de l'inversion des données, utilisées dans cette thèse. Finalement, la dernière section introduit les enjeux de cette thèse après avoir décrit les contextes géodynamiques des deux zones d'étude que sont la subduction mexicaine et la faille nord anatolienne.

1.1 Couplage intersismique

1.1.1 Le cycle sismique

Le mouvement des plaques tectoniques est accommodé par des zones de déformation localisées à la frontière des plaques. A ces frontières, la croûte terrestre cassante accumule la déformation de manière élastique et la relâche sous forme de glissement sur des failles. Si ce glissement est rapide, de l'ordre de quelques secondes pour des surfaces de plusieurs kilomètres carrés, il génère des ondes sismiques et ce glissement correspond à un tremblement de terre ou séisme. Le cycle sismique correspond a une succession d'accumulation d'énergie élastique et de relâchement via des séismes [Reid, 1910]. La notion de cycle n'implique pas de périodicité. Le cycle est classiquement divisé en trois phases distinctes : les phases cosismique, postsismique, et intersismique.

Les différentes phases

La phase cosismique englobe la nucléation du séisme, la propagation du glissement à des vitesses comprises entre 3 et 5 km/s puis l'arrêt du glissement. Cette phase générant des ondes sismiques enregistrées par les sismographes et des déplacements en surface parfois

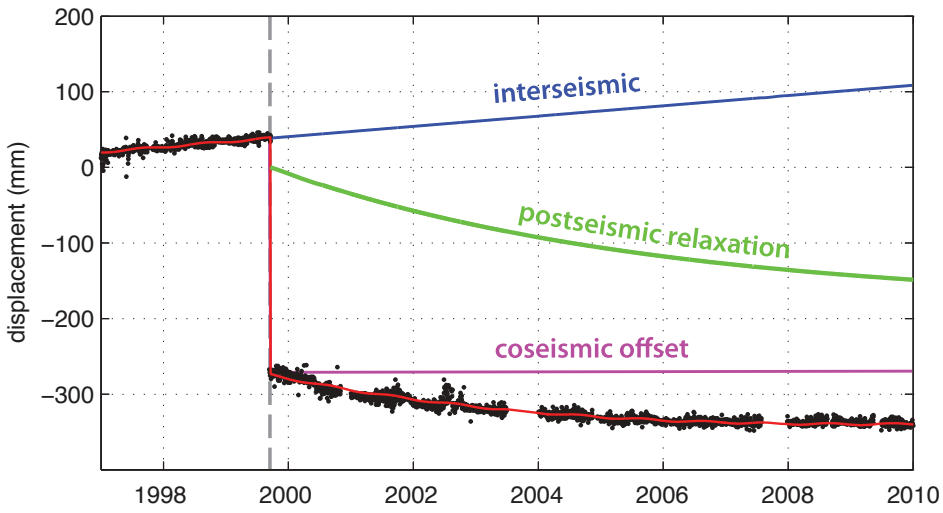


FIGURE 1.1 – Différentes phases du cycle sismique enregistrées par une station GPS | La station FLNM, située dans la vallée longitudinale à l'Est de Taiwan a enregistré la déformation liée au tremblement de terre de Chi-Chi d'une magnitude de 7.6, le 21 Septembre 1999. Les solutions de positionnement journalières GPS sont représentées par les points noirs. Le modèle de la série temporelle en rouge consiste en la somme d'un terme linéaire pour la phase intersismique, d'une fonction Heaviside pour le saut cosismique ainsi que d'un terme logarithmique décroissant s'initiant à la date du tremblement de terre pour la phase postsismique. Figure modifiée, d'après Rousset *et al.* [2012].

importants (dans certains cas supérieurs au mètre) est la phase la plus étudiée. La complexité des sismogrammes qui en résulte est riche d'informations concernant les propriétés de la faille et de son milieu environnant. La phase postsismique est la phase succédant à un tremblement de terre. La chute de contraintes générée par un séisme influence l'environnement de la zone de rupture durant plusieurs mois à plusieurs années avant qu'il ne retrouve un état stable. Le glissement se poursuit sur la même faille de manière asismique avec une amplitude décroissante en fonction du temps, générant des répliques [e.g. Perfettini et Avouac, 2004]. Par ailleurs, les contraintes induites par le tremblement de terre peuvent générer de la déformation visco-élastique en base de croûte [e.g. Pollitz *et al.*, 2001]. Enfin, la déformation de surface rapide enregistrée à la suite d'un séisme peut avoir pour cause des mouvements de fluides dans les pores des roches de la croûte [e.g. Peltzer *et al.*, 1998]. La phase intersismique par définition est la phase de chargement entre deux séismes. Cette phase pendant longtemps ignorée suscite un engouement grandissant, nous le verrons, depuis quelques décennies en particulier avec le développement de la géodésie spatiale. Les signatures de ces différentes phases dans les enregistrements de déplacement de la surface du sol par GPS (Global Positioning System) ou InSAR (Interferometry Synthetic Aperture Radar) sont différentes et permettent de modéliser les séries temporelles via quelques fonc-

tions mathématiques (Fig. 1.1). Par exemple, le chargement intersismique peut être modélisé par une droite, le saut cosismique par une fonction échelon ou fonction Heaviside et la relaxation postsismique par un logarithme décroissant [e.g. Bevis et Brown, 2014].

Modèle de déformation intersismique pour les failles décrochantes

La découverte de solutions analytiques pour une dislocation dans un milieu élastique semi-infini [Mansinha et Smylie, 1971; Okada, 1985] a permis de caractériser au premier ordre la déformation en surface durant la phase intersismique. On considère tout d'abord un modèle simpliste pour lequel la faille est complètement bloquée dans la zone sismogénique qui correspond à la partie superficielle de la faille. La partie sous jacente glisse à la vitesse de chargement tectonique et est modélisée par une dislocation semi-infinie; on parle alors d'un modèle de type "back-slip". Le couplage intersismique C_i d'une faille est défini par l'écart à l'unité du ratio entre la vitesse moyenne sur cette faille S et la vitesse de chargement tectonique V_c. Dans notre modèle simplifié, le couplage durant la période intersismique est donc de 1 pour la zone sismogénique.

Pour une faille décrochante, le déplacement de surface $D(x)$ suivant un profil perpendiculaire à la faille a une forme d'arc tangente [Savage et Burford, 1973]

$$D(x) = \frac{V_c}{\pi} \arctan\left(\frac{x}{Z}\right) \tag{1.1}$$

où V_c est la vitesse de chargement tectonique, modélisée par le glissement sur la dislocation semi-infinie et Z correspond à la profondeur de blocage (Fig. 1.2). Dans un cas où le couplage de la faille serait nul, le déplacement mesuré selon un profil perpendiculaire à la faille a une forme de fonction en échelon, avec un saut au niveau de la faille d'amplitude V_c.

Modèle de déformation intersismique pour les zones de subduction

Pour une zone de subduction, le modèle est identique hormis que la faille a un pendage compris entre 10 et 30 degrés [Savage, 1983]. Le champs de déplacement en surface présente alors de la subsidence près de la fosse, puis de la surrection en allant vers les terres. Le point intermédiaire ne subissant aucun déplacement vertical est situé plus ou moins à l'aplomb de la limite inférieure de la partie bloquée. La forme du profil de déplacement dépend du pendage et de la profondeur de la zone bloquée (Fig 1.3).

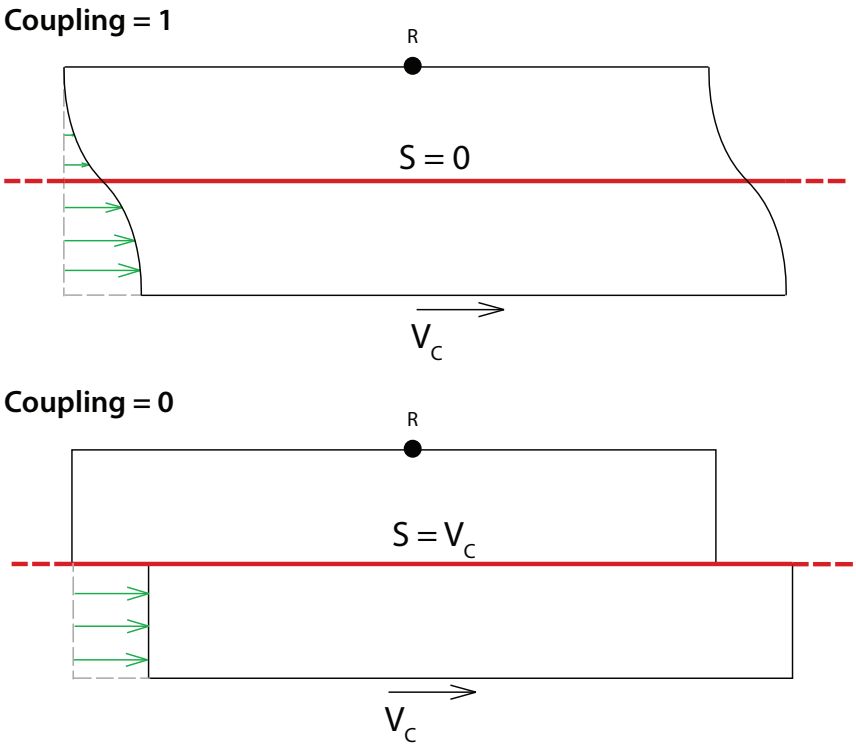


FIGURE 1.2 – Déformation associée à une faille décrochante pour un couplage de 1 ou de 0 | La faille est vue du dessus, la vitesse de chargement tectonique est représentée par le vecteur V_c et R représente une référence fixe. La vitesse de glissement S sur la faille en rouge est nulle si le couplage est de 1 et de V_c si le couplage est de 0. Les vecteurs verts montrent le déplacement du sol suivant un profil perpendiculaire à la faille. Pour une couplage de 1, le profil de déplacement a une forme d'arc tangente alors que pour un couplage de 0, le profil correspond à une fonction en échelon centrée sur la faille. Notez que cette figure fait l'hypothèse que la faille a des propriétés homogènes de la surface jusqu'en base de zone sismogénique.

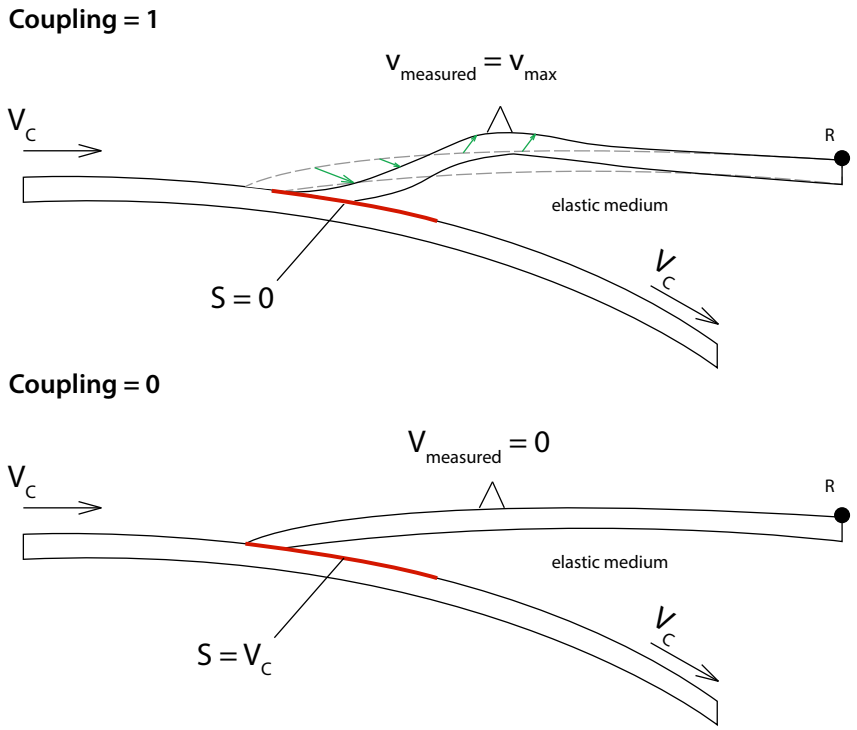


FIGURE 1.3 – Déformation associée à une zone de subduction pour un couplage de 1 ou de 0 | La faille en rouge correspond à la zone sismogénique qui présente un couplage de 1 ou de 0. La vitesse de convergence est indiquée par le vecteur V_c, R indique un point de référence fixe. Dans le cas d'une faille couplée à 100 %, la vitesse de glissement sur la faille est nulle, la déformation de la plaque supérieure est alors maximale. Cette plaque supérieure subside à l'aplomb de la faille et se soulève au delà sur le continent. Le point intermédiaire ne subissant pas de déformation verticale correspond généralement à l'aplomb de la base de la zone sismogénique. Dans le cas d'un couplage nul, la plaque supérieure n'enregistre pas de déformation.

1.1.2 Évolution spatio-temporelle du couplage

Bien que le modèle simple présenté, découvert dans les années 1970 - 1980, permette d'appréhender le premier ordre de la déformation intersismique, de nombreuses complexités aujourd'hui observées ne sont pas prises en compte. Nous l'avons vu avec l'exemple de la phase postsismique, en plus du simple cycle de chargement et déchargement qui peut être modélisé par des couplages extrêmes de 0 ou de 1, le glissement sur la faille peut être asismique. Au début des années 2000, la précision acquise par les mesures de positionnement en continu a permis de mettre en évidence que l'énergie élastique emmagasinée pouvait être relâchée non seulement sous la forme de glissements rapides en quelques secondes, mais aussi sous la forme de glissements asismiques lents pouvant durer de quelques jours à plusieurs mois (cf. section 2.2), appelés SSEs (Slow Slips Events). Ainsi, afin de boucler le bilan de glissement au long terme sur le plan de faille, le couplage intersismique peut être défini comme la somme [Avouac, 2015] :

$$C_i = C_s + C_{as} \tag{1.2}$$

où C_s correspond au couplage sismique (que nous appellerons "couplage inter-SSE" dans le chapitre 2), défini via le ratio entre le glissement sismique et la vitesse de convergence, et où C_{as} est le couplage asismique, défini via le ratio entre le glissement cumulé par les SSEs et le glissement postsismique et la vitesse de convergence. Dans la plupart des contextes de convergence, au vu des données géodésiques acquises durant les dernières décennies, C_i est considéré constant et c'est pourquoi la phase intersismique est modélisée par une droite dans les séries temporelles (Fig. 1.1). Sa valeur n'est jamais exactement égale à 0 ou 1. Dans certains contextes, le couplage intersismique peut s'avérer variable au cours du temps. Certaines failles décrochantes ayant des segments en creep, présentant un faible couplage typiquement inférieur à 0.5, ont montré des variations temporelles de creep comme le segment de Parkfield de la faille de San Andreas en Californie [e.g. De Michele *et al.*, 2011]. Le segment d'Ismetpasa de la faille Nord Anatolienne en Turquie présente des valeurs de creep décroissantes exponentiellement au cours du temps [Çakir *et al.*, 2005]. Enfin, la faille d'Haiyuan au Tibet étudiée par InSAR montre des fluctuations temporelles de couplage [Jolivet *et al.*, 2015a, 2013]. Sur les zones de subduction, un exemple de variation temporelle de couplage intersismique a été observé avant le tremblement de terre de Tohoku-Oki de Mw 9 au Japon, où une grande partie de l'interface de subduction accélère durant plusieurs décennies avant le tremblement de terre [Kato *et al.*, 2012; Mavrommatis *et al.*, 2014].

Dans la plupart des cas, la vitesse intersismique étant observée comme constante au cours du temps, on peut la mesurer en chaque point de la surface terrestre pour obtenir des champs de vitesses intersismiques. Une fois ces champs obtenus, le couplage intersismique correspondant, modélisé par des dislocations, peut être estimé sur le plan de faille par inversion des données de surface (cf. section 1.4). Des modèles de couplage ont ainsi été obtenus pour la plupart des zones de subduction : au Japon [e.g. Loveless et Meade, 2011], à Sumatra [Chlieh *et al.*, 2008], en Amérique Latine [Chlieh *et al.*, 2011; Métois *et al.*, 2016], au Kamchatka [Bürgmann *et al.*, 2005], au Mexique [Radiguet *et al.*, 2012], mais aussi sur la faille de San Andreas [Jolivet *et al.*, 2015b] et sur la faille Nord Anatolienne [Cetin *et al.*, 2014]. Ces modèles montrent au premier ordre, et comme nous l'avons vu précédemment, une variation spatiale du couplage en fonction de la profondeur, avec des valeurs de couplage élevées dans la zone sismogénique, et un couplage de plus en plus faible en dessous. Cependant, des variations de couplage latérales au sein de la zone sismogénique sont aussi notables. Les failles apparaissent segmentées avec une alternance de zones couplées et peu couplées. Dans la plupart des cas, les zones à fort couplage coïncident spatialement avec des surfaces de rupture de grands séismes. Si plusieurs séismes historiques ont eu lieu sur une même zone de fort couplage intersismique, on peut alors estimer un temps de récurrence et savoir, du point de vue de l'aléa sismique, si une zone à fort couplage est à maturité pour rompre.

Afin de savoir si ces modèles de couplage, calculés à partir d'observations sur quelques décennies, sont pérennes sur des temps géologiques de plusieurs millions d'années, il est nécessaire de les confronter à des marqueurs représentatifs de ces durées, comme la rhéologie de la zone de faille, la morphologie de la plaque entrant en subduction, la nature des sédiments dans la fosse de subduction, la topographie côtière ou avoisinant la zone de faille. L'entrée en subduction de monts sous-marins semble générer des zones à fort couplage en augmentant la contrainte normale localement [Scholz et Small, 1997; Singh *et al.*, 2011]. Dans d'autres cas, il semblerait que ce soit des éléments morphologiques de la plaque supérieure qui jouent un contrôle sur le couplage [Béjar-Pizarro *et al.*, 2013]. Une corrélation a été observée entre les anomalies de gravité négatives et les zones de ruptures des tremblements de terre, alors que les anomalies de gravité positives correspondent aux segments en creep [Song et Simons, 2003]. Ainsi, pour les zones de subduction, plusieurs éléments semblent montrer un contrôle long terme des variations latérales de couplage par des propriétés géologiques environnantes. Pour les failles transformantes, la lithologie et la géométrie des failles sont les principaux paramètres qui semblent jouer un rôle sur leur segmentation spatiale. Deux types de mécanismes basés sur la lithologie de la gouge de faille peuvent

expliquer les segments en creep. D'une part, la présence de minéraux à faible coefficient de friction (saponite, talc) a été détectée dans plusieurs segments de la faille de San Andreas en Californie [Carpenter *et al.*, 2011; Lockner *et al.*, 2011] et de la vallée longitudinale à Taiwan [Thomas *et al.*, 2014]. Ces minéraux ont un comportement rhéologique qui permet le glissement stable, qui diminue la possibilité d'y propager un séisme. D'autre part l'existence de déformation par dissolution sous contrainte a été mise en évidence sur la faille de San Andreas, et a pour conséquence une dissipation lente des contraintes par fluage [Richard *et al.*, 2014].

1.2 Glissements transitoires

1.2.1 Découverte

Comme nous l'avons évoqué précédemment, l'énergie élastique accumulée durant la période intersismique peut être relâchée soit par des glissements rapides correspondant aux séismes, soit par des glissements lents asismiques, aussi appelés séismes lents ou séismes silencieux. Nous développons dans cette section la découverte et les caractéristiques de cette deuxième population. Les premières observations de glissements transitoires sur les failles ont été réalisées sur les failles décrochantes grâce à des creepmeters. Ces instruments sont constitués de deux piliers fixes ancrés de part et d'autre de la faille et reliés par une tige métallique qui enregistre le déplacement relatif des piliers. Sur le segment d'Ismetpasa de la faille Nord Anatolienne, après avoir constaté que la faille glissait doucement, ayant décalé des rails de train et des murs, deux creepmeters ont été installés. Le décalage d'un mur avait d'ailleurs été mesuré à 8 reprises entre 1970 et 1980 et semblait montrer des variations temporelles de creep [Aytun, 1982]. L'enregistrement du creepmeter d'Ismetpasa (Fig. 1.4) entre 1982 et 1990 montre que le glissement en surface est saccadé, composé d'une succession de déplacements transitoires entrecoupés de périodes de quiescence ou le déplacement est plus faible, voir nul. Sur cette période, bien que les événements transitoires soient variables, ils ont des amplitudes de 3 mm à 8 mm pour des durées de l'ordre du mois, le chargement tectonique étant environ de 15 mm/an. Le temps de récurrence de ces événements est de 1 à 2 ans. Durant l'année 1987, un événement transitoire d'un mois a accommodé plus de 80 % de la totalité du déplacement annuel.

Le même type d'observations a été réalisé sur la faille de San Andreas à la même époque [e.g. Linde *et al.*, 1996; Wesson, 1988], mais les évènements transitoires détectés sont plus courts, de l'ordre de quelques jours. Cependant, ces mesures étant réalisées très proche de la faille, elles sont sensibles uniquement à la partie très superficielle de la faille et ne per-

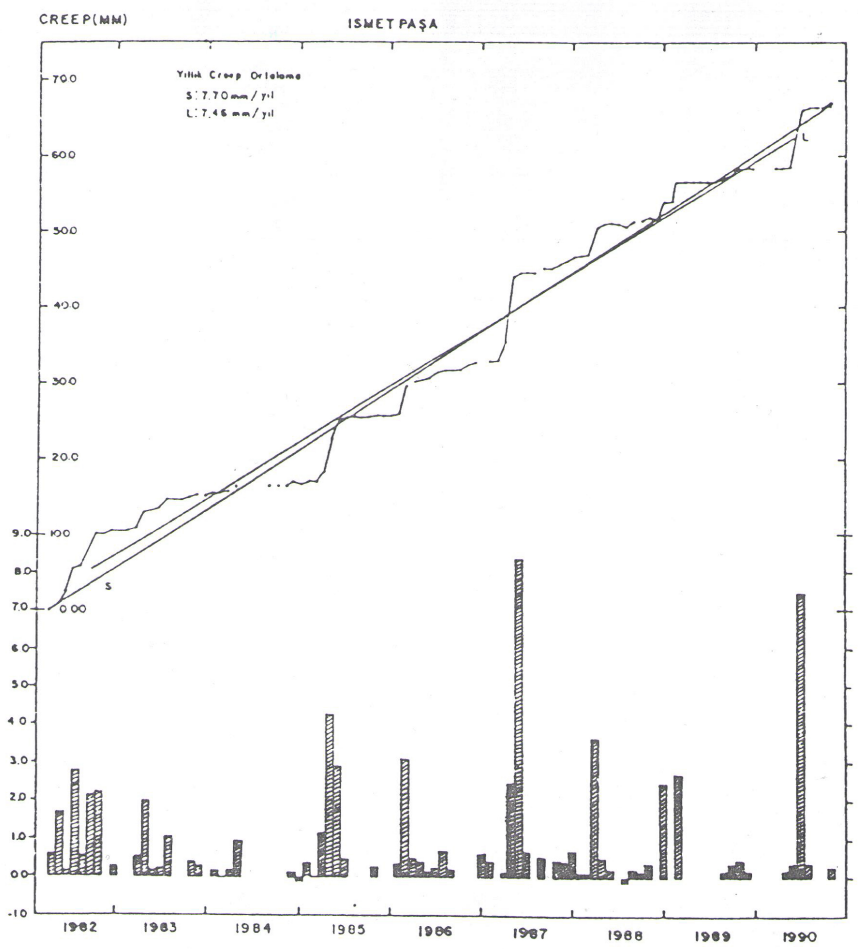


FIGURE 1.4 – Premières évidences de glissements transitoires grâce à l'enregistrement des creepmeters sur les failles décrochantes | Le creepmeter de cette figure a été installé sur le segment d'Ismetpasa de la faille Nord Anatolienne et a enregistré le glissement superficiel de la faille entre 1982 et 1990. La courbe noire indique le creep cumulé sur cette période. Les deux régressions linéaires indiquent que le glissement moyen se situe entre 7.45 mm/an et 7.70 mm/an. On note cependant que le glissement est très irrégulier, ponctué de nombreux glissements transitoires. L'histogramme de creep par mois montre que la totalité du glissement de l'année peut être accommodée en un seul mois, comme en Juin 1987. D'après Altay et Sav [1991].

mettent pas de déterminer l'étendue en profondeur du glissement. De plus, ces mesures sont sensibles à d'autres phénomènes de déformation de surface non tectoniques comme lors de fortes précipitations.

Sur les zones de subduction, l'interface de glissement étant plus éloignée des stations de mesures, les glissements transitoires ne seront découverts qu'au début des années 2000, grâce à la mise en place de réseaux GPS qui enregistrent le déplacement du sol en continu. Le réseau GPS PANGA (Pacific Northwest Geodetic Array), à la frontière entre Canada et États-Unis à proximité de Vancouver, a enregistré un événement transitoire dans les séries temporelles de 7 stations en 1999 (Fig. 1.5). Le sens de déplacement de cet évènement transitoire est opposé à celui du chargement tectonique et sa durée est d'environ 40 jours. La période d'enregistrement de cet évènement est différente selon les stations, ce qui indique la propagation d'un glissement lent. Aucune sismicité ne semble coïncider avec cet évènement. Une inversion de l'amplitude statique à chaque station a permis de montrer que le glissement est d'environ 2 cm sur une grande surface de 300 km par 50 km et se situe à la limite inférieure de la zone sismogénique [Dragert *et al.*, 2001].

A la même époque, de l'autre côté du Pacifique, des chercheurs japonais s'intéressent aux détails des sismogrammes enregistrés à proximité de la fosse de Nankai. Ils découvrent la présence de signaux de forte amplitude, durant plusieurs secondes, dans une bande de fréquence de 1 à 10 Hz, ce qui correspond à de faibles fréquences par comparaison aux tremblements de terre classiques [Obara, 2002]. Ces signaux bien connus des sismologues qui s'intéressent au contexte volcanique correspondent à des trémors, appelés trémors non-volcaniques dans le contexte de subduction. Ces trémors non-volcaniques (que l'on nommera trémors par la suite) ne produisent pas d'ondes de volume et se propagent à la vitesse des ondes de cisaillement. La localisation de ces signaux faisant appel à des techniques d'auto-corrélation entre stations possède une large incertitude, en particulier pour la profondeur. Cependant, en faisant l'hypothèse que ces évènements sont localisés sur le plan de subduction, ils apparaissent situés à des profondeurs de l'ordre de 40 km, ce qui correspond à la base de la zone sismogénique.

Forts de cette découverte, les chercheurs Canadiens se mettent à chercher ces signaux sur les sismogrammes de l'île de Vancouver et se rendent compte de la coïncidence temporelle et spatiale entre les glissements transitoires observés par GPS et l'activité de trémors sur 5 évènements transitoires entre 1996 et 2002 (Fig. 1.5 C) [Rogers et Dragert, 2003]. Ils dénomment ces événements ETS (Episodic Tremor and Slip) et suggèrent qu'ils soient dûs à la présence de fluides. Ces ETS ont peu après aussi été observés au Japon [Obara *et al.*, 2004].

L'activité de trémors est parfois accompagnée de tremblements de terre atypiques, conte-

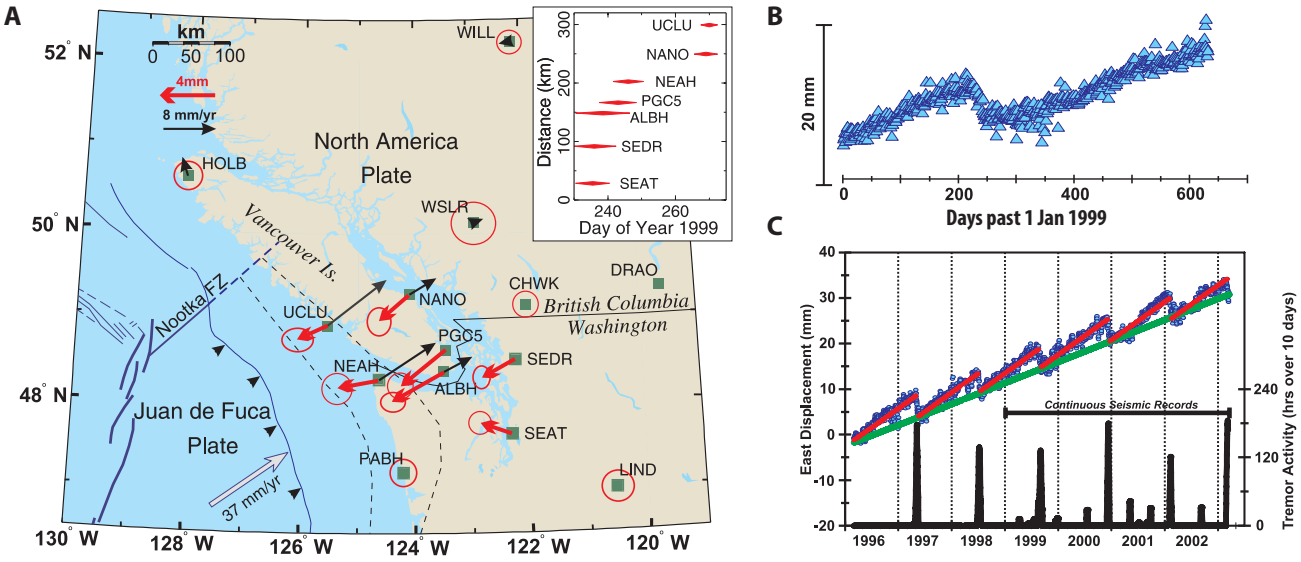


FIGURE 1.5 – Premières observations de glissements transitoires sur une zone de subduction | A. Les carrés verts indiquent les stations GPS du réseau PANGA (Pacific Northwest Geodetic Array). Les flèches rouges indiquent le déplacement fini du au glissement lent (relativement à DRAO). Les flèches noires indiquent le déplacement moyen durant 3 à 6 ans des stations GPS, relativement à la station DRAO. L'encart indique les périodes de temps où le glissement lent a été enregistré à chaque station, indiquant sa propagation vers le Nord-Ouest. B. Composante Est de la série temporelle ALBH incluant le glissement lent de 1999. C. Série temporelle ALBH de 1996 à 2002 incluant 5 évènements de glissement transitoire, récurrents tous les 13 à 16 mois. Les droites rouges indiquent les vitesses inter-évènements alors que la droite verte indique la vitesse moyenne sur l'ensemble de la période. La courbe noire indique l'activité de trémors enregistrée par un réseau de 9 sismomètres situés sur l'île de Vancouver. D'après Dragert *et al.* [2001] et Rogers et Dragert [2003].

nant uniquement des basses fréquences, < 1 Hz avec des périodes de ~ 20 s, appelés LFEs (Low Frequency Earthquakes). Bien que de faible amplitude, ces événements produisent des ondes de volume, ce qui permet d'utiliser les techniques classiques d'inversion de paramètres de source afin de caractériser leurs hypocentres et mécanismes au foyer. Ces événements sont localisés entre 30 et 35 km de profondeur au Japon [Ito *et al.*, 2007], ce qui coïncide avec la localisation spatiale des trémors. Leurs mécanismes au foyer sont en accord avec la direction principale de convergence sur le plan de subduction. Migrants à la même vitesse que les trémors, ils sont étroitement liés aux ETS.

Suite à la découverte des glissements transitoires dans la subduction des Cascades et dans la subduction Japonaise, d'autres découvertes similaires sont faites dans la plupart des zones de subductions du Pacifique et se poursuivent actuellement (Fig. 1.6). Des glissements lents ont ainsi été découverts au Mexique [Lowry *et al.*, 2001], en Nouvelle Zélande [Douglas *et al.*, 2005], au Costa-Rica [Protti *et al.*, 2004] et en Alaska [Ohta *et al.*, 2006]. Dans certains cas, ils coïncident spatialement avec la présence de trémors comme au Japon, aux Cascades ou en Alaska [Ide *et al.*, 2007]. Au Mexique, les trémors sont localisés plus en profondeur que les SSEs. Dans d'autres endroits, comme à Taiwan ou dans la subduction des Aléoutiennes, seuls les trémors ont été observés. L'ensemble de ces observations est largement décrit dans des articles de synthèse comme celui de Schwartz et Rokosky [2007] ou encore celui de Ide *et al.* [2007]. Sur les failles décrochantes, suite aux observations réalisées par les creepmeters, peu d'évènements transitoires ont été observés. Des trémors ont été détectés à la base de la zone sismogénique sur le segment de Parkfield de la faille de San Andreas [Nadeau et Dolenc, 2005]. Un événement transitoire de Mw 4.7 a également été observé par InSAR sur la faille de Superstition Hills, au Sud de la mer de Salton en Californie [Wei *et al.*, 2009], ainsi que des pulses de glissements asismiques sur les failles de San Andreas et Haiyuan en Chine [De Michele *et al.*, 2011; Jolivet *et al.*, 2015a, 2013], également détectés par InSAR sans qu'ils soient bien contraints en durée et magnitude.

1.2.2 Propriétés

Les observations de glissements transitoires de plus en plus nombreuses permettent d'analyser ces glissements de manière statistique et d'en faire ressortir leurs propriétés, comparées ensuite à celles des tremblements de terre classiques.

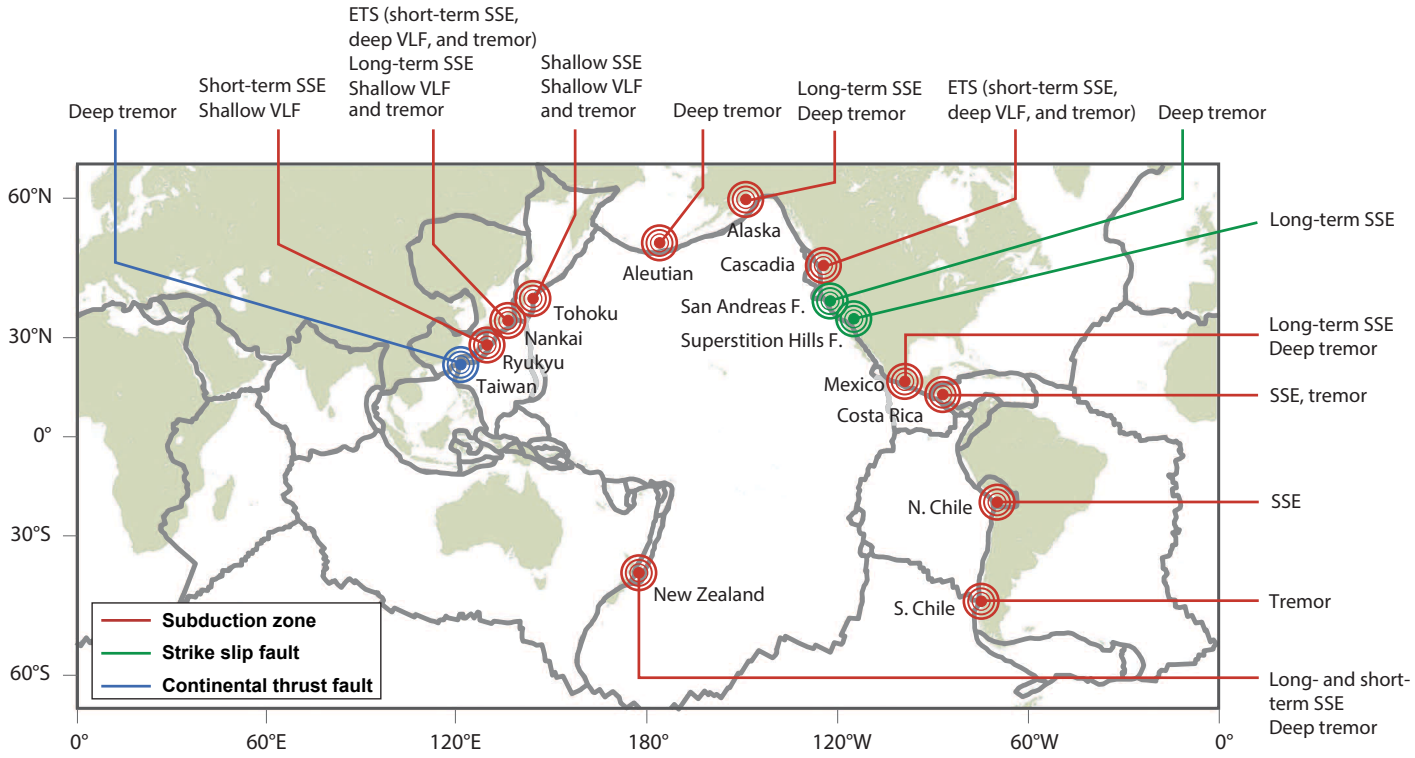


FIGURE 1.6 – Localisation des glissements transitoires actuellement observés sur Terre et leurs phénomènes sismiques associés | Les glissements transitoires ayant lieu sur les zones de subduction sont symbolisés en rouge, sur les failles décrochantes en vert et sur les failles continentales en chevauchement en bleu. Le type de glissement est indiqué pour chaque contexte (VLF : Very Low Frequency, pour tremblements de Terre à très basse fréquence). Les frontières des plaques tectoniques sont indiquées en trait épais gris. Figure modifiée, d'après Obara et Kato [2016].

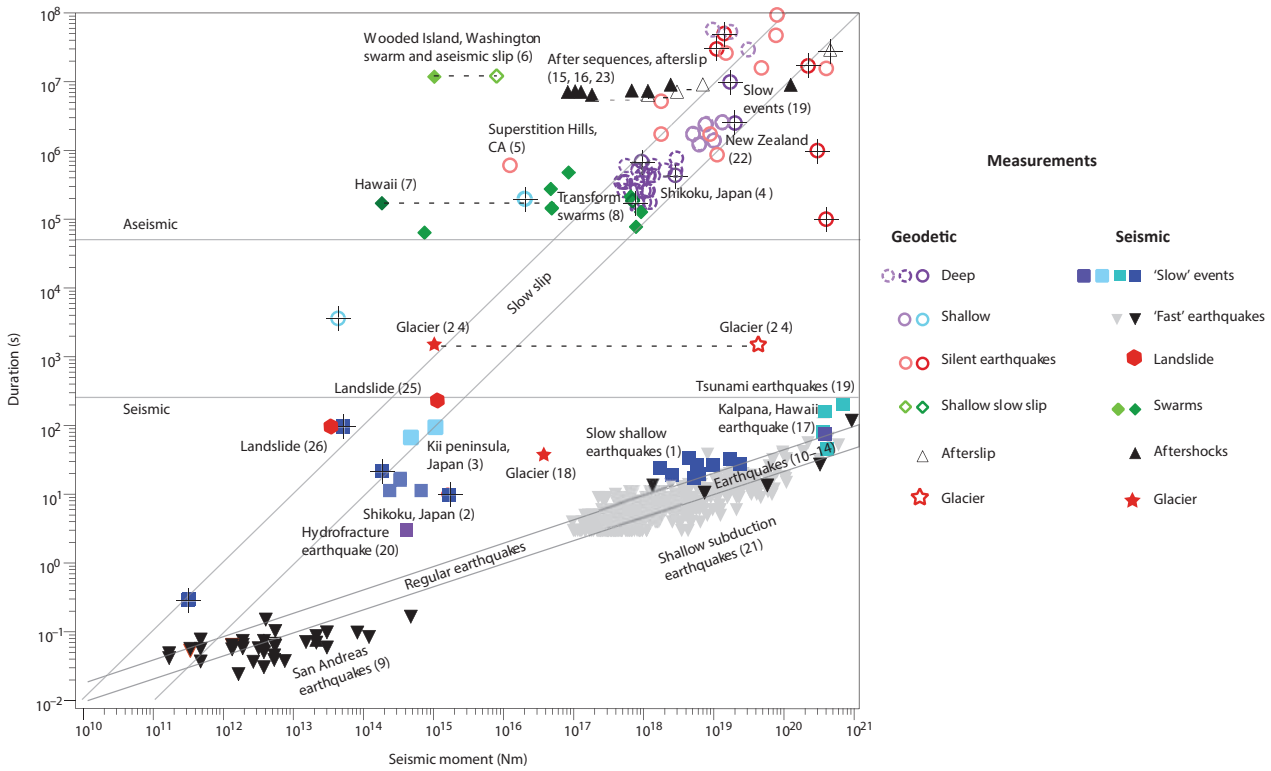


FIGURE 1.7 – Relation entre moment sismique et durée pour divers évènements de glissements sur les failles | Cette figure est améliorée par rapport à l'originale de Ide *et al.* [2007] qui répertoriait uniquement les évènements avec une croix. Les symboles vides correspondent aux évènements enregistrés par géodésie alors que les symboles pleins montrent des évènements détectés par sismologie. La loi d'échelle pour les tremblement de terre classiques, pour laquelle le moment sismique est proportionnel au cube de la durée, est indiquée. La loi d'échelle imaginée par Ide *et al.* [2007] pour les glissements lents, selon laquelle le moment sismique serait proportionnel à la durée, est aussi indiquée. D'après Peng et Gomberg [2010].

Temps de récurrence

Les glissements lents observés, bien que tous localisés en base de zone sismogénique dans les zones de subduction, ont des durées très variables allant de quelques jours à plusieurs années. Dans la subduction de Nankai au Japon, des glissements lents courts, de quelques jours, cohabitent avec des glissements lents de plusieurs mois. Les glissements lents courts sont localisés légèrement plus en profondeur que les longs [Obara, 2011]. Bien qu'enregistrés sur seulement une décennie, il semble que les SSEs soient récurrents de manière périodique. Par exemple, pour la subduction des Cascades, les glissements lents ont lieu tous les 13 à 15 mois, pour 14 évènements enregistrés durant 15 ans. Obara [2011] montre que le temps de récurrence est linéairement proportionnel à la durée des évènements. Les événements les plus courts, de quelques jours, ont des temps de récurrence de l'ordre de la centaine de jours, alors que les évènements de deux à trois ans auraient des temps de récurrence equivalents à leur durée.

Propagation

La principale différence avec les tremblements de terre classiques est la vitesse de propagation de la rupture des séismes lents. Pour les plus gros de ces évènements, enregistrés par un nombre suffisant de stations GPS, comme aux Cascades ou au Mexique, la propagation peut être estimée par l'enregistrement successif par les différentes stations. Ces événements se propagent la plupart du temps perpendiculairement à la direction de convergence à des vitesses comprises entre 1 et 10 km par jour [Schwartz et Rokosky, 2007]. Dans le cas d'ETS, la migration des trémors est aussi quantifiable et est généralement synchrone de celle des glissements lents. Les trémors ont cependant des motifs de propagation plus complexes, car bien que la direction principale de migration soit celle des glissements lents, des propagations rapides, à des vitesses du m/s, de trémors dans la direction perpendiculaire à la direction principale et sur des distances kilométriques se produisent également [Houston *et al.*, 2011].

Lois d'échelle

Les glissements finaux d produits par ces évènements lents sont plus faibles que ceux produits par les tremblements de terre classiques, de l'orde du centimètre alors que les surfaces de glissement s peuvent être très grandes, de plusieurs dizaines de kilomètres. La chute de contraintes $\Delta\sigma \sim G\frac{d}{s}$ est donc de l'ordre de 0.01 MPa, pour un module de cisaillement G de 3.10^4MPa, ce qui est 1 à 2 ordres de grandeur inférieur aux chutes de contraintes

des tremblements de terre classiques. Avec les méthodes actuelles d'observation, les glissements lents les plus petits observés ont des magnitudes de l'ordre de 6 (péninsule de Boso au Japon), alors que les plus gros ont des magnitudes de 7.5 (Mexique et Alaska). La gamme de magnitudes observée est donc beaucoup plus faible que pour les tremblements de terre classiques. Les séismes ont des magnitudes qui sont proportionnelles au cube de leur durée : $M_0 \sim T^3.10^{15-16}$ (Fig. 1.7). Ide *et al.* [2007] proposent que l'on regroupe les SSEs avec les LFEs pour définir une loi d'échelle pour les événements lents. Ils trouvent ainsi une loi de proportionnalité directe entre la magnitude de moment et la durée : $M_0 \sim T.10^{12-13}$. Schwartz et Rokosky [2007] semblent confirmer que cette loi est valide en ne prenant en compte que les SSEs détectés par des observations géodésiques. Cependant, d'autres auteurs comme Peng et Gomberg [2010] suggèrent que le fossé d'observations entre les durées des SSEs et les tremblements de terre classiques ne permet pas d'affirmer que deux lois soient distinguables.

1.3 Méthodes d'observation géodésiques

Nous l'avons vu, l'observation spatiale des déplacements de la surface de la Terre a révolutionné notre compréhension des phénomènes de glissement sur les failles en mettant la lumière sur toute une catégorie de glissements asismiques (creep, glissements postsismiques, glissements transitoires) aveugles à la sismologie classique. Ces méthodes d'observation sont principalement les systèmes de positionnement par satellites et la mesure par interférométrie radar. Nous expliquerons brièvement les principes de ces deux techniques avant de développer les approches utilisées dans cette thèse.

1.3.1 Mesure de positionnement satellitaire

Principe général

Un système de positionnement par satellites, plus communément connu sous le sigle GNSS (Global Navigation Satellite System) correspond à une constellation de satellites émetteurs d'ondes électro-magnétiques qui permet de déterminer la position d'une antenne réceptrice au sol. La constellation la plus utilisée est la constellation américaine GPS (Global Positioning System) constituée de 24 satellites qui fonctionne depuis 1995. D'autres constellations, comme GLONASS mise en place par les Russes et opérationnelle depuis 2010, ou GALILEO développée par les Européens (qui sera fonctionnelle en 2020), permettent de faire des mesures de positionnement.

Le signal envoyé par les satellites contient notamment les informations suivantes : l'heure précise (chaque satellite dispose d'horloges atomiques) et le positionnement du satellite ou paramètres orbitaux. Le positionnement de l'antenne au sol est obtenu par trilatération, connaissant le temps et la vitesse de parcours des ondes pour plusieurs satellites. En pratique, il faut un minimum de 4 satellites pour définir les coordonnées horizontales, la hauteur du point par rapport à l'ellipsoïde de référence et l'horloge précise du récepteur. On fait l'hypothèse que les ondes se propagent à la vitesse de la lumière dans le vide. Cependant elles sont ralenties par leur passage dans l'ionosphère et la troposphère. L'ionosphère étant un milieu dispersif, les temps de propagation des ondes dépendent de la fréquence. Or les signaux GPS sont constitués de deux fréquences $f = 1/\lambda$ ($\lambda_1 = 19{,}0$ cm et $\lambda_2 = 24{,}4$ cm), ce qui permet de calculer le délai de parcours des ondes dans l'ionosphère. Le délais de parcours des ondes dans la troposphère est lui estimé via l'utilisation de modèles météorologiques globaux. Les erreurs sur la mesure sont dûes à des imprécisions sur la connaissance des orbites des satellites, des erreurs potentielles d'horloge et la perturbation des vitesses

de propagation dans l'atmosphère, ou la non prise en compte d'autres signaux parasites, liés aux charges océaniques, atmosphériques ou hydrologiques par exemple. L'estimation de la position par un grand nombre de satellites va permettre de réduire une partie de ces erreurs. Afin de diminuer les erreurs d'horloge, on réalise des mesures relatives entre stations, plutôt que des mesures absolues. Il s'agit de mesures en double différence lorsque 2 satellites et 2 récepteurs sont en jeu. Le détail de ces méthodes est, par exemple, donné dans Blewitt [1997]. Un réseau international de stations IGS (International GNSS Service) permet de créer un système de référence global appelé ITRF (International Terrestrial Reference Frame). La solution ITRF utilisée dans cette thèse a été calculée en 2008 [Altamimi *et al.*, 2011]. Les stations de nos réseaux locaux sont référencées dans ce référentiel global ayant pour origine le centre de masse de la Terre par des transformations à 7 paramètres (3 rotations, 3 translations et un facteur d'échelle). Les mesures de position sont alors obtenues à quelques millimètres près et les vitesses de déplacement à environ un millimètre par an près voir moins selon la durée des séries temporelles utilisées pour estimer les vitesses. Cela permet de déceler de faibles déplacements du sol causés par des glissements asismiques sur les failles.

Le réseau GPS mexicain

Les premières stations GPS continues du réseau mexicain ont été installées par le Servicio Sismológico Nacional (SSN) en 1997. Le réseau s'est ensuite rapidement densifié avec l'installation de stations par différents organismes : l'Instituto de Geofísica (IG), l'Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) et l'Université Nationale Autonome de Mexico (UNAM). Le projet français de l'agence nationale de la recherche sur le Mexique G-GAP entre 2007 et 2011 a permis l'installation de 8 nouvelles stations. Ainsi, les glissements lents du segment de Guerrero sont de mieux en mieux observés, enregistrés par 9 stations en 2001, 15 en 2006 et 16 en 2009 (Fig. 1.8). Les stations sont principalement installées le long de la côte, au plus près de l'interface de subduction, ainsi que le long d'un profil allant d'Acapulco à Mexico dans l'état de Guerrero, formant un profil parallèle et un profil perpendiculaire à la côte. Elles sont réparties de façon plus éparses dans l'état de Oaxaca.

Obtention des séries temporelles dans la zone de Guerrero

Le traitement des séries temporelles utilisées au chapitre 4 a été réalisé à ISTerre par Nathalie Cotte et Andréa Walpersdorf avec les logiciels GAMIT et GLOBK développés au MIT (Massachusetts Institute of Technology) [Herring *et al.*, 2006]. Le traitement est détaillé dans

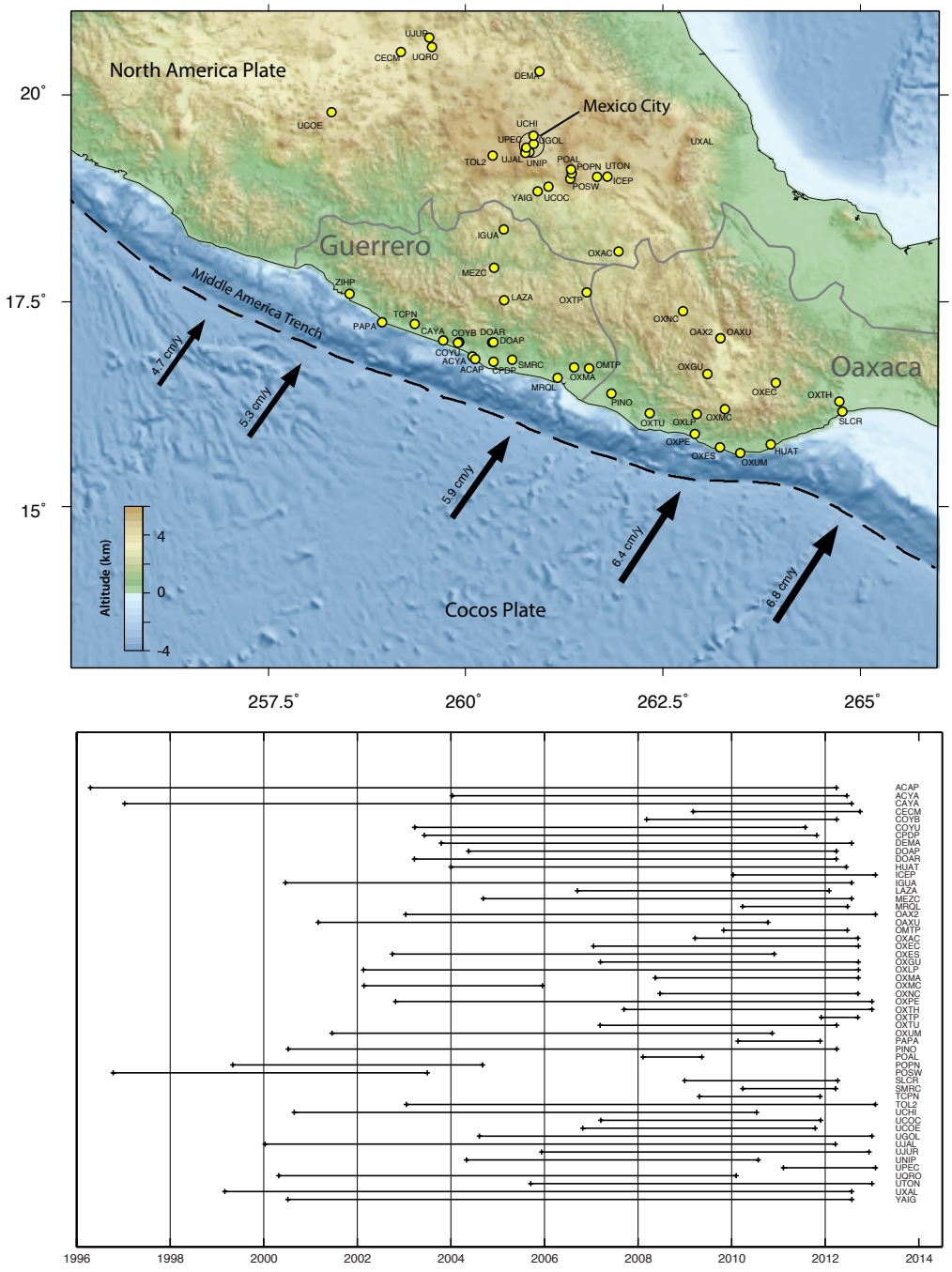


FIGURE 1.8 – Réseau GPS mexicain | Les stations sont indiquées en jaune sur la carte et leur période de fonctionnement est indiquée en dessous. La vitesse de convergence des plaques est indiquée sur la carte [DeMets *et al.*, 2010].

Vergnolle *et al.* [2010]. Les positions journalières sont calculées en utilisant une estimation en double différence pour chaque paire de stations du réseau mexicain. Ce réseau comporte des stations espacées de plus de 500 km, ce qui favorise la décorrelation des délais troposphériques. De plus, les délais troposphériques hydrostatiques et humides sont estimés et corrigés via l'analyse météorologique ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts) qui fournit des solutions toutes les 6 heures [Boehm *et al.*, 2006]. Des corrections sont apportées pour prendre en compte le chargement par les vagues océaniques [Lyard *et al.*, 2006], ainsi que le chargement atmosphérique pouvant induire des variations journalières millimétriques de déplacement [Tregoning et van Dam, 2005]. L'ajustement des positions journalières du réseau régional dans GAMIT est réalisé en prenant appui sur une soixantaine de stations IGS. Les positions sont estimées par rapport à la plaque Nord Amérique considérée comme fixe. Lors de l'estimation des séries temporelles dans GLOBK, qui incorpore successivement les positions journalières grâce à un filtre de Kalman, la stabilisation de la solution est réalisée via une vingtaine de stations IGS.

Champ de vitesse inter-SSE pour l'ensemble de la zone Guerrero-Oaxaca

Le champ de vitesses entre les évènements majeurs de glissement lent au Mexique, ou champ de vitesses inter-SSE, utilisé au chapitre 2 a été réalisé par Shannon Graham, alors étudiante en thèse avec Charles DeMets à l'Université du Wisconsin. Le traitement des séries temporelles détaillé dans Graham *et al.* [2014a,b] est un peu différent de celui réalisé à ISTerre. Il est réalisé avec le logiciel GIPSY développé au JPL (Jet Propulsion Laboratory). Il n'utilise pas de technique par double différence pour le positionnement, mais une technique de positionnement précise par simple différence [Zumberge *et al.*, 1997]. Les corrections des délais atmosphériques et du chargement par les vagues sont identiques. Une fois les séries temporelles calculées, les périodes qui correspondent aux SSEs sont enlevées et les différents segments de séries temporelles mis bout à bout. La vitesse entre les glissements lents, ou vitesse inter-SSE, est donnée par des régressions linéaires sur les séries temporelles résultantes. Radiguet *et al.* [2012] avaient aussi fait une analyse des vitesses inter-SSE pour les stations de Guerrero (à partir de séries temporelles traitées en doubles différences) et les solutions obtenues pour les stations communes aux deux analyses présentent des résultats similaires (Fig. 2.1).

1.3.2 Interférométrie radar

Principe général

L'interférométrie radar à synthèse d'ouverture ou InSAR a pour principe de mesurer la différence de phase entre deux images SAR (Synthetic Aperture Radar) afin de mesurer la topographie ou les déplacements du sol. Les images SAR sont acquises par des constellations de satellites qui émettent des pulses d'ondes électromagnétiques et enregistrent les échos rétro-diffusés par le sol. Une collection d'échos peut être combinée par des techniques de corrélation afin d'obtenir une image cohérente. Le terme synthèse d'ouverture vient du fait que, par exploitation de la redondance d'informations dans la direction azimutale (parallèle à la trajectoire du satellite), on puisse synthétiser un faisceau d'antenne beaucoup moins large que le faisceau réel, et ainsi mieux focaliser l'image en azimuth et améliorer sa résolution. Les images obtenues sont des images complexes en deux dimensions, et chaque pixel contient une information d'amplitude et de phase. L'amplitude dépend des propriétés diélectriques du sol, de sa rugosité et de la pente topographique. La phase donne des indications sur les variations de la distance satellite-sol entre deux trajets. Les interférogrammes qui permettent de caractériser la déformation de surface avec des précisions centimétriques sont construits par produit conjugué des deux images complexes (la phase de l'interférogramme est la différence des phases des deux images), comme nous le verrons.

Plusieurs missions ont vu le jour depuis le développement de cette technique, essentiellement depuis le début des années 1990. Les principales missions utiles à l'étude des déformations de surface sont les missions Européennes ERS de 1991 à 2011 et ENVISAT de 2003 à 2012. Le temps de retour de ces satellites en bande C (longueur d'onde de 6 cm) est d'environ 35 jours. La relève à ces missions est assurée par la constellation Sentinel, dont les satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B sont déjà en opération et permettent un temps de retour jusqu'à 6 jours minimum. Les missions japonaises ALOS-1 de 2006 à 2011 et ALOS-2 lancée en 2014 font des acquisitions en bande L (longueur d'onde de 24 cm) et ont des temps de retour d'environ 46 jours. Enfin, les satellites Canadiens Radarsat-1 et Radarsat-2 ont acquis des données en bande C de 1995 à maintenant. Les différentes longueurs d'onde d'enregistrement des satellites ont chacune des avantages et des inconvénients. Les petites longueurs d'onde favorisent la résolution des déplacements mesurés au sol. Cependant, elles sont plus sensibles à l'enregistrement des perturbations atmosphériques (la sensibilité à la ionosphère est surtout en bande L), et elles pénètrent moins la végétation.

Les premières observations de déplacements dûs à des glissements sur les failles par InSAR ont été obtenues en 1993 par Massonnet *et al.* [1993]. Ils ont pu produire un interfé-

rogramme du séisme de Landers en Californie grâce à deux acquisitions du satellite ERS-1 avant et après le séisme, mettant en évidence l'importance de la couverture spatiale des mesures. Cette observation a ouvert une nouvelle ère de mesures des déplacements cosismiques. Le raffinement progressif des traitements InSAR permet aujourd'hui de mesurer aussi les vitesses moyennes durant la phase intersismique [e.g. Bürgmann *et al.*, 1998; Çakir *et al.*, 2005, sur les failles décrochantes]. Plus récemment, des études InSAR ont mis en évidence des variations temporelles de glissements asismiques sur des failles décrochantes [Jolivet *et al.*, 2013; Wei *et al.*, 2009], ainsi que dans des zones de subduction [Cavalié *et al.*, 2013]. Une des limites de l'InSAR est sa résolution temporelle avec des mesures tous les quelques jours au mieux, ce qui permet difficilement de caractériser les fines variations temporelles d'évènements transitoires.

Dans cette thèse, nous étudions des données en bande X de la constellation Italienne COSMO-SkyMed (CSK), composée de 4 satellites, sur le segment d'Ismetpasa de la faille Nord Anatolienne, acquises entre Août 2013 et Juin 2014. Ces données acquises par l'Agence Spatiale Italienne (ASI) sont peu utilisées à des fins académiques n'étant pas en accès libre. Mais nous avons eu la chance d'y avoir accès via le JPL qui a un accord avec l'ASI. En mettant en place une collaboration avec Mark Simons, je suis allé traiter les interférogrammes durant 3 mois à Caltech. Un des avantages de la mission CSK est le temps de retour des satellites qui est très court relativement aux autres missions, en moyenne de 7 jours. De plus l'acquisition en bande X (longueur d'onde de 3 cm), bien que très sensible aux perturbations atmosphériques, est favorable à la mesure de fins déplacements. Nous détaillons ici les différentes étapes de traitement menant aux interférogrammes et à une série temporelle de déplacement produits. L'application et les illustrations de ces techniques sont présentées au chapitre 3.

Obtention des interférogrammes

Le traitement des interférogrammes a été réalisé avec ISCE (InSAR Scientific Computing Environment), logiciel développé par le JPL [Rosen *et al.*, 2012]. Nous décrivons ici les principales étapes de ce traitement.

— **Les images Single Look Complex**

La première étape correspond à l'obtention d'images dites Single Look Complex (SLC). Les résolutions acquises en range (direction perpendiculaire à la direction de propagation du satellite) et en azimuth sont de l'ordre du kilomètre pour les images brutes ce qui ne permet pas d'observer des phénomènes locaux. Cependant, la fréquence

d'envoi des pulses est telle que chaque point du sol est imagé à plusieurs reprises. Une étape de focalisation, prenant avantage de cette redondance d'information et de la gamme de fréquences du chirp, permet de compresser les pixels à la fois en range et en azimuth pour obtenir des pixels de l'ordre du mètre. Les images résultantes sont appelées SLCs.

— **Co-registration des images**

Lors de deux passages successifs de satellites, une même zone au sol est imagée avec des géométries d'acquisition différentes. Il est alors nécessaire de co-registrer deux images SLCs pour que les pixels comparés correspondent exactement aux mêmes surfaces au sol. Pour ce faire, on estime les décalages de l'image la plus récente (image esclave) par rapport à l'image la plus ancienne (image maitresse) pour un certain nombre de points d'ancrage régulièrement espacés. Une fois ces décalages estimés, on estime une fonction polynomiale 2D du deuxième ordre qui prend en compte au mieux toutes les valeurs de décalages conservées. Cette fonction appliquée à l'image esclave, ainsi qu'un rééchantillonnage, vont permettre de recaler l'esclave par rapport à l'image maitresse.

— **Calcul des interférogrammes**

Une fois deux images SLCs co-registrées, on peut procéder au calcul de l'interférogramme. Il correspond au produit des valeurs complexes de l'image maitresse par les complexes conjugués de l'image esclave de chaque pixel des SLCs. La phase de ce produit traduit la différence de temps de parcours de l'onde entre les deux acquisitions. Cette phase est spatialement cohérente et forme des franges que l'on nomme franges interférométriques. Pour plusieurs raisons, qu'elles soient liées à la végétation au sol, à des variations de la surface du sol trop importantes, à des paramètres orbitaux ou des durées trop éloignés entre les deux acquisitions, il arrive que la phase perde sa cohérence spatiale. Basée sur une observation de nombreux interférogrammes COSMO-SkyMed, nous avons choisi dans notre étude de fixer des limites pour la durée entre deux acquisitions ainsi que pour la ligne de base perpendiculaire (distance orthogonale maximale entre les 2 faisceaux qui ont imagés une même zone). Nous avons traité uniquement les interférogrammes pour lesquels la ligne de base perpendiculaire est inférieure à 400 m et la durée inférieure à 40 jours (Fig. 1.9).

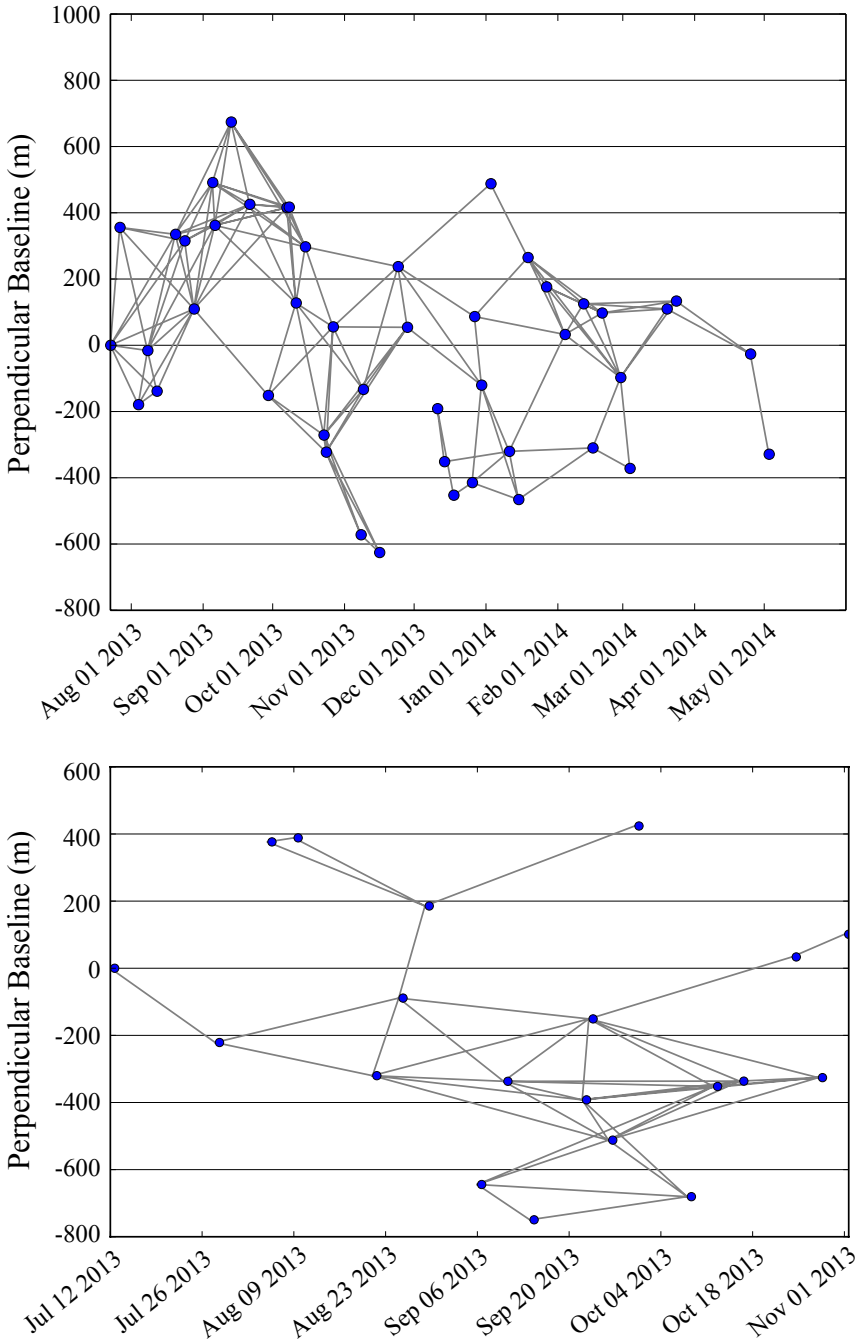


FIGURE 1.9 – Ligne de base perpendiculaire en fonction du temps pour les deux fauchées étudiées au chapitre 3 (Fig. 3.1) | La figure du haut correspond à une fauchée ascendante, alors que celle du bas correspond à une fauchée descendante. Les points bleus correspondent aux acquisitions et les lignes grises marquent les interférogrammes utilisés dans cette étude. Les interférogrammes non calculés ont une faible cohérence dans la zone de faille.

Corrections de différentes contributions à la phase interférométrique

La phase interférométrique obtenue est la somme des contributions de plusieurs différences entre les deux acquisitions : la géométrie d'acquisition, la phase dûe à la topographie (car les angles de vue varient) et au déplacement du sol et le temps de parcours dans l'atmosphère. Nous allons donc essayer de corriger au mieux les différentes composantes non tectoniques afin d'extraire uniquement la déformation du sol.

— **Correction de Terre Plate**

Tout d'abord, les différentes géométries d'acquisition entre les 2 images font que les distances parcourues par l'onde pour imager un même point sont différentes. Cela induit un signal dit de "Terre Plate" qui produit des franges interférométriques quasi parallèles à la direction azimutale. Connaissant la position des satellites lors de deux acquisitions, il est aisé de produire un interférogramme synthétique permettant de corriger cet effet. Cependant, les orbites des satellites n'étant pas connues parfaitement (à quelques centimètres près), il est fréquent qu'une rampe résiduelle, fonction linéaire de l'espace en deux dimensions, soit encore présente et nous tâcherons de la corriger au cours d'une étape suivante.

— **Correction topographique**

La topographie induit des variations d'angle de visée local et donc des déphasages entre pixels. La phase topographique peut alors être estimée en utilisant un modèle numérique de terrain (MNT) afin de simuler les phases topographiques synthétiques que l'on soustraira de l'interférogramme. Dans cette étude, nous avons choisi d'utiliser le MNT Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) qui a une résolution horizontale de 30m [Abrams, 2000], ce qui était la meilleure disponible pour l'ensemble de la zone étudiée. Le MNT Tandem-X [Krieger *et al.*, 2007] avec une résolution de 3 m n'était disponible que sur la partie la plus occidentale de la Turquie à l'époque de l'étude.

— **Déroulement**

À ce stade, l'interférogramme est toujours sous forme de franges interférométriques et l'on peut commencer à déceler des motifs correspondant à de la déformation tectonique. L'amplitude des franges varie modulo 2π et la phase dûe à la déformation $\Delta\Phi_{deform}$ s'exprime $\Delta\Phi_{deform} = \frac{4\pi}{\lambda} d$ où λ est la longueur d'onde des pulses émis par le satellite et d correspond au déplacement du sol projeté dans la ligne de visée. On peut alors, en comptant le nombre de cycles de franges sur une distance donnée avoir une première quantification du déplacement au sol. Cependant, pour avoir une vision

continue des déplacements et appliquer les dernières étapes de corrections, comme celles des délais atmosphériques, il est nécessaire de dérouler la phase interférométrique (à noter que les corrections atmosphériques peuvent aussi se faire avant le déroulement, ce qui permet de le faciliter en zone montagneuse). Pour ce faire, nous utilisons l'algorithme ICU [Goldstein *et al.*, 1988]. Tout d'abord un filtrage spatial permet de diminuer les bruits aléatoires des différents pixels et d'obtenir une meilleure continuité de la phase. Ensuite, l'algorithme dit de 'branch cuts' construit des branches à partir d'une zone de référence. À chaque itération, il valide ou non la prolongation de la branche et si la prolongation n'est plus possible, un lissage local est appliqué pour poursuivre la branche. Au final, il peut rester des erreurs de déroulement, distinguables par une transition nette de la phase d'un multiple de 2π. Nous avons donc examiné tous les interférogrammes un à un afin de détecter ces erreurs. Si l'erreur correspond à une petite zone fermée, nous la supprimons à l'aide d'un masque, et si l'erreur est reliée à une zone plus grande, nous faisons des corrections en indiquant à la main les chemins le long desquels la phase doit être continue.

— **Corrections atmosphériques**

De nombreuses techniques permettent de faire des corrections de délais atmosphériques, mais ce sont les corrections les plus difficile à réaliser, l'atmosphère étant un système dynamique complexe. Les délais atmosphériques sont essentiellement acquis dans la ionosphère et la troposphère. Les délais ionosphériques sont dûs à des variations de la quantité d'électrons libres et affectent particulièrement les grandes longueurs d'onde. On peut les négliger dans notre cas, les acquisitions étant réalisées avec une longueur d'onde de 3 cm. Les délais troposphériques correspondent à la fois à la variation spatio-temporelle de la stratification de l'atmosphère et aux effets de turbulence. Le délai dû à l'atmosphère stratifié peut être corrigé en estimant une relation linéaire ou une relation en loi de puissance entre la phase interférométrique et la topographie [e.g. Bekaert *et al.*, 2015a; Cavalié *et al.*, 2007]. Il peut aussi être corrigé en estimant un délai via les paramètres de température, pression et humidité fournis par des ré-analyses atmosphériques globales comme ERA-Interim fournie par ECMWF [Jolivet *et al.*, 2011]. Bekaert *et al.* [2015b] dresse une comparaison statistique des différentes méthodes existantes et conclut qu'il faut combiner plusieurs corrections, en s'adaptant au contexte géographique. Dans notre étude, nous avons pris le parti de faire des corrections en estimant une relation linéaire entre la phase et la topographie suivant la méthode de Lin *et al.* [2010]. Cette méthode décompose la phase observée et la topographie en bandes de fréquences spatiales afin de voir dans quelles bandes

la relation phase topographie est significative et stable.

— **Corrections des orbites résiduelles**

La dernière correction est celle des erreurs d'orbites résiduelles, dûes au fait que l'on ne connaisse pas précisément la position des satellites. Pour cela, nous calculons les erreurs sur les paramètres orbitaux au sens des moindres carrés pour chaque interférogramme. Les grands interférogrammes vont permettre de mieux contraindre ces paramètres. Ensuite, les paramètres orbitaux résiduels estimés pour chaque interférogramme sont inversés par date afin qu'ils soient compatibles sur l'ensemble du réseau interférométrique [Biggs *et al.*, 2007]. Ils permettent de produire des cartes de rampes orbitales résiduelles à soustraire aux interférogrammes initiaux pour obtenir les interférogrammes finaux de déplacements tectoniques.

Estimation de séries temporelles

Chaque interférogramme traduit le déplacement du sol entre deux dates. Nous avons donc des déplacements entre couples de dates, suivant les dates d'acquisition des satellites et les interférogrammes que nous avons choisi de calculer. L'étape suivante est d'obtenir une série temporelle discrète des déplacements pour chaque pixel, avec une valeur de déplacement par date d'acquisition (par rapport à une date de référence). Pour ce faire, nous résolvons le système linéaire d'équations suivant pour un ensemble de Γ interférogrammes et N dates d'acquisitions :

$$\begin{cases} \forall (i,j) \in \Gamma, \Phi_{ij} = \sum_{n=i}^{j-1} \delta\phi_n \\ \forall k \in [2,\mathrm{N}], 0 = \sum_{n=1}^{k-1} \delta\phi_n - v(t_k - t_0) \end{cases} \tag{1.3}$$

qui relie les phases des interférogrammes Φ_{ij} entre les dates i et j aux incréments de phases $\delta\phi_n$ entre les dates n et $n+1$ (eq. 1.3, haut). Nous ajoutons à ce système une fonction de régularisation sous la forme $f(t) = v(t)$ où v correspond à la vitesse du pixel. Elle lisse le signal et permet de relier entre eux deux sous-réseaux d'interférogrammes séparés (eq. 1.3, bas). Sa contribution à l'opérateur linéaire est en pratique pondérée par un facteur que nous avons fixé à 1.10^{-6}, ce qui lui donne une faible contribution de lissage (elle sert essentiellement à raccorder les sous-réseaux). Ce type d'inversion est celui implémenté dans la chaîne de traitement InSAR NSBAS (New Small BAseline Analysis), décrit dans Doin *et al.* [2011]; López-Quiroz *et al.* [2009].

L'ensemble de l'analyse développée, permettant d'obtenir des interférogrammes puis

les séries temporelles correspondantes, est appliqué à deux fauchées CSK (une descendante et une ascendante) sur le segment d'Ismetpasa de la faille Nord Anatolienne au chapitre 3.

1.4 Modélisation du glissement sur les failles

1.4.1 Fonctions de Green

Les données GPS ou InSAR, traitées selon les approches décrites précédemment, fournissent des séries temporelles de déplacements de surface, causés par des phénomènes profonds. Dans notre cas, les déplacements sont dûs au glissement des failles en contexte de subduction ou de décrochement. Pour caractériser ces glissements, il est nécessaire d'avoir un modèle théorique de glissement sur les failles et de faire une hypothèse sur les propriétés de la croûte terrestre afin de définir une fonction de transfert entre le glissement profond et la déformation de surface. Cette fonction est aussi appelée fonction de Green [1].

Dans un milieu élastique homogène

Comme nous l'avons évoqué dans la section 1.1, le glissement est classiquement modélisé par une dislocation semi-infinie dans un milieu purement élastique. Steketee [1958] a montré que le champ de déplacement $u_i(x_1, x_2, x_3)$ dû à une dislocation $\Delta u_j(\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3)$ sur une surface Σ dans un milieu élastique isotrope pouvait être décrit par l'équation différentielle

$$u_i = \frac{1}{f} \int \int_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} + \frac{\delta u_i^n}{\delta \epsilon_n} + \mu \left(\frac{\delta u_i^j}{\delta \epsilon_k} + \frac{\delta u_i^k}{\delta \epsilon_j} \right) \right] \nu_k d\Sigma \tag{1.4}$$

ou λ et μ sont les paramètres de Lamé, δ_{jk} est le symbole de Kronecker et ν_k est la direction normale à l'élément de surface $d\Sigma$. u_{ji} est la $i^{ème}$ composante du déplacement au point (x_1, x_2, x_3) dû à la $j^{ème}$ direction du point force d'amplitude f au point $(\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3)$. La solution analytique de cette équation a été découverte par [Mansinha et Smylie, 1971] et adaptée à un glissement sur une surface rectangulaire de taille finie. Cette solution a été reprise par Okada [1985] qui en dériva les premiers modèles numériques de source sismique. Une des limites de cette solution est de considérer le milieu comme homogène. Savage [1998] discute l'influence de couches stratifiées avec des modules de rigidité qui varient avec la profondeur et montre qu'un glissement plus important de 20 à 30 % est nécessaire pour obtenir un déplacement en surface identique. Simons *et al.* [2002] valident cette observation dans le cas du séisme de magnitude 7.1 d'Hector Mine en Californie. Cattin *et al.* [1999] s'intéressent aux couches très superficielles et montrent qu'une couche à faible rigidité proche

1. Les fonctions de Green constituent un vaste ensemble de fonctions qui sont des solutions d'équations différentielles linéaires, ou d'équations aux dérivées partielles linéaires. Elles sont appelées ainsi en hommage à George Green qui les introduit en 1828 pour les besoins de l'électromagnétisme.

de la surface augmente les déplacements enregistrés en surface. Bien qu'aucune solution analytique ne permette de calculer les fonctions de Green pour un milieu élastique stratifié, plusieurs méthodes permettent de les estimer. Dans cette thèse, nous utilisons deux méthodes différentes que nous décrivons ci-dessous.

Dans un milieu élastique stratifié

La première technique que nous avons utilisée dans les chapitres 2 et 4 est appelée méthode des nombres d'ondes discrets [Bouchon, 1981, 2003]. Elle fournit une solution au problème de l'élasto-dynamique en calculant des sismogrammes synthétiques à plusieurs fréquences, ce qui est utile pour l'étude des sources sismiques. Cependant, avec les données géodésiques, nous avons uniquement accès à la composante statique du déplacement. Théoriquement, cette composante statique correspond à une fréquence nulle, dont le calcul serait trop coûteux en temps. En pratique, on calcule les sismogrammes pour un certain nombre de basses fréquences, que l'on convolue avec une fonction rampe d'amplitude unitaire. Le sismogramme qui en résulte, suite à quelques oscillations, atteint un plateau qui correspond à l'amplitude du déplacement statique. Les calculs sont réalisés avec le code AXITRA [Coutant, 1989].

La deuxième méthode que nous utilisons au chapitre 3 trouve une solution unifiée pour les problèmes de l'élasto-statique et de l'élasto-dynamique grâce à la technique des matrices propagatives de Thomson-Haskell [Zhu et Rivera, 2002]. La solution de l'élasto-dynamique converge vers celle de l'élasto-statique lorsque la fréquence tend vers zéro. En pratique, tout comme pour la méthode précédente, les calculs sont plus rapides et satisfaisants pour des solutions du système dynamique à des fréquences non nulles proches de zéro. Le code permettant d'utiliser cette méthode à été développé à Caltech et utilisé pour la première fois dans Simons *et al.* [2002].

1.4.2 Inversion du glissement

Le calcul des fonctions de Green permet de résoudre le problème direct. C'est à dire que l'on peut tester différents jeux de paramètres du modèle de glissement afin de voir l'influence des différents paramètres sur le champ de déplacements en surface. Cependant, lorsque l'on a un champ de déplacements qui correspond à un glissement sur une faille, il est très coûteux en temps et peu rigoureux d'essayer différents jeux de paramètres afin de trouver celui qui explique au mieux les données. On cherche alors à résoudre le problème inverse, c'est à dire trouver le ou les jeux de paramètres qui expliquent au mieux les données.

Dans le cas d'un déplacement statique associé à un glissement sur une faille de géométrie fixée, le problème est linéaire. Pour un vecteur de déplacements **d**, et une fonction de Green sous forme matricielle **G**, on cherche le vecteur des paramètres du modèle **m** tel que

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m} \tag{1.5}$$

Dans le cas où les dimensions de **d**, n_d et de **m**, n_m sont égales et $rg(\mathbf{G}) = n_m$, **G** est inversible et le problème a une solution directe $\mathbf{m} = \mathbf{G}^{-1}\mathbf{d}$. Cependant, ce cas ne se présente jamais car d'une part il est très rare que $n_d = n_m$ et d'autre part, cette solution ne prend pas en compte les erreurs sur **d** ou sur **G**. On cherche donc à résoudre le problème au sens des moindres carrés, c'est à dire à minimiser la fonction coût $S(\mathbf{m})$ telle que

$$S(\mathbf{m})^2 = ||\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m}|| \tag{1.6}$$

On ajoute les erreurs sur les données ou la fonction de Green via l'introduction de matrices de covariances. Si l'on considère que les erreurs sur les données sont indépendantes, la matrice de covariance sur les données $\mathbf{C}_d$ est alors une matrice diagonale qui contient les amplitudes des erreurs, ce que nous faisons au chapitre 2 pour les données GPS. On peut aussi estimer les termes non diagonaux de $\mathbf{C}_d$ qui correspondent à la covariance spatiale entre les mesures lorsque l'on a un grand nombre de données, ce qui est le cas pour les mesures InSAR (chapitre 3). Les erreurs sur **G** qui n'ont jusqu'à récemment pas été prises en compte peuvent être incluses dans une matrice de covariance $\mathbf{C}_p$. Ces erreurs peuvent être reliées à la géométrie de la faille choisie, à la discrétisation de la faille ou encore aux modules élastiques choisis pour caractériser les propriétés de la croûte. Nous ne prenons en compte une matrice de covariance $\mathbf{C}_p$ que dans l'inversion du chapitre 3 où nous appliquons la méthode développée dans [Duputel *et al.*, 2014], qui permet de considérer un pourcentage fixé d'erreurs sur les modules élastiques via une approche perturbationelle. Les contributions de $\mathbf{C}_d$ et $\mathbf{C}_p$ peuvent simplement se sommer pour former une unique matrice de covariance $\mathbf{C}_\chi = \mathbf{C}_d + \mathbf{C}_p$. En considérant que les erreurs ont des distributions gaussiennes, la fonction coût à minimiser s'écrit alors [Tarantola, 2005, p.35]

$$S(\mathbf{m}) = \frac{1}{2}\left[(\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m})^t \mathbf{C}_\chi^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{G}\mathbf{m})\right] \tag{1.7}$$

Notre problème étant sous-déterminé ($n_d < n_m$), la solution de $S(\mathbf{m})$, bien qu'elle permette d'obtenir le champ de déplacement en surface proche de celui des données, n'aura pas pour autant de réalité physique. Dépendante de la discrétisation de la faille, cette so-

lution sera très rugueuse et pourra par exemple permettre un glissement de très forte amplitude juste à côté d'un glissement de très faible amplitude sur des petites sous-failles, ce qui est peu probable. Pour pallier à ce problème, deux solutions sont possibles. La première est de régulariser cette solution unique en forçant certains paramètres, on parle alors d'inversion régularisée. Par exemple, on peut forcer le glissement à être lisse sur une certaine surface. L'autre solution est d'adopter une approche probabiliste qui permet d'explorer l'ensemble de l'espace des modèles. Cette seconde approche très coûteuse en temps de calcul n'est devenue possible que récemment. Dans cette thèse, nous avons utilisé ces deux types d'approches.

Inversions régularisées

Afin de régulariser la solution de glissement, comme nous le faisons dans l'inversion du chapitre 2, nous introduisons une matrice de covariance sur le modèle. Elle permet d'imposer une covariance spatiale sur les paramètres du modèles qui, en pratique, force deux sous-failles contiguës à avoir des valeurs de glissement proches. Cette matrice $\mathbf{C}_m$ s'écrit

$$\mathbf{C}_m = (\sigma_m \frac{\lambda_0}{\lambda})^2 e^{-\frac{\mathbf{a}}{\lambda}} \tag{1.8}$$

où $\mathbf{a}$ est la matrice carrée et symétrique des distances entre les sous-failles, λ est la distance de corrélation déterminée de façon empirique, λ_0 est un facteur d'échelle qui équivaut à la longueur des sous-failles et σ_m est la déviation standard des paramètres du modèle. Incluant $\mathbf{C}_m$, la fonction coût à minimiser fait appel à un modèle *a priori* $\mathbf{m}_0$, et on cherche à savoir de combien on s'écarte de $\mathbf{m}_0$ [Tarantola, 2005, p.36]

$$\mathrm{S}(\mathbf{m}) = \frac{1}{2}\left[(\mathbf{d}-\mathbf{G}\mathbf{m})^t \mathbf{C}_\chi^{-1}(\mathbf{d}-\mathbf{G}\mathbf{m}) + (\mathbf{m}-\mathbf{m}_0)^t \mathbf{C}_m^{-1}(\mathbf{m}-\mathbf{m}_0)\right] \tag{1.9}$$

La solution qui minimise $\mathrm{S}(\mathbf{m})$ se trouve analytiquement en dérivant l'expression 1.9 par rapport aux paramètres du modèle et en cherchant $\mathbf{m}$ tel que cette dérivée s'annule. On aboutit au modèle

$$\mathbf{m} = \mathbf{m}_0 + \mathbf{C}_m \mathbf{G}^t (\mathbf{G}\mathbf{C}_m\mathbf{G}^t + \mathbf{C}_d)^{-1}(\mathbf{d}-\mathbf{G}\mathbf{m}_0) \tag{1.10}$$

La solution ainsi obtenue dépend grandement de la régularisation et en particulier des paramètres λ et $\mathbf{m}_0$ de $\mathbf{C}_m$. En imposant un modèle *a priori*, la solution finale ne peut pas être trop éloignée de ce modèle. Et la longueur de corrélation imposée fixe la rugosité de la solution. La figure 1.10 montre l'influence de différents λ et $\mathbf{m}_0$ sur la solution de cou-

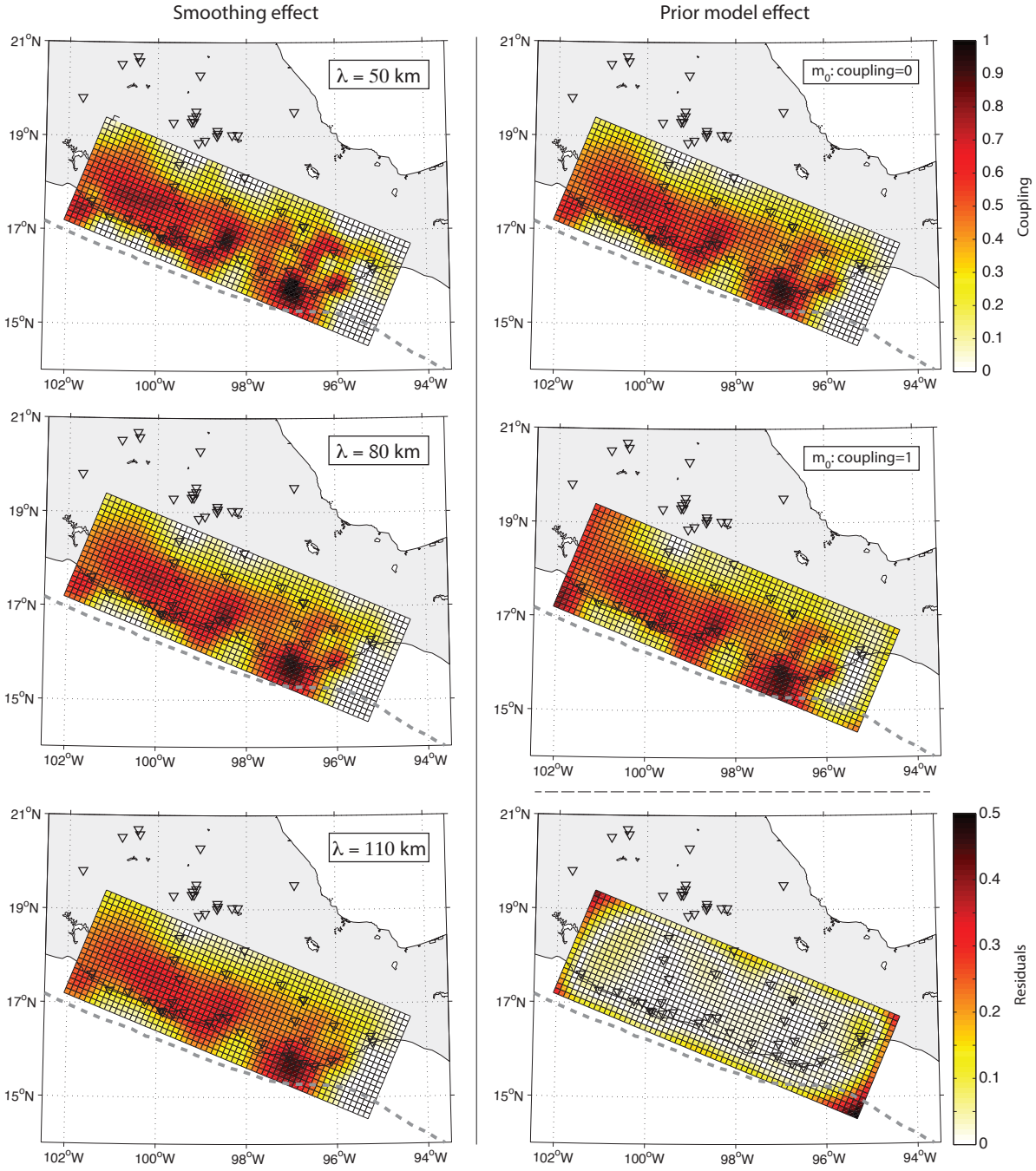


FIGURE 1.10 – Influence de la longueur de corrélation et du modèle *a priori* sur la solution de couplage de l'interface de subduction mexicaine (chapitre 2) | Les trois cartes de gauche indiquent les solutions de couplage pour des longueurs de corrélation de 50 km, 80 km et 110 km. Dans ces solutions, le modèle *a priori* correspond à un couplage nul. Les deux cartes en haut à droite montrent des solutions de couplage pour des couplages *a priori* homogènes de 0 et de 1 (La longueur de corrélation est de 80 km). La carte en bas à droite est la carte de résidus entre les deux modèles. Les triangles noirs indiquent les positions des stations GPS.

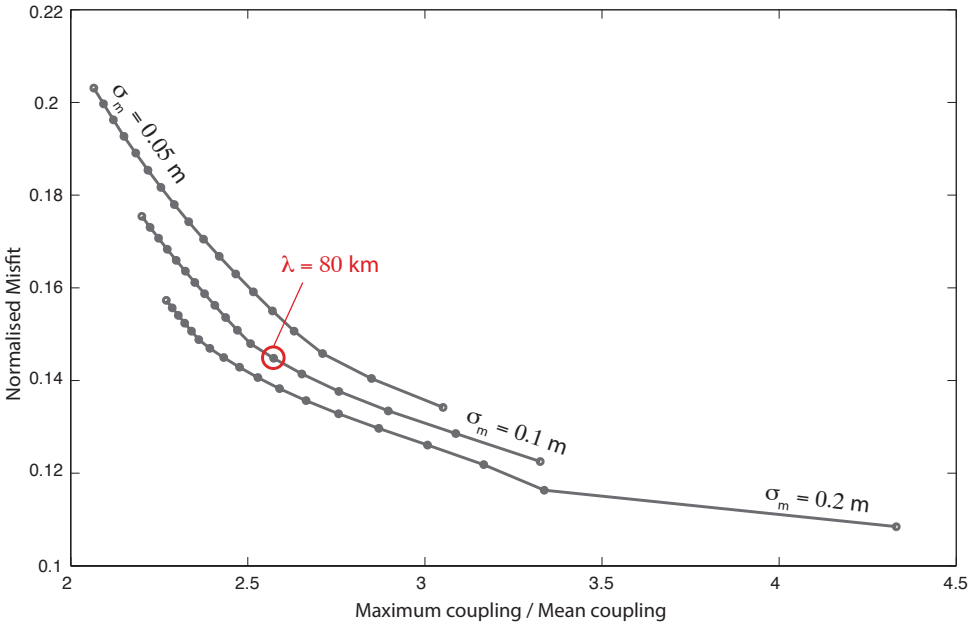


FIGURE 1.11 – Courbes en L pour plusieurs solutions de couplage de la subduction mexicaine | Chaque modèle est représenté par son résidu en fonction de sa rugosité (valeur de couplage maximale divisée par le couplage moyen). Chaque point correspond à des valeurs différentes de λ (de 30 km à 200 km, espacées tous les 10 km) et de σ_m (0.05 m, 0.1 m et 0.2 m). Le cercle rouge indique la solution finalement retenue.

plage de la subduction mexicaine (chapitre 2). On peut voir que le modèle *a priori* influence particulièrement les zones éloignées de toutes stations GPS, peu résolues. Bien qu'il n'y ait aucune justification physique pour déterminer quelle est la longueur de corrélation la plus adéquate, il faut tout de même que celle-ci ne soit pas trop petite afin que le glissement sur une sous-faille soit contrôlé par un ensemble de stations GPS. De plus, avoir des aspérités couplées de l'ordre de la dizaine de kilomètres, comparable avec les surfaces de rupture des séismes ou des SSEs paraît cohérent. Une façon de choisir un modèle est d'utiliser le critère des courbes en L [Hansen, 1992]. Lorsque l'on regarde l'évolution du résidu pour différentes valeurs de λ (Fig. 1.11), il diminue suivant une courbe en L. La diminution rapide du résidu est dûe à une nette amélioration de l'explication des données, alors que la diminution plus lente est permise via des solutions devenant très rugueuses, où l'explication de chaque donnée devient contrainte uniquement par les sous-failles les plus proches. Un bon compromis est de choisir un modèle situé là où la courbure du L est maximale. Il convient de vérifier que cette valeur soit plausible, ce qui est le cas pour la subduction du Mexique avec λ = 80 km.

Enfin, quel que soit le choix que l'on retient, la robustesse d'une telle solution dépend tout d'abord de la densité des données relativement à la position de la faille. Afin d'avoir une

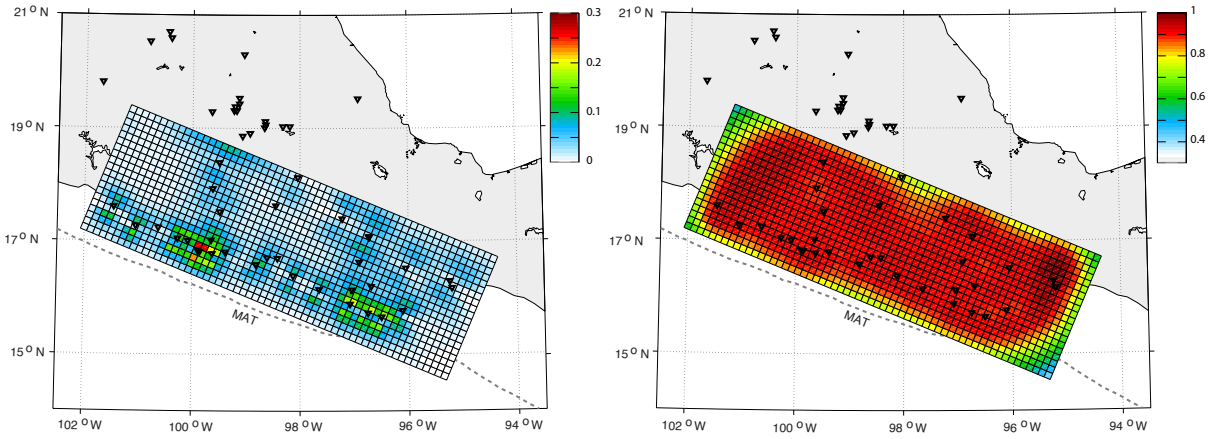


FIGURE 1.12 – Résolution sur le plan de subduction mexicain pour le réseau de stations GPS | La figure de gauche indique les valeurs de la diagonale de la matrice de résolution. La figure de droite montre l'index de restitution qui correspond à la somme des lignes de la matrice de résolution. Les triangles noirs indiquent les positions des stations GPS.

estimation des endroits de la faille qui sont bien résolus pour un jeu de données, que ce soit un réseau GPS ou un champ de déplacements obtenu à l'aide d'interférogrammes, on peut calculer la matrice de résolution correspondante **R** [Tarantola et Valette, 1982]

$$\mathbf{R} = \mathbf{C}_m \mathbf{G}^t (\mathbf{G}\mathbf{C}_m \mathbf{G}^t + \mathbf{C}_d)^{-1} \mathbf{G} \tag{1.11}$$

Les valeurs diagonales de **R** indiquent la résolution de chaque sous-faille individuellement. Dans l'exemple de la subduction mexicaine (Fig. 1.12 gauche), les valeurs sont plutôt faibles pour les sous-failles les mieux résolues (<0.3) et encore plus faibles pour la plupart des sous-failles (<0.1). Cela vient principalement du fait que nous ayons choisi une discrétisation fine du plan de subduction afin de mieux localiser les variations de couplage. Étant donné que la régularisation que nous appliquons a pour but d'étaler le glissement sur plusieurs sous-failles contiguës, il est important de considérer les valeurs non diagonales de **R**. La somme des lignes de **R**, aussi appelée indice de restitution, indique si la valeur de couplage obtenue pour une sous-faille est bien restituée par l'inversion sur l'ensemble des sous-failles adjacentes. Avec une longueur de corrélation de 80 km, on peut voir que l'indice de restitution est très bon, proche de un pour l'ensemble de la subduction, ce qui résulte d'une bonne densité du réseau GPS mexicain (Fig. 1.12 droite).

Inversions probabilistes

La seconde approche évite de faire un choix arbitraire, sans arguments physiques robustes, d'une solution en particulier, en explorant l'ensemble de l'espace des modèles de façon probabiliste. Cette approche est utilisée depuis longtemps en géophysique [e.g. Tarantola et Valette, 1982], mais son application à des problèmes comprenant un grand nombre d'inconnues n'est devenu possible que récemment grâce au calcul en parallèle sur des GPU (Graphic Processing Units). Elle est basée sur le théorème de Bayes qui relie entre eux deux évènements par leurs probabilités conditionnelles. En considérant **d** et **m** comme deux évènements, on a la relation

$$p(\mathbf{m}|\mathbf{d}) = \frac{p(\mathbf{d}|\mathbf{m})\,p(\mathbf{m})}{p(\mathbf{d})} \tag{1.12}$$

où $p(\mathbf{m})$ correspond aux distributions de glissement *a priori*. Les données sont une quantité extérieure au problème, dont on ne peut quantifier l'erreur dans le processus d'inversion, ce qui engendre $p(\mathbf{d}) = \mathrm{C}te$ et par conséquent

$$p(\mathbf{m}|\mathbf{d}) \propto p(\mathbf{d}|\mathbf{m})\,p(\mathbf{m}) \tag{1.13}$$

p($\mathbf{d}|\mathbf{m}$) correspond à l'explication des données par un modèle en particulier. Si on considère que sa distribution est gaussienne, $p(\mathbf{d}|\mathbf{m}) = \exp(-\mathrm{S}(\mathbf{m}))$, où S($\mathbf{m}$) est une fonction coût. Étant donné que l'on souhaite prendre en compte les erreurs sur les données et sur la fonction de Green, on utilise la fonction coût de l'équation 1.7 et on obtient

$$p(\mathbf{m}|\mathbf{d}) \propto p(\mathbf{m}) \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{d}-\mathbf{G}\mathbf{m})^t \mathbf{C}_\chi^{-1}(\mathbf{d}-\mathbf{G}\mathbf{m})\right] \tag{1.14}$$

Tout le problème réside alors dans l'échantillonnage de $p(\mathbf{m}|\mathbf{d})$. Pour cela, nous utilisons un algorithme développé à Caltech sous le nom de CATMIP (Cascading Adaptative Transitional Metropolis In Parallel) [Minson *et al.*, 2013], qui évolua ensuite en AlTar[2]. Il est basé sur une exploration de l'espace des modèles par l'algorithme TMCMC (Transitional Markov Chain Monte Carlo), une évolution des algorithmes MCMC classiques. Les méthodes de Monte-Carlo par chaînes de Markov utilisent une marche aléatoire pour explorer l'ensemble de l'espace des modèles et choisissent de façon probabiliste de passer ou non à un modèle suivant en fonction de la probabilité associée à ce modèle. L'aspect transitionnel de la méthode TMCMC réside dans le fait d'échantillonner $p(\mathbf{m}|\mathbf{d})$ de façon très progressive pour de ne pas risquer de manquer de minimums locaux. Afin de gérer des problèmes de

2. en hommage à Albert Tarantola.

très large dimension, AlTar utilise un processus dit "en cascade", c'est-à-dire qu'il analyse tout d'abord des sous-échantillons de données et de l'espace des modèles dont les distributions *a posteriori* vont ensuite servir de distributions *a priori* pour l'analyse du problème complet.

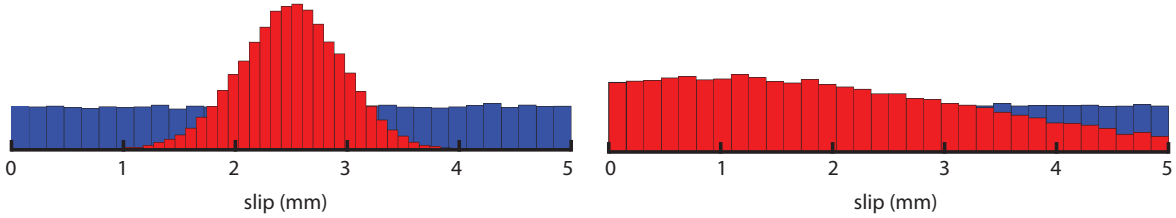


FIGURE 1.13 – Exemples de distributions de glissements *a posteriori* pour le glissement lent de 2013 de deux sous-failles de la faille Nord Anatolienne (chapitre 3) | Les histogrammes bleus montrent les distributions de glissement *a priori* qui dans ce cas sont uniformes et les histogrammes rouges montrent les distributions de glissement *a posteriori*. Sur la sous-faille de gauche, la distribution gaussienne est bien échantillonnée, la moyenne est de 2.6 mm et l'incertitude est inférieure à 1 mm. Pour la sous-faille de droite, la distribution *a posteriori* est proche de la distribution *a priori* et les limites de glissement imposées ne permettent pas d'échantillonner la distribution gaussienne complète. La moyenne est aux alentours de 2 mm et l'incertitude est proche de 2 mm.

En pratique, on choisit la loi de distribution *a priori* et on peut fixer des limites aux paramètres du modèle. Si par exemple, il n'est pas physique qu'un paramètre soit négatif on l'échantillonne uniquement dans le domaine des entiers relatifs positifs. La figure 1.13 montre deux exemples de distributions *a posteriori* pour le glissement lent étudié au chapitre 3. Une distribution échantillonne une loi gaussienne étroite, traduisant une faible incertitude sur le glissement de cette sous-faille, alors que l'autre a une incertitude plus élevée. En dépit du temps de calcul élevé et de méthodes numériques complexes, les explorations Bayesiennes de l'espace des modèles permettent de quantifier les incertitudes sur chacun des paramètres du modèle, ce qui est un progrès notoire par rapport aux inversions régularisées.

1.5 Problématiques de la thèse

Cette thèse s'inscrit dans la continuité des études sur la caractérisation des glissements asismiques, qui se sont développées depuis plus de deux décennies aux frontières des grandes plaques tectoniques actives. Nous nous intéressons à un contexte en subduction, le long de la côte Pacifique mexicaine, et à un segment actif d'une des plus longues failles décrochantes de la Terre, la faille Nord Anatolienne. Nous utilisons deux types de mesures géodésiques des déplacements de la surface terrestre : des mesures de positionnement par GPS pour la subduction mexicaine, et des mesures par interférométrie radar pour la faille Nord Anatolienne. Nous présentons brièvement les contextes géodynamiques de ces deux régions, avant de mettre en avant les principaux enjeux traités dans cette thèse.

Contextes géodynamiques des deux zones d'étude

La subduction mexicaine

La plaque océanique Cocos subducte sous la plaque Nord Américaine au niveau de la fosse centrale américaine à des vitesses élevées, de 5 à 7 cm/an [DeMets *et al.*, 2010]. Le pôle de rotation du couple de plaques Cocos - Nord Amérique étant situé au large de la péninsule de basse Californie, non loin des côtes, les vitesses de convergence sont plus élevées sur la partie Est de la côte mexicaine. La géométrie de la subduction a été largement étudiée avec les catalogues de sismicité [e.g. Pardo et Suárez, 1995], une combinaison d'études sismiques et gravimétriques [Kostoglodov *et al.*, 1996], et par la technique des fonctions récepteurs le long d'un profil sismique allant d'Acapulco à Mexico [Kim *et al.*, 2010; Pérez-Campos *et al.*, 2008]. Toutes ces études font que la géométrie est très bien contrainte sous l'état de Guerrero, où le plan de subduction a un pendage faible d'environ 15°, avant de devenir horizontal à 150 km de la fosse et 40 km de profondeur. Sous l'état de Oaxaca, la sismicité est plus importante qu'à Guerrero, mais l'absence d'études avec les fonctions récepteurs engendre une résolution plus faible de la géométrie. La partie plate de la subduction sous Guerrero redevient plongeante plus continûment sous Oaxaca, mais la localisation de la transition, peu contrainte, diverge nettement selon les études. La zone sismogénique le long de Guerrero et Oaxaca est étroite comparée aux autres zones de subduction [Suárez et Sánchez, 1996], en s'étendant sur une distance d'environ 60 km, jusqu'à des profondeurs de 25 km. Des tremblements de terre sont récurrents sur l'ensemble de la zone sismogénique excepté sur une distance d'environ 100 km de long dans l'état de Guerrero qui n'a pas rompu depuis 1911 [Kostoglodov *et al.*, 1996], ce qui forme la lacune sismique de Guerrero. Avec la mise

en place du réseau GPS permanent, plusieurs glissements asismiques ont été détectés à la fois à Guerrero et à Oaxaca. Dans les deux zones, ces SSEs situés à la base de la zone sismogénique ont des propriétés différentes que nous détaillerons au chapitre 2, section 2.2. Des trémors ont aussi été détectés dans ces deux régions, mais contrairement à la subduction des Cascades, ou à la subduction Japonaise au niveau de la fosse de Nankai, les trémors ne sont pas colocalisés avec les SSEs, mais situés plus au nord et en profondeur, sur le plan de subduction.

Le segment d'Ismetpasa de la faille Nord Anatolienne

La faille Nord Anatolienne limite le bloc Anatolien de la plaque Eurasienne sur plus de 800 km de long, de l'Est de la Turquie à la mer Anatolienne à l'Ouest. Elle accommode essentiellement un mouvement en décrochement, le bloc Anatolien se déplaçant vers l'Ouest à une vitesse de 25 mm/an par rapport à l'Eurasie fixe [McClusky *et al.*, 2000]. La quasi totalité de la faille a rompu de manière sismique entre 1939 et 1999 avec la propagation de 9 tremblements de terre de Mw > 7 d'Est en Ouest [e.g. Ambraseys, 1970; Sengör, 1979; Stein *et al.*, 1997]. Depuis ces ruptures, au moins deux segments de la faille glissent de façon asismique. Le segment d'Ismetpasa est en creep au moins depuis les séismes de Tosia-Ladik de Mw 7.6 en 1943 et de Bolu-Gerede de Mw. 7.3 en 1944 localisés au centre de la Turquie. Le segment d'Izmit glisse asismiquement depuis plus récemment, depuis le séisme d'Izmit de Mw 7.6 en 1999 plus proche d'Istanbul [Cakir *et al.*, 2003]. D'après les études réalisées jusqu'à présent, le segment d'Ismetpasa que nous allons étudier ne présente ni sismicité ni activité de trémors. Nous nous attarderons sur la dynamique de glissement de ce segment.

Contraindre le couplage de la subduction Mexicaine et sa variabilité spatio-temporelle

Nous l'avons vu dans les sections précédentes, les zones de fort couplage intersismique sont fortement corrélées avec les ruptures sismiques. Il est par conséquent très important de contraindre au mieux les cartes de couplage pour estimer la localisation et avoir un ordre de grandeur de l'amplitude des prochains séismes à venir. La côte mexicaine est fortement peuplée avec la présence de villes de plusieurs centaines de milliers d'habitants comme Acapulco et est directement touchée par des séismes d'amplitude moyenne. Les plus gros séismes, de Mw > 8, comme le séisme de Michoachan en 1985, peuvent causer des dégâts jusqu'à la capitale Mexico avec ses 20 millions d'habitants, pourtant située à 400 km de la côte.

On distingue le couplage intersismique du couplage inter-SSE (entre évènements de glissement lent). La notion de couplage inter-SSE permet du point de vue du cycle sismique de distinguer les phases de chargement des phases de libération de contraintes accumulées sans prendre en compte le type de glissement. Cependant, du point de vue de l'aléa sismique, il est important de prendre en compte l'activité des SSEs dans les cartes de couplage intersismique, car ils diminuent le couplage en base de zone sismogénique. Au Mexique, des cartes de couplage inter-SSE et intersismique ont déjà été réalisées dans la région de Guerrero [Radiguet *et al.*, 2012], mais aucune étude n'unifie l'ensemble des régions de Guerrero et Oaxaca qui présentent toutes les deux des caractéristiques similaires. Au chapitre 2, suite à l'étude du couplage inter-SSE sur ces deux régions, nous comparons les variations latérales de couplage, définies au court-terme par la géodésie, avec des marqueurs morphologiques long-terme afin de voir si certains éléments permettent de mettre en évidence une pérennité des motifs spatiaux de couplage. Nous comparons tout d'abord le couplage le plus superficiel à la forme de la côte. Puis, en utilisant la théorie des prismes critiques [Dahlen, 1984; Davis *et al.*, 1983], nous cartographions les zones du prisme à l'état critique. Ceci peut fournir des informations sur les propriétés frictionnelles de l'interface de subduction au long-terme et permet de discuter les mécanismes de déformation permanente cumulée sur plusieurs cycles.

Détecter des événements de glissement transitoires avec des observations InSAR

Les mesures InSAR sont largement utilisées pour étudier des déplacements statiques de grandes amplitudes, par exemple causés par des tremblements de terre. La grande couverture des mesures est souvent riche d'informations pour contraindre la localisation du glissement, comme lors du récent tremblement de terre de Mw 7.8 Gorkha au Népal [e.g. Lindsey *et al.*, 2015]. Pour l'étude de la phase intersismique, à cause de la faible densité temporelle des mesures, les mesures InSAR permettent dans la plupart des cas de faire uniquement des analyses de vitesses moyenne en sommant plusieurs interférogrammes. Cependant, comme nous l'avons vu, certaines études ont permis de détecter des variations temporelles de glissement. Avec les nouvelles missions satellitaires qui ont des temps de retour des satellites de plus en plus courts, la dynamique du glissement asismique devient accessible. Ces études sont tout d'abord possibles sur les failles continentales décrochantes, le glissement se produisant proche de la surface, comme par exemple sur le segment d'Ismetpasa de la faille Nord Anatolienne. Une compilation de toutes les études qui ont estimé des vitesses de glissement sur ce segment semble montrer que la vitesse de glissement décroit

exponentiellement depuis 1944 pour atteindre une vitesse de glissement stable d'environ 8 mm/an depuis la fin des années 1990 [Cetin *et al.*, 2014]. Deux études récentes d'InSAR valident cette vitesse moyenne sur plusieurs années et permettent de quantifier précisément l'étendue spatiale du segment en creep [Cetin *et al.*, 2014; Kaneko *et al.*, 2013]. Cependant, bien que les études des creepmeters dans les années 1980 aient suggéré un comportement transitoire du glissement asismique, aucune étude n'a permis depuis de quantifier la dynamique de ce segment. En prenant avantage de la mission CSK (chapitre 3) avec des temps de retour de quelques jours, nous quantifions la dynamique de ce segment de Juillet 2013 à Juin 2014. De plus, une inversion du glissement permet de localiser précisément la profondeur des évènements de glissement transitoire.

Détecter des événements de glissement transitoires de faible amplitude avec des observations GPS

Contrairement aux mesures InSAR, les mesures GPS sont spatialement éparses mais ont une résolution temporelle bien meilleure, permettant de quantifier des processus transitoires de quelques jours. Depuis la découverte des SSEs, c'est la technique la plus utilisée pour quantifier des glissements transitoires. De nombreuses méthodes de détection automatique ont vu le jour et des jeux de données synthétiques ont été créés afin de comparer la performance des différentes méthodes [Lohman et Murray, 2013]. La plupart des méthodes permettent de détecter et caractériser proprement des évènements transitoires émergents du bruit des séries temporelles. Or, dans le cas de la subduction mexicaine, des indices externes semblent indiquer la présence de glissements lents, sans qu'ils ne soient clairement identifiables dans les séries temporelles GPS. Durant la période de développement de la ligne sismique MASE, de 2005 à 2007, à Guerrero [Caltech, 2007], des catalogues de trémors et LFEs ont été réalisés [Frank *et al.*, 2014, 2013; Husker *et al.*, 2012]. Ils montrent qu'entre les périodes des grands SSEs de Guerrero, des pics d'activité de trémors et LFEs sont notables. Afin de savoir si une information reliée à un glissement lent durant ces périodes est présente dans les séries temporelles GPS, Frank *et al.* [2015, travail effectué au début de cette thèse, voir Annexe 1] ont montré que si l'on somme des fenêtres de séries temporelle GPS centrées sur les temps de ces pics d'activité, on retrouve un signal moyen qui coïncide avec un glissement transitoire. Cependant, cette technique nécessite la présence de catalogues de trémors et LFEs et ne permet pas de caractériser les évènements de manière individuelle. Pour remédier à cela, au chapitre 4, nous avons développé une méthode qui permet de localiser, et de caractériser la durée et la magnitude de ces évènements individuellement. Cette méthode est basée sur une comparaison entre les séries temporelles GPS et un grand cata-

logue de glissements synthétiques par des corrélations sur l'ensemble du réseau GPS.

CHAPITRE 2

Couplage et Morphologie Côtière

Sommaire

2.1 Introduction 48
2.2 Seismic and aseismic behaviour 51
2.3 Analysis of inter-SSE coupling in southern Mexico 52
2.3.1 GPS data 52
2.3.2 Forward models 53
2.3.3 Static inversions 55
2.4 Relation between short-term coupling and long-term morphology 60
2.5 Contribution of the critical taper theory 61
2.6 Discussion 67
2.6.1 Distributed transfer of elastic inter-SSE strain into plastic deformation of the accretionary prism 67
2.6.2 Localised strain transfer associated with frictional transitions 68
2.6.3 Coastal morphology as a function of frictional variations along fault dip 71
2.7 Conclusion 73

Ce Chapitre étudie la déformation inter-SSE de la subduction mexicaine, au niveau des régions de Guerrero et Oaxaca. Le champ de vitesse inter-SSE est inversé pour obtenir la répartition du couplage inter-SSE sur le plan de subduction avec une inversion régularisée. Cette carte de couplage est confrontée à des observations morphologiques du trait de côte et de la géométrie du prisme d'accrétion afin de discuter la pérennité des variations latérales de couplage et de contraindre les mécanismes de déformation au long-terme. Ce chapitre fait l'objet d'une publication intitulée "Lateral variations of interplate coupling along the mexican subduction interface : relationships with long term morphology and fault zone mechanical properties" co-signé par Baptiste Rousset, Cécile Lasserre, Nadaya Cubas, Shannon Graham, Mathilde Radiguet, Charles DeMets, Anne Socquet, Michel Campillo, Vladimir Kostoglodov, Enrique Cabral-Cano, Nathalie Cotte et Andrea Walpersdorf. Il a été publié dans le journal *Pure and Applied Geophysics* en décembre 2015.

2.1 Introduction

Interseismic coupling maps derived from geodetic observations [e.g. Chlieh *et al.*, 2014] are now widely used to represent 2-D variations in strain along seismogenic zones and are providing increasingly detailed views of interseismic strain accumulation along major subduction zones [e.g. Bürgmann *et al.*, 2005; Franco *et al.*, 2012; Mazzotti *et al.*, 2000; Nocquet *et al.*, 2014]. Although geodetic observations are now precise enough to distinguish fully coupled, locked sections of a fault from uncoupled or partially coupled sections, the physical origin, persistency through time, and hazard implications of geodetically-derived coupling variations are still incompletely understood. Coupled areas appear to be roughly spatially correlated with rupture areas of major earthquakes, as shown for Mw8+ subduction earthquakes like in Sumatra [Chlieh *et al.*, 2008], Japan [Loveless et Meade, 2011] or the Andes [Chlieh *et al.*, 2011; Metois *et al.*, 2012]. Along some subduction interfaces, areas that produce earthquakes, also called asperities, seem to be separated by areas of low coupling that may slow or arrest propagating rupture fronts. Large ruptures may break through such barriers [Konca *et al.*, 2008] due to dynamic effects [Cubas *et al.*, 2015; Kaneko *et al.*, 2010]. Most authors interpret variations in interseismic coupling, which may persist for a few decades or longer, as variations of frictional properties that may result from or influence other characteristics of a subduction zone such as its geology, morphology, and gravity, which may persist for millions of years. Features on the down-going plate such as seamounts or oceanic ridges may give rise to local variations in coupling along some subduction zones [e.g.

Singh *et al.*, 2011], whereas morphological features of the overriding plate may control coupling variations elsewhere [Béjar-Pizarro *et al.*, 2013]. A correlation between trench-parallel negative gravity anomalies and rupture areas of great earthquakes, as well as between positive gravity anomalies and aseismic creeping areas is also observed [Song et Simons, 2003]. All of these observations suggest that the seismogenic behaviour of subduction zones may be stationary over long time scales. Consistent with this idea, critical taper theory [Dahlen, 1984] postulates that the structure and morphology of a forearc prism depends on its mechanical properties, including its basal and internal friction angles and pore fluid pressure. Applied to subduction wedges in Chile and Japan [Cubas *et al.*, 2013a,b], this theory shows that parts of the wedge that are in a stable state are located above past earthquake rupture zones and strongly coupled areas of subduction interface, whereas areas that are at critical state (*i.e.* parts of the wedge that are affected by internal deformation) are associated with lower interseismic coupling and contour the stable areas.

In this study, we further explore the mechanical link between interseismic coupling, the characteristics of the slab interface and accretionary prism, and the long-term deformation of the overriding plate, possibly accumulated through non-elastic processes. We focus on the Mexican subduction zone where the Cocos plate subducts below the North American plate. This area has been extensively studied from geodetic and seismological observations since the discovery of slow slip events (hereafter abbreviated "SSE") and tremors both in Guerrero and Oaxaca regions [e.g. Brudzinski *et al.*, 2007; Correa-Mora *et al.*, 2009, 2008; Graham *et al.*, 2014a; Husker *et al.*, 2012; Kostoglodov *et al.*, 2010; Lowry *et al.*, 2001; Radiguet *et al.*, 2012; Walpersdorf *et al.*, 2011]. To date, most studies of the spatio-temporal behaviour of slip along the Mexican subduction zone have focused separately on Guerrero and Oaxaca. With the increase of the GPS network density during the past years, especially in the Oaxaca region [Graham *et al.*, 2014b], a more regional analysis has become possible, as presented in this study.

Below, we use an interseismic GPS velocity field for southern Mexico measured in between SSE (inter-SSE velocity field) to retrieve a regional map of inter-SSE coupling from the Guerrero to the Oaxaca segments of the Mexico subduction zone. We first compute forward models in order to extract first order characteristics (down-dip limit of coupling and data sensitivity to along-strike variations of coupling at shallow depth). We then invert for the 2-D distribution of inter-SSE coupling on the subduction interface. We quantify along-strike variations in the shallow (depths of 0 to 25 km) coupling and compare them to along-strike variations in the coast-to-trench distances. Through a mechanical analysis of the long-term morphology of the accretionary wedge, following Cubas *et al.* [2013a], we locate the critical

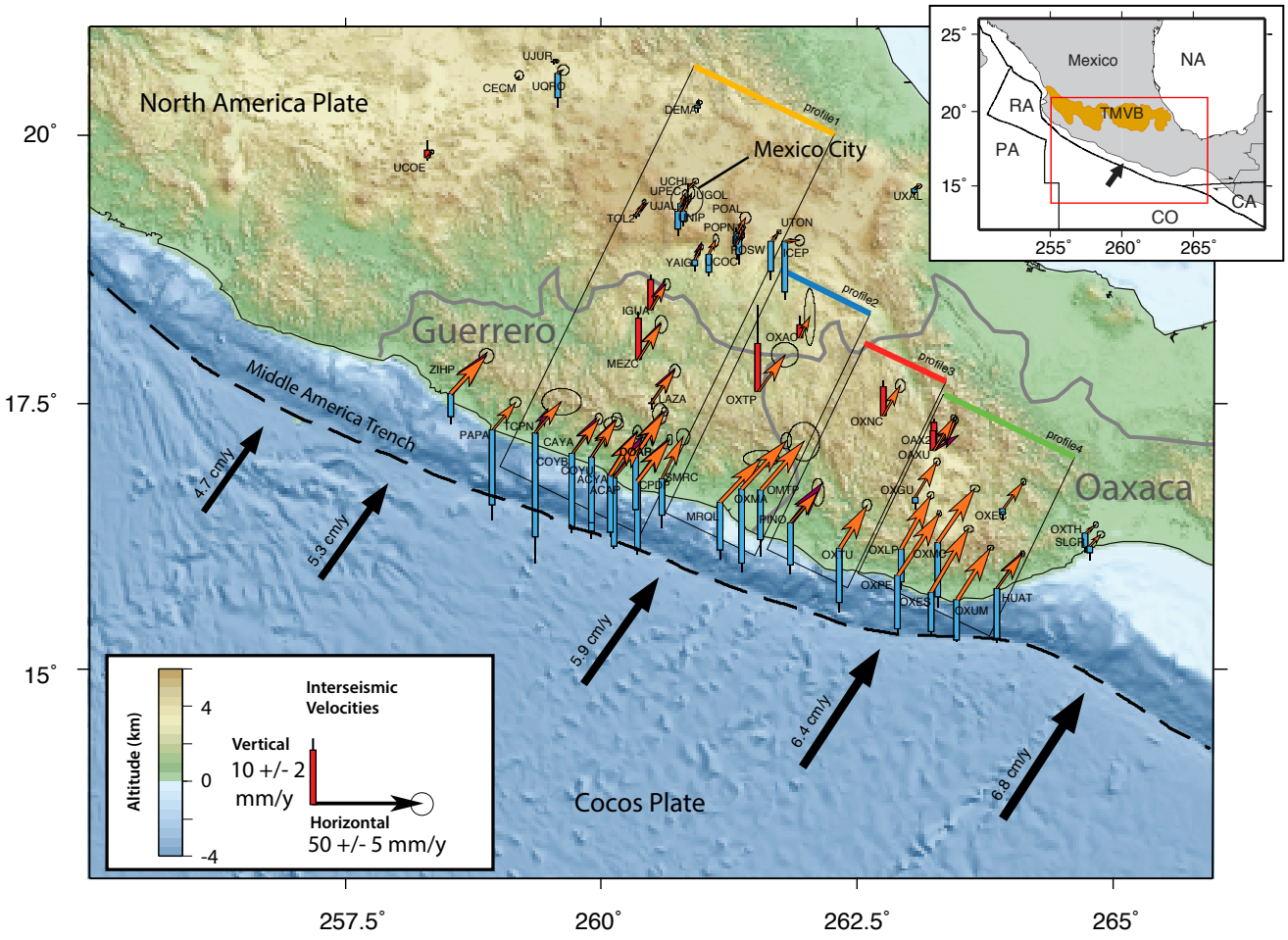


FIGURE 2.1 – Inter-SSE GPS site velocities corrected for silent slip events as determined from GPS position time series | Velocities are relative to a stationary North America plate. Orange and purple vectors show horizontal velocities that are used in this study (54 stations) and by Radiguet *et al.* [2012] (18 stations), respectively. Confidence ellipses (1-σ) are shown for this study only. Vertical thick bars show the vertical site rates used in this study (blue for subsidence and red for uplift). The thin, vertical, black lines indicate the 1-σ uncertainty. The black vectors offshore show convergence velocities predicted by the PVEL Cocos-North America angular velocity [DeMets *et al.*, 2010]. The four black rectangles with a coloured side delineate the groups of GPS stations that are used for our forward modeling. The topography and bathymetry are combined from SRTM [Farr *et al.*, 2007] and ETOPO1 [Amante et Eakins, 2009] measurements. Inset at top right corner shows geodynamic setting, with convergence of Cocos (CO) towards North America (NA) plates. Adjacent plates are the Pacific (PA), the Riviera (RA) and the Caribbean (CA) plates. The Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) is shown in orange.

state areas on the slab interface. This allows us to discuss, for the first time in this region, the persistency through time of inter-SSE coupling patterns and the mechanisms involved in the coastal long-term deformation of subduction zones.

2.2 Seismic and aseismic behaviour

Compared to other subduction zones, the Mexican subduction zone in the Guerrero-Oaxaca (Figure 2.1) area has a narrow seismogenic zone, extending downdip by ~ 60 km [Suárez et Sánchez, 1996] to approximate depths of 25 km. Two areas devoid of seismicity were defined as seismic gaps : the Michoacan and the Guerrero gaps [Astiz et Kanamori, 1984]. The first was filled by the destructive M_w8.1 Michoacan earthquake in 1985. The 200 km-long Guerrero Gap ruptured in 1957 and 1962 in its southeastern half [Ortiz *et al.*, 2000], while its remaining 100 km-long northwestern part has not broken since at least 1911 [Kostoglodov *et al.*, 1996].

Five SSEs have been detected in the Guerrero area since the installation of continuous GPS stations : in 1998, 2002, 2006, 2009 [Kostoglodov *et al.*, 2010; Lowry *et al.*, 2001; Radiguet *et al.*, 2011; Vergnolle *et al.*, 2010; Walpersdorf *et al.*, 2011], and the most recent event in 2014. They recur approximately every 4 years [Cotte *et al.*, 2009] and are among the largest SSEs in the world, with equivalent magnitudes of 7.5 [Radiguet *et al.*, 2012]. Models of the 2006 event from GPS and InSAR data [Cavalié *et al.*, 2013; Radiguet *et al.*, 2011] show that the SSE is located at the transition between the stick-slip and steady slip areas, with the SSE partly intruding up-dip into the seismogenic zone. From an analysis of 12 years of inter-seismic strain, Radiguet *et al.* [2012] show that SSEs release about 75% of the elastic strain energy that is stored during the inter-SSE period. In the Oaxaca region, M_w 6.6-6.9 SSEs have been observed every 1-2 years since 1993, when continuous GPS measurements began there [Brudzinski *et al.*, 2007; Graham *et al.*, 2014a; Marquez-Azua et DeMets, 2009]. SSEs below Oaxaca do not appear to propagate updip into the seismogenic zone. Differences between Guerrero and Oaxaca regarding the location of the SSEs with respect to the potential seismogenic zone may be related to different phases of the seismic cycle for these two regions as suggested by seismic cycle modeling [e.g. Lapusta *et al.*, 2000; Liu et Rice, 2007]. The 2011/2012 SSE below Oaxaca migrated ~ 200 km along-strike and may have triggered the 2012, M_w 7.2, Ometepec earthquake [Graham *et al.*, 2014b].

Seismic tremors have also been detected both in Guerrero [Kostoglodov *et al.*, 2010] and Oaxaca [Brudzinski *et al.*, 2010]. Although peak tremor activity below Guerrero is recorded during SSEs, smaller energy bursts are detected between major SSEs, possibly associated

with smaller, barely detectable SSEs [Frank *et al.*, 2015; Vergnolle *et al.*, 2010]. Husker *et al.* [2012] describe two tremor sweet spots below southern Mexico, one at ~ 215 km from the trench, down-dip from the region populated by SSEs, where tremors are relatively continuous, and the other at 180-200 km from the trench, overlapping the SSE sweet spot and where tremor is more intermittent. Complementary studies of low frequency earthquakes [Frank *et al.*, 2013] localise the low frequency events within the two tremor areas on the subduction interface, with a temporal behaviour similar to that of tremors and thrust focal mechanisms compatible with the subduction motion.

2.3 Analysis of inter-SSE coupling in southern Mexico

2.3.1 GPS data

Several continuous GPS networks are running in Mexico, operated by the Geophysical Institute (IG) and the National Seismological Service (SSN) of the National Autonomous University of Mexico (UNAM), and one GPS network by the Mexican National Institute of Statistics and Geography (INEGI). Data presented in this paper cover the period 2005-2011, with a progressive densification of stations through time. Stations are mainly localised along the coast and along a profile going from Acapulco to Mexico City in the Guerrero region. In the Oaxaca region, stations are more sparse (Figure 2.1). Extraction of the inter-SSE velocities, representing the strain accumulation between slow slip events, consists of fitting a site position time series via a linear regression that has been modified to also estimate and remove step functions due to earthquakes, slow slip events, and hardware changes and to mask periods when slow slip events occur. All continuous data employed for this study were processed using an identical methodology, which is fully described by Graham *et al.* [2014a,b]. The best-fitting inter-SSE velocities relative to a stationary North America plate are plotted in Figure 2.1 and are projected onto profiles in Figure 2.3 A,B. Horizontal velocities are maximal in the coastal area and decrease progressively. The site velocities are consistent with northeast-directed convergence of the Cocos plate with North America, as expected. The vertical rates show rapid subsidence along the littoral, a pattern that mimics the long-term morphology, which includes several large coastal lagoons. Inland, a band of present-day uplift at ~ 125 km from the trench coincides with a high mountain range, the Sierra Madre del Sur. The inter-SSE vertical velocities taper to zero at ~ 250 km from the trench. Compared to Radiguet *et al.* [2012], our study presents an increased number of GPS observations, and incorporates data from the Oaxaca region. At stations that are common to our studies, the GPS site velocities are consistent (compare orange and purple arrows on

Figure 2.1). We interpret this as evidence that the velocity estimates are robust given that different approaches were used in the two studies to extract the inter-SSE signal.

2.3.2 Forward models

We begin with simple forward backslip modeling to approximate the down-dip location of the transition between the coupled (or partially coupled) area and the deep, steady creeping area (Figure 2.2). We also test the sensitivity of the GPS velocities to along-strike variations in the coupling offshore, a topic that we focus on in later sections (Figure 2.3). In order to relate the slip on a given patch of the subduction interface to the surface displacements, we build Green's functions following the discrete wave number method [Bouchon, 1981, 2003] in an elastic stratified medium, assuming the Hernandez *et al.* [2001] velocity model and using AXITRA software [Coutant, 1989].

The geometry of the subduction interface that we adopt for the forward modeling is similar to Geometry B from Radiguet *et al.* [2012]. The interface consists of two planar segments, one that initiates at the trench and dips 15° to the north-east and the other continuing inland beneath the continent at a horizontal angle (Figure 2.3C). This geometry is referred to as the 2D flat-ramp geometry in the following. A discussion about the effect of the slab geometry on the coupling is made in section 3.3. We constrain the rake angle to be 80° everywhere along the subduction interface, representing the best compromise rake angle found by Radiguet *et al.* [2012] for the inter-SSE period.

The vertical component of inter-SSE velocities is sensitive to the location and depth of the transition between partially coupled and steadily slipping areas of the subduction interface [e.g. Kanda et Simons, 2012]. Simple forward models in which we varied both the coupling and distance D from the trench to the coupled-uncoupled transition best fit the GPS site velocities for a transition that is ~ 175 km from the trench (Figure 2.2).

We also use elastic forward modeling to evaluate whether the differences between the site velocities that are predicted for average coupling values of 0, 0.35, and 0.7 along the shallowest (offshore) part of the subduction interface are large enough to be resolved by GPS measurements at coastal and near-coastal sites. Each model applies uniform interface coupling of 0.7 between the coast and distance D (175 km) (Figure 2.3C). The elastic velocities that are predicted by these three forward models span the range of the observed velocities (Figure 2.3), suggesting that to first order, coupling coefficients between 0 and 0.7 are necessary to fit the horizontal velocities and, to a lesser degree, the observed vertical rates. Stations along Profiles 2 and 4 (in orange and purple in Figure 2.3) are best matched for shallow coupling values of 0.35 to 0.7, whereas stations along Profiles 1 and 3 (in yellow

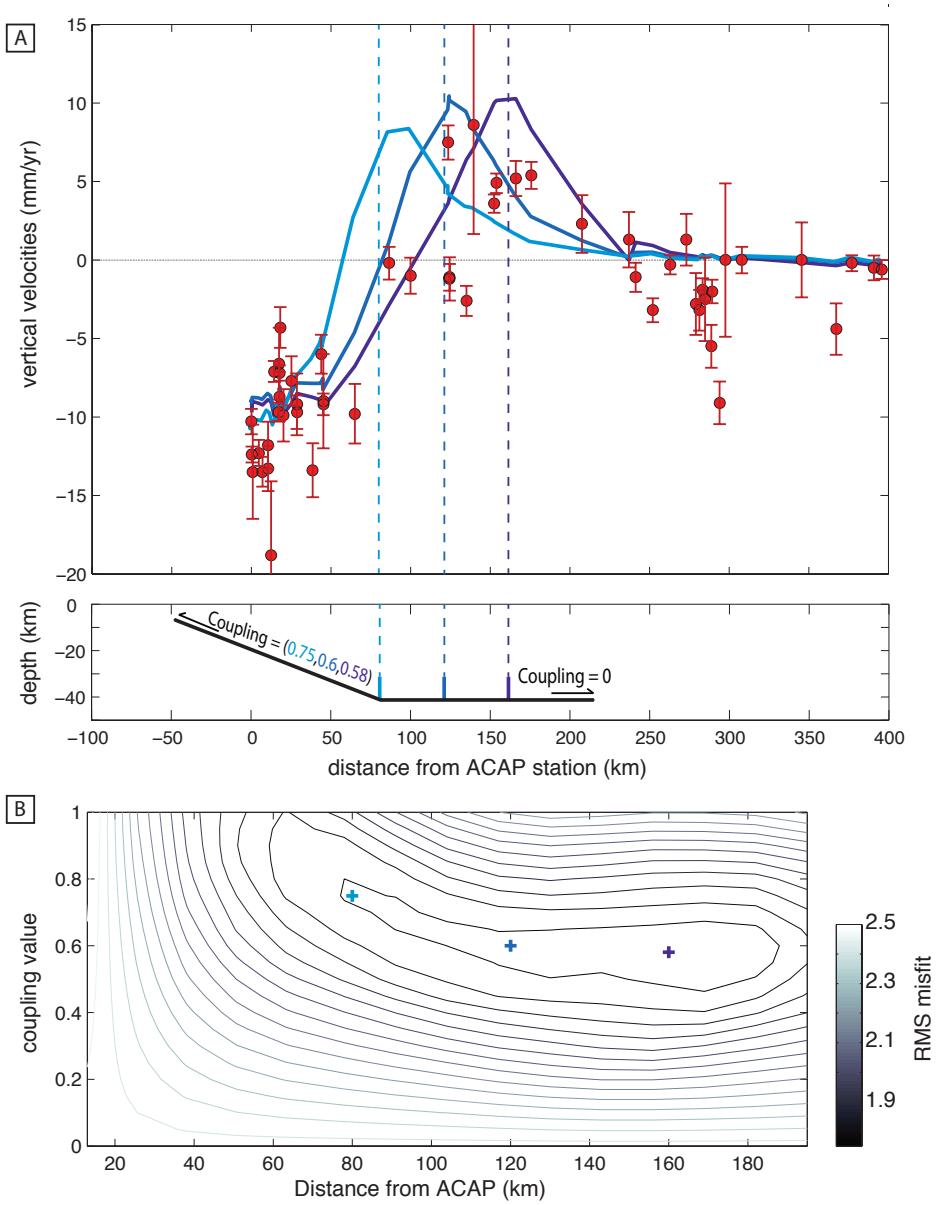


FIGURE 2.2 – Search for location of the deep transition between uncoupled and coupled areas of the subduction interface | A. Vertical rates measured at GPS stations (red) and predicted by elastic models (blue). The bottom panel shows the geometry and coupling parameters assumed for the three elastic models. Coupling is laterally homogeneous, with values of 0.75 (light blue), 0.6 (blue), and 0.58 (dark blue) variously used for the shallow fault segment and values of zero downdip from D. B. Tradeoffs in RMS misfits as a function of the position of the transition and the coupling assumed for the shallower fault segment. Blue crosses indicate location of the three models presented in A in this space.

and red in Figure 2.3) are best matched by coupling values smaller than 0.35. We conclude that, despite the parameter cross-correlation not investigated in those forward models, significant variations in coupling across the shallowest part of the subduction interface are detectable with the GPS velocities that are available for this study.

2.3.3 Static inversions

While forward models highlight first order characteristics of the coupling distribution, static inversions provide a more precise view of its spatial variations. Following the approach of Radiguet *et al.* [2012], we use the least square formulation for linear problems [Tarantola, 2005, chapitre 1 section 1.4] to invert the 3D GPS velocities for the optimal 2D distribution of coupling along the subduction interface (Figure 2.4 A,B). The geometry of the Mexican subduction interface, imaged over the Guerrero area by the Meso-America Subduction Experiment (MASE) [Kim *et al.*, 2012], reveals a flat subduction interface at ~ 40 km depth and ~100 km from the trench. But the lateral extension of this flat interface is not known. The recent Slab1.0 [Hayes *et al.*, 2012] model based on a large compilation from earthquake catalogs to active seismology profiles and bathymetry presents a 3D geometry for the whole subduction zone. This geometry is well constrained at depths below 20 km and interpolated at larger depths with few constraints from deep earthquakes. It is not well constrained at intermediate depths and is not consistent with the geometry derived from receiver functions analysis in the Guerrero area (Figure 2.4C). To assess the effect of the slab interface geometry on our coupling results, we test two different geometries : the 2D flat-ramp geometry presented in the forward approach and compatible with receiver functions analysis and the 3D interface of Hayes *et al.* [2012] (Figure 2.4C). Note that both are consistent at shallow depths offshore, where the Slab1.0 geometry shows very little variations in dip angle along strike. The precise configuration and resolution of the inversion are detailed in chapter 1, section 1.4.

Preferred coupling solutions are shown in Figure 2.4 A,B together with the location of SSEs, tremors and historical earthquakes. The horizontal and vertical components of the observed GPS velocities are well fit by both models (Figure 2.5) except for stations in Mexico City that are subsiding due to non-tectonic ground water extraction and compaction of lake sediments, as documented by InSAR [López-Quiroz *et al.*, 2009]. The estimated coupling values are relatively homogeneous at intermediate depths of the slab, but vary along strike at shallow depths. The location of the transition between deeper, uncoupled areas of the subduction interface and partly-to-fully coupled shallow areas is consistent with that found by forward models, at ~ 175 km from the trench. The shallowest part of the subduction inter-

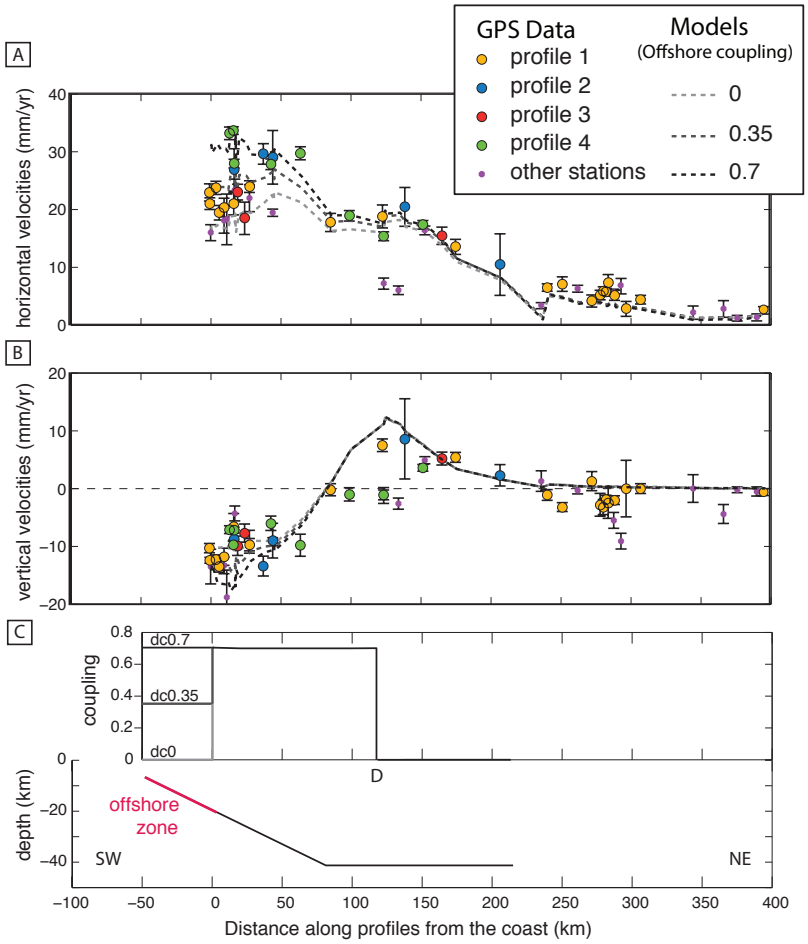
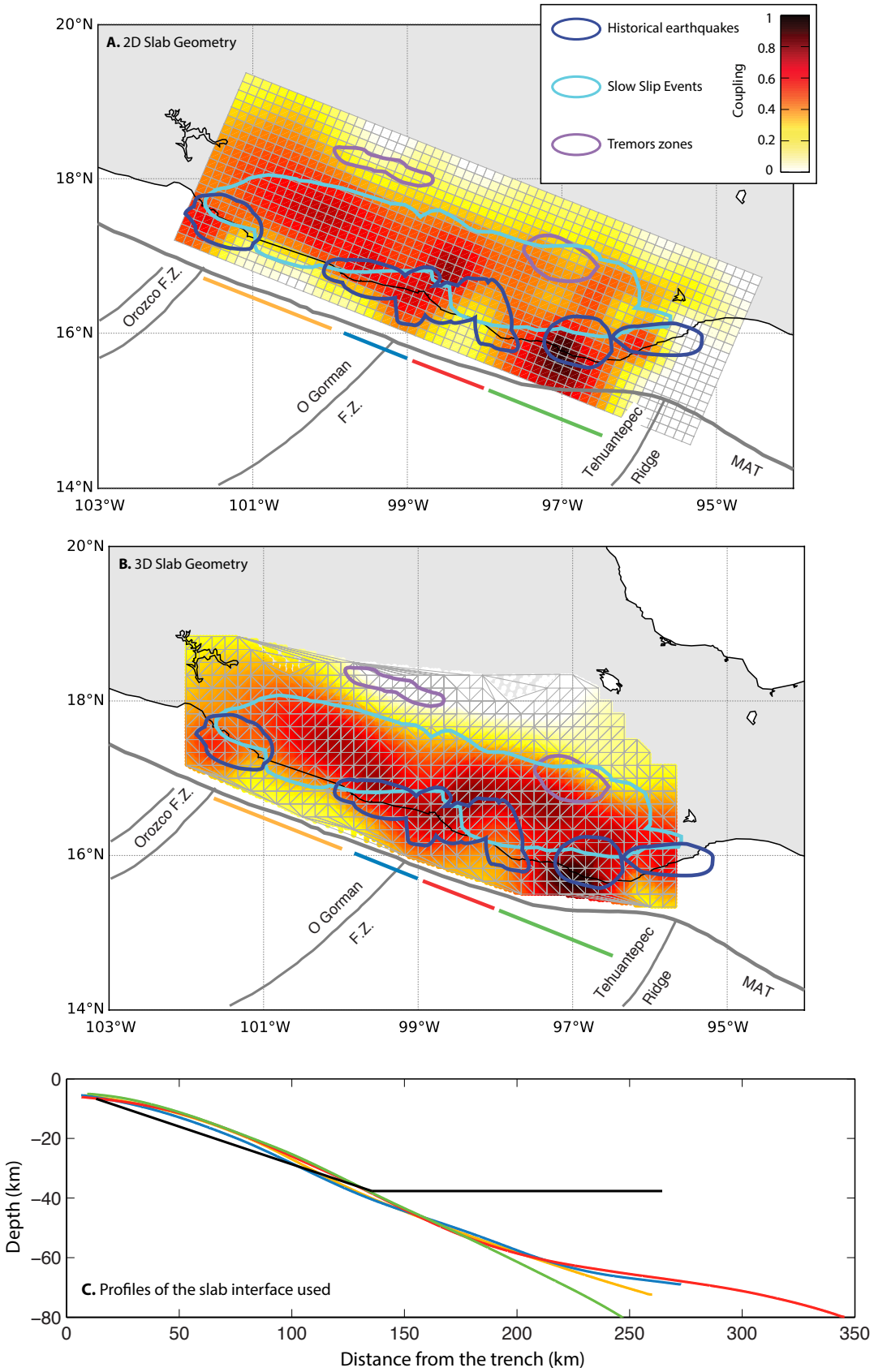


FIGURE 2.3 – Trench-perpendicular profiles of the horizontal (A) and vertical (B) components of the 54 GPS site velocities used in this study and illustrated in Figure 2.1 | The coloured dots correspond to the groups of stations defined in Figure 2.1. Grey dashed lines show three forward models with coupling values between the coast and trench of 0 (light grey), 0.35 (mid grey), and 0.7 (black). Velocities shown for those models are computed on GPS sites. (C) Forward modelling parameters along Profiles 1 to 4. The top panel shows the tested coupling values and the bottom panel shows a profile of the chosen fault plane geometry. Note that the lateral extension of these two planes is the same as the one used for static inversions in Figure 2.4A. Offshore coupling values are set to 0, 0.35, or 0.7, as color coded in A. The coupling from the coast inland to distance D is set to 0.7 and drops to 0 beyond point D.

face consists of three strongly coupled and two weakly coupled areas (Figure 2.4), consistent with our forward modeling results (Figure 2.3). The westernmost strongly coupled area however is constrained by only one GPS station velocity and is thus less reliably determined (also see the resolution analysis presented chapter 1 section 1.4). The two geometries tested show only slight differences. The coupling is more important at intermediate depths in Oaxaca with the 3D geometry and the down-dip transition between highly coupled and fully uncoupled areas is sharpest with the 3D geometry due to its higher dip angle at depth.

Slow slip events occur below ~ 10 km depth in partially coupled areas (< 0.6), slightly overlapping at places with historical earthquakes areas (Figure 2.4). As SSEs are located only below the continent, the interseismic coupling distribution, sum of the inter-SSE coupling and SSEs contributions, still presents offshore coupling variations [Graham *et al.*, 2015, (Figure 11)], on which we focus on in the following. The most strongly coupled area in southern Mexico is off the coast of Oaxaca, where finite element modeling of inter-SSE velocities from a dense, mixed-mode GPS network [Correa-Mora *et al.*, 2008] previously demonstrated that the most strongly coupled part of the subduction interface coincides with the rupture area of the 1978 M_w 7.6 earthquake [Stewart *et al.*, 1981]. The area is therefore of high seismic hazard. Tremor activity located on the inland/deepest part of the flat slab coincides with low coupling (< 0.3), presumably because the interface is silently sliding during the inter-SSE period.

FIGURE 2.4 ***(following page)*** **– Best-fit inter-SSE coupling solutions for 2 slab geometries from our GPS site velocities inversion |** A. Best coupling solution for a uniform ramp-flat slab geometry. B. Best coupling solution for the 3D Slab1.0 geometry from Hayes *et al.* [2012]. The four bold colored lines along trench coincide with the four GPS station-groups that are defined in Figure 2.1. Contours of historical earthquakes, GPS-recorded slow slip events and tremor activity are in dark blue [Song *et al.*, 2009], light blue [Brudzinski *et al.*, 2007; Graham *et al.*, 2014a; Radiguet *et al.*, 2012] and purple [Brudzinski *et al.*, 2010], respectively. Notable offshore bathymetric features are shown (F.Z. : Fracture zone, MAT : Middle America Trench). C. Slab geometry profiles used in models A and B. The black profile shows the flat-ramp 2D geometry used in model A, while the four color profiles show the 3D geometry used in model B (profiles correspond to the central section of boxes in Figure 2.1, with same color code).


A. 2D Slab Geometry
Historical earthquakes
Slow Slip Events
Tremors zones
Coupling
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
20°N
18°N
16°N
14°N
103°W
101°W
99°W
97°W
95°W
Orozco F.Z.
O Gorman
F.Z.
Tehuantepec
Ridge
MAT
B. 3D Slab Geometry
Depth (km)
0
−20
−40
−60
−80
0
50
100
150
200
250
300
350
C. Profiles of the slab interface used
Distance from the trench (km)

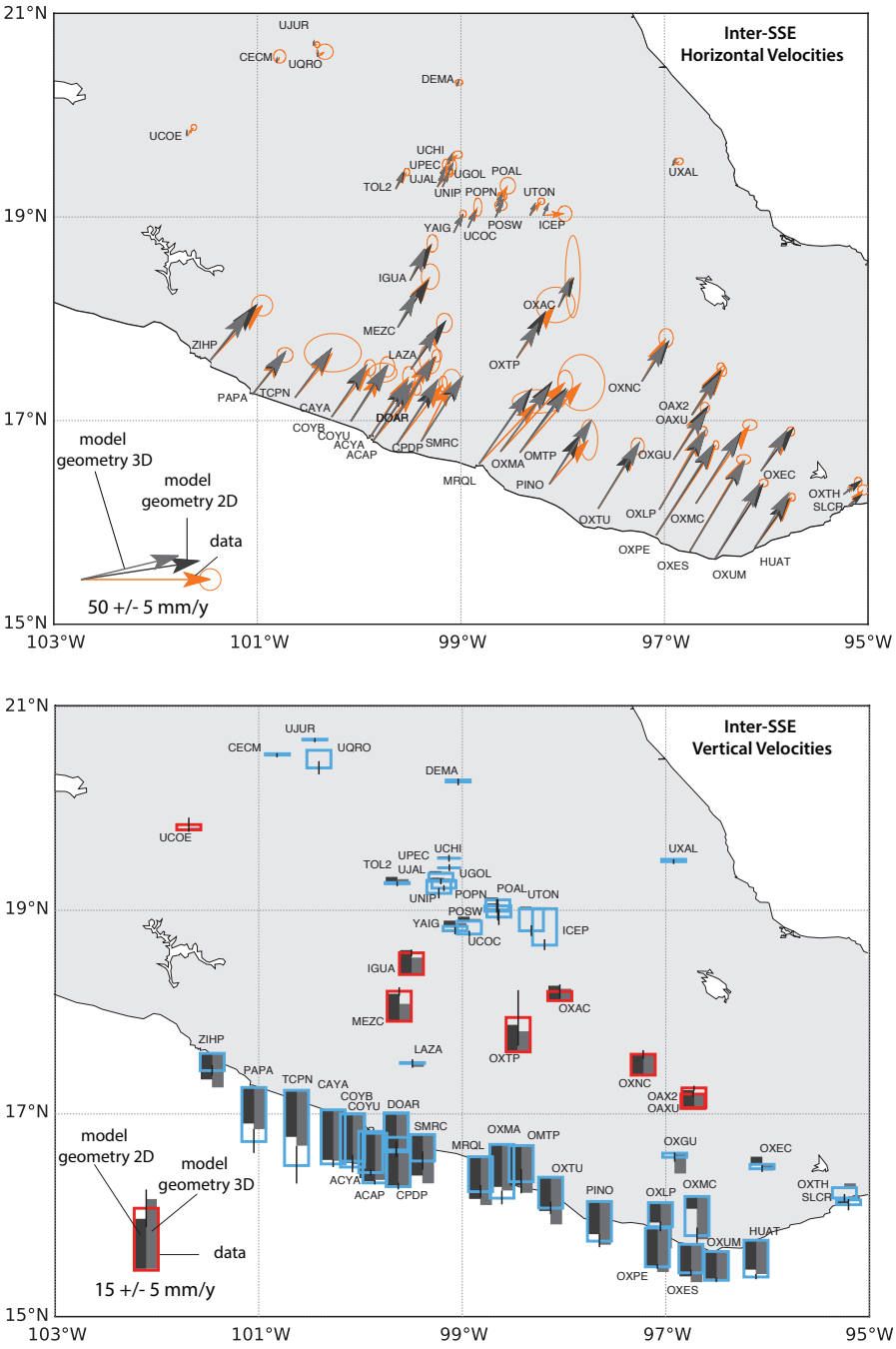


FIGURE 2.5 – Comparison of observed horizontal (top) and vertical (bottom) inter-SSE GPS velocities to those predicted by best-fitting coupling solutions shown in the previous figure | Top : Orange and grey vectors show the observed and predicted horizontal velocities, respectively. Light grey corresponds to the 3D slab geometry solution while dark grey corresponds to the 2D one. Bottom : Red and blue boxes show the observed uplift and subsidence rates, respectively. Errors on vertical rates are shown by a fine black line on top of each box. As for horizontal rates, light grey boxes correspond to the 3D slab geometry solution while dark grey boxes correspond to the 2D one.

2.4 Relation between short-term coupling and long-term morphology

Inter-SSE surface deformation depends on variations of slip at depth that we model as lateral variations of coupling on the subduction interface. Earthquakes and SSEs induce surface displacements in the opposite direction as does inter-SSE, elastic shortening and release accumulated elastic strain. In the case of an homogeneous elastic medium, earthquakes and other phenomena that accommodate slip along the subduction interface release all of the accumulated elastic strain [Savage, 1983]. No long term surface deformation such as topography is thus created. Conversely, observations of surface morphology along subduction zones (coastal shape, crustal faults) show that lateral variations of these features coincide with geodetically-derived coupling patterns at depth in some cases [e.g. Béjar-Pizarro *et al.*, 2013], indicating that some interseismic or inter-SSE deformation may be non-reversible.

Along the Mexican Subduction Zone, we compare the shape of the coastline with the distribution of inter-SSE coupling as modeled in the previous section. We compute distances between the trench and the coast in the direction of convergence, using the ETOPO1 Digital Elevation Model (DEM) at $1'$ resolution [Amante et Eakins, 2009] for the offshore part, combined with the SRTM DEM at 90m resolution [Farr *et al.*, 2007] for the inland part. Figure 2.6A compares the trench-to-coast distances corrected from a linear trend with lateral variations of coupling below the accretionary prism between the trench and the coast. The noteworthy correlation for long wavelengths shows that weakly coupled areas coincide with lesser trench-to-coast distances while strongly coupled areas correspond to greater trench-to-coast distances. The linear regression coefficients between trench-coast distances and offshore coupling values are on the order of 0.5 for both geometries used in the coupling modeling (Figure 2.6B). The correlation between the coastal shape and lateral coupling variations may be evidence for a mechanical relation between slip on the subduction interface and long-term surface deformation. In order to test this hypothesis and explore potential mechanisms involved, we use an independent analysis based on the mechanics of the accretionary wedge to determine the relationships between the long-term deformation of the forearc, its frictional properties and the coupling pattern.

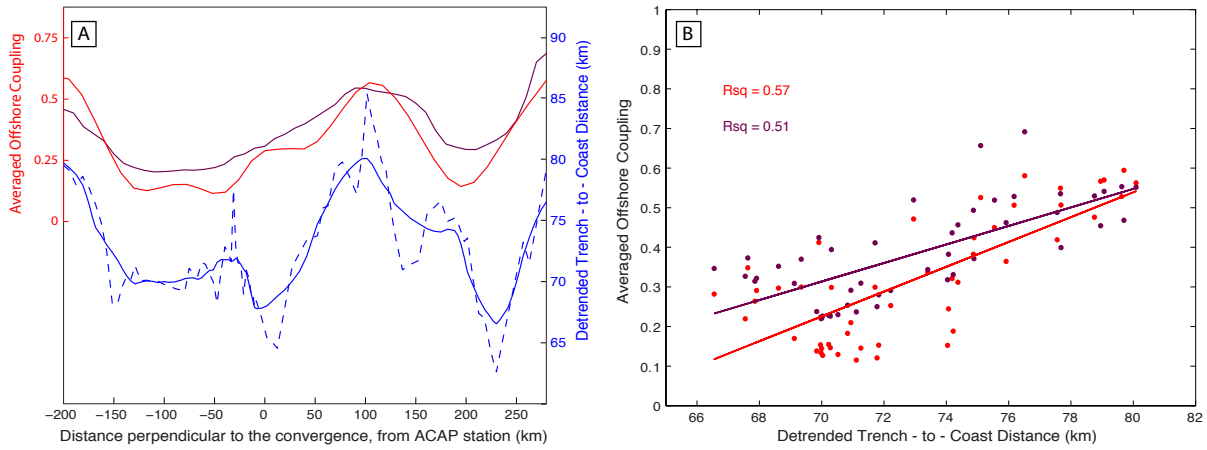


FIGURE 2.6 – Comparison of the GPS-derived offshore coupling (red : 2D slab geometry solution, burgundy : 3D slab geometry solution) with trench-to-coast distances estimated along profiles parallel to the convergence direction (blue) | (A) The along-strike, offshore coupling is computed by averaging coupling values between the trench and the coast in the convergence direction. The trench-to-coast distance is detrended and shown at full resolution (dashed line) and after smoothing with a 40 km sliding window (plain line). (B) Correlation plots between averaged offshore coupling and trench-to-coast distances (red : 2D slab geometry solution, burgundy : 3D slab geometry solution). Linear regression coefficients are indicated for both linear regressions.

2.5 Contribution of the critical taper theory

Coulomb wedge theory [Davis *et al.*, 1983] relates the mechanics of a 2D wedge submitted to a constant force applied on the backstop to the morphology of the wedge and its internal mechanical parameters. To preserve the static stress equilibrium, the wedge evolves into a critical geometry for which every point of the wedge is on the verge of failure (*i.e.* the Mohr circle is tangent to the Coulomb failure envelope on a normal stress versus shear stress diagram) which means that the wedge undergoes internal deformation while sliding. For the critical state, the stress in the wedge can be explained by ψ_b, the angle between the maximum principal stress axis and the bottom of the wedge (Figure 2.7a), and ψ_t, the angle between the maximum principal stress axis and the top of the wedge. ψ_b is a function of the basal friction angle ϕ_b and the internal Hubbert-Rubbey pore pressure ratio λ, as defined in Cubas *et al.* [2013b], and ψ_t depends on the internal friction angle ϕ_{int} and λ. We consider that the pore pressure is the same in the bulk of the wedge and on the bottom interface. Frictional angles ϕ are related to the friction μ by $\mu = tan\phi$ and to the effective friction by $\mu^{eff} = tan\phi^{eff} = (1-\lambda)tan\phi$. Dahlen [1984] and Lehner [1986] derived the constitutive relation that holds for the stress equilibrium of the wedge, the Coulomb yielding and the frictional sliding along the basal interface. This relation links ψ_b, ψ_t, the topographic slope

α and the basement slope β (Figure 2.7a) :

$$\alpha + \beta = \psi_b - \psi_t \tag{2.1}$$

Thus, given measurements of α and β, we can estimate the mechanical parameters of the wedge for morphologies consistent with critical-state wedge conditions. For (α,β) couples located inside the critical enveloppe, the wedge is defined as being at stable state (Figure 2.7b), which means that sliding can occur along the subduction interface without internal deformation.

Critical taper theory was first used to estimate average mechanical parameters for subaerial wedges such as Taiwan and submarine wedges [Dahlen, 1984; Davis *et al.*, 1983; Lallemand *et al.*, 1994]. With improvements in resolution of the topography and slab geometry, Cubas *et al.* [2013a,b] used the co-variation of α and β to retrieve mechanical properties along subduction zones and their spatial variations.

Here, we apply the method developed by Cubas *et al.* [2013b] to the Mexican subduction forearc. We use the 1-minute resolution ETOPO1 DEM [Amante et Eakins, 2009] to compute the topographic slope α. We estimate the basement megathrust slope β from the slab geometry model Slab1.0 [Hayes *et al.*, 2012], also used for the coupling static inversion. Figure 2.7a displays α versus β for 146 two-hundred-km-long serial profiles perpendicular to the trench, where the slab geometry is well constrained. At distances greater than 200-km inland from the trench, the lack of micro-seismicity on the flat part of the slab, which is otherwise well described by receiver functions analysis [Kim *et al.*, 2012; Pérez-Campos *et al.*, 2008], prevents an accurate determination of lateral variations of the slab geometry. We manually selected critical state segments for all 146 α versus β profiles. In the Mexico subduction zone, where β ranges from 0° to 20°, compressive branches of Dahlen's model correspond to straight lines with negative slopes. Thus, finding a critical state segment in our data consists in finding linear trends that match straight lines of Dahlen's model (Figure 2.7b). After finding critical state segments in all profiles, we define 3D critical state areas by contouring compatible neighbours critical state segments (Figures 2.7c and 2.8). The eight critical state areas that we identified are either narrow and elongated along the trench or are wider and extend from the trench to the coast, at morphological transitions. Critical state zones are all located at the transition between coupled and uncoupled areas, following a coupling contour of ~ 0.4 - 0.5.

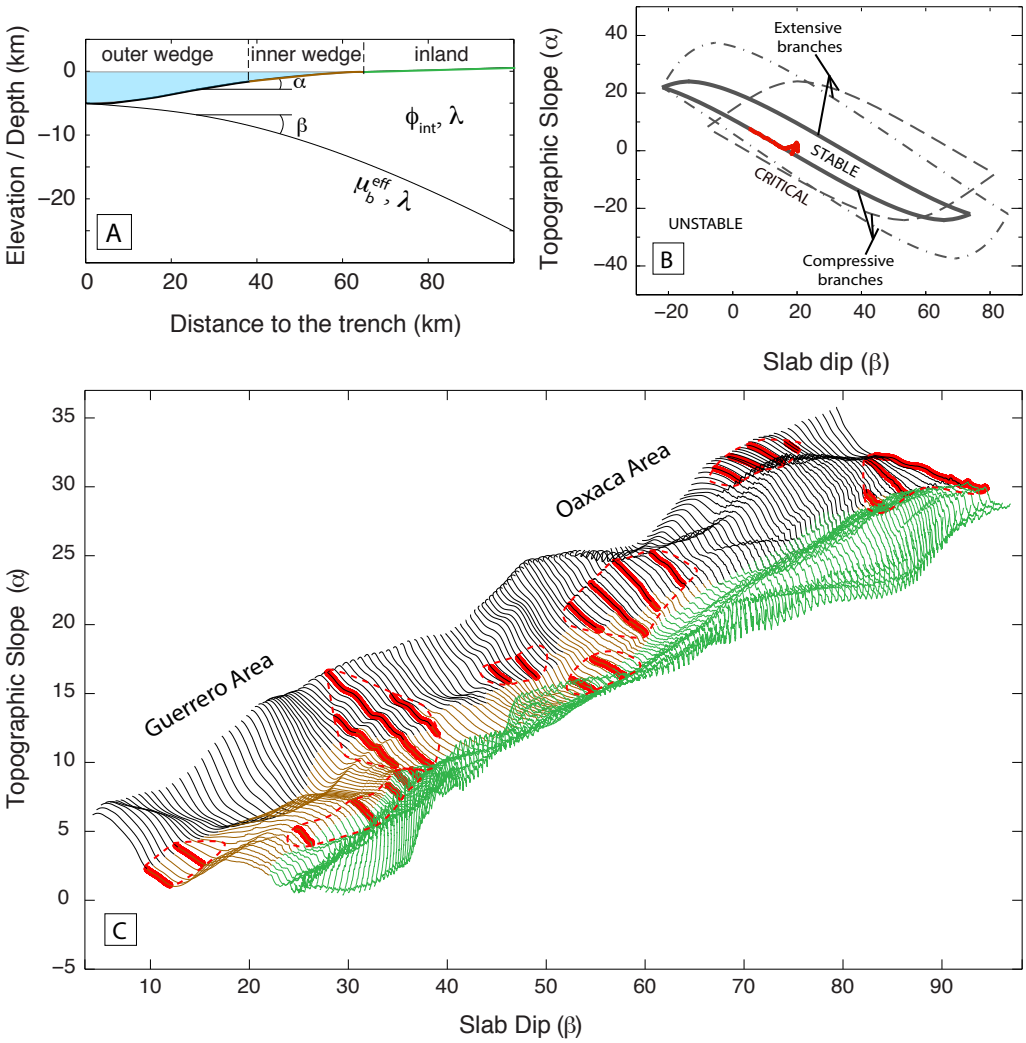


FIGURE 2.7 – Description and results of the critical taper theory applied on the Mexican subduction zone |(A) Vertical cross-section of the accretionary prism/upper plate that shows the model parameters used in critical taper theory [Dahlen, 1984]. α and β are topographic and slab slopes, respectively. μ_b^{eff}, λ and ϕ_{int} are the effective friction on the subduction interface, the Hubbert-Rubbey pore pressure and the internal friction angle, mechanical parameters considered in this study. Black, orange and green lines show the extents of the outer wedge, inner wedge and inland areas that are plotted in C. (B) Topographic slope as a function of slab dip derived from Dahlen's model for three various sets of mechanical properties (continuous line : $\mu_b^{eff} = 0.25$, $\lambda = 0.65$; dashed line : $\mu_b^{eff} = 0.09$, $\lambda = 0.65$; pointed-dashed line : $\mu_b^{eff} = 0.25$, $\lambda = 0.40$). Stable, unstable and critical domains are shown. Red line is for profile of A. (C) Topographic slope as a function of slab dip for the 146, two-hundred-km-long trench perpendicular profiles used for our study (see text for details). Each profile is shifted along X and Y axes from the previous one, by 0.2 ° and 0.5 °, respectively (the bottom left profile is not shifted). Red bold lines identify the sections of the profiles that satisfy the conditions necessary for critical-state areas. Dashed red lines contour critical-state areas, where the mechanical parameters should be relatively uniform. Colors refer to location along profile as defined in A.

Critical State Areas	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
μ_b^{eff}	0.13	0.46	0.20	0.29	0.09	0.32	0.13	0.13
λ	0.67	0.47	0.78	0.45	0.73	0.58	0.68	0.73
μ_{int}	0.60	0.85	0.98	0.63	0.48	0.87	0.45	0.48

TABLE 2.1 – Best estimates of mechanical parameters for the eight critical-state areas described in the text and identified in Figure 2.8.

In order to get a validation for the criticality of these areas as well as an estimate of their mechanical parameters μ_b^{eff}, λ and μ_{int}, we compute a misfit function for all critical state segments, that we minimise following a L2 norm. Results are shown in Table 2.1.To evaluate the robustness of the estimated parameters, we compute the probability density distribution of the model parameters and integrate it over one parameter to get 2D marginal probabilities. We compute them for each critical state segment on all profiles and average them to get the probability for a given critical state area (Figure 2.9). The marginal probabilities are consistent between all eight critical state areas. Within 1σ, the ϕ_{int} probabilities range from 20° to 45°, the λ probabilities indicate that the parameter is poorly constrained, from 0.4 to 0.8, and ϕ_b^{eff} is better constrained and ranges from 3° to 25° depending on the critical area that is evaluated. The best fits for ϕ_{int} all lie within the 1σ contour, between 25° and 45° (μ_{int}= 0.47 to 1). These agree with laboratory measurements of quartzo-feldspathic materials, which find internal frictions from 0.6 to 0.85 [Byerlee, 1978]. Though poorly constrained, the best fits for λ include values that are close to the hydrostatic pore fluid pressure (λ = 0.4). Best fits for ϕ_b^{eff} show significant lateral variations, with most values for ϕ_b^{eff} between 6° and 17° (μ_b^{eff} = 0.1 to 0.3). ϕ_b^{eff} peaks at 25° (μ_b^{eff} = 0.46) in critical area 2, which corresponds to the Guerrero seismic gap.

Applying critical taper theory to the Mexican subduction wedge thus reveals lateral variations of mechanical properties, with some parts of the wedge in the critical state, *i.e.* with internal deformation. The basal frictions are mainly low excepted in the Guerrero critical state area (area 2) that shows higher basal friction, in agreement with the presence of SSEs in this area. The long term morphology of the Mexican margin might thus be driven by spatial variations of friction properties on the subduction interface, with critical state areas marking frictional transitions.

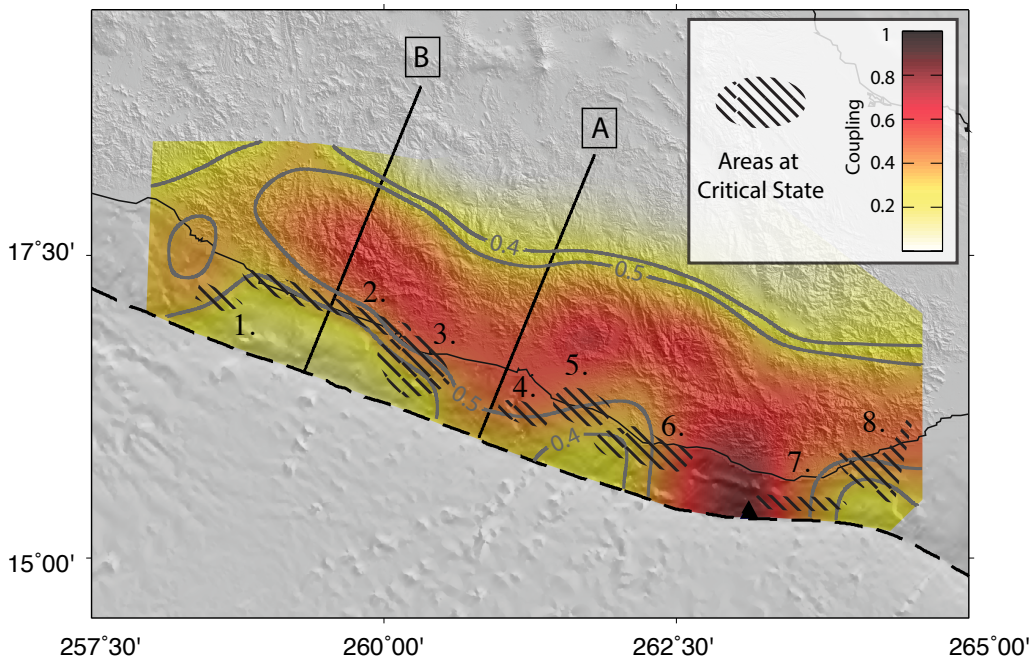


FIGURE 2.8 – Overlay of the 8 critical-state areas from Figure 2.7 (black stripes) on the best-fitting coupling solution of Figure 2.4B (3D slab geometry) | Contours corresponding to transitional coupling values of 0.4 and 0.5 are shown by the grey lines. The two black lines show the location of Profiles A and B used for plastic deformation modeling (see Figure 2.10).

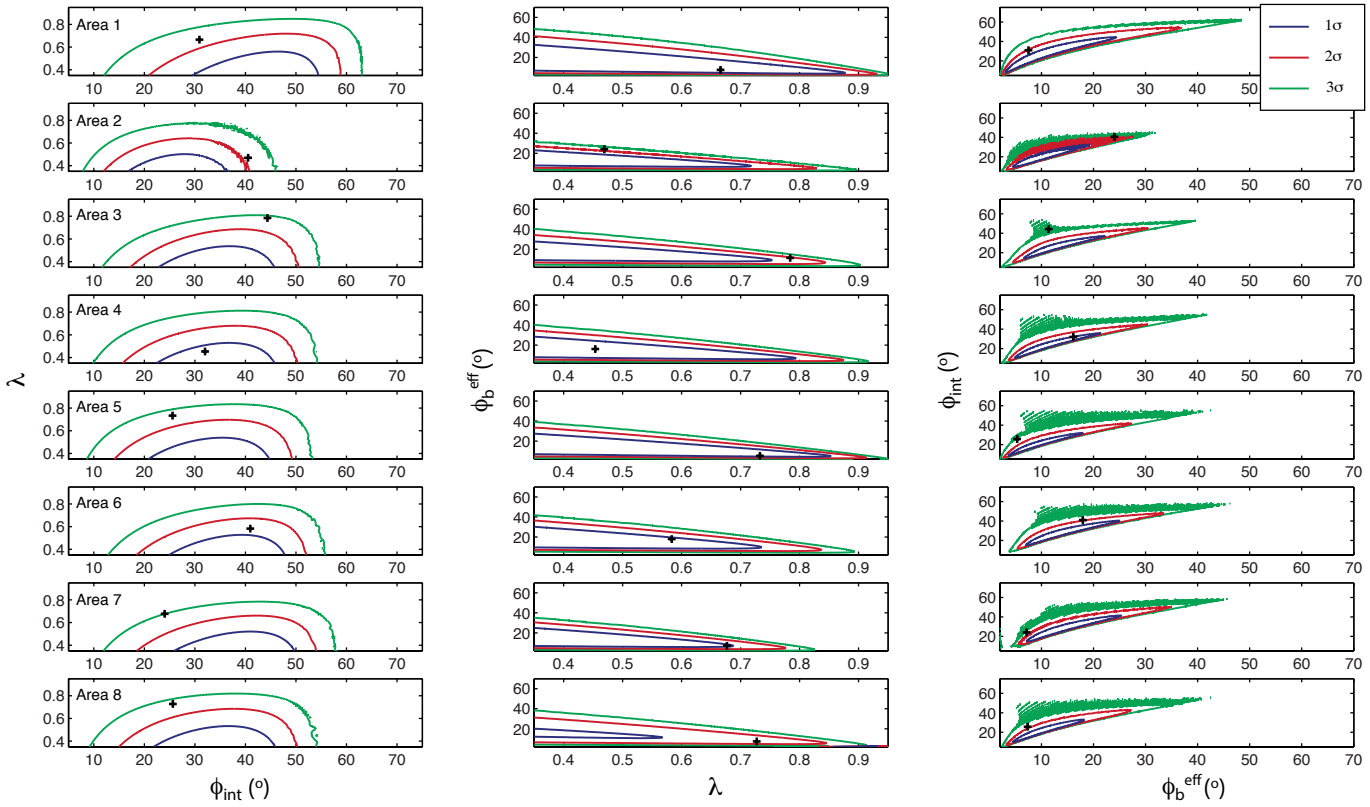


FIGURE 2.9 – Marginal 2D probability distributions for all eight critical-state areas | The three parameters estimated are λ : the Hubbert-Rubbey pore fluid ratio, ϕ_b^{eff} : the effective basal friction angle and ϕ_{int} : the internal friction angle. The 1σ, 2σ and 3σ probability contours are shown in blue, red and green. The best fit is localised by a black cross.

2.6 Discussion

In this study, we describe the Mexican subduction wedge with two models that describe deformation at different, but complementary timescales. Inter-SSE coupling (Section 3), which is a proxy for strain accumulating in the upper plate, operates over decadal time scales and varies significantly along strike. The morphological approach based on the critical taper theory (Section 5) describes average mechanical properties of the wedge on timescales that span several hundred seismic cycles (millennia or longer). The latter model enables to identify stable-state parts of the wedge, with no internal deformation, and critical-state areas, where internal wedge deformation is likely to occur. All eight areas that we identified as critical-state coincide with transitions between weakly coupled and strongly coupled areas of the subduction interface. This may indicate a persistency of mechanical properties through time, as is also suggested by the correlation between the trench-to-coast distance and lateral coupling variations (Section 4).

None of the above invoke particular physical mechanisms to describe the dynamics of the deformation that leads to the present-day wedge morphology. In much of the following discussion, we explore the possible influence of plastic deformation on the observed morphology, beginning with an examination of whether some inter-SSE elastic strain may be homogeneously transferred into plastic upper plate deformation and continuing with an evaluation of the possible influence of frictional transitions along the subduction interface, using values derived from the critical taper model, on localisation of plastic deformation and morphological evolution of the wedge. Our discussion concludes with a description of two end-member and one intermediate set of mechanical wedge conditions that encompass a broad range of relations between interface coupling and surface morphologies observed along subduction zones.

2.6.1 Distributed transfer of elastic inter-SSE strain into plastic deformation of the accretionary prism

One hypothesis to explain the correspondence between the present-day pattern of inter-SSE coupling in southern Mexico and the long-term coastline morphology is that inter-SSE strain that accumulates due to partial-to-full locking of the subduction interface is not completely released by slip along the interface, including coseismic rupture, postseismic fault afterslip, and SSE. A fraction of the strain may instead be transferred into non-reversible, plastic deformation of the upper plate [Le Pichon *et al.*, 1998]. Horizontal inter-SSE velocities at locations near and along the coast are ~3 times faster than vertical rates, as illustrated

by forward models (Figure 2.3). By implication, if long term plastic deformation mimics the pattern of what inferred elastic inter-SSE deformation models, the trench-to-coast distance is more sensitive to the horizontal than vertical components of the elastic deformation (and its variations along the trench). A simple calculation can be made to estimate the minimum time required to give rise to the observed ~ 20 km variations in the trench-to-coast distance for the Guerrero and Oaxaca segments (Figure 2.6) if we simplistically assume that all of the present-day elastic inter-SSE strain is transferred into homogeneous plastic deformation of the upper plate. Given that the observed horizontal inter-SSE velocities vary along the trench by ~15 mm yr $^{-1}$ (15 km Myr^{-1}) (Figure 2.3), a minimum of 1.3 Myr would be required to give rise to 20-km variations in the trench-to-coast distances. Le Pichon *et al.* [1998] instead suggest that only 5% of the elastic deformation is transferred to plastic upper-plate deformation in the case of the Japanese subduction zone. If so, to 27 Myr would be required to give rise to the 20-km trench-to-coast distance variations observed in southern Mexico. The millions of years that are required to shape the upper plate morphology is comparable to estimates made by Béjar-Pizarro *et al.* [2013] for the Chilean subduction zone from a kilometer-scale correlation between a coastal scarp and the location of the transitional zone between coupled and uncoupled areas.

2.6.2 Localised strain transfer associated with frictional transitions

An alternative scenario for permanently deforming the upper plate is if plastic, upper-plate deformation occurs during sliding episodes (coseismic or aseismic slip) in response to variations of mechanical properties on the slab interface or within the wedge and overriding plate. Such variations could be of geological or geometrical origin as discussed before. With no direct information on sub-surface geological and geometrical structures in our study area, our considerations are indirect, based on the results from the critical taper analysis. In order to quantify how frictional transitions might produce brittle deformation during slip episodes, as already explored by other studies [e.g. Hu et Wang, 2008], we ran a mechanical model based on the limit analysis method [Chandrasekharaiah et Debnath, 1994; Salençon, 2002]. The limit analysis method is a static approach that predicts the localisation of brittle deformation from the frictional properties distribution. It is based on the weak formulation of the force equilibrium (the principle of virtual powers) and the theorem of maximum rock strength [Maillot et Leroy, 2006]. For our simulations, the Coulomb criterion is used to define the maximum rock strength. The simulations were run using the Optum-Geo software [OptumGeo, 2013]. Two different set-ups were investigated. The first one assumes that the subduction interface is homogeneously, strongly coupled, representative of Profile A in

Figure 2.8. Below, we refer to this as Model HM (Homogeneous Model). For the second, representative of Profile B in Figure 2.8, we assume that the shallowest area of the subduction interface is uncoupled and then transitions downdip to a region of strong coupling coinciding with the critical state area we identified (Area 2 in Figure 2.8). We refer below to this as Model TM (Transitional Model). We use the 2D slab geometry for these models.

model	ϕ_{int} (°)	μ_{int}	λ	$\phi^{eff}_{b,hdf}$ (°)	$\mu^{eff}_{b,hdf}$	$\phi^{eff}_{b,ldf}$ (°)	$\mu^{eff}_{b,ldf}$
HM	35	0.7	0.4	NA	NA	5.7	0.1
TM	35	0.7	0.4	20	0.4	5.7	0.1

TABLE 2.2 – Frictional parameters used in plastic deformation models HM and TM | HM (Homogeneous Model) and TM (Transitional Model) are representative of profiles A and B in Figure 2.8, respectively. Indices ldf and hdf refer to low dynamic friction and high dynamic friction, respectively.

The mechanical properties assumed for each model (Table 2.2) are consistent with those estimated for the eight critical state areas identified earlier in the analysis. We distinguish effective frictions for aseismic sliding and seismic sliding, corresponding to weakly coupled areas and strongly coupled areas, respectively. For aseismic areas, the effective friction of the slab interface is constrained by critical taper results : we use the friction obtained within a critical area near the transition zone, and extrapolate it to the whole aseismic area at shallower depths. It corresponds to a quasi-static friction since the slip is very slow. For seismic areas, since deformation is assumed to be acquired during sliding episodes, we use dynamic friction values consistent with values found for other subduction earthquakes [e.g. Conin *et al.*, 2012; Cubas *et al.*, 2013a,b; Fulton *et al.*, 2013; Kimura *et al.*, 2012; Ujiie *et al.*, 2013]. Exact values for quasi-static or dynamic friction are not well constrained, but the important point is that dynamic friction is always way lower than quasi-static friction [e.g. Di Toro *et al.*, 2011; Rice, 2006].

We first plot the shear dissipation (Figure 2.10), showing areas where the wedge is on the verge of brittle failure. In the HM model, a hinge associated with the transfer of material from the horizontal to the steeper portion of the slab is developed. Models that assume progressively more gradual slope transitions predict progressively more diffuse shear zones. In the TM model, a back-thrust develops at the frictional transition in addition to the slab kink hinge. Since the basal effective friction is larger along the uncoupled, shallow area of the subduction interface than along the more strongly coupled interface farther downdip, the frontal part of the wedge is uplifted along the predicted back-thrust. Increasing the frictional value that is imposed along the strongly coupled area of the interface increases the dip angle of the back-thrust.

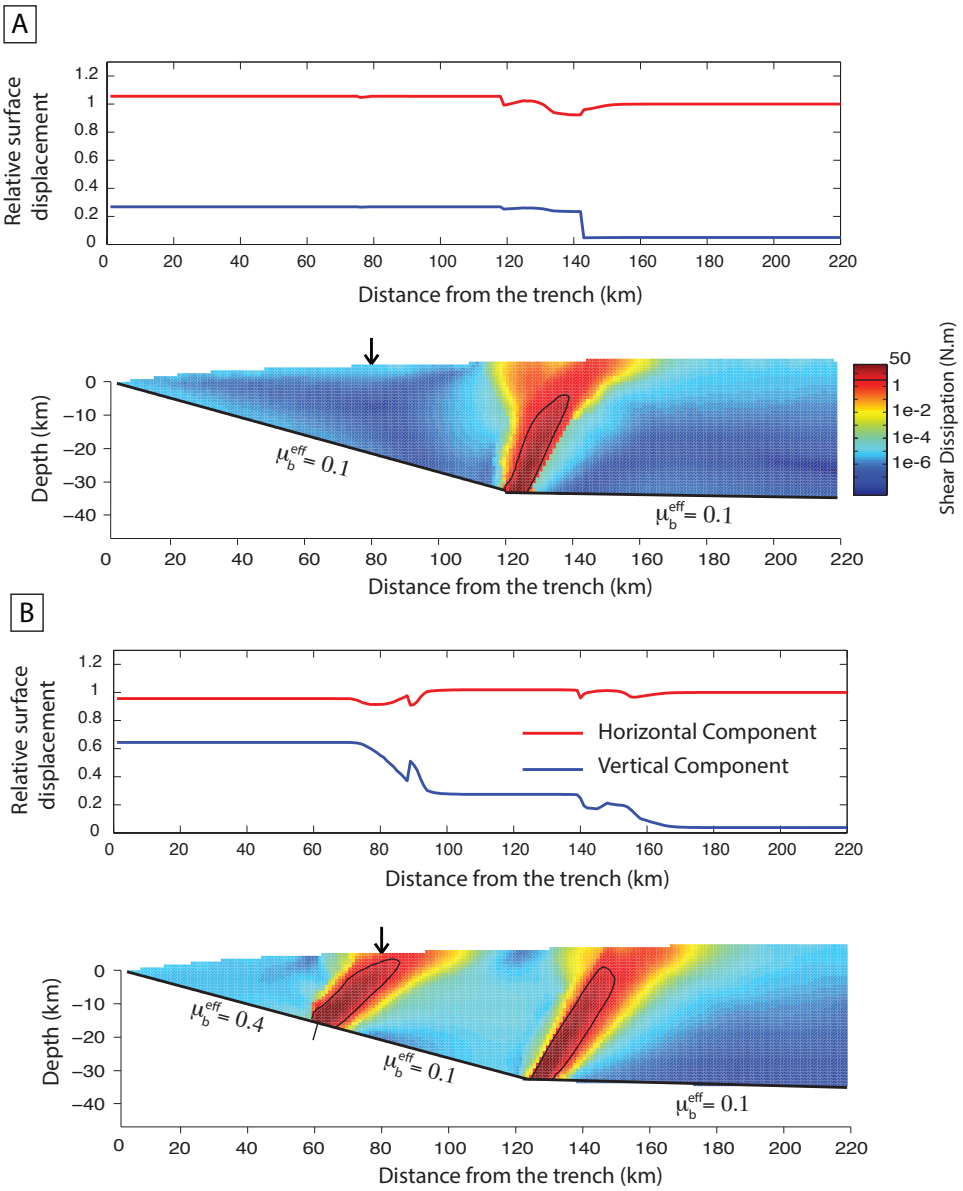


FIGURE 2.10 – Deformation predicted by plastic modeling for two mechanical settings | Virtual displacement and virtual shear dissipation are obtained from limit analysis [OptumGeo, 2013]. A is for a uniform low effective dynamic friction of 0.1 on the megathrust interface, while B is for an effective friction of 0.4 near the trench and a lower effective dynamic friction of 0.1 at depth. The density is set to 2600 kg/m^3. Slab geometry is identical as that used for the coupling modeling. Topography in A and B correspond to that along Profiles A and B of Figure 2.8. Top panels show the cumulative surface displacement due to brittle deformation (red : horizontal, blue : vertical) relative to the horizontal displacement at the backstop. Bottom panels represent the final shear dissipation in a logarithmic colorscale. The black line corresponds to the 5 N.m contour in which more than 99% of the shear dissipation occurs. Black arrows indicate the location of the coastline.

The limit analysis approach provides virtual velocities on all nodes of the model. To retrieve surface displacements, we assume that the ratio between virtual velocities of two segments projected along their fault is equal to the ratio of actual displacements between those segments. All surface displacements are normalised to the surface horizontal displacement at the backstop. In that case, considering 1m of displacement at the backstop, *i.e.* for 1m of convergence, the forearc is uplifted by 63 cm in the TM model and 27 cm in the HM model (top panel Figure 2.10). Those uplifts should obviously be balanced by erosion which is not quantified here. However, considering an homogeneous erosion rate along the coast, the larger uplift built in the TM model in comparison with the HM model would contribute to reduce the trench-to-coast distance, which is consistent with the observations made in Figure 2.6. Contrary to the first scenario presented in Section 6.1, the coastal shape is there mostly built from differential vertical displacements (differences in horizontal displacements between models TM and HM are very small, top panel Figure 2.10).

Although homogeneous, upper-plate plastic deformation that is proportional to the elastic strain accumulation (Section 6.1) and localised upper plate deformation due to frictional transitions on the subduction interface (Section 6.2) may both contribute to shaping coastlines, too few observational constraints are available to estimate their relative proportion, such as seismic profiles to identify splay faults which would attest of internal deformation in the prism.

2.6.3 Coastal morphology as a function of frictional variations along fault dip

The evidence described above and shown in Figure 2.6a for an along-strike correlation between areas of weak coupling on the shallow subduction interface and diminished trench-to-coast distances agrees with a similar correlation described for other subduction zones, particularly in the eastern Pacific. Weakly coupled trench segments often coincide with prominent peninsulas (and hence very short trench-to-coast distances) such as the Arauco Peninsula in Chile [Melnick *et al.*, 2009] and the Piura peninsula in northern Peru [Nocquet *et al.*, 2014]. Based on this correlation, we propose to distinguish three types of behaviours along subduction zones depending on how frictional properties vary downdip along the subduction interface (Figure 2.11).

The first corresponds to subduction interfaces where coupling is weak between the trench and the downdip limit of the seismogenic zone (Figure 2.11A). In this case, critical wedge theory predicts that the average topographic slope angle is high (4.2° for $\beta = 15°$ and $\mu_b^{eff} = 0.4$) and continual thickening of the upper plate (wedge), possibly including forethrust se-

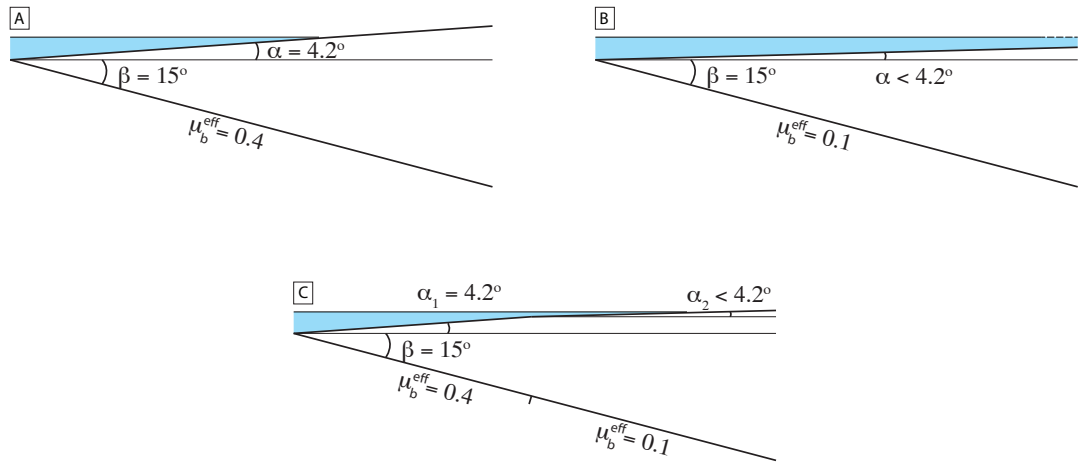


FIGURE 2.11 – Sketches showing the influence of the effective basal friction μ_b^{eff} on the average topographic slope α **|** Other parameters are set constant ($\beta = 15°, \phi_{int} = 35°, \lambda = 0.4$). Cases B and C are similar to models A and B in Figure 2.10.

quences. These processes favor the genesis of peninsulas and decrease trench-to-coast distances.

The second corresponds to a strongly coupled slab interface from the trench to the downdip limit of the seismogenic zone (Figure 2.11 B and Profile A of Figure 2.8, as assumed for the HM model described in Section 6.2. In this case, the entire subduction interface may rupture at very low dynamic friction. This results in low average topographic slope angles ($< 4.2°$ for $\beta = 15°$ and $\mu_b^{eff} = 0.1$), including negative slope angles that may be associated with extension of the forearc and the formation of sedimentary basins. Sedimentary basins in forearc settings have been detected by their free-air gravity anomalies and are spatially correlated with large seismic asperities that broke during the 20th century [Song et Simons, 2003; Wells *et al.*, 2003]. Larger trench-to-coast distances are expected in this scenario.

The intermediate case consists of a subduction interface with frictional transitions within the seismogenic zone (Figure 2.11C and Profile B of Figure 2.8), as described for the TM model of Section 6.2. These frictional transitions may produce localised upper-plate deformation, that may result in different topographic slope angles for the outer and inner wedges. The resultant trench-to-coast distance is intermediate between that expected for the two end-member scenarios described above.

2.7 Conclusion

Our analysis of the inter-SSE velocities of continuous GPS sites in southern Mexico reveals that significant variations in inter-SSE coupling occur along the Oaxaca and Guerrero segments of the Mexico subduction zone. The along-strike variations, alternating between areas where coupling is less than 0.3 and areas where it is more than 0.7, are mostly offshore. Coupling at depths below 25 km is more homogeneous and transitions to steady creep at distances of ~175 km from the trench. Variations in shallow coupling along the trench are strongly correlated with trench-to-coast distances, the latter of which may be a proxy for the mechanical state of the subduction wedge. Using critical taper theory to relate the morphology of the subduction wedge to its average long-term mechanical properties, we identify eight critical-state areas where internal deformation of the wedge is expected. All eight are located at transitions between weakly and strongly coupled areas of the subduction interface. An inversion of mechanical parameters for these critical-state areas gives values that are consistent for 7 of the 8 critical-state areas, with the lone exception coinciding with the Guerrero seismic gap, where anomalously high basal friction estimated from our inversion overlaps the region where silent slip events occur. Two mechanisms are proposed to explain how trench-to-coast distances have evolved to their present geometry in southern Mexico : (1) homogeneous plastic deformation of the upper plate may occur in response to inter-SSE elastic strain associated with the locked subduction interface (over time scales of Myrs), (2) frictional transitions on the subduction interface may produce localised shear zones in the upper plate and may cause differential uplift and/or subsidence along-strike in the upper plate. Our results suggest that the geometry/morphology of the subduction wedge can be related to its long-term mechanical parameters. To address in further detail how permanent deformation accumulates over one seismic cycle, dynamic modeling that incorporates rupture mechanics processes and of fault deformation could be appropriate.

‘

CHAPITRE 3

Détection et Caractérisation d'un Glissement Transitoire par Interférométrie Radar

Sommaire

3.1 Introduction 76
3.2 InSAR data and time series analysis reveal a transient episode of creep . . 79
3.3 Slip distribution of the creep burst 83
3.4 Discussion 89
3.5 Conclusion 94

Ce chapitre décrit l'analyse de données d'interférométrie radar issues de la constellation CSK, acquises sur le segment en creep d'Ismetpasa le long de la faille Nord-Anatolienne. A partir de l'ensemble des interférogrammes calculés et corrigés de différents signaux perturbateurs à l'obtention d'un signal tectonique clair, nous réalisons une analyse en série temporelle. Nous mettons en évidence la non-stationarité du glissement asismique sur le segment de faille étudié. Un glissement transitoire de un mois de Mw 5.2 est identifié et ensuite modélisé par une inversion probabiliste qui prend en compte les erreurs sur les données et la fonction de Green. Ce chapitre fait l'objet d'une publication intitulée "An aseismic slip transient on the North Anatolian fault" co-signée par Baptiste Rousset, Romain Jolivet, Mark Simons, Cécile Lasserre, Bryan Riel, Pietro Milillo, Ziyadin Çakir et François Renard. Il a été publié dans le journal *Geophysical Research Letters* en Mars 2016. Des éléments des annexes de la publication ont été inclus dans le corps du texte afin de l'enrichir.

3.1 Introduction

Early observations of creep on strike slip faults were presented by Steinbrugge *et al.* [1960] for the central San Andreas Fault (SAF) and Ambraseys [1970] for the North Anatolian Fault (NAF). Using boreholes strain meter observations, Linde et al. (1996) made among the first inferences of finite duration slow slip transients made along the SAF. Since these results, studies of slow slip events have largely been focused on subduction zones [e.g. Dragert *et al.*, 2001; Hirose *et al.*, 2010; Ide *et al.*, 2007; Kostoglodov *et al.*, 2010; Peng et Gomberg, 2010; Pritchard et Simons, 2006; Rogers et Dragert, 2003]. Geodetic detection of slow aseismic transients along strike slip faults have been limited to the SAF [e.g. De Michele *et al.*, 2011; Khoshmanesh *et al.*, 2015; Linde *et al.*, 1996; Murray et Segall, 2005], the Superstition Hills Fault [Wei *et al.*, 2009] and the Haiyuan Fault [Jolivet *et al.*, 2015a, 2013]. Creepmeter measurements have highlighted very shallow transient events both on the SAF [Schulz *et al.*, 1982] and the NAF [Altay et Sav, 1991]. Indirect observations such as tremors or low frequency earthquakes (LFEs) suggest that such behavior should be widespread [e.g. Shelly, 2015]. Geodetic studies using continuous Global Positioning System (cGPS) or Interferometric Satellite Aperture Radar (InSAR) greatly increase our ability to discriminate between creeping and locked portions of active continental faults [e.g. Cetin *et al.*, 2014; Jolivet *et al.*, 2015b; Thomas *et al.*, 2014; Tong *et al.*, 2013]. However, without a sufficiently dense cGPS network or short repeat time SAR observations, one can only derive average creep rates over the interseismic period.

We focus here on the study of the NAF, a major right-lateral fault accommodating the relative motion between the Anatolia and Eurasia plates at a rate of 25 mm/yr [McClusky *et al.*, 2000]. More than 800 km of the fault ruptured during a westward propagating sequence of 9 major earthquakes from 1939 to 1999 [e.g. Ambraseys, 1970; Sengör, 1979; Stein *et al.*, 1997] (Fig. 3.1). At least two sections of the NAF are currently sliding aseismically : a 60 km-long segment along the rupture of the 1999 Izmit earthquake [Çakir *et al.*, 2012], and an 80 km-long segment along the rupture of the 1944 Mw 7.3, and 1951 Mw 6.9, earthquakes near Ismetpasa [Çakir *et al.*, 2005] (Fig. 3.1). The Ismetpasa segment is currently seismically quiescent and no tremors or LFEs have been detected from the existing local seismological networks [Pfohl *et al.*, 2015]. Using observations of bent railroad tracks in the 6 years following the 1944 earthquake, Ambraseys [1970] derived a 50 mm/yr creep rate along this segment in the early 50's. Present-day creep rates of about 8 mm/yr are estimated using cGPS or InSAR data over 10 years [Çakir *et al.*, 2005; Cetin *et al.*, 2014; Kaneko *et al.*, 2013]. Thus, estimates made in the intervening 50 years suggest the creep rate decreased dramatically following the 1944 rupture, revealing a long-lived post-seismic afterslip sequence [Cetin *et al.*, 2014]. The spatial coincidence of large Mw 7 seismic ruptures, rapid after-slip over a 50 years period and steady creep over the last 15 years may be explained by a bimodal depth distribution of frictional properties on the fault. Velocity strengthening properties are required at shallow depths, which is consistent with the lithology observed in the fault gouge [Kaduri *et al.*, 2015], as well as velocity weakening properties at depths larger than 3 to 6 km [Kaneko *et al.*, 2013].

We report on a transient episode of aseismic slip on the Ismetpasa segment that has been detected using a dense set of radar images acquired by the COSMO-SkyMed (CSK) constellation of satellites. We consider interferograms on two orbital tracks, one ascending and one descending, using time series analysis to derive the temporal evolution of creep along a 20 km-long segment in the vicinity of Ismetpasa. We use a Bayesian approach to derive the extent and amplitude of slip at depth and discuss possible mechanical implications of such a transient episode.

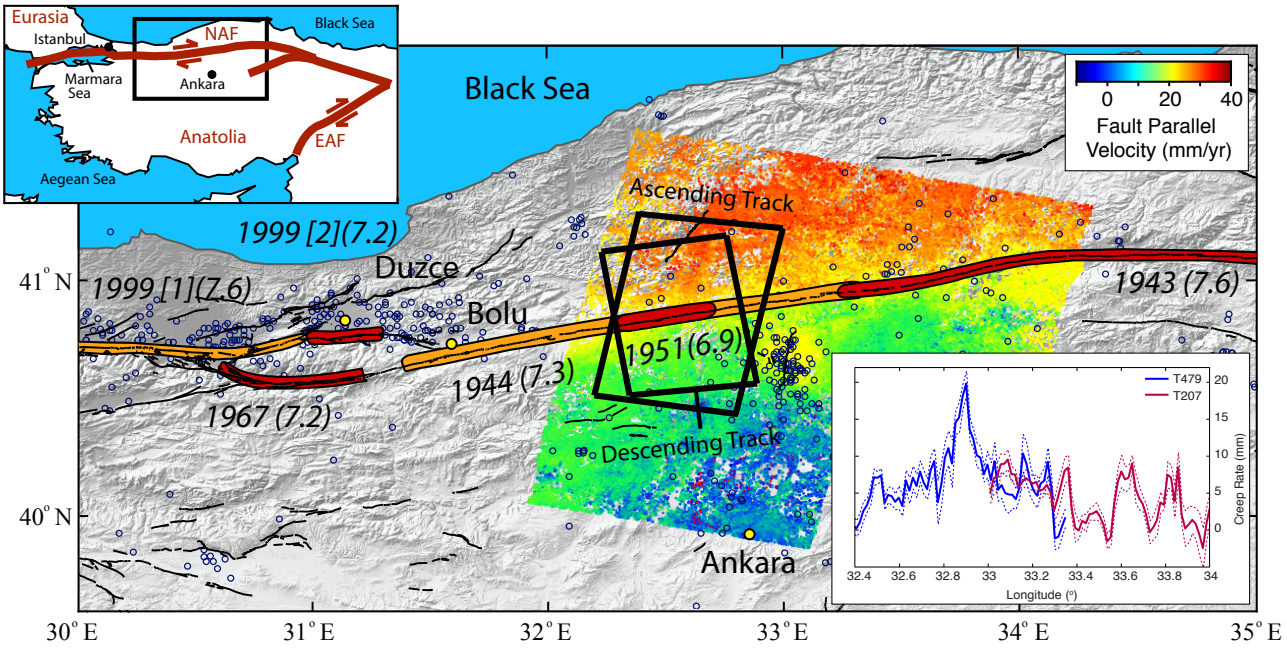


FIGURE 3.1 – Tectonic setting of the study area | Red and orange ellipses correspond to major earthquakes that ruptured the western NAF during the last century : the 1943 Mw 7.6 Tosia-Ladik earthquake, the 1944 Mw 7.3 Bolu-Gerede earthquake, the 1951 Mw 6.9 Kurşunlu earthquake, the 1967 Mw 7.2 Mudurnu earthquake and the 1999 Mw 7.6 Izmit and Mw 7.2 Düzce earthquakes. Dark blue dots correspond to the micro-seismicity from 1990 to 2015 recorded in the Kandilli earthquake catalog (M > 2.5). The color image corresponds to the permanent scatter derived average velocities from Envisat acquisitions between 2003 and 2011 [Cetin *et al.*, 2014]. Black rectangles indicate the ascending and descending CSK tracks considered in this study. Bottom right : Creep rate along the fault for the two Envisat tracks [Cetin *et al.*, 2014]. Top left : Large scale geodynamic context indicating the two main strike slip faults that delineate the Anatolian block : the East Anatolian Fault (EAF) and the NAF.

3.2 InSAR data and time series analysis reveal a transient episode of creep

We processed two sets of interferograms using X-band acquisitions from the CSK four satellites constellation spanning from July 2013 to May 2014. On the ascending track, we formed 140 interferograms involving 49 separate acquisitions and on the descending track, we formed 65 interferograms using 20 separate acquisitions (Fig. 1.9, chapter 1). We computed interferograms using the InSAR Scientific Computing Environment (ISCE) software [JPL/Caltech, Rosen *et al.*, 2012]. Based on an empirical evaluation of interferometric coherence, we consider pairs with perpendicular baselines smaller than 400 m and temporal baselines shorter than 40 days. We correct for the topographic component of the interferometric phase using the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) 30 meters pixel spacing digital elevation model [Abrams, 2000]. We unwrap interferograms using the ICU software [Goldstein *et al.*, 1988]. Within individual interferograms, coherence is high. However, patterns corresponding to strong atmospheric phase delays are common and obvious. In some places, these phase delays, on the order of one to several cm, correlate with topography (Fig. 3.2), and are related to spatio-temporal variations in the stratification of the troposphere. In other examples, we find significant spatially-correlated phase variations that we associate with turbulent troposphere (Fig. 3.2).

Many of the interferograms image a clear discontinuity in the interferometric phase occurring along the North Anatolian Fault (Fig. 3.2). This discontinuity is visible on multiple interferograms using independent acquisitions and is therefore not a propagation artefact. The high strain gradient centered on the fault suggests shallow fault slip. The discontinuity extends for 5 to 8 km along the fault trace and is visible on both ascending and descending track data. As the sign of the phase gradient is opposite on ascending and descending interferograms, we conclude that slip along the fault is primarily horizontal. Also, as we do not see this discontinuity either before or after the August-September 2013 period, thus this deformation signal is presumed to be the signature of a transient episode of right-lateral slip reaching the surface of the NAF.

In order to characterize the amplitude, timing and spatial extent of this transient slip at depth and along strike, we consider a time series analysis of surface deformation. The combination of a time series approach and the short repeat times provided by the CSK constellation (i.e. variable from 1 to 16 days) allows us to reduce noise and detect small amplitude deformation signals. We first calculate and remove phase delays corresponding to the temporal variability in the stratified atmosphere by estimating on each individual unwrapped

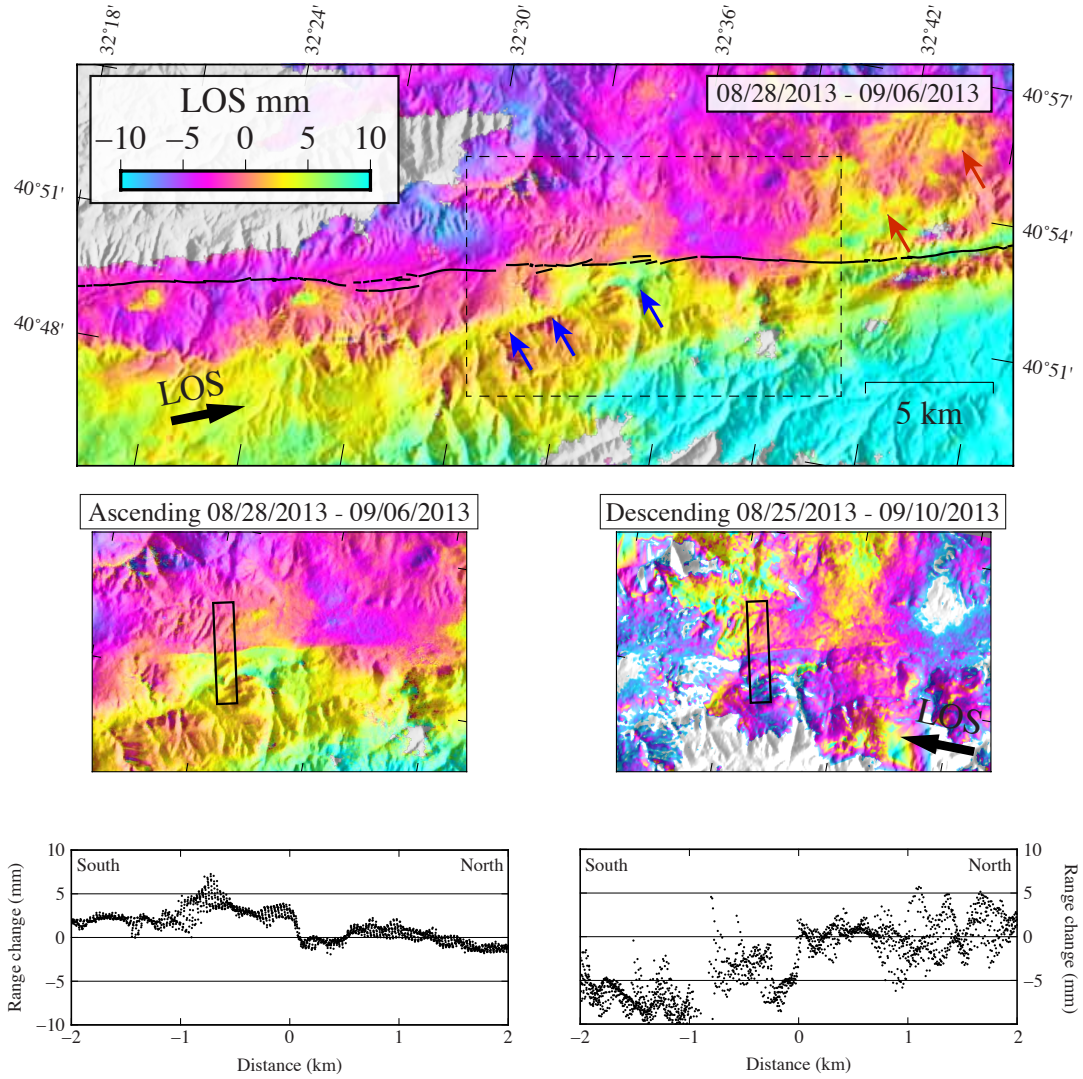


FIGURE 3.2 – Example interferograms that capture a strong phase gradient on the fault trace | Top : Interferogram of the ascending track spanning 08/28/2013 to 09/06/2013. Note the presence of path delay effects presumed to be due to turbulence in the atmosphere. Middle left : Zoom of the top interferogram on the fault without the fault trace. Middle right : Same left zoom, but for the descending interferogram spanning 08/25/2013 to 09/10/2013. Bottom : 4 km long and 1 km wide profiles perpendicular to the fault for the ascending and descending interferograms.

interferogram an empirical relationship between phase and topography, determined using multiple spatial wavelengths [Lin *et al.*, 2010]. We also estimate empirically residual orbital errors by fitting a plane to each interferogram. Orbital errors and atmospheric corrections are adjusted to be consistent within the interferometric network [Lin *et al.*, 2010]. We then use the New Small Baseline (NSBAS) scheme implemented in the Generic Interferometric Analysis Toolbox (GIAnT) [Agram *et al.*, 2013; Doin *et al.*, 2011; Jolivet *et al.*, 2012]. We estimate the Line-Of-Sight (LOS) phase evolution for each pixel independently, by solving the set of equations that links the phase difference of an interferogram to the corresponding acquisition dates and by adding a constant velocity constraint to link unconnected networks of interferograms. We eventually remove all the pixels for which the difference between the raw data and the reconstructed value is higher than 2 mm. In the following, we concentrate on observations from the ascending track. Although data from the descending track data do not contradict our findings, the smaller number of independent acquisitions compared to ascending data, as well as their higher level of noise, make the resulting time series less robust than that from the ascending data.

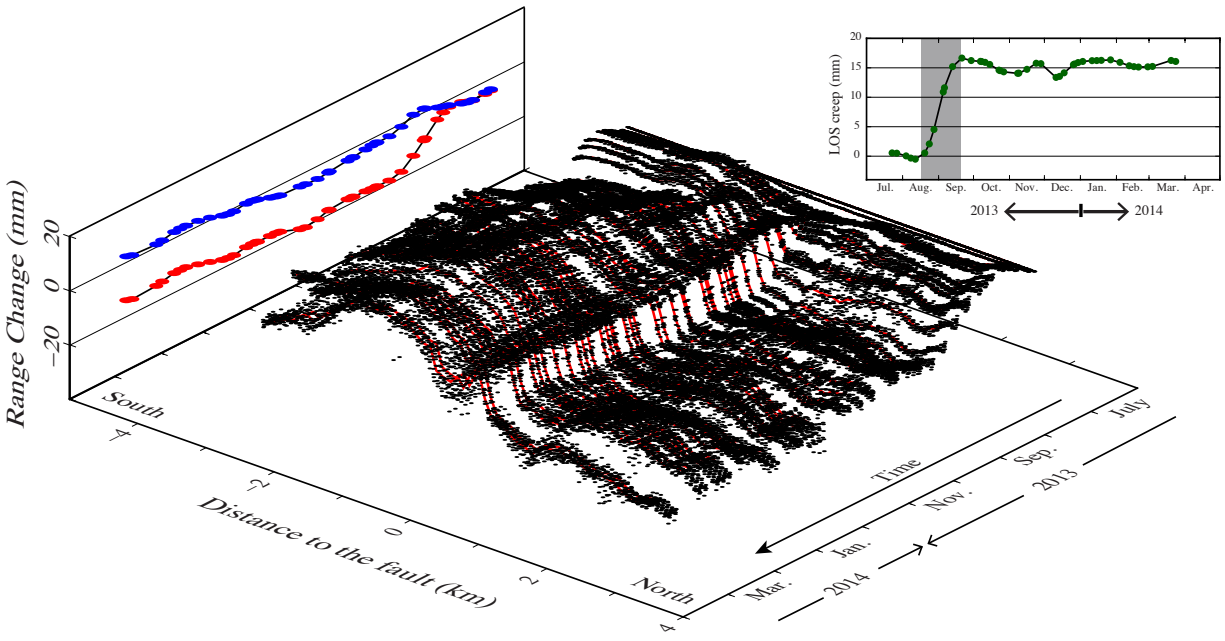


FIGURE 3.3 – Fault perpendicular profiles of LOS surface displacement versus time for the ascending track | The main plot shows the temporal evolution between July 2013 and April 2014 of surface range displacement on a 500 m wide and 8 km long profile centered on the fault. Blue (south) and red (north) dots curves show average range change taken from two 100-m-wide swaths located 300 m apart from each others on each side of the fault. Top right : Difference between the blue and the red curves. The period of transient creep is highlighted by the grey rectangle spanning from August to September 2013.

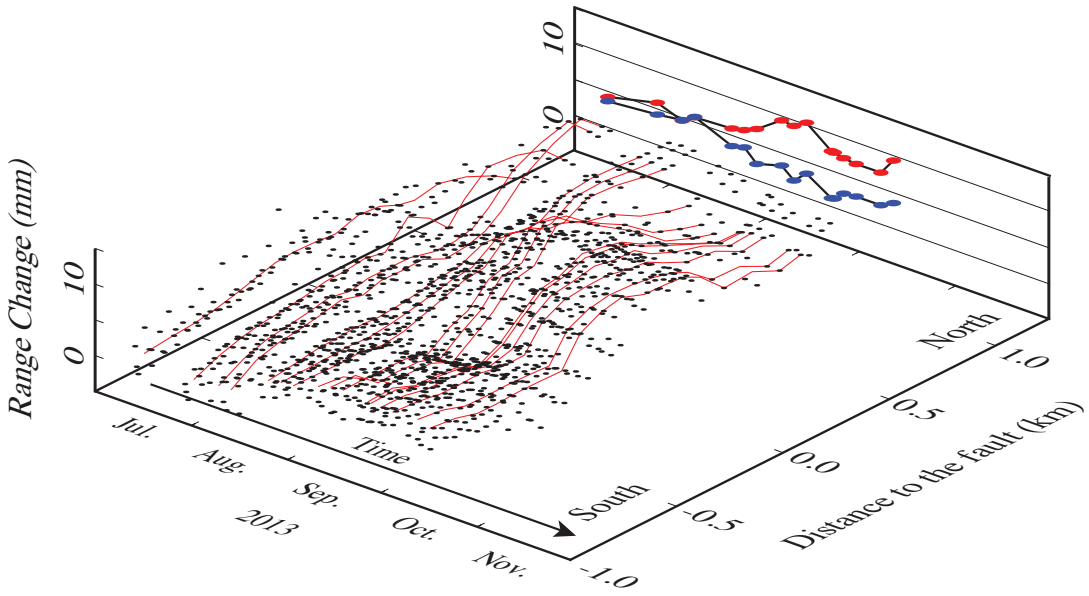


FIGURE 3.4 – Profiles of surface LOS displacement perpendicular to the NAF as a function of time (Same as Fig. 3.3 of the main text but for the descending track). The plot shows the temporal evolution between July 2013 and November 2013 of surface LOS displacement on a 500 m wide and 2 km long profile centered on the fault. Blue (south) and red (north) dots curves show average range change taken from two 100-m-wide swaths located 300 m apart from each others on each side of the fault.

Figures 3.3 and 3.4 show the temporal evolution of a fault perpendicular profile of the LOS displacement derived from the time series analysis. A clear transient creep event is visible between the acquisition dates of August 20th and September 21st, 2013, during which 6 images were acquired. In the month before this period and the six months after, we cannot detect any obvious signal across the fault. This observation suggests that, near the surface, the fault only creeps during one month out of the ten spanned by the CSK data. The cumulative offset across the fault extracted from this fault perpendicular profile reaches 1.5 cm in the LOS direction. Assuming slip is purely horizontal, this offset corresponds to about 2 cm of right-lateral fault slip (with an incidence angle of 49°, a fault strike of 70° and a heading of 13°W). This amount of transient slip is equivalent to 2.5 years of steady creep at the average rate of ~8 mm/yr measured by InSAR over 10 years using Envisat data [Cetin *et al.*, 2014] or to one year of the total differential motion between the Eurasian and Anatolia plates. This observation is the first evidence from InSAR that creep on the Ismetpasa segment is not steady but may occur through a succession of transient episodes of slip of significant size. The 5-8 km along-strike extent and the amount of slip involved (2 cm) suggests that the observed creep event affects more than just the shallowest (i.e. first 100 m) portion of the NAF,

and presumably extends to significant depths. To explore this question further, we develop a model of distributed subsurface fault creep.

3.3 Slip distribution of the creep burst

Imaging slip on the fault interface consists in inverting the forward problem, **d** = **Gm**, where **d** is the vector of the LOS surface displacements at all pixels between acquisition dates 08/20/2013 and 09/21/2013 reconstructed from the time series analysis, **m** is the vector of slip on the discretized fault plane and **G** is the matrix of the Green's functions (i.e. the surface elastic response to unit displacement on each point of the fault). We downsample the LOS map of surface displacements to 920 data points using a quad-tree downsampling approach maximising the resulting resolution on our fault plane [see Fig. 3.7 and Lohman et Simons, 2005]. We compute the Green's functions for a semi-infinite stratified elastic medium using the EDKS software [Simons *et al.*, 2002]. The elastic moduli are derived from the V_p model used by H. Karabulut to locate micro-seismicity in this area (personal communication, Table 3.1). The fault model geometry is assumed vertical and follows the mapped trace of the NAF, with nodes equally spaced every 2 km. **m** corresponds to slip at each node of the triangular fault mesh. Slip on the fault is the linear interpolation of the amplitude of slip at each node. Given that we only consider one LOS data set and that slip is mostly horizontal, we only solve for the along-strike component of slip. In addition, as the displacement map we recover from the time series analysis shows residual atmospheric patterns correlated with topography, we simultaneously solve for a linear relationship between displacement and topography. Finally, we include a linear function of azimuth and range to account for possible orbital residuals.

TABLE 3.1 – Elastic properties of the lithosphere used to build the Green's functions in a stratified medium, with the ratio $Vp/Vs = 1.75$.

Depth (km)	μ(GPa)	V_p ($km.s^{-1}$)	density ($kg.m^{-3}$)
0	14.1	4.00	2700
5	24.5	5.00	3000
13	34.2	5.91	3000
20	36.5	6.10	3000
25	40.1	6.40	3000
36	61.1	7.90	3000
90	70.7	8.10	3300

Our noise model includes the contribution of turbulent atmospheric noise by incorpo-

rating an empirically estimated covariance function of the displacement data used to build the data covariance matrix $\mathbf{C}_d$. This function parameterizes the correlation between data points to be an exponential function of the separation distance, decreasing as a function of distance between observables, with a characteristic length scale of 2 km and an amplitude of 3 mm (Fig. 3.5).

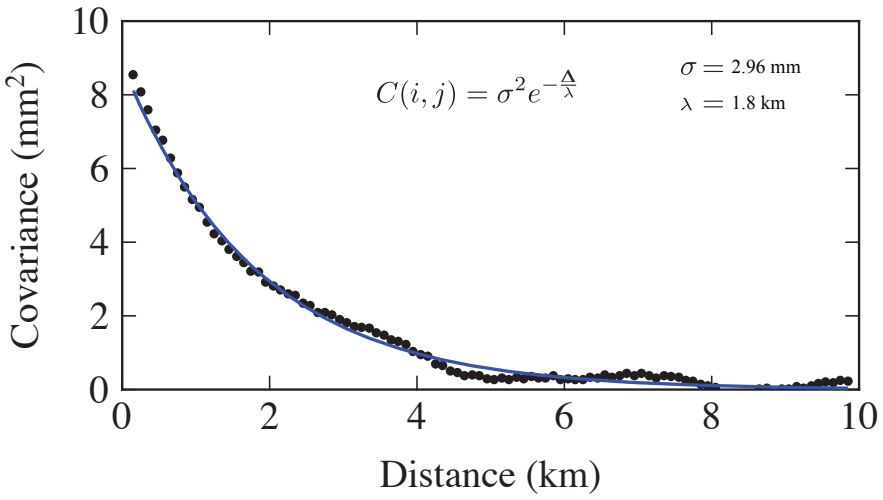


FIGURE 3.5 – Data covariance | One-dimensional empirical covariance and best exponential fit based on the approach used in Jolivet *et al.* [2012]. The covariance $C(i,j)$ between two pixels i and j is given by $C(i,j) = \sigma^2 e^{-\frac{\Delta}{\lambda}}$. σ corresponds to the amplitude of the covariance, and λ to the characteristics correlation length of the covariance. Δ is the distance between pixels i and j.

In addition to $\mathbf{C}_d$, we account for 5% uncertainty in the elastic parameters of our stratified elastic medium by constructing the prediction error covariance matrix, $\mathbf{C}_p$, following the approach of Duputel *et al.* [2014]. A standard way to obtain a slip model is to use a constrained least square inversion. However, this inversion method requires arbitrary choices for regularization. To provide an ensemble of plausible models, we instead adopt an unregularized Bayesian approach and derive the Probability Density Function (PDF) of slip on the fault, $p(\mathbf{m}|\mathbf{d})$. This posterior PDF is proportional to the prior PDF of slip (i.e. the state of knowledge we have on the slip before we bring in any information from data), $p(\mathbf{m})$, and to the data likelihood, $p(\mathbf{d}|\mathbf{m})$, such that

$$p(\mathbf{m}|\mathbf{d}) \propto p(\mathbf{m}) \exp\left[-\frac{1}{2}(\mathbf{d}-\mathbf{Gm})^{\mathrm{T}}\mathbf{C}_{\chi}^{-1}(\mathbf{d}-\mathbf{Gm})\right] \tag{3.1}$$

where $\mathbf{C}_\chi$ is the misfit covariance matrix, which we approximate as the sum of $\mathbf{C}_d$ and $\mathbf{C}_p$ [Duputel *et al.*, 2014] (See the derivation of this equation in chapitre 1, section 1.4). We in-

fer the posterior PDF $p(\mathbf{m}|\mathbf{d})$ using AlTar, a re-implementation of the Cascading Adaptive Transitional Metropolis In Parallel (CATMIP) [Minson *et al.*, 2013] sampling algorithm.

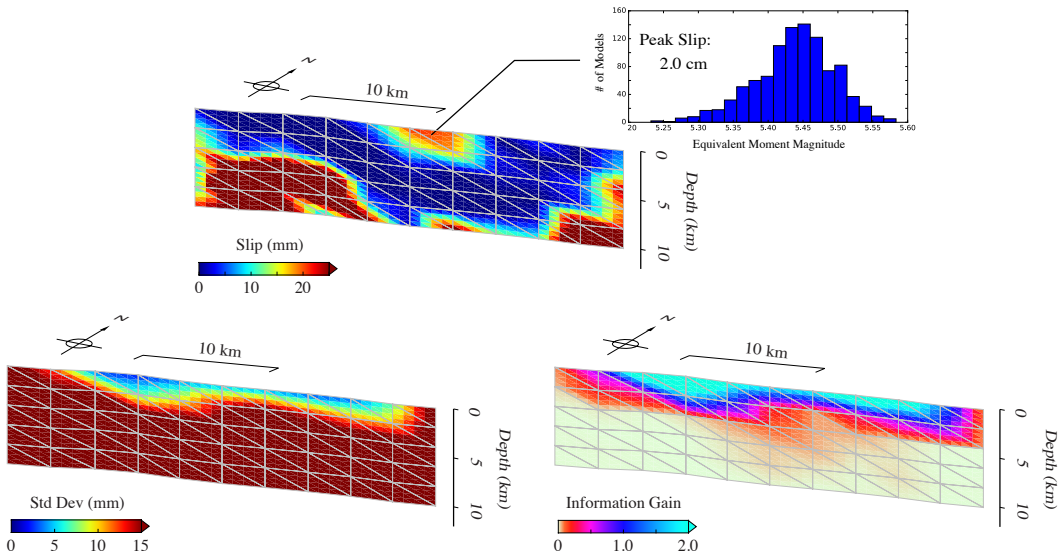


FIGURE 3.6 – Slip Models for the 2013 creep burst along the North Anatolian Fault | Top : Mode of the posterior Probability Density Function (PDF) of total slip during the 2013 creep event. Note that deeper high slip patterns are not constrained and only reflect the mode of the prior. The top right inset presents the posterior PDF of the slipping area corresponding to the creep burst with the number of models that explain the data as a function of the equivalent moment magnitude. Lower Left : Standard deviation of the PDF of slip during the 2013 creep event. Lower Right : Kullback-Leibler divergence of the PDF of slip computed using the prior likelihood (i.e. uniform distributions between 0 and 6 cm) and the posterior PDF. Higher values indicate regions where the gain of information of the posterior PDF is significant relative to the prior distribution.

We consider the mode of posterior PDF of slip on the fault, together with the standard deviation of slip and the information gain criterion (Fig. 3.6). To quantify the information gain, we estimate the Kullback-Leibler Divergence (D^i_{KL}), a criterion relative to the prior PDF defined as $D^i_{KL} = \int_{\mathbf{m}} p(m^i|\mathbf{d}) \ln(\frac{p(m^i|\mathbf{d})}{p(m^i)})$, where $p(m^i)$ and $p(m^i|\mathbf{d})$ are the marginals of the prior and posterior PDF for parameter m^i. D^i_{KL} is always positive or equal to zero. $D^i_{KL} = 0$ corresponds to the posterior PDF being equal to the prior PDF, i.e. $p(m^i|\mathbf{d}) = p(m^i)$, implying that we are not able to extract information for this part of the model given our data. In Figure 3.6 (top), the patch of slip corresponding to the observed surface displacement is localized between the surface and 2 to 4 km depth where standard deviations are lower than 1.0 cm, with a peak slip of 2.0 cm at the surface. The slip pattern is asymmetrical and presents more slip at depth on its eastern end. The posterior PDF of slip in the lower part of the fault is similar to the prior PDF, showing that we have insufficient information to constrain slip at such depths. The significant gain of information is broadly limited to the upper 4 km

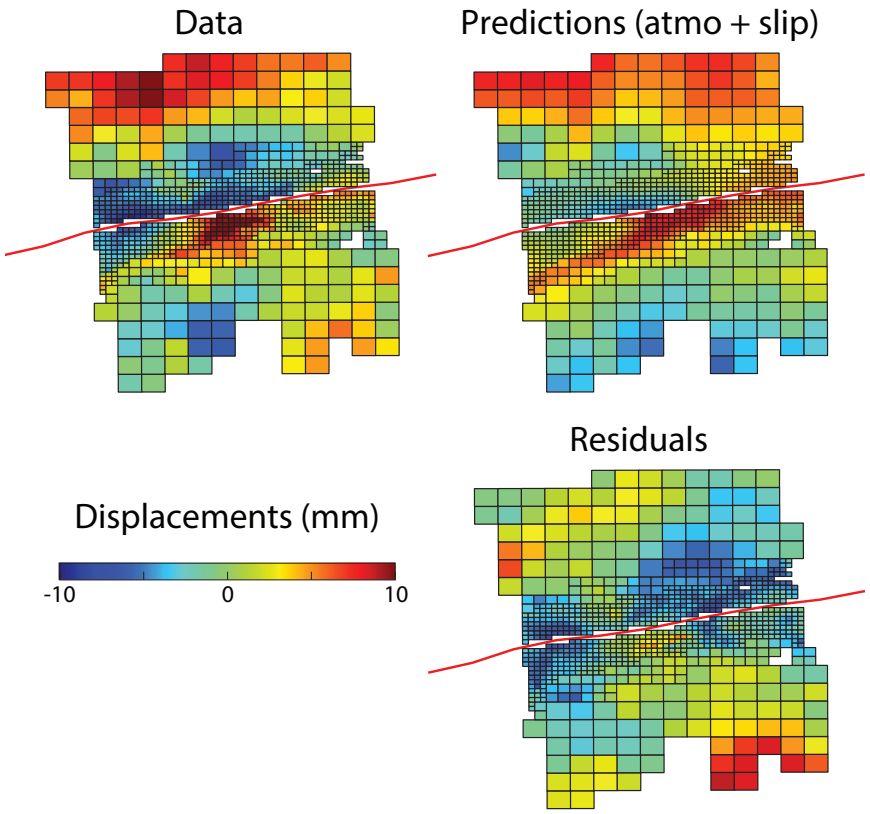


FIGURE 3.7 – Comparison between data and model from the Bayesian inversion | Top left : Downsampled data used for the inversion. Note that the downsampling is made using the method described in Lohman et Simons [2005]. Top right : Modelled displacements in the LOS corresponding to the mode of the posterior PDFs accounting both for the slip on the fault and the atmospheric signal linearly correlated with the topography. Bottom right : Residuals between the left and middle panels.

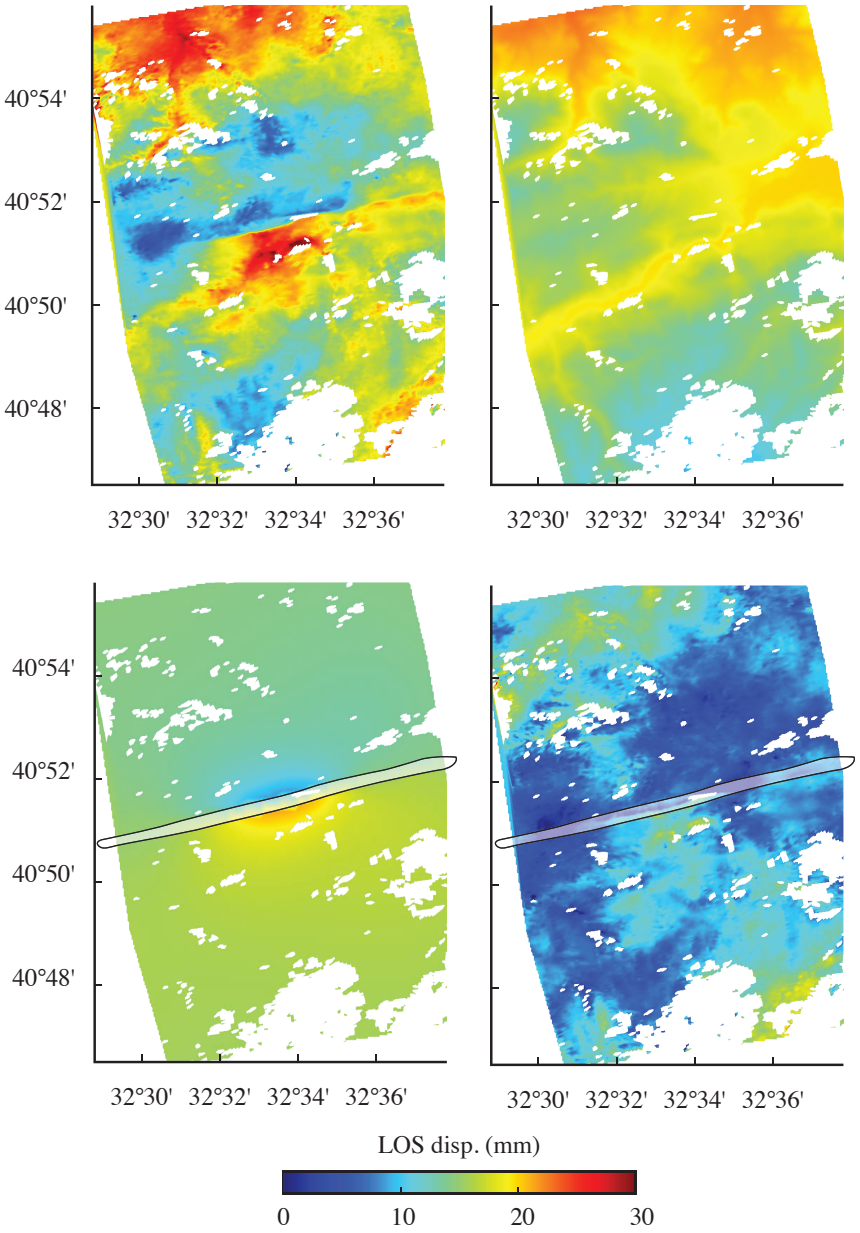


FIGURE 3.8 – Data compared to the two terms of the model at full resolution | Top left : Data used at full resolution. Top right : Mode of the posterior PDF corresponding to the linear term correlated to the topography. Bottom left : Surface displacement corresponding to the mode of strike slip on the discretised fault interface. Note that the surface pattern of displacement does not extend far from the fault trace because of the slip shallowness. Bottom right : residuals between the left panel and the sum of the two middle ones. Pixels in the shaded area are excluded from the inversion as they lie too close to the modeled fault (<200m).

of the fault, except in a limited region in the middle of the model where some information is extracted down to 6 to 8 km.

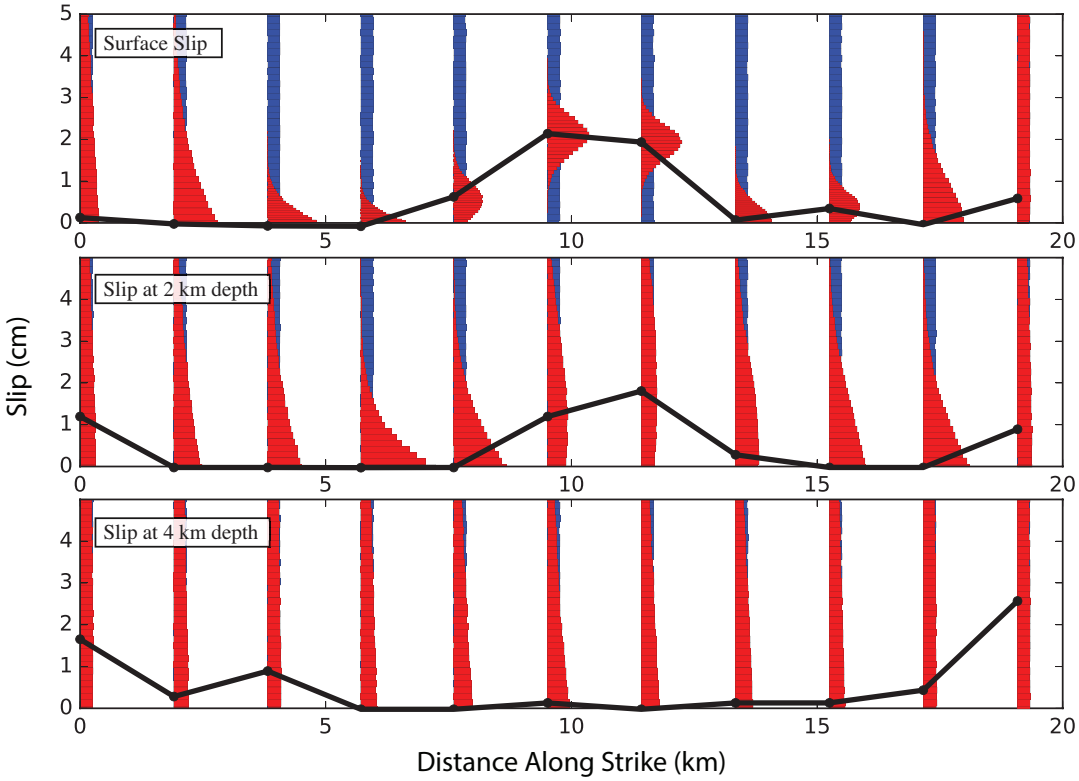


FIGURE 3.9 – Slip as a function of distance along strike and depth | The blue and red histograms correspond to the prior and the posterior density functions of slip, respectively. The black curves links the modes of posterior PDF at each depths. At the surface ant center of the event, the posterior PDF has a well defined Gaussian shape, while at lower depths and on the sides they are Dirichelet like, indicating a lack of resolution. At the surface, PDFs suggests that slip extends horizontally over 8 km. No slip is observed at depths greater than 4 km.

Marginal PDFs of slip along strike at various depths confirm that we can locate the slip event in the first 4 km. At greater depths, posterior PDFs are uniform and similar to the prior PDFs assumed (Fig. 3.9). Our inversion formulation also enables to quantify probabilities for the main parameters of the slip pattern. For example, considering the nodes with $D_{KL}^{i} > 1.0$ and immediate neighbors, we can infer an 82% probability that 70% of the slip potency is concentrated at depths shallower than 3 km. For the same set of nodes, we derive a 72% probability that the peak slip is localised between 1 and 4 km-depth. Finally, we derive the PDF of the total equivalent moment of the aseismic event, which we find to lie between 1e17 to 3e17 N.m, corresponding to an equivalent moment magnitude of 5.2 to 5.5 (Fig. 3.6).

3.4 Discussion

During the 10 months period of observation and for the 50 km-long fault section studied here, the CSK data and the derived slip model indicate that creep is episodic rather than steady. We have processed additional adjacent tracks eastward, along more than 120 km of the fault, and we do not observe other creep bursts. This other data set has a higher noise level, which may prevent from any detection of temporal fluctuations of creep. However, these observations do not show evidence of creep at all, although we would expect approximately 6 mm of creep to have built up along the fault over our period of observations. The question then arises whether creep was episodic in the past as well. During the early postseismic period, when the creep rate on the Ismetpasa segment was as high as 50 mm/yr, a one month transient event accounting for two years of average creep would have had a peak slip of 10 cm. However, no continuous observations were available at that time to detect such type of events. Creepmeter measurements made in the 1980s suggest that one month transients were already present [Altay et Sav, 1991]. However, these observations can be sensitive to shallow processes (e.g., rainfall), and thus the extent to which those observations are of significant tectonic origin remains ambiguous. Furthermore, it is not possible to estimate the depth extent of these fault movements with only creepmeter measurements. During the Envisat and ALOS InSAR observation period, it may also have been difficult to detect short lived transients given the limited temporal sampling. Indeed, on average, only 4 ALOS acquisitions are available per year over the 2007-2011 period [Kaneko *et al.*, 2013], and 3 Envisat acquisitions per year over the 2003-2011 period [Cetin *et al.*, 2014]. Also, the average creep rate appears to be decreasing since the 1944 earthquake [e.g. Cetin *et al.*, 2014]. If we hypothesize that the tendency to have transient slip behavior increases as loading rate decreases, then it is possible that no transients slip event have occurred before the one described herein. Alternatively, such transients have occurred but went unobserved.

Average velocity maps and creep models constrained from InSAR data between 2003 and 2011 along the Ismetpasa creeping section suggest that creep along the NAF is restricted within the uppermost 5 to 7 km depth. The creep event that we detected is located at similar depths. If representative of the fault behavior, such type of creep events could contribute to build the average creep signal previously observed with a sparser set of images. The event described here corresponds to about 2 cm of slip at its peak, or more than two years of average creep as observed by other InSAR studies [Cetin *et al.*, 2014; Kaneko *et al.*, 2013]. If similar events were to occur along this segment, the recurrence between events would be ~2 years, perhaps explaining why we do not detect any other event in the 10 months of data

currently available to us.

Whether or not slip was occurring as transients in the past decades, the episode of slip described in this study raises the question of the validity of existing simple mechanical models. In the laterally homogeneous model proposed by Kaneko *et al.* [2013], earthquakes nucleating in a 5 to 15 km-depth slip weakening region propagate through the slip strengthening region at the surface. As the peak coseismic slip for the modelled 1944 earthquake is not at the surface, the top 5 km experience a sudden shear stress increase which is released by several decades of decaying post-seismic slip. The Kaneko *et al.* [2013] model also predicts that presently, either the yearly average creep rate is decreasing very slowly or slip is perpetuated by steady creep. However, our observations suggest creep is not just long-lived but could be a succession of monthly creep transients separated by locking periods. Therefore, we need a model that allows for full locking at the surface and spontaneous generation of episodes of creep, as also reproduced in laboratory experiments of slow propagation of a crack front [Schmittbuhl et Måløy, 1997]. Such events are observed in the vicinity of seismic (i.e. rate weakening) asperities, where the largest stress gradients are observed, in numerical models of the earthquake cycle using a frictional description of faults [Barbot *et al.*, 2012; Lapusta et Liu, 2009]. A more complex tuning of this empirical formalism than done by Kaneko *et al.* [2013] may potentially reproduce this behavior, such as the one made by Wei *et al.* [2013] for the SAF with a conditionally stable layer at depths of shallow transient events. While tuning the rate-and-state formalism might explain the transient nature of slip in this case, the underlying physical mechanisms still remain unknown.

Another feature of an improved model should account for the elastic loading of the shallow portion of the fault. If we consider that post-seismic slip has now released most of the stress perturbation induced by the earthquake (on the order of one megapascal), stress needs to build up at shallow depth until the generation of a transient episode of slip. Shear stressing rate imposed on the fault at the surface by a vertical dislocation in an elastic half-space, at a depth d with a slip rate $\dot{s}$, is expressed as $\tau = \frac{\mu \dot{s}}{2\pi d}$, with μ the elastic shear modulus [Savage et Burford, 1973]. Assuming that the seismogenic portion of the fault is fully locked at depth shallower than d, ranging from 10 to 20 km, with slip rates between 2 and 3 cm/yr and μ = 30 GPa, the shear stressing rate at the surface is between 5 and 15 kPa/yr. In the same model, shear stress associated with the transient is expressed as $\tau_t = \frac{\mu s_t}{2\pi d_t}$, where s_t is the slip and d_t is the maximum depth of the transient. Assuming a depth, d_t, of 4 km and a slip, s_t, of 2 cm, the stress drop of the transient is 24 kPa. Therefore, with a locking depth between 10 and 20 km, it would take between 2 and 5 years to account for a transient similar to that observed. Note that this simple calculation does not account for three dimensional

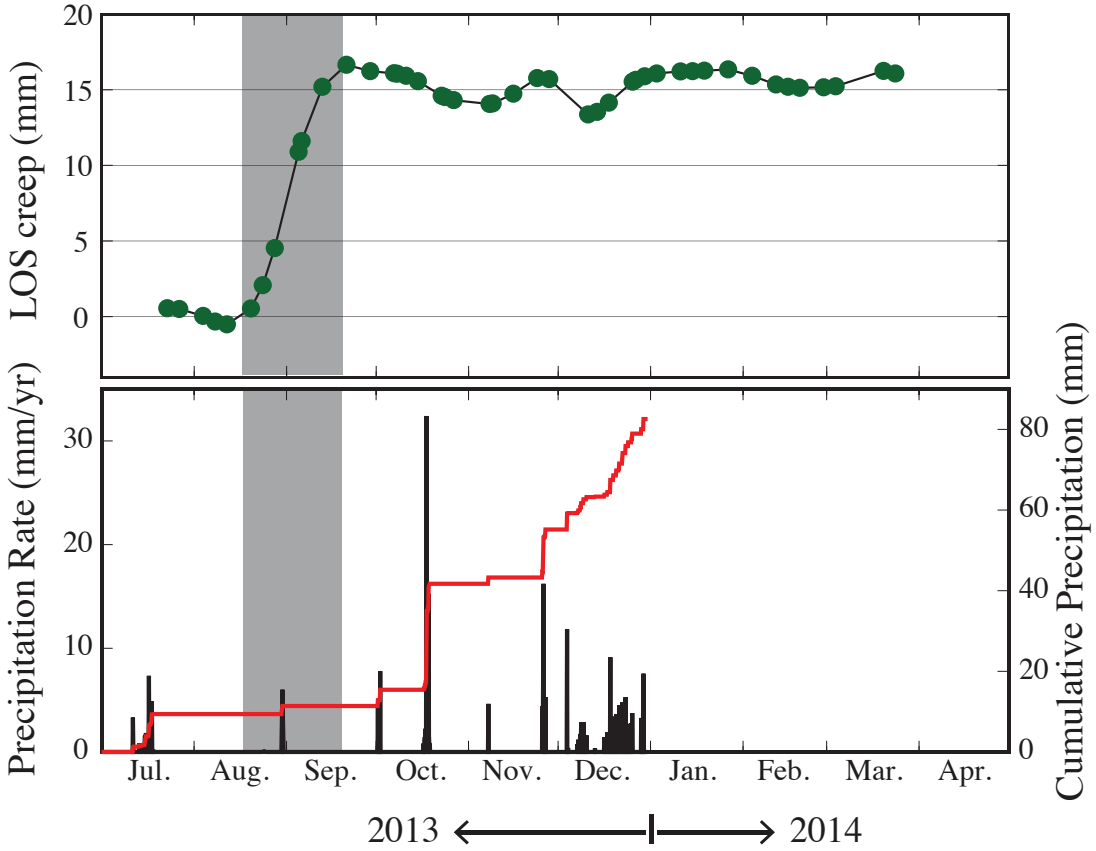


FIGURE 3.10 – Comparison between precipitations and the creep burst | Top : Temporal evolution of the LOS component of surface fault creep. The creep burst is highlighted in grey. Bottom : Precipitation rate and cumulative precipitation in the area of the creep burst. The measurement of precipitations is made by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite [Simpson *et al.*, 1996]. Note that no precipitation is recorded just before the creep burst.

effects but provides an order of magnitude for this type of event.

The aseismic slip transient event described here was generated spontaneously and did not accelerate to generate an earthquake. We have not identified any external process that could have triggered this event. Since loading and unloading cycles of aquifers have been suggested to play a role in the seismic and aseismic behavior of faults [e.g. González *et al.*, 2012], we considered precipitation data from the TRMM satellite. However, there is no significant rainfall before the creep event (Fig. 3.10). In addition, no significant seismic event in the vicinity of this segment has been recorded and no large earthquake in the region or large teleseismic earthquake occurred during this period of time. The triggering of slip events along active faults by local or remote earthquakes has been observed [Tape *et al.*, 2013; Wei *et al.*, 2015; Zigone *et al.*, 2012], but cannot explain the origin of this creep burst (see Fig. 3.11 for an analysis of the local seismicity).

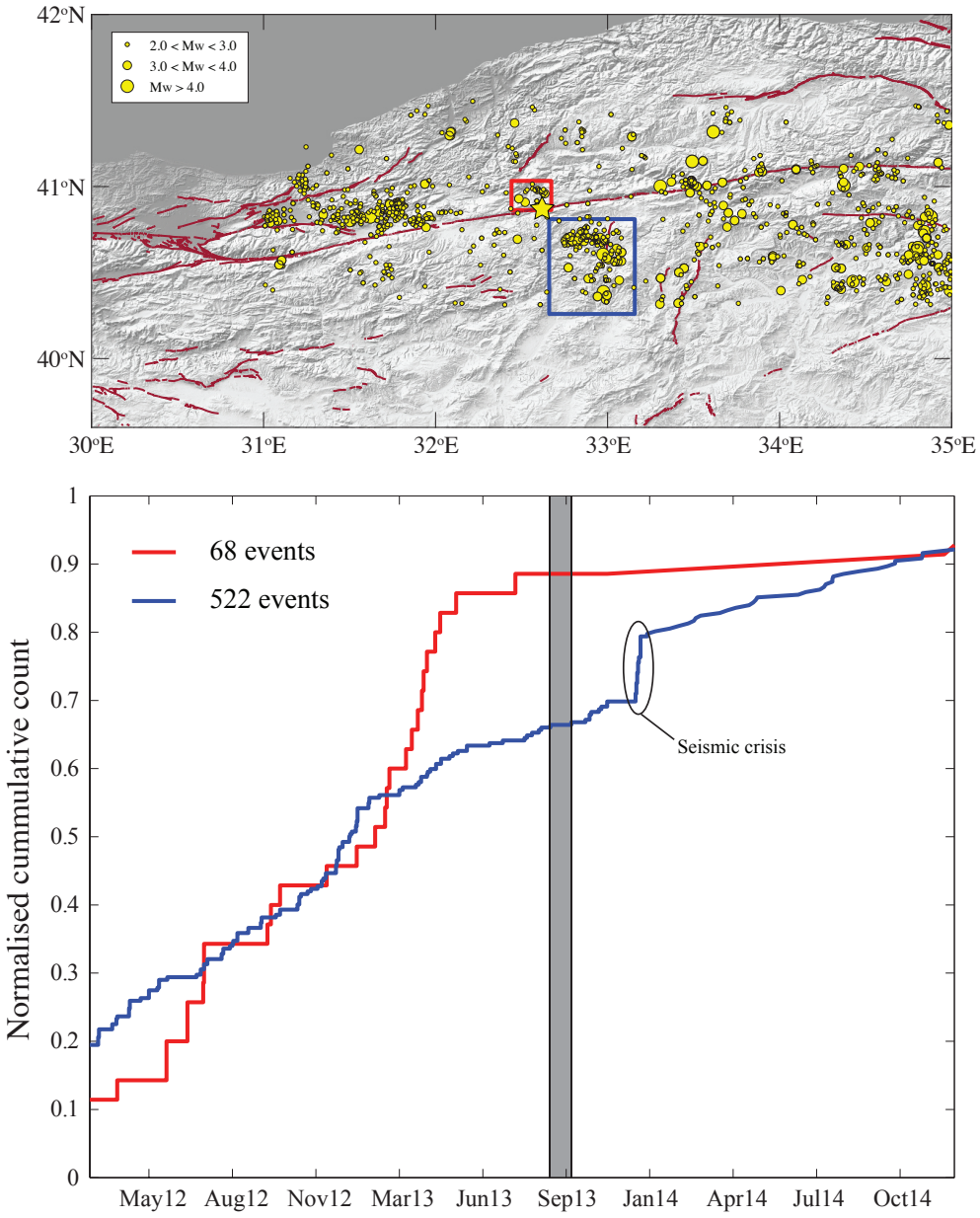


FIGURE 3.11 – Comparison between the local seismicity and the creep burst | Top : Map with all local seismic events in yellow from March 2012 to December 2014 (Personal communication from Hyrullah Karabulut). Events of magnitudes from 2.0 to 3.0, 3.0 to 4.0 and higher than 4.0 are distinguished by different circle sizes. The geologically mapped fault traces are in burgundy. The location of the creep burst is represented by a yellow star. Bottom : Normalised cumulative count for seismic events located in the red and blue boxes on top. The creep burst is indicated by the grey rectangle. Events located in the red box are almost all Mw 2.5 events and are located at the location of an open mine and are thus probably explosions due to the mine extraction. These events ceased in June 2013. We note the December 2013 seismicity crisis in region shown by the blue box. However, no clear event is identifiable to have dynamically triggered the creep burst.

3.5 Conclusion

We detected a month-long transient aseismic creep event along the Ismetpasa section of the North Anatolian Fault using a temporally dense InSAR time series analysis. We infer a distribution of slip corresponding to this event using a Bayesian approach that accounts for errors in both data and assumed forward model. The peak slip of this burst is ~ 2 cm, equivalent to one year of tectonic loading. Prior to this study, the Ismetpasa creeping section was thought to slip at a constant rate of 8 mm/yr, after a period of exponential decay of the creep rate following the 1944 earthquake. As we have not found a cause for a sudden shear stress increase or normal stress decrease right before this transient slip event, the observed velocity increase is not consistent with simple velocity strengthening fault constitutive parameters. We consider two scenarios for reconciling these observations : (1) creep has never been steady and prior observations could not untangle the rich temporal behavior of creep, made of slow slip events interacting with each other [Jolivet *et al.*, 2015a], (2) creep was steady and has now become episodic. In both cases, refining the fault zone properties and mechanical model is needed to explain such transient episodes of slip and to understand the regional seismogenic behavior of the NAF.

CHAPITRE 4

Détection de Glissements Transitoires de Faible Amplitude par GPS

Sommaire

4.1 Introduction 96
4.2 Formulation of the method 99
4.2.1 Templates of of surface displacement time series 99
4.2.2 Correlation of templates and GPS time series 100
4.2.3 Duration and magnitude estimation 105
4.2.4 Statistics on synthetics 107
4.3 Application to real data : the Mexican subduction zone near Guerrero . . . 110
4.4 Discussion 113
4.4.1 Detection of other phenomena 114
4.4.2 Rate-and-state asperity model 114
4.4.3 Scaling laws 115
4.5 Conclusion 117

Ce chapitre a pour but d'expliquer le développement d'une méthode de détection et caractérisation de glissements transitoires. La détection est basée sur la corrélation entre des séries temporelles GPS et des glissements lents synthétiques sur l'ensemble du réseau GPS. Une analyse sur des séries temporelles synthétiques comprenant des glissements transitoires ainsi qu'un bruit réaliste permet de mettre en évidence les limites de la méthode. On applique ensuite cette méthode à la période février 2005 à mai 2007 sur le segment de Guerrero de la subduction mexicaine. Cette période présente l'avantage d'avoir des catalogues complets de trémors et LFEs auxquels on peut comparer nos détections. L'étude réalisée dans ce chapitre, principalement encadrée par Michel Campillo et Cécile Lasserre, va faire l'objet d'une soumission pour publication dans le journal *Journal of Geophysical Research* prochainement.

4.1 Introduction

Deformation related to plate tectonics is mainly accommodated by slip on plate interface, that generates measurable seismic waves in case of earthquakes, or is considered as aseismic if the slip is so slow that waves are not perceptible. The fault behavior during the interseismic period is usually characterised by the intersismic coupling ratio, measured from geodesy and defined as the ratio of the slip deficit rate and the long-term tectonic loading rate. This coupling ratio represents an average value in space, due in particular to limitations in data sampling or model assumptions. It is also, most often, an average in time over the study period, as detecting non linear, temporal variations of aseismic slip during the interseismic period remains a methodological challenge. A partially coupled area is thus considered as spatially homogeneous and aseismically slipping at a steady rate. However, numerous observations highlight the existence of transient aseismic slip events or slow slip events (SSEs) with a wide spectrum of spatial and temporal behavior [e.g. Obara et Kato, 2016], sometimes with amplitudes below the noise level of present-day observations [Frank, 2016].

Many techniques have been developed to characterise transient aseismic slip on faults since their discovery in the late 90's [Dragert *et al.*, 2001; Linde *et al.*, 1996]. Most of the observations have been made from data analysis of continuous Global Positioning System (GPS) time series. The number of stations in operation has tremendously increased in the last decades, reaching more than 1000 stations in Western US or in Japan, improving considerably the ability to detect transient signals and the modelling of associated slip. Some transient slips have recently been detected with Interferometry Synthetic Aperture Radar

(InSAR) measurements along strike slip faults [e.g. Jolivet *et al.*, 2015b; Rousset *et al.*, 2016; Wei *et al.*, 2009] and subduction zones [Cavalié *et al.*, 2013]. However, the amount of atmospheric noise and the limited time resolution lead to detection thresholds in magnitude still higher than those obtained with dense GPS networks.

The displacement time series recorded by GPS stations are a complex sum of various components that may be separated in order to extract transient slip events. Segall et Matthews [1997] proposed a network inversion filter of GPS time series, where the displacement is a combination of a secular velocity, slip on faults, benchmark motions, reference frame errors and estimation errors. The stochastic description of all these parameters is explored through a Kalman filter in time. Many studies have used this formalism [e.g. Bartlow *et al.*, 2011; McGuire et Segall, 2003; Miyazaki *et al.*, 2003], sometimes adding complexities to the model, such as [Ohtani *et al.*, 2010] who decomposed the signal in the wavelet domain.

Others techniques are not assuming physical processes to model the GPS time series. Ji et Herring [2013] first smoothed the time series in time with a Kalman filter to increase the signal to noise ratio. They then detect transient signals through a first order Gauss-Markov process before applying a spatial principal component analysis to characterise the spatial shape of the founded events. Riel *et al.* [2014] are decomposing the time series with a dictionary of all possible orthogonal functions that could represent the signal without physical assumptions. B-splines are used to model transient signals. The analysis of the resulting coefficients for each function at each time allows for the detection of individual events. A spatial weighting is applied to take into account the non homogeneous distribution of stations and filters nearby coherent signals. The approach of Walwer *et al.* [2016] differs from the previous ones in the functions used to decompose the signal. Instead of using harmonic functions which do not allow for inter-annual variability, this study used a spectral analysis to retrieve empirical basis functions that represent the common modes and the temporal variability of any dataset. Not relying on physical processes, these three methods can be used for any transient geophysical process, such as hydrological loading, volcanic magma motion or slow slip events.

All these methods seem to be efficient in modelling largely emergent transient signals from the noise automatically, but the detection of transient signals with amplitude close to that of the background noise or even below is more uncertain. This might in part be due to the temporal smoothing which is often applied and to detection thresholds set by the amplitude of noise as all times series are modelled separately, even if the spatial covariance is taken into account. However, transient signals with amplitude close to the background noise or lower are likely to occur. For example, in subduction zones, many tremors or Low

Frequency Earthquakes (LFEs) are detected with no corresponding transient signals directly observed on GPS time series. One way to discriminate if aseismic slip is associated to these seismic events of very low amplitude is to use these events as trackers. On the Mexican subduction zone, Frank *et al.* [2015] used the timing of LFEs bursts to select short windows around the these times from the GPS time series, and stack them to increase the signal to noise ratio. They successfully extract a slow slip like signal corresponding to the average surface motion of all stacked events.

However, by stacking different events in time, the underlying assumption is that the events are repeaters, which prevents from characterising possible spatio-temporal differences between events. It appears more convenient to detect transient events independently and solely from GPS time series. Nishimura *et al.* [2013] and Nishimura [2014] developed a method to detect short-term SSEs coincident with the tremor activity in Japan, that were previously observed only with tiltmeters. The SSEs detection is made using the Akaike information criterion, to decide whether windows of filtered GPS time series are best fitted with a linear fit alone or with a linear fit plus a negative step. With this method, they found more than two hundred probable Mw 5.6 to 6.8 SSEs along the Nankai trough and the Ryukyu Trench on a 17 years period from 1996 to 2013.

In the present paper, we propose an alternative to Nishimura's method, which in particular do not characterise the duration of the events. Our approach is based on a GPS-mathed filter, with a physical model of slow slip incorporated in the detection process. We build templates of surface displacement time series from synthetic slow slip that we correlate with post-processed GPS time series. Once an event is detected in time, we perform further analyses to best describe its location, duration and magnitude. In section 4.2, we first present the formalism of the technique and we apply it to synthetic GPS time series to assess the detection capability of the method and explore its limits in estimating duration and magnitude of small SSEs. In section 4.3, we apply it to the Guerrero segment of the Mexican subduction zone where large Mw ~7.5 SSEs are recurrent [Graham *et al.*, 2015; Radiguet *et al.*, 2012] and the occurence of smaller ones have been suggested [Frank, 2016; Frank *et al.*, 2015; Vergnolle *et al.*, 2010]. This area is particularly favorable for such an application as : (1) a relatively dense GPS network is producing good quality time series since 2005 [e.g. Walpersdorf *et al.*, 2011], (2) the flat slab geometry of the subduction at ~40 km depth just below the continent [Kim *et al.*, 2010] allows for the detection of low magnitude events compared to other subduction zones and (3) independent catalogs of tremors and LFEs have already been produced. Finally, in section 4.4 we discuss the ability of detection of the method, the mechanics of the detected events and their scaling laws.

4.2 Formulation of the method

4.2.1 Templates of of surface displacement time series

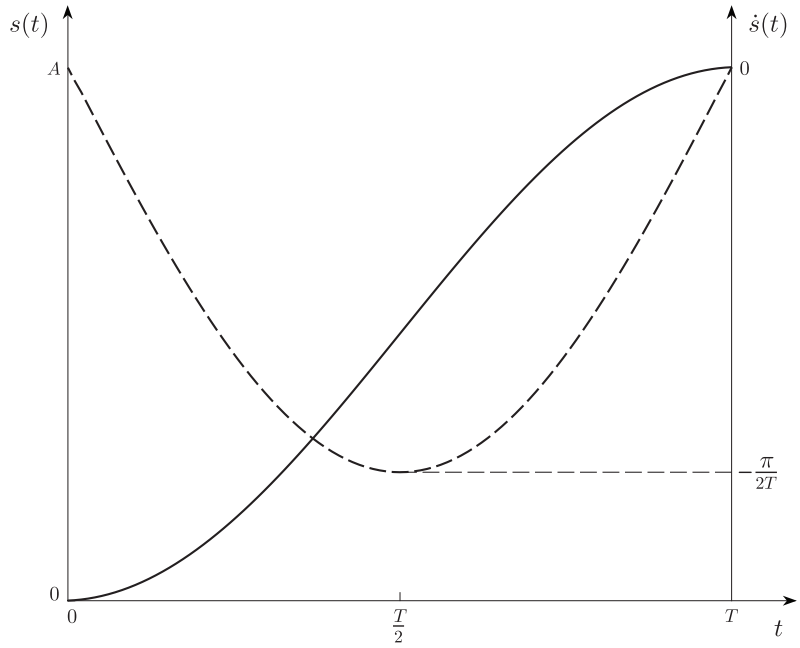


FIGURE 4.1 – Temporal evolution of the template slip and its derivative | $s(t)$ in bold represents the slip time evolution used in templates with a slip acceleration from 0 to T/2 and a slip deceleration from T/2 to T. The maximum slip amplitude is A. Its derivative $\dot{s}(t)$ represented in dashed line is a negative lobe with a minimum at T/2.

The physical model that we use to detect transient slip events is based on the classical static Green's functions that link slip on a given surface patch of a subduction interface to static surface displacement at each GPS station $\mathbf{w}_s^i$, where i corresponds to the North and East components. In this study, we compute the Green's functions using the discrete wavenumber method [Bouchon, 1981, 2003] in an elastic stratified medium, assuming the Hernandez *et al.* [2001] velocity model and using the AXITRA software [Coutant, 1989]. The subduction interface consists of two planes [Radiguet *et al.*, 2012; Rousset *et al.*, 2015, used the same geometry]. One initiates at the trench, dipping 15° to the north-east, and connects to the other, horizontal one continuing inland beneath the continent. Each plane is made of 10 patches along dip by 60 patches along strike. Each patch measures 13.4 km in dip direction and 13 km in strike direction. The temporal slip evolution for a unitary slip amplitude is given by the function

$$s(t_1) = \frac{1}{2}\left[1 - \cos\left(\frac{\pi t_1}{\mathrm{T}}\right)\right], t_1 = [0 : \Delta t : \mathrm{T}] \tag{4.1}$$

where t_1 is the time vector of the template and T is the duration of the template (Fig. 4.1). Δt corresponds to the temporal sampling which is a daily sampling for the GPS time series used in this study. $s(t)$ is symmetrical, with half of its duration corresponding to slip acceleration, followed by a deceleration during the second half duration, which is a reasonable evolution for the short term slow slips we are searching for. For these low amplitude events, we do not consider any spatial propagation. $s(t)$ also has the advantage to have an easily obtained analytical derivative

$$\dot{s}(t_1) = -\frac{\pi}{2\mathrm{T}} \sin\left(\frac{\pi t_1}{\mathrm{T}}\right) \tag{4.2}$$

The template displacement time series at each GPS station are given by

$$\mathbf{w}^i(t_1) = \mathbf{w}^i_s s(t_1) \tag{4.3}$$

4.2.2 Correlation of templates and GPS time series

We compute the correlation function $\mathbf{C}^i(t)$ between the template time series $\mathbf{w}^i(t_1)$ and the GPS time series $\mathbf{d}^i(t)$ recorded at each station, t being the time vector of the full time series. In this section, $\mathbf{d}^i(t)$ are synthetic time series to explore the detection capabilities of the method. These synthetics are constructed as a sum of GPS realistic noise and transient events due to slow slip on the modelled subduction interface. A power law model $\mathrm{P}(f) = \mathrm{P}_0 / f^n$ where f is the frequency and n the spectral index well describes the GPS time series noise. Williams *et al.* [2004] show that GPS noise is best modelled with a sum of white noise, for which $n = 0$, and coloured noise, for which $1 < n < 2$, $n = 1$ corresponding to a flicker noise process and $n = 2$ to a random walk process. To model noise for the time series of the Mexican GPS network, we fit the spectrum of cleaned GPS time series (time series processing is explained in section 4.3) with powers laws to explain both white and coloured noise at each station (Fig. 4.2).

Time windows of $\mathbf{d}^i(t)$ with the same norm as $\mathbf{w}^i(t_1)$ are defined on $t_2 = [t - t_1/2 : \Delta t : t + t_1/2]$ so that $||t_1|| = ||t_2|| = \mathrm{N}$. The inner product between $\mathbf{w}^i(t_1)$ and $\mathbf{d}^i(t_2)$ is defined by

$$\langle \mathbf{w}^i(t_1), \mathbf{d}^i(t_2) \rangle_{\mathrm{N},\Delta_t} = \sum_{j=0}^{\mathrm{N}-1} w^i(t_1 + j\Delta t) d^i(t_2 + j\Delta t) \tag{4.4}$$

In order to optimise the correlation operation, it is preferable to correlate non-monotonic

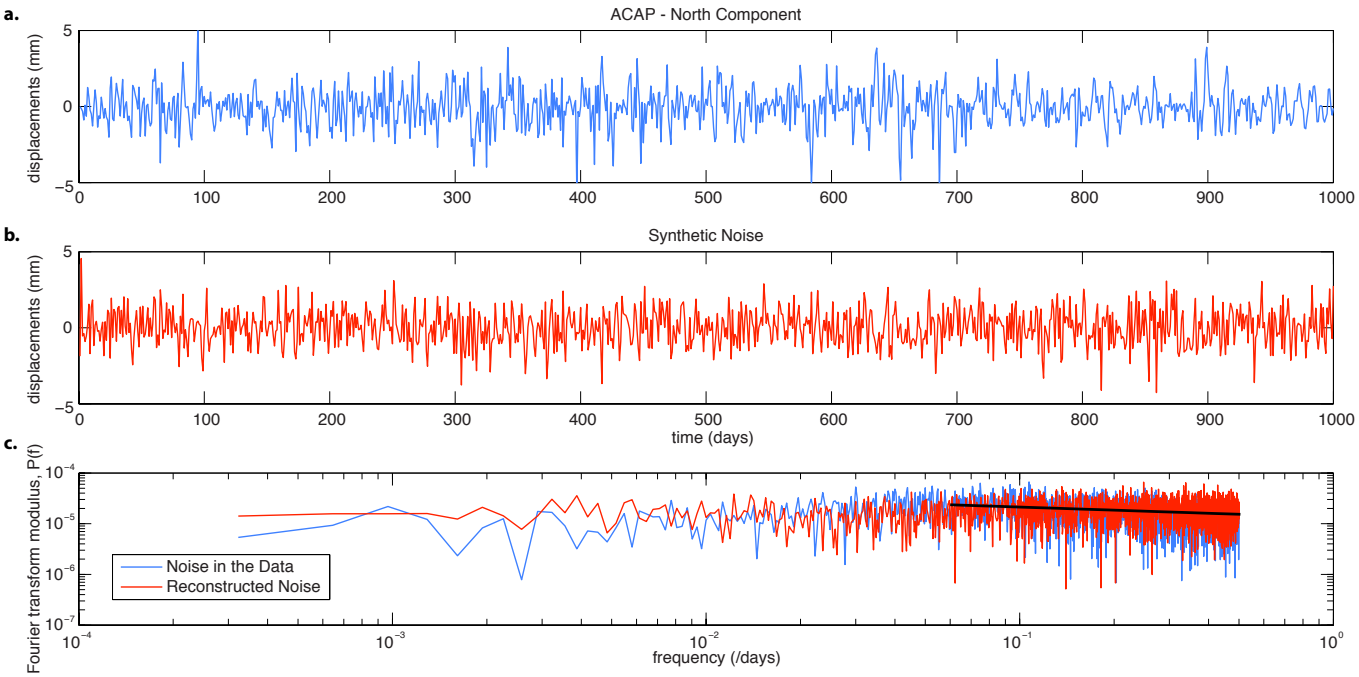


FIGURE 4.2 – Synthetic time series of noise | a. 1000 days of the post-processed time series at station ACAP in Mexico for the northern component. Long term SSEs and earthquakes have been removed. We can see the daily scatter and longer period transients. b. 1000 days of reconstructed time series of noise at the same station. c. Fourier transform modulus P(f) of the real ACAP times series in blue and the reconstructed one in red. The black line denotes the slope used to model the coloured noise.

functions. We thus use the temporal derivatives of $\mathbf{w}^i(t_1)$ and $\mathbf{d}^i(t)$. The fully normalised correlation function is defined by

$$\mathbf{C}^i(t) = \frac{\langle \dot{\mathbf{w}}^i(t_1), \dot{\mathbf{d}}^i(t_2) \rangle_{\mathrm{N},\Delta t}}{\sqrt{\langle \dot{\mathbf{w}}^i(t_1), \dot{\mathbf{w}}^i(t_1) \rangle_{\mathrm{N},\Delta t} \langle \dot{\mathbf{d}}^i(t_2), \dot{\mathbf{d}}^i(t_2) \rangle_{\mathrm{N},\Delta t}}} \tag{4.5}$$

and the weighted correlation **Cw** writes

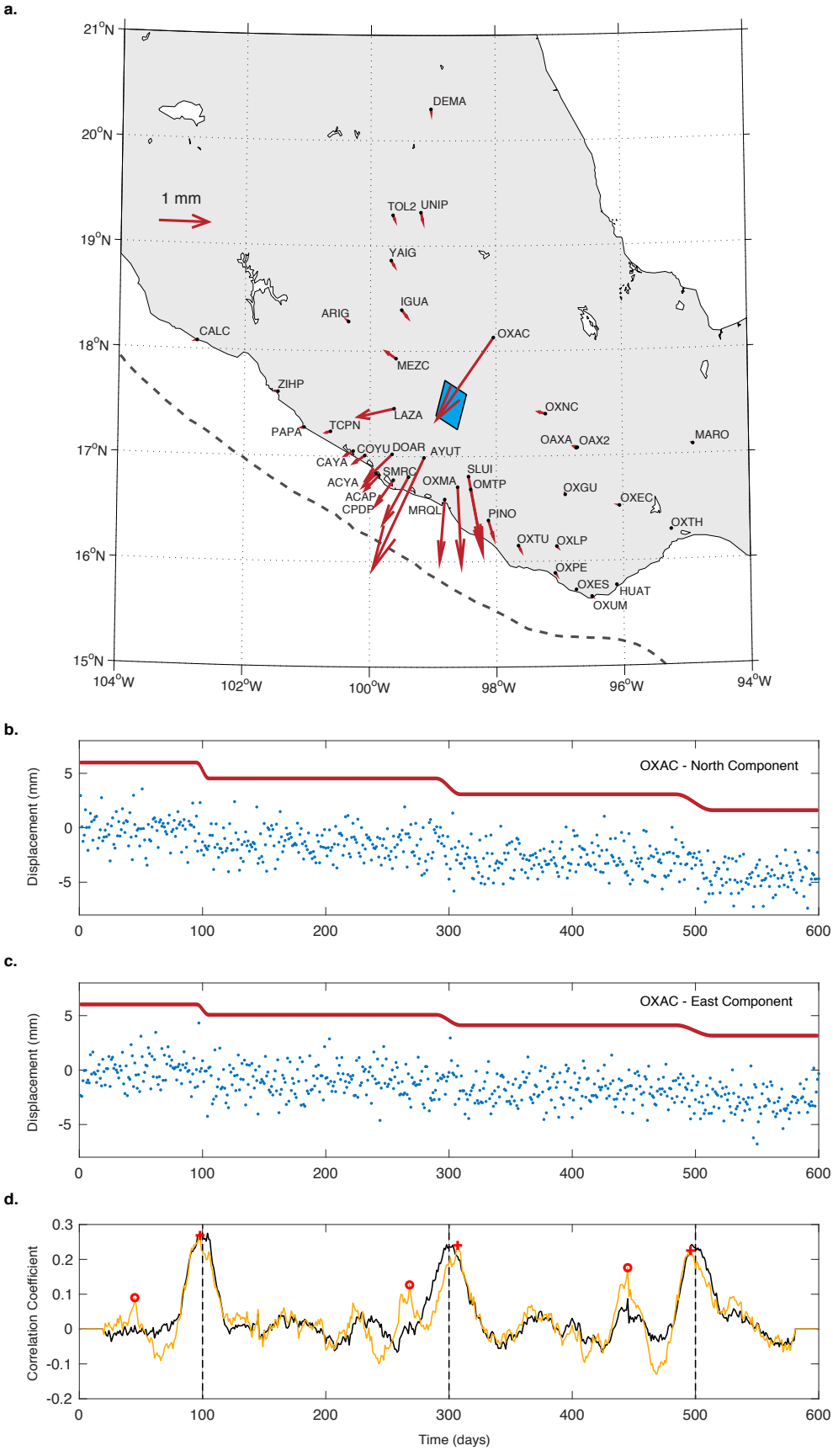
$$\mathbf{Cw}^i(t) = \frac{\mathbf{w}_s^i}{max(\mathbf{w}_s^i)} \mathbf{C}^i(t) \tag{4.6}$$

The final function on which we test the detection of transient events is the sum of the weighted correlation functions over all stations and both horizontal components. We select only the stations for which $w_s^i > \alpha.max(\mathbf{w}_s^i)$, α being an empirical coefficient that we set to 0.1 in this study. This selection enables to discard from the summation stations that recorded none or a too low transient signal.

Figure 4.3 presents an example of correlation analysis for a synthetic slow slip event of

Mw 6.1 located in the central part of the flat slab of the Mexican subduction zone (Fig. 4.3a). At stations that recorded the highest displacement for this event, such as OXAC, the displacement is ~2 mm, which is 2 times less than the amplitude of the background noise (Fig. 4.3b,c). However, the sum of all non-weighted or weighted correlation functions over the whole network shows peaks emerging at times of the transient events (red crosses, Fig. 4.3d), but secondary, lower high amplitude peaks are also present at times corresponding to purely noise, only when non-weighted correlation functions are used (red circles, Fig. 4.3d). The use of weighted correlation functions is thus a way to discriminate between transients slip events and noise. The correlation coefficient for non-weighted correlation function, represented as a function of the norm of the surface template displacement for all peaks corresponding to transient events shows that the highest the norm of the surface template displacement is, the highest the correlation is for transient slip events (Fig. 4.4a). This observation is not necessarily obvious when reasoning only in terms of correlation, as different amplitude transients, recorded at different stations, should give identical correlation amplitudes. However, due to the presence of noise, which has similar amplitudes at all stations, the signal to noise ratio is higher at stations that record the highest transient amplitudes, which produces highest correlation amplitudes. On the contrary, for peaks recorded at times without transient slip events, we can see that the noise is spatially randomly distributed, with coefficients of the non-weighted correlation function between -0.02 and 0.02 (Fig. 4.4b). In other terms, the slopes in figure 4.4 are always highly positive for transient slip events and close to zero for the noise. To take advantage of this spatial discrepancy between slow slip patterns and noise patterns in the correlation function, we weight the sum of each station

FIGURE 4.3 ***(following page)*** **– Example of correlation analysis for a Mw 6.1 synthetic slow slip event |** a. The blue surface (corresponding to 9 patches) is sliding with a slip of 0.05 m. The static surface displacement due to this slow slip is shown by the red arrows. OXAC and AYUT are the stations with the maximum amplitude of surface displacement, of ~2 mm. b. Synthetic time series at station OXAC, for the North component. The bold red curve shows 3 transient events (a 10 days transient event centered on time 100 days, a 20 days transient event centered on time 300 days and a 30 days transient event centered on time 500 days). The blue dots show the synthetic time series build from these three transient events plus noise. The transient events are almost impossible to detect by eyes inspection, having an amplitude two times lower than the noise amplitude. c. Same as b. but for the East component. d. The yellow (resp. black) curve shows the sum of the unweighted (resp. weighted) correlation functions of all stations and both horizontal components. Red crosses at highest correlation peaks identify detections of the synthetic slow slip events while red circles show secondary peaks of correlation corresponding to the noise, which are both further analysed in figure 4.4. The black curve shows the sum of the weighted correlation functions. Note that while amplitudes are identical at the red crosses, amplitudes at the red circles are reduced in the black curve compared to the yellow ones. Dashed black lines indicate times of transient slip events.


a.
21°N
20°N
19°N
18°N
17°N
16°N
15°N
104°W
102°W
100°W
98°W
96°W
94°W
1 mm
DEMA
TOL2
UNIP
YAIG
IGUA
ARIG
CALC
OXAC
MEZC
ZIHP
LAZA
OXNC
PAPA
TCPN
OAXA
OAX2
MARO
COYU
DOAR
AYUT
CAYA
SMRC
SLUI
ACYA
OXMA
OMTP
OXGU
ACAP
OXEC
CPDP
MRQL
PINO
OXTH
OXTU
OXLP
OXPE
OXES
HUAT
OXUM
b.
OXAC - North Component
Displacement (mm)
c.
OXAC - East Component
Displacement (mm)
d.
Correlation Coefficient
Time (days)

correlation functions to attribute more weight to stations that have a template surface displacement of higher amplitude (equation 4.6). The benefits of this weighting are clear on figure 4.3d, where, weighted an non-weighted correlation functions have identical peak amplitudes at times of slow slip transients, while the amplitude of noise peaks are reduced in the weighted correlation function.

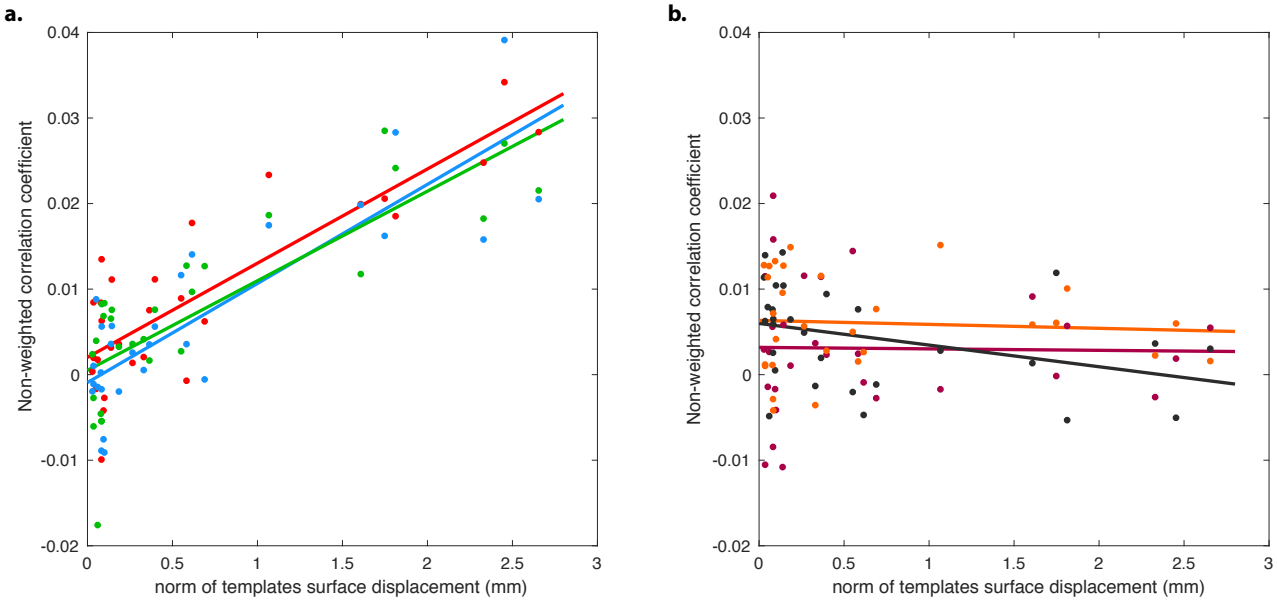


FIGURE 4.4 – Correlation coefficient as a function of the norm of the surface templates displacements for the non-weighted correlation function | a. Relation for the red crosses in figure 4.3d. Dots correspond to the correlation coefficient obtained at each station and bold lines are the linear fits. Red is for the event detected at time 97, blue for the event at time 300 and green for the event at time 497. b. Same as a. but for the red circles in figure 4.3d. Burgundy is for the noise peak at time 45, black for the noise peak at time 268 and orange for the noise peak at time 445.

Detections of transient events correspond to the maximum amplitude peaks of the weighted correlation function. We then search to extract the duration of the detected events. The intuitive way is to test templates with different durations and select the duration that maximises the amplitude of the correlation. Figure 4.5a shows that for synthetic time series without noise, while the right template duration is giving a correlation of 1, templates with a duration deviating by plus or minus 10 days from the correct one are also giving a correlation very close to 1. When noise is taken into account (Fig. 4.5b), the highest amplitudes of the correlation are always for the shorter template, but the emergence from noise of transient event appear only for templates longer than 30 days. We conclude from these simple tests that only templates with durations longer then 30 days can be used to discriminate correlation peaks due to transient slip and from those due to noise.

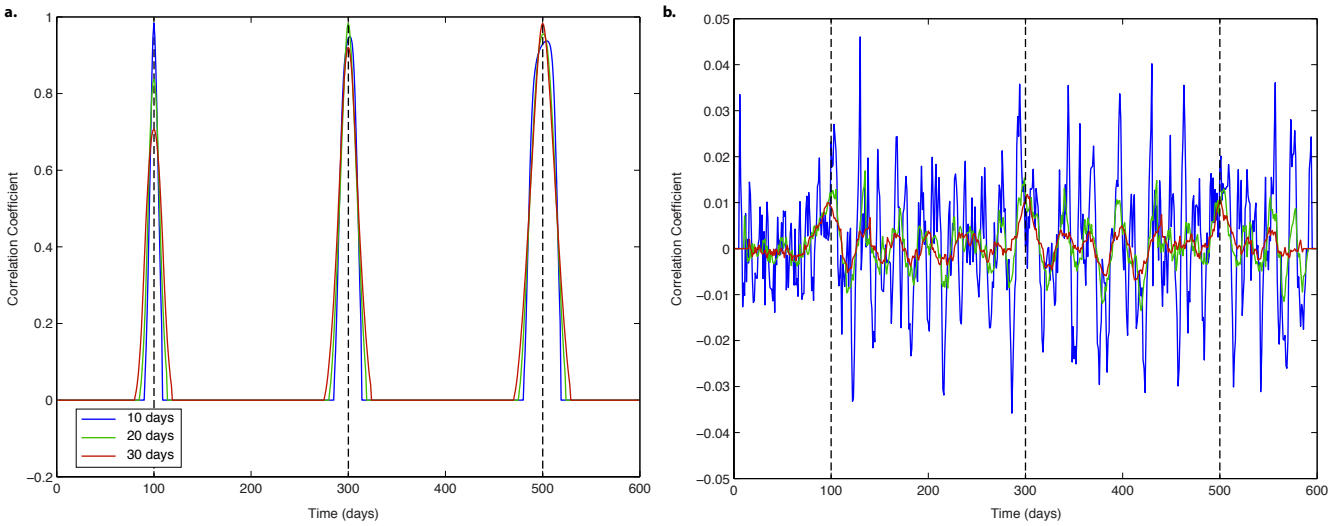


FIGURE 4.5 – Influence of the template duration on the amplitude of the correlation. | a. Sum of the correlation functions for synthetic time series without noise. The blue curve is for a 10 days template, the green one for a 20 days template and the red one for a 30 days template. The synthetic events are the same as in figure 4.3. b. Same as a., but for synthetic time series with noise. Note that while the amplitude is decreasing for longer templates, the transient slip events are emerging from noise only for the 30 days template. Dashed black lines indicate times of transient slip events.

Thus, for a given detection in time, we attribute the location of the slip to the patch on the subduction interface that maximise the weighted correlation (see the statistical analysis of the slip location in sub-section 4.2.4).

4.2.3 Duration and magnitude estimation

Once an event is detected and located, our aim is to estimate its duration and magnitude. As the correlation function is computed using velocity time series (equations 4.5 and 4.6), we loose the amplitude information that corresponds to the magnitude of the event. We consequently have to examine the GPS displacement time series directly. As transient signals on individual time series might be so small compared to the noise that it might be impossible to characterise them, we stack the time series (Fig. 4.6). To give a more important weight to stations that recorded the highest amplitude signal, we apply for the stack the same weighting as that used for the correlation function (equation 4.6). This weighting has also the advantage to give to each weight the right polarity, which is not the case for the raw stack. In the Mexican subduction zone, surface displacements due to slow slip events are mainly recorded in the North component, so that on stations located East and West of a sliding patch, the East component have opposite polarities. Simply stacking these opposite

polarities would wipe out the signal. As we can see on figure 4.6, the weighted stack has a much better signal to noise ratio than the raw stack.

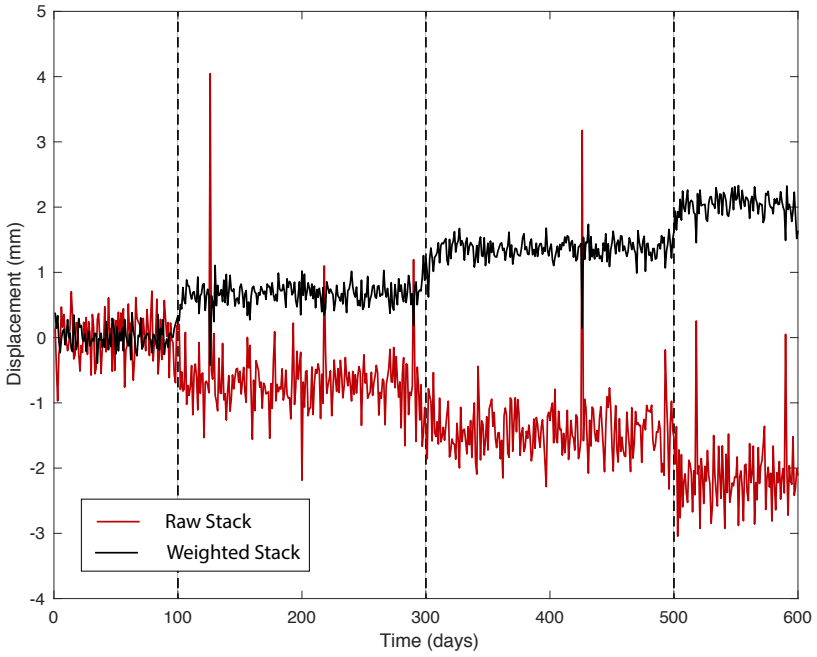


FIGURE 4.6 – Stack of GPS displacement time series | The raw stack of all GPS time series, for North and East components, is in black. In red, the stack is weighted by the amplitudes and polarities of the surface displacements of the template. Note that the signal to noise ratio is increased by a factor of 3 in the weighted stack. Dashed black lines indicate times of synthetic transient slip events.

In order to estimate the duration and the magnitude of a detected event, we model the weighted stack of GPS displacements. On a time window centered on the detection time, the model include a transient signal modelled by $s(t)$ and linear relations in time before and after the transient. The best model is then estimated in a least-square sense, with more weight at the center of the window. Residuals are weighted by a triangular shaped function that has an amplitude of one at it center and zero at its edges. We test various models with different transient durations and the preferred duration corresponds to the model that minimises the residuals (Fig. 4.7a).

Finally, once the duration has been estimated, we measure the amplitude of the displacement in the weighted stack between the begging and the end of the transient event. To estimate the magnitude, we compare this amplitude to amplitudes obtained with templates of varying surface source and the slip amplitude. Given the small size of the events, several combinations of surface and slip amplitude equally fit the step amplitude in the stack (Fig. 4.7b). This means that we can only retrieve an information about the magnitude of the

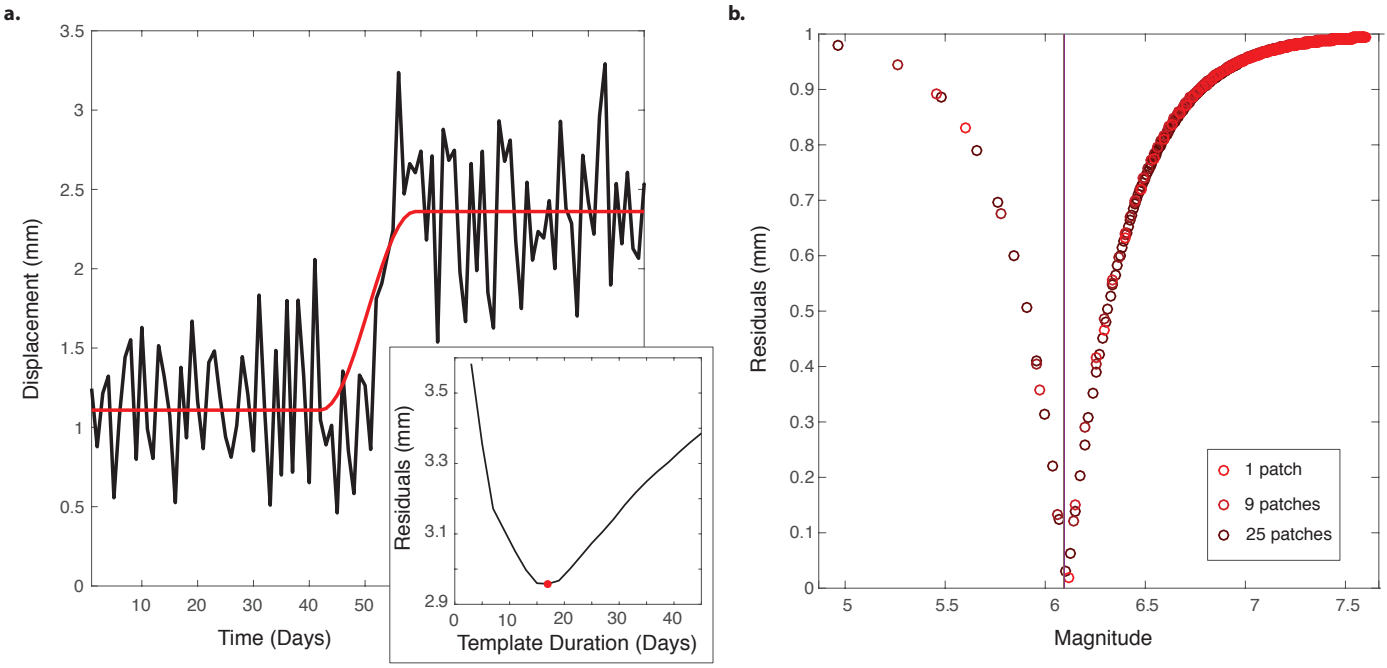


FIGURE 4.7 – Estimation of the duration and magnitude of a synthetic transient event | a. The black curve shows a 100 days window of the weighted GPS displacement stack. The red curve presents the best model. In inset, the residuals for models with variable transient durations shows that the best fit is for a 17 days transient, while the true duration is 20 days. b. Residuals between the estimated step of the transient in a. and the steps obtained from synthetic events of different magnitudes, obtained by exploring the source surface and slip amplitude parmameters. Each circle corresponds to a different slip value ranging from 1mm to 1m equally spaced by 5mm. The three series of red tone circles represent the three surface tested, 1 patch, 9 patches and 25 patches, always centered on the location of the event. The purple line indicates the true magnitude.

events, without being able to extract more details about the source properties.

4.2.4 Statistics on synthetics

To discuss the resolution and limitations of our GPS mathed-filter, we first compute 1000 draws of noise by station. Then, we construct synthetic time series at GPS stations, as combinations of each draw of noise with synthetic transients of various times, locations, durations and magnitudes. 70 locations of transients are tested (regularly spaced on the subduction interface, fig. 4.9), with durations of 10, 20 or 30 days, and magnitudes between 5.6 and 7 (the surface is fixed to 9 patches and 9 values of slip are tested). We then apply the GPS-matched filter to these synthetic time series, to first estimate the time of the transients, then their location (in that case 1200 templates and correlated to 100 synthetic time series to save computing time), and their duration and magnitude are explored. We compare the

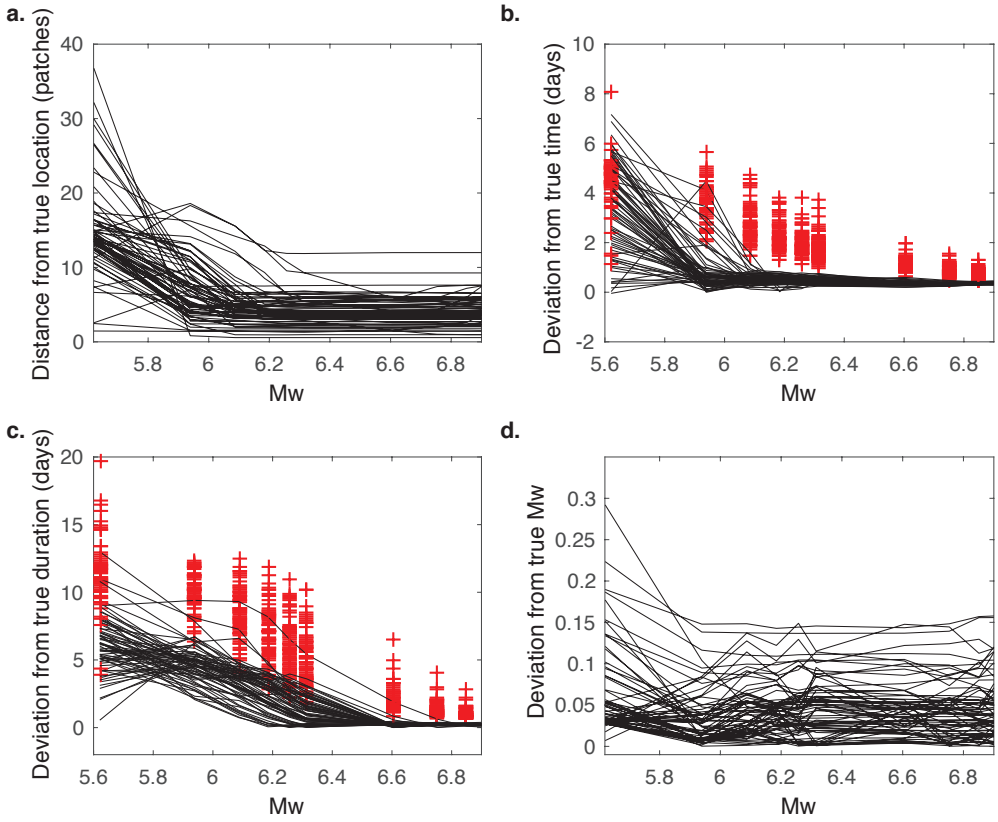


FIGURE 4.8 – Deviations from true locations, times, durations and magnitudes as a function of the magnitude | a. The black curves show the mean of the distance between the estimated location and the true location as a function of the magnitude. These distributions are for 100 noise draws by tested patch (70 patches tested). b. Same as a., but for the deviation from true times of the event in absolute value (the mean has been computed on 1000 samples for all parameters except the location). As the distributions of the deviation are gaussian like, we also estimated the standard deviation for each sample, represented by the red crosses. c. Same as b., but for the deviation from the true duration. The true event duration is 20 days in this example. d. Same as a. but for the deviation from the true magnitude. The draw has been made on 1000 samples.

estimated parameters of the detected transients to the true parameters. The estimated detection times and durations of the events have gaussian-like distributions so that we can estimate a mean and a standard deviation for each distribution. The location and magnitude estimated are similar whatever the noise draw, with narrow distributions. Magnitude distributions might present several, close peaks, corresponding to different tested surfaces. Figure 4.8 presents the mean of the distributions for the locations, detection times, durations and magnitude estimates as well as associated standard deviations for detection times and durations, as a function of the magnitude. Figure 4.9 shows the same parameters but as a function of the location. The location is in overall poorly resolved for magnitudes lo-

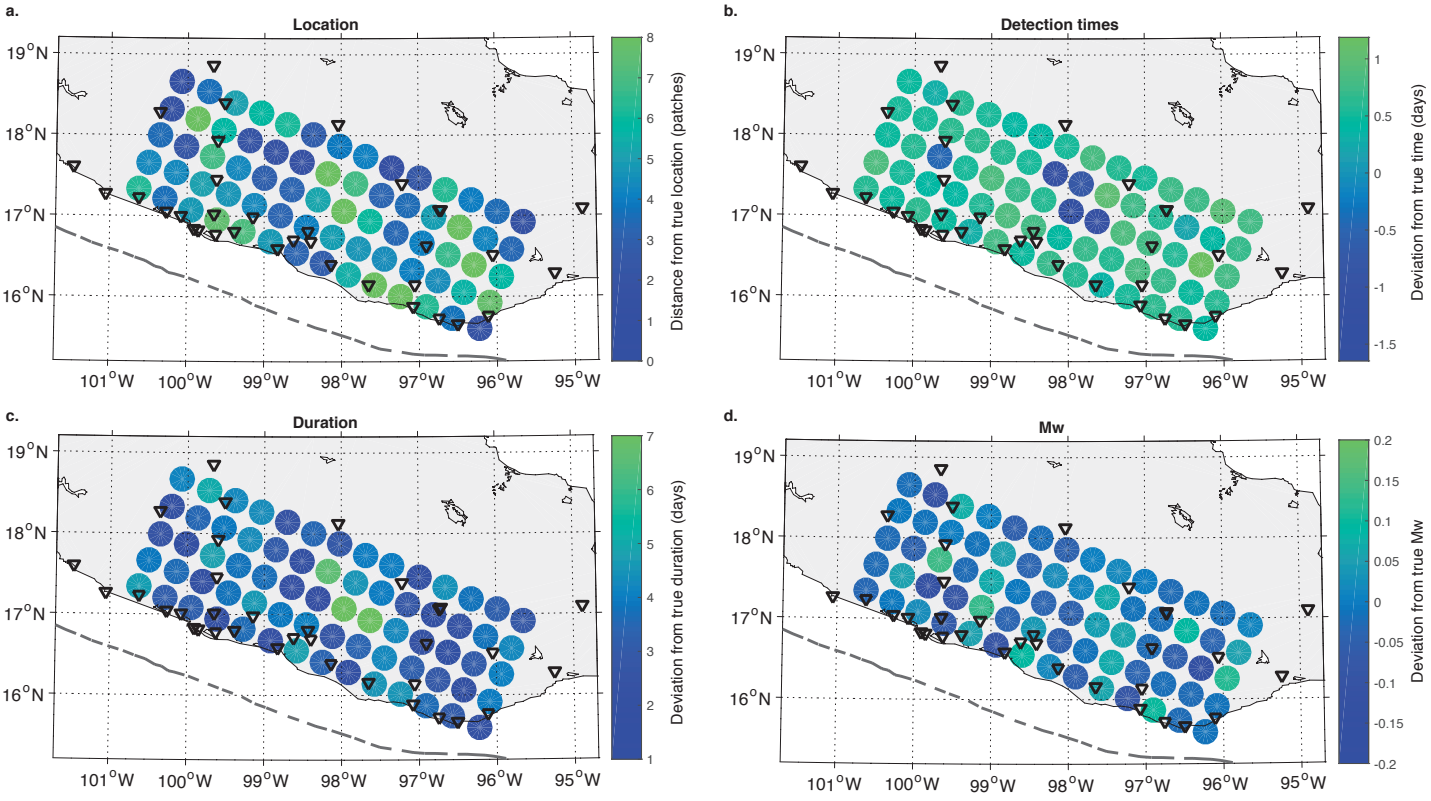


FIGURE 4.9 – Deviations from true locations, times, durations and magnitudes as a function of the location | These maps are representing the means computed on 1000 samples (100 for the locations) as in figure 4.8. The values represented here correspond to a synthetic transient of equivalent moment magnitude 6.1. Black triangles symbolize the GPS stations. Note that the distance between 2 coloured circles correspond to three patches.

wer than 5.9 but for higher magnitudes, estimated locations are within 7 patches from the true location (Fig. 4.8a). Magnitude 6.1 synthetic events closely surrounded by GPS stations are the best resolved in terms of location, while, as expected, central events far from all stations and some events bellow the coastline are poorly located due to the lack of offshore stations (Fig. 4.9a). Detection times are always within 8 days from the true time (Fig. 4.8b). For most of the locations, the resolution in the detection time is plus or minus one day for events of magnitudes between Mw 5.9 and 6.2, and below one day above Mw 6.2 with very low standard deviations. The duration of the events is the most tricky parameter to retrieve. In figure 4.8c, we present an example of a 20 days event for which the right duration is correctly estimated, in most cases, for Mw>6.2, and always correctly estimated above Mw 6.6. For lower magnitudes, durations are always underestimated. For events of 20 and 30 days of low magnitudes, durations are always underestimated while for 10 days events the duration

is always overestimated, but with no systematic shift precluding from any correction. For the detection times and the durations, mean deviations from true values are rather spatially homogeneous, except for the central events far from all GPS stations (Fig. 4.8 b,c). Finally, the magnitude is always well retrieved for events larger than Mw 5.6. The means of estimated magnitudes are very homogeneous in space (Fig. 4.9 d) and are always lower than 0.3, and, in 90% of the cases, lower than 0.1, from true values (Fig. 4.8 d).

4.3 Application to real data : the Mexican subduction zone near Guerrero

We apply the previously described methodology to real GPS time series recorded above the Mexican subduction zone, in the area of the Guerrero seismic gap. This area is known to produce the largest amplitude SSEs of the world, with Mw ~ 7.5 events [e.g. Graham *et al.*, 2015; Kostoglodov *et al.*, 2010; Radiguet *et al.*, 2012]. We focus on the period from February 2005 to April 2007 that has the advantage to coincide with independent seismological measurements of tremors and LFEs made during the Meso-America Subduction Experiment [Caltech, 2007]. This will help validating our GPS-matched filter approach by analyzing spatio-temporal coincidences and interactions between low amplitude seismic events and detected slow slip events. We use the data recorded by the 15 GPS stations of the Mexican permanent GPS network active at that time. The GPS time series have been processed at ISTerre using GAMIT and GLOBK softwares [Herring *et al.*, 2006]. International GNSS service stations from all around the world were added to the Mexican network to constrain the reference frame (ITRF8). We removed steps in the time series due to small earthquakes or manipulations of antennas by fitting them with heavy side functions. We also removed the large 2006 slow slip event [Kostoglodov *et al.*, 2010; Radiguet *et al.*, 2011] period in all time series, joined end to end the remaining parts to estimate the linear inter-SSE velocity, that we subtracted from the time series. Resulting time series are treated independently before and after the 2006 SSE in the following.

We apply the exact same correlation procedure for the real data than for the synthetics. The main difference between the two datasets is that the number of real active stations is varying with time, leading to a temporal evolution of the detection capability. We use a template with a length of 30 days, allowing for searches of events of similar or shorter durations. We validate the detections for peaks of correlation that have an amplitude higher than 15 % of the maximum correlation so that even very small events can be detected (Fig. 4.10). As a slip event on a given patch is producing positive detections of lower amplitude on sur-

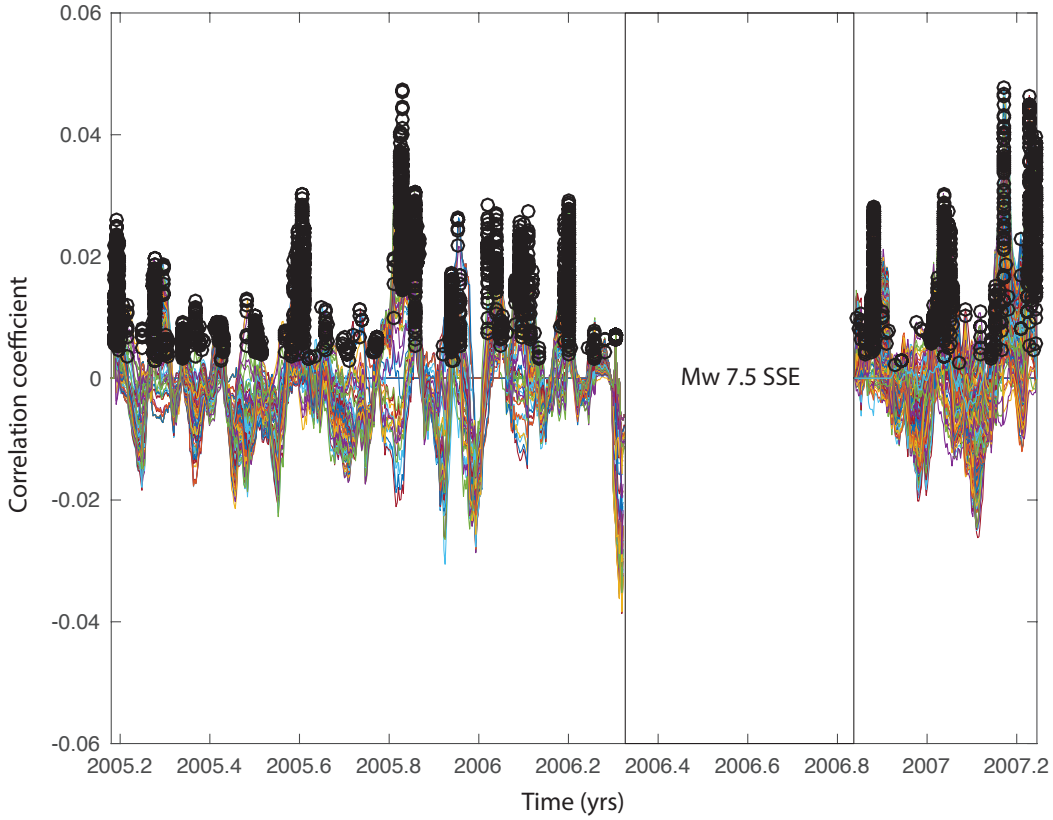


FIGURE 4.10 – Primary detections | Coloured curves show the stacked correlation functions for all tested patches. Black circles highlight positive detection of potential slow slip events. The Mw 7.5 SSE that occurred mid-2006 is indicated.

rounding patches, we keep only the dates for which more than 30 patches have a positive detection. This threshold value of 30 patches does not have a strong impact on the number of detections. It mostly enables to remove spurious detections made on a very few number of patches. Once this detection cleaning process has been done, the resulting detections are clustered in time as we can see on figure 4.11. This clustering is due to multiple detections for a given event, corresponding to different locations of the templates for a given detection. To test if the detections in a cluster correspond to a single event, we estimate the duration of each detected event on the stacked displacement time series corresponding to the maximum of correlation. If the estimated durations of two close events intersect, we consider them as a single event. Final detection times (green circles on figure 4.11) correspond to the mean of all detections in a cluster of events for which estimated durations intersect. The location of transient corresponds to the patch that shows the maximum correlation at the detection time. We estimate the duration and magnitude for the final detection times. Com-

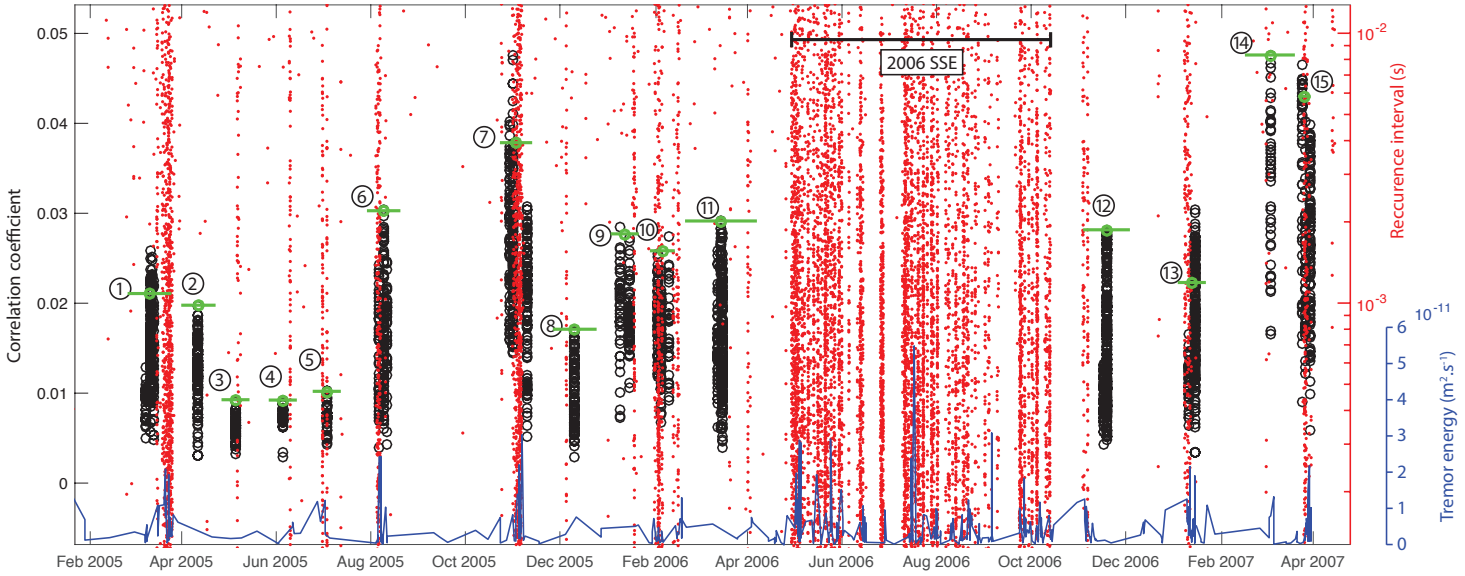


FIGURE 4.11 – Comparison between SSEs detections, tremor and LFEs activities | Black circles show the cleaned detections on all patches. Detections made on less than 30 patches at a given time have been removed. The final detections are shown by green circles and their estimated durations are indicated by green lines. The blue curve presents the tremor energy [Husker *et al.*, 2012] calculated with a line of seismometers installed from Acapulco to Mexico City. LFEs occurrences detected with the same sensors are shown by red dots [Frank *et al.*, 2014]. We show here only the LFEs that occur in the transient zone. Frank *et al.* [2014] distinguishe this up-dip area with intermittent LFEs from the down-dip sweet spot presenting a continuous activity. We cut the recurrence intervals values higher than 10^{-2} *s* in order to select only the closest events in time, representing a dense activity. The Mw 7.5 slow slip period is indicated with a black line. Note the intense but not continuous LFE and tremor activities during this slow slip.

pared to the duration estimation presented for synthetic data, we make an adaptative estimation in two steps for the real data. This first estimate made on a 30 days sliding window smoothed time series serves as a guide to calibrate the final model window length which is three time longer than the first estimate.

Most of the final detections seem to coincide in time with a high tremor and LFEs activity (Fig. 4.11). The detection time of some events is shifted compared to the main tremor and LFEs activity, but the duration of the detected SSE always include the tremor and LFE activity. There is no systematic shift, for example event 1 precedes the high LFEs activity, while event 12 occurs afterwards. Largest magnitude slow slips (Fig. 4.13) correspond to denser LFEs bursts, suggesting a common phenomena on the subduction interface at the origin of both seismic and aseismic events. The slow slip events that we detect are surrounding the Mw 7.5 SSE and they are all located on slip contours below 10 cm (Fig. 4.12). All the events that occur more than 4 months before or after the Mw 7.5 SSE are located on its western

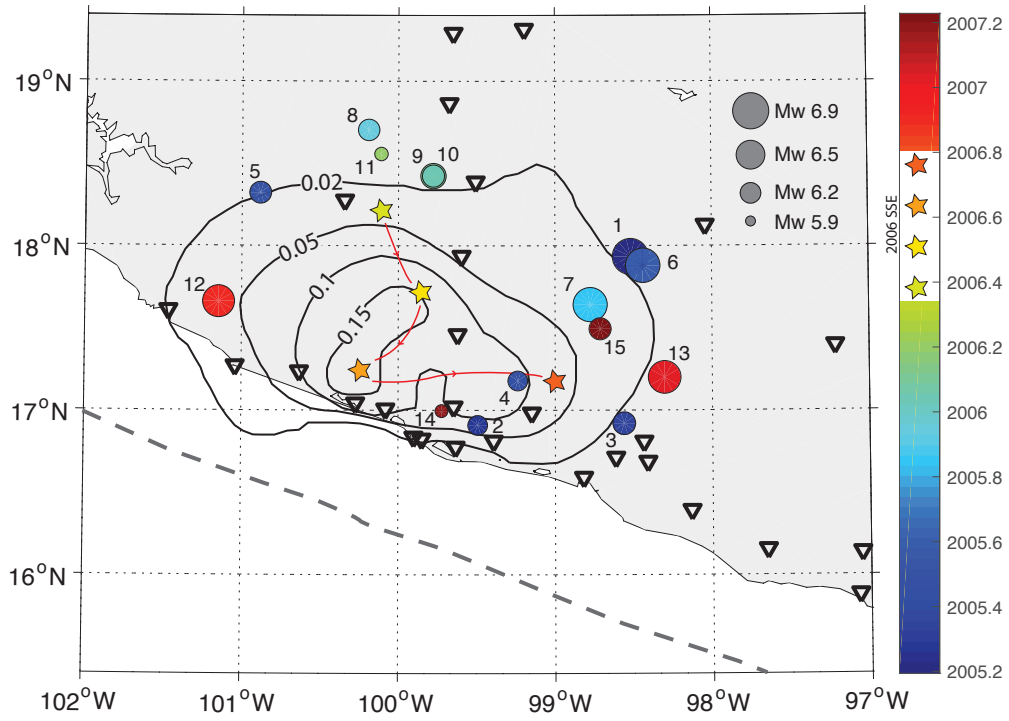


FIGURE 4.12 – Location of the detected events compared to the slip surface and propagation of the 2006 slow slip event | The circles show the locations of the detected events, colour-coded by their detection times and scaled by their magnitude. The 2006 SSE slip surface is depicted by contours of final slip amplitude 0.02, 0.05, 0.1 and 0.15 m, from Radiguet *et al.* [2011]. The propagation path of the slow slip is represented by the four colour stars, with the same colour code as the detected events, and the red lines are showing the direction. GPS stations used are shown by the black inverse triangles. Grey dashed line indicates the location of the trench.

and eastern contours, while the 4 events just before its initiation (events 8 to 11) are located down-dip, close to the initiation point. Compared to the mean event extracted by Frank *et al.* [2015], that corresponds to the mean of events 1, 6, 7, 10, 12, 13 and 15, the location of individual events are not at the location of the LFEs transient zone. However, this LFEs transient zone coincides with the barycentre of these 7 events. As slow slips and LFEs occur at the same time but are spatially distant, a physical mechanism should link the two observed processes, as well as during larger SSE.

4.4 Discussion

4.4.1 Detection of other phenomena

We the use of synthetic time series, we have shown that the geodetic matched filter that we developed is able to accurately detect Mw > 6 events in the context of the Mexican subduction zone. The application to real data in the Guerrero area shows 15 detections of transient events during the period February 2005 to April 2007, around the large Mw 7.5, 2006 SSE. The question about whether or not our method detects transients that are not slip events on the subduction interface is of primary importance. Indeed, located in an area where precipitations are important, GPS stations are expected to record seasonal oscillations due to ground loading variations, as well as more local effects such as acquiferous discharges. Contrary to other methods that try to separate all components that have similar temporal covariances other the network [e.g. Walwer *et al.*, 2016], the method developed here aims at extracting only transient slips based on a physical model. As the correlations are made on both East and North components, the scale and the pattern of the template surface displacements will discriminate detections of slow slips from possible detections of other physical processes. For example, a large scale common mode motion of the GPS network will produce a similar motion at all stations, while a slow slip will produce opposite motions directions on its different sides. False detections are favoured when the number of stations surrounding the event is too low. In our study case of the Mexican subduction zone, the temporal matching of slow slips with tremors and LFEs occurrences is comforting the detections as they have been observed to occur simultaneously in other subduction zones such as in Cascadia [Rogers et Dragert, 2003] and Japan [Shelly *et al.*, 2006].

4.4.2 Rate-and-state asperity model

In the frame of the rate-and-state formalism, velocity-weakening asperities, for which the slip can become unstable, can slip during earthquakes or large SSEs. An initiation of slip evolves into a seismic earthquake or a SSE, mainly depending on the nucleation size [Liu et Rice, 2007; Rubin, 2008]. A SSE will occur for intermediate nucleation sizes for which the slip can slowly propagates but is too small to induce dynamic instabilities. Numerical models have shown that a velocity strengthening patch located between two velocity weakening asperities may act as a barrier to slip propagation if its width is large enough or if it is strongly velocity-strengthening [Kaneko *et al.*, 2010]. Dublanchet *et al.* [2013] carried out similar simulations but with clusters of circular velocity-weakening asperities embedded in a velocity-strengthening background. In such configuration, the slip propagates throughout a

whole cluster, depending on the density of the asperities, a parameter equivalent to the distance between asperities in the two asperities case. Thus, the product $d(a-b)\sigma_n$, where d is the density of asperities, $(a-b)$ the frictional parameters and σ_n the effective normal stress, defines both the probability that all asperities break at once and the inter-SSE coupling. In the context of the Mexican subduction zone, Mw ~ 7.5 SSEs that occurred in 2006, 2010 and 2014 take place in areas of high interseismic coupling [Radiguet *et al.*, 2012; Rousset *et al.*, 2015]. The 15 slow slip events detected in this study are all located at the edges of the 2006 Mw 7.5 SSE, also coincident with average inter-SSE coupling values of ~ 0.5 while the maximum slip amplitude of this large SSE coincides with an interseismic coupling of ~ 0.7. We can thus think that the occurrence of these newly detected Mw 6 to 7 slow slip events is a way to progressively destabilise the cluster of asperities by its edges, until a frictional threshold that allows for the propagation of slip on the whole cluster is reached. The same kind of process seems to occur before some seismic events, preceded by slow slips around the main slip surface, such as the Iquique sequence in Chile [Ruiz *et al.*, 2014]. In other cases, seismic events surround the main aseismic slip [Villegas-Lanza *et al.*, 2015].

4.4.3 Scaling laws

Some studies have suggested that different scaling laws rule fast earthquakes and slow earthquakes, fast and slow referring to the velocity slip front. The moment magnitude of fast earthquakes would be proportional to the cube of their duration while the moment magnitude of slow earthquakes would be proportional to their duration [e.g. Ide *et al.*, 2007]. The main weakness of the estimated scaling law for slow events is that it is constrained by two end-members populations of events with a gap in between. The first population of events is made of tremors and LFEs that last few seconds while the second population is made of slow slip recorded by geodesy that last days to months. In the Mexican subduction zone, slow slip events sweep a large range of moment magnitudes from Mw 6 to Mw 7.5 events and might help to constrain the scaling within slow slip events. In figure 4.13, we compare the distribution in duration and magnitude of the detected events to the theoretical scaling laws of slow and fast earthquakes. While the error on the duration and magnitudes on the 15 detected events found is hardly computable, coming from various sources, it is limited to about 10 days for durations and 0.4 for the magnitudes, based on our synthetic tests (see section 4.2.4). Thus the 15 events form a cluster of events in the duration-magnitude plot and the slope of the scaling law is constrained by the slope between this cluster and the larger Mw 7.5 events. The best linear fit to all the events for a varying power of the duration is for a power between 1 and 3, but closer to 3. A fit with a duration proportional to the magni-

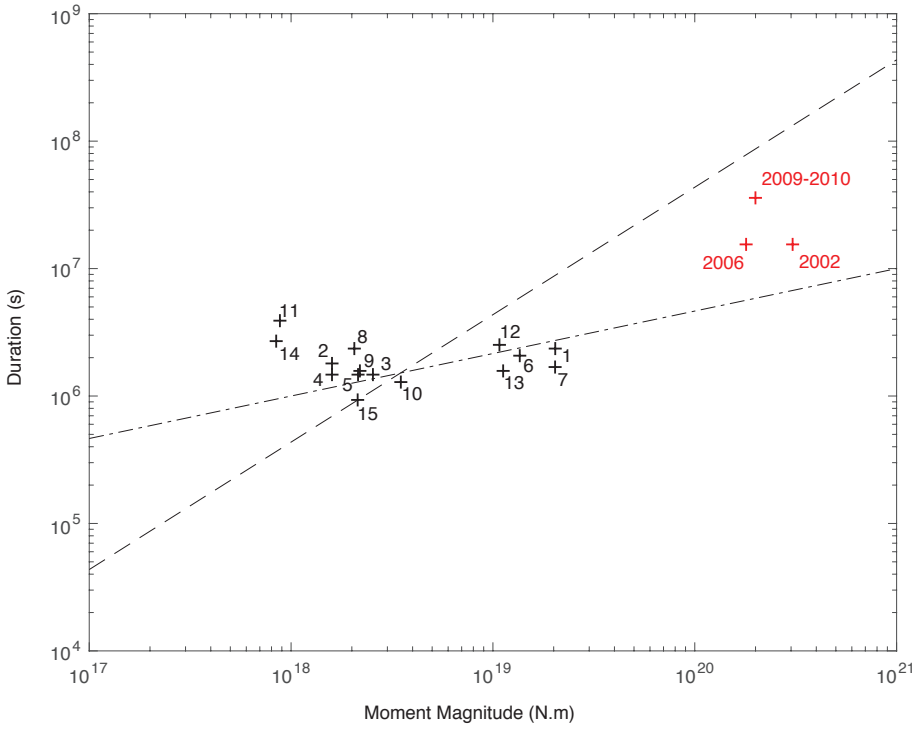


FIGURE 4.13 – Duration of detected slow slip events as a function of their moment magnitude | The black crosses represent all the detected events, with their number of occurence in time labelled as in figure 4.11. The red crosses indicate the 2002, 2006 and 2009-2010 slow slip events. The dashed line is the best fit to all the events, using a linear relation between the log of the duration and the log of the moment magnitude (slow earthquakes scaling law). The dash-dot line is the best fit for a linear relation between the log of the moment magnitude and the log of the cube of the duration (fast earthquakes scaling law).

tude estimates that the magnitudes ~ 7.5 slow slips should last more that one year. Although we can not definitely conclude on the scaling law of the detected slow slip events, this study seems to indicate that slow slip events and fast earthquakes might have similar scaling laws. Recent laboratory experiments have shown that the full spectrum of slip modes could be obtained only with frictional variations [Leeman *et al.*, 2016]. Thus, a model such as the one proposed by Gomberg *et al.* [2016] might be more suitable. This study suggests a similar scaling for slow and fast events with a transition between small and large events located around Mw 7. In this model, small events grow in 2D, and when they reach the width of the asperity, they continue to slip only in the length direction, constituting the second part of the scaling.

4.5 Conclusion

We have developed a geodetic matched filter that specifically allows for search of slow transient slip events on faults based on a physical model. Correlation functions between template surface displacement time series and GPS time series are computed, carefully weighted and summed over both GPS horizontal components and all stations in a network, to enhance the signal to noise ratio and detect events of amplitude below the noise level. A statistical analysis on synthetic tests, in the context of the Mexican subduction zone, allow to discuss the accuracy of the method in characterizing the timing, location, duration and magnitude of slow events. We show that for Mw > 6 events, these parameters can be well estimated, although the resolution will depend both on the quality of the time series and the density of the network around a potential slip event. The application to real time series in the area of the Guerrero gap, for the 14 months preceding and the 7 months following the Mw 7.5 2006 SSE, allows to identify 15 lower magnitude (MW between 6 and 6.9), slow slip events, surrounding the 2006 slip surface. This study thus sheds lights on the dynamics of slip on tectonic plates interfaces and on potential interactions between slip events at various scales. The duration-magnitude relation of the slow events may also suggest a similar scaling as fast earthquakes. With growing networks of GPS over the world, our new approach that takes advantage of the redundancy of informations over the stations can be applied automatically on longer time periods and in various tectonic contexts.

CHAPITRE 5

Synthèse et Discussion

Sommaire

5.1 Bilan de glissement sur la subduction du Mexique 120
5.2 Persistence du couplage intersismique au long-terme 122
5.3 Dynamique du glissement asismique 124
5.4 Glissements transitoires et loi de friction 127

Ce court chapitre est l'occasion de faire la synthèse des différents résultats de cette thèse, tout en apportant de nouvelles informations pour éclairer ces résultats. Nous faisons tout d'abord un bilan du déficit de glissement sur la subduction mexicaine, en comparant la carte de couplage obtenue au chapitre 2 aux glissement des différents séismes lents de Guerrero et Oaxaca. Ensuite, nous discutons de la persistence au long-terme des variations latérales de couplage en confrontant les résultats à des données géologiques et en apportant des observations complémentaires de la subduction andine. Nous nous intéressons dans les deux dernières sections à synthétiser les différentes détections de glissements transitoires des chapitres 3 et 4. D'une part, nous discutons la dynamique du glissement asismique dans les zones de subduction et sur les failles décrochantes. D'autre part, nous expliquons en quoi la détection de ces évènements permet de raffiner notre connaissance des lois de friction dans les différents contextes.

5.1 Bilan de glissement sur la subduction du Mexique

La carte de couplage inter-SSE de la subduction mexicaine obtenue au chapitre 2 montre un couplage relativement homogène en base de zone sismogénique, là où se produisent les SSEs, et des variations latérales plus marquées à faible profondeur. Afin de déterminer l'alea sismique, il faut calculer la carte de couplage intersismique en retranchant des déplacements inter-SSE le glissement relâché par les SSEs. Ce calcul a été réalisé par Graham *et al.* [2015, l'intégralité de l'étude est présentée en Annexe 2] avec des séries temporelles d'environ 9 ans, ce qui regroupe 2 cycles de SSEs pour la région de Guerrero et 5 cycles pour la région de Oaxaca. Une fois les SSEs soustraits, le déficit de glissement en base de zone sismogénique est presque nul, ou très faible sur l'ensemble de la subduction (Fig. 5.1), ce qu'avaient déjà constaté Radiguet *et al.* [2012] pour Guerrero.

Cependant, dans la zone sismogénique, les variations latérales de couplage inter-SSE sont presque inchangées par les glissements des SSEs, car ils ne s'y propagent que légèrement dans la lacune sismique de Guerrero. Ainsi, le déficit de glissement à Oaxaca, au niveau de la rupture de 1978 est de 5 cm en 9 ans, ce qui fait un déficit de 21 cm depuis la dernière rupture en considérant que le chargement ait été similaire avant le début des mesures GPS. Cette zone présente un aléa sismique d'autant plus important que les SSEs de Oaxaca se produisant tous les 1 à 2 ans sont situés immédiatement en contrebas. Les deux bordures de la lacune sismique de Guerrero présentent des déficits de glissement importants, d'environ 3 cm en 9 ans. La bordure Ouest a d'ailleurs rompu le 18 avril 2014, avec le séisme de Papanoa de Mw 7.3, juste après le SSE de 2014 [Radiguet *et al.*, 2016]. Ce dernier exemple

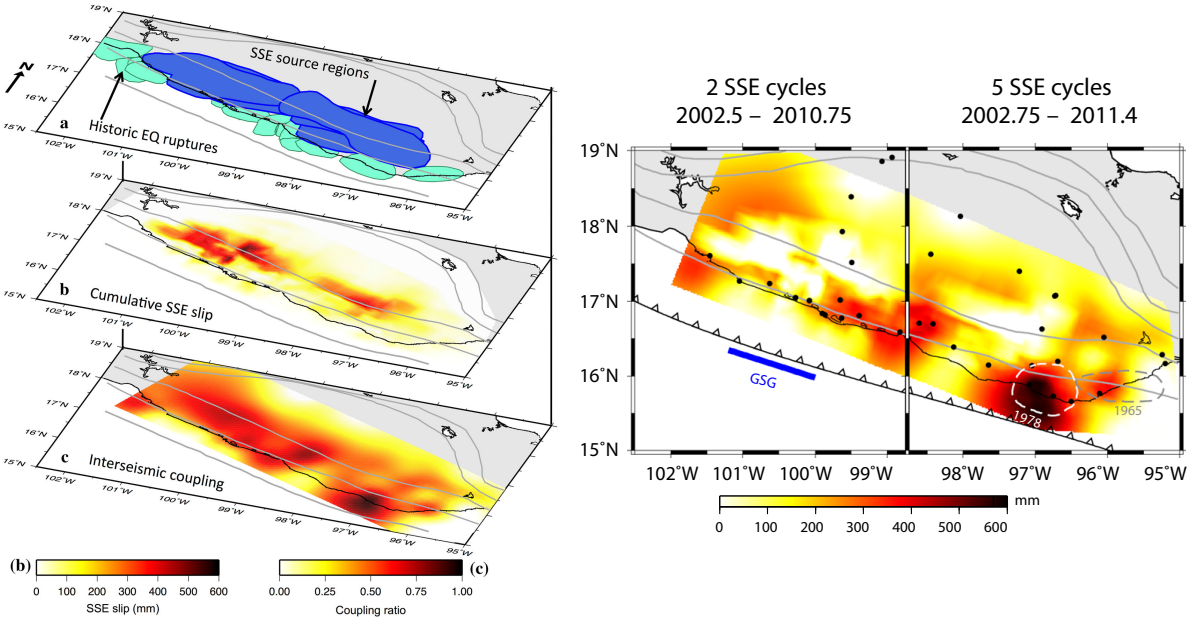


FIGURE 5.1 – Bilan de glissement le long de la subduction mexicaine | La figure de gauche décompose les composantes de glissement asismique : (a) localisation relative des séismes historiques et des SSEs, (b) glissements transitoires cumulés sur l'ensemble des SSEs et (c) glissement asismique considéré comme constant au cours du temps, représenté par le couplage intersismique, de valeur intermédiaire entre 0 et 1. La carte de couplage inter-SSE est celle obtenue au chapitre 2 pour la géométrie 2D. La figure de droite indique le déficit de glissement sur une période d'environ 9 ans, ce qui correspond à 2 cycles de SSE pour la région de Oaxaca et de 5 cycles pour la région de Oaxaca. Les contours des ruptures historiques de 1978 et 1965 sont indiqués. Les points noirs symbolisent les localisations des stations GPS. La ligne bleue marque la lacune sismique de Guerrero. D'après [Graham *et al.*, 2015], l'analyse complète est disponible en Annexe 2.

montre par ailleurs qu'un SSE se propageant dans la zone sismogénique peut déclencher un séisme.

5.2 Persistence du couplage intersismique au long-terme

Le long de la subduction mexicaine, nous avons mis en évidence une corrélation entre les variations latérales de couplage dans la zone sismogénique et la distance entre la fosse et la côte (chapitre 2). Cette observation est renforcée par une corrélation similaire le long de l'ensemble de la marge andine, sur plus de 2000 km de long (Fig. 5.2). Bien que cette dernière étude soit réalisée en combinant différents modèles de couplage, réalisés de différentes façons par différents auteurs [Chlieh *et al.*, 2011; Metois *et al.*, 2012; Métois *et al.*, 2013, 2014] -il faudrait calculer un modèle unifié sur l'ensemble de la subduction pour plus de rigueur-, les variations de couplage les plus évidentes sont tout de même robustes. Il ne peut être fortuit que chaque péninsule corresponde à une zone de faible couplage et que chaque longue distance fosse-côte corresponde à une zone de fort couplage.

Ainsi, ces observations semblent non seulement montrer que les variations latérales de couplage sont pérennes à des échelles de temps géologiques mais aussi qu'il semble y avoir une relation entre déformation liée au cycle sismique et morphologie côtière. Elles sont en accord avec les études précédentes qui montrent un lien sur l'ensemble des subductions entre anomalies négatives de gravité et localisation des grands séismes ainsi qu'entre anomalies positives de gravité et localisation des zones en glissement asismique [Song et Simons, 2003]. Les propriétés géologiques du prisme d'accrétion semblent influer sur la dynamique de glissement de l'interface de subduction tout comme la lithologie de l'interface. En effet, bien qu'il soit plus aisé d'accéder à la gouge des failles décrochantes continentales où l'on observe la présence de minéraux à faible friction (saponite, talc) dans la plupart des segments en creep [e.g. Carpenter *et al.*, 2011; Lockner *et al.*, 2011; Thomas *et al.*, 2014], des observations sismologiques reliées à des considérations thermodynamiques permettent de mettre en évidence la présence de minéraux hydratés dans la lacune sismique de Guerrero. Kim *et al.* [2013]; Song *et al.* [2009] montrent la présence d'une zone à très faible vitesse sismique qui coïncide avec la localisation des SSEs à Guerrero. Cette zone à très faible vitesse d'environ 4 km d'épaisseur est expliquée par la présence de minéraux hydratés comme le talc qui pourraient être générés au niveau du coin de manteau, là où la subduction s'aplatie [Kim *et al.*, 2010]. On peut alors expliquer les variations latérales de couplage en terme de friction effective, qui peuvent correspondre à des variations latérales de lithologie, de géométrie ou de contraintes locales. La théorie du prisme critique de Dahlen [1984] permet

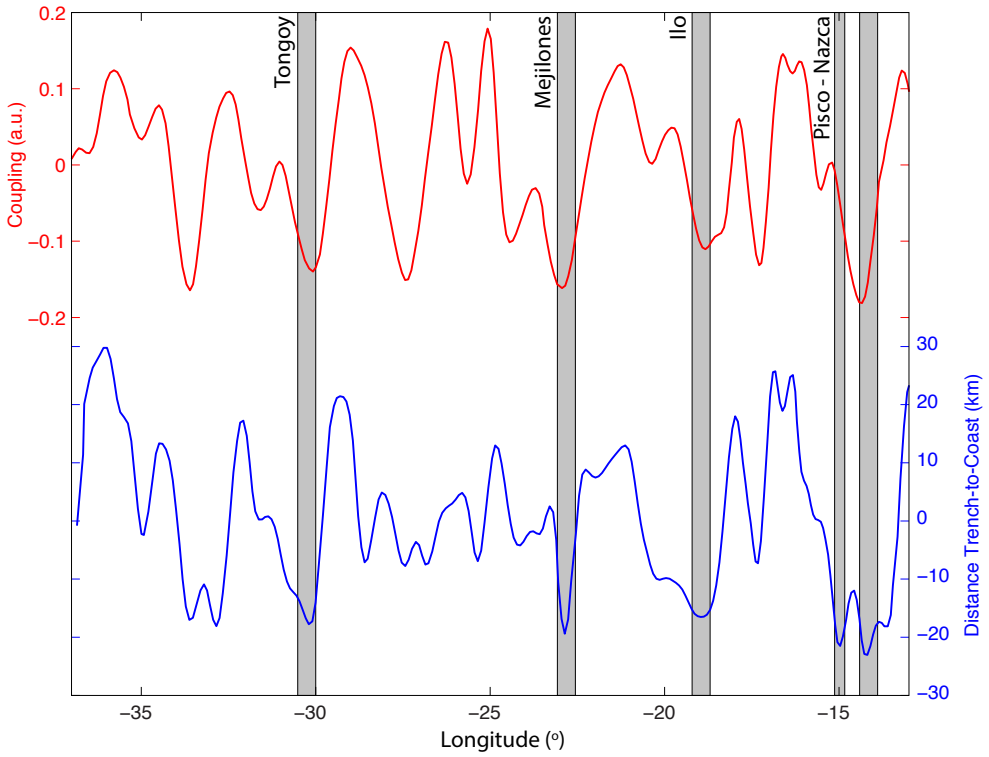


FIGURE 5.2 – Variations latérales de couplage pour la subduction sud américaine comparées à la distance fosse - côte dans la direction de convergence | Cette figure est similaire à la figure 2.6 mais pour la subduction andine. Le modèle de couplage est une combinaison des différents modèles de couplage existants, le modèle de Chlieh *et al.* [2011] pour le Pérou et les modèles Metois *et al.* [2012]; Métois *et al.* [2013, 2014] pour le Chili, projetés sur la géométrie de slab de [Hayes *et al.*, 2012]. Les deux signaux ont été filtrés avec un filtre passe-bande (longueurs d'ondes conservées entre 50km et 500km), permettant ainsi de s'abstraire du coude d'Arica. Les principales péninsules sont indiquées par des bandes grises.

alors de bien prédire les observations de morphologie côtière (sous la forme de pente topographiqe moyenne) pour une répartition de friction donnée, sur le plan de subduction, comme nous l'avons montré au chapitre 2.

Ces remarques donnent des explications géologiques à la pérennité dans le temps des variations de couplage. Cependant, elles n'informent pas sur la relation entre déformation pendant le cycle sismique et morphologie de surface. Au Mexique, la déformation de surface durant la phase intersismique est en accord avec la répartition des distances fosse-côte. Il se peut donc qu'une partie des déformations intersismiques ne soit pas relâchée de manière élastique, mais conservée dans la morphologie car un pourcentage de la déformation serait plastique et par conséquent irréversible. Cependant, la plupart de l'énergie accumulée est relâchée par les tremblements de terre et la déformation de surface intersismique ne correspond pas aux taux de soulèvement au long-terme pour l'ensemble de la subduction andine [Melnick, 2016]. La plupart de la déformation de surface serait donc acquise de manière co-sismique. Le mécanisme de déformation plastique proposé au chapitre 2 permet de créer de la topographie côtière durant la phase co-sismique dans le cas d'une transition frictionnelle sur le plan de subduction. La transition frictionnelle engendre la mise en place d'une bande de cisaillement dans le prisme d'accrétion, engendrant un différentiel de mouvement vertical en surface, ce qui permet d'expliquer les faibles distances fosse-côte mexicaine. La présence d'un tel mécanisme est favorisée par la présence de zones à l'état critique situées aux transitions entre zones de fort et faible couplage, comme nous l'avons montré avec l'analyse géométrique de profils du prisme d'accrétion.

5.3 Dynamique du glissement asismique

Les études réalisées aux chapitres 3 et 4 ont permis de mettre en évidence, par deux techniques de géodésie spatiale (GPS, InSAR) dont nous tentons de repousser les limites en terme de précision des mesures, la présence de glissements transitoires asismiques qui relâchent une partie de la contrainte accumulée. Au chapitre 3, le glissement lent d'un mois détecté avec un réseau d'interférogrammes de résolution temporelle unique (quelques jours entre les images) sur le segment d'Ismetpasa de la faille Nord Anatolienne est situé entre la surface et 4 km de profondeur, et a une magnitude non négligeable, comprise entre 5.2 et 5.5. Aucun glissement n'a été détecté durant les 9 autres mois de l'analyse et son glissement maximal est d'environ 15 mm, alors que le glissement moyen du segment d'Ismetpasa sur les 10 dernières années précédant cet événement a été évalué à 8 mm/an [Cetin *et al.*, 2014; Kaneko *et al.*, 2013]. Cet évènement transitoire semble en accord avec les observations

de surface réalisées par des creepmeters durant 10 ans, dans les années 1980, qui montraient une succession d'évènements transitoires entrecoupés de périodes de glissements très faibles voir nuls [Altay et Sav, 1991]. Notre étude pose question sur les mécanismes physiques à l'origine de l'émergence et de l'évolution de tels transitoires. Sur la subduction mexicaine, le couplage intersismique est nul ou très faible aux localisations des grands SSEs de Guerrero et Oaxaca, car ils relâchent la quasi totalité de l'énergie élastique accumulée (Fig. 5.1). Cependant, aux pourtours de ces SSEs, le déficit de glissement intersismique n'est pas nul. L'analyse du chapitre 4 permet de montrer que des SSEs de magnitudes intermédiaires ($6 < Mw < 7$) et de durées plus faibles (de quelques jours à un mois) se produisent temporellement entre les grands évènements de glissements lents (sans doute aussi pendant). Ces nouvelles détections réduisent ainsi d'autant plus le couplage intersismique en base de zone sismogénique autour des SSEs. La méthode de détection que nous proposons, appliquée plus systématiquement à des séries temporelles plus longues et d'autres zones tectoniques, permet d'envisager une analyse plus fine des processus de glissement sur les failles et des connections possibles entre glissements sismiques et asismiques.

La figure 5.3 montre comment chaque niveau de SSEs à Guerrero, les SSEs de $Mw \sim 7.5$, les SSEs de Mw 6 à 7 comme ceux détectés au chapitre 4, et des évènements de glissements potentiellement plus faibles durant d'intenses activités de LFEs, réduisent le déficit de glissement intersismique. En prenant en compte la totalité de ces évènements, on se rapproche d'un couplage inter-SSE proche de 1, signifiant qu'aucun glissement asismique permanent ne serait présent. Que ce soit proche de la surface d'un segment en creep d'une faille décrochante ou en base de zone sismogénique d'une zone de subduction, les résultats des chapitres 3 et 4 s'accordent sur le fait que le relâchement de contraintes semble se produire de manière épisodique plutôt que continue. Les relâchements de contraintes s'effectuent lors de glissements transitoires qui sont des évènements finis pour lesquels on peut distinguer des phases d'initiation, de propagation et d'arrêt, ainsi que définir une magnitude, tout comme pour les tremblements de terre sismiques.

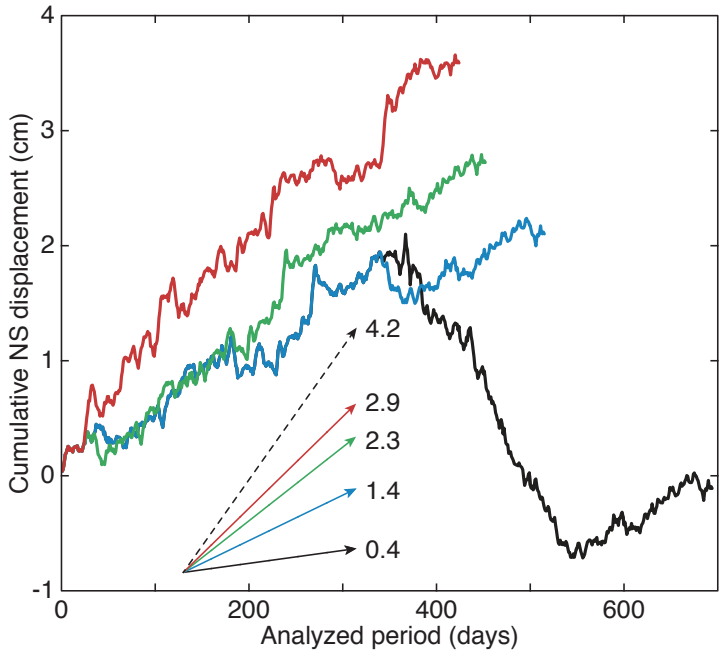


FIGURE 5.3 – Évolution de la série temporelle de la station IGUA au Mexique de Janvier 2005 à Mars 2007 lorsqu'on enlève successivement les périodes correspondant aux SSEs de différentes magnitudes | Les courbes correspondent aux séries temporelles, et les flèches à leurs vitesses moyennes respectives, le chiffre indiquant la vitesse en centimètre par an. La courbe noire est la série temporelle brute. La courbe bleue correspond à la courbe noire lorsqu'on lui retranche la période du SSE de Mw 7.5 de 2006 [Radiguet *et al.*, 2011]. La courbe verte correspond à la courbe bleue lorsqu'on lui retranche les sept évènements détectés dans Frank *et al.* [2015, voir Annexe 1]. Notez que la totalité de ces évènements ainsi que huit autres ont été détectés par l'analyse du chapitre 4. La courbe rouge correspond à la courbe verte lorsqu'on lui supprime toutes les périodes de temps avec une intense activité de LFEs. La flèche en pointillés indique la vitesse si le couplage de l'ensemble de la zone sismogénique et de la zone où se produisent les SSEs était de 1. D'après Frank [2016].

5.4 Glissements transitoires et loi de friction

La présence de ces glissements transitoires permet de contraindre spatialement la loi de friction dans un contexte donné. Dans le cadre des lois de frictions en "rate-and-state" que nous ne détaillerons pas ici (synthèse dans [e.g. Scholz, 1998]), on distingue les domaines stables où le glissement peut être maintenu par une augmentation de la friction dynamique (classiquement très proche de la surface et en dessous de la zone sismogénique) des domaines instables où le coefficient de friction dynamique diminue lorsque la vitesse de glissement augmente, ce qui permet la propagation des tremblements de terre (dans la zone sismogénique). Les glissements lents sont considérés dans le domaine instable, mais proche de la limite avec le glissement stable, c'est-à-dire que la friction dynamique ne diminue que très peu lors de la propagation du glissement, ce qui permet de maintenir des vitesses de glissement lentes (aux limites inférieures et supérieures de la zone sismogénique). Le domaine est appelé conditionnellement stable. Dans le cas du segment d'Ismetpasa de la faille Nord Anatolienne, le modèle proposé par Kaneko *et al.* [2013] avec une couche superficielle stable au dessus d'une couche instable ne permet pas d'expliquer la propagation d'un évènement de glissement transitoire. Pour que ces évènements puissent se propager, il faut une couche conditionnellement stable proche de la surface comme l'a proposé Wei *et al.* [2013] pour expliquer les glissements transitoires de certains segments de la faille de San Andreas. Les évènements transitoires de la subduction mexicaine sont eux situés en bas de zone sismogénique. Cette zone conditionnellement stable qui permet la génération de SSEs de Mw 7.5 est particulièrement large, probablement à cause de l'aplatissement de la subduction. Spatialement, deux zones sont clairement conditionnellement stables, là où se propagent les longs SSEs de Guerrero et Oaxaca. Cependant, de part et d'autre de ces deux zones, le glissement durant les long SSEs est très faible. On peut alors penser que ce sont des zones de glissement stables. Cependant, la détection des nombreux SSEs de plus faible magnitude au chapitre 4 semble montrer que la totalité de la base de la zone sismogénique est conditionnellement stable. Les différences latérales peuvent alors s'expliquer par des variations de densité d'aspérités instables ou des variations de surface d'aspérités instables [Dublanchet *et al.*, 2013]. Le relâchement de contraintes par les SSEs successifs courts permet de faire diminuer la contrainte normale sur l'ensemble de la grande aspérité centrale, jusqu'à ce que le seuil de rupture soit atteint pour permettre le glissement des SSEs longs.

Conclusions et perspectives

Ces trois ans de thèse auront été l'occasion de m'intéresser à la caractérisation du glissement asismique par des observations géodésiques à la fois en contexte de subduction et de décrochement continental. Nous avons vu que les vitesses de déformation intersismique sont généralement considérées comme constantes dans le temps pendant la période d'étude couverte par les observations géodésiques, ce qui permet de calculer des cartes de couplage des failles et ainsi de discriminer spatialement les zones en glissement asismique des zones bloquées. Ces variations latérales de couplage "court-terme" semblent être (au moins à des longueurs d'onde supérieures à 50 km) pérennes sur des temps géologiques pour la subduction mexicaine. En s'intéressant ensuite à la dynamique fine de cette phase intersismique, nous avons montré par différentes techniques que le glissement intersismique considéré comme constant est en fait constitué d'une succession d'évènements transitoires finis, à la fois le long du segment d'Ismetpasa en creep de la faille Nord Anatolienne et en base de zone sismogénique au Mexique entre les longs glissements lents. Je résume ici les principaux résultats de chacun des chapitres de cette thèse et indique des perspectives qui pourraient permettre d'enrichir ces travaux.

— La carte de couplage du Mexique réalisée au chapitre 2 met en évidence un couplage inter-SSE homogène en base de zone sismogénique. Elle met cependant en évidence des variations latérales de couplage importantes dans la zone sismogénique. En particulier, une zone de fort couplage a accumulé un déficit de glissement de 21 cm depuis la dernière rupture en 1978 dans la zone de Oaxaca, ce qui engendre un aléa sismique considérable dans cette région. Cette carte de couplage ayant été réalisée avec une inversion régularisée, il serait intéressant de faire une exploration Bayesienne des

différents paramètres du modèle afin de contraindre les gammes de variations possibles de ces paramètres. De plus, aucune géométrie en trois dimensions ne prend en compte l'ensemble des données disponibles à la fois à Guerrero et à Oaxaca. En utilisant deux géométries notablement différentes, nous avons montré que les principales variations de couplage sont inchangées mais des variations du second ordre sont remarquables. Prendre en compte une géométrie 3D conciliant l'ensemble des observables serait un apport considérable pour de nombreuses études ultérieures.

En confrontant les variations latérales de couplage à la morphologie côtière et à la géométrie du prisme de subduction, nous avons mis en évidence une corrélation entre zones à faible couplage et petites distances fosse-côte, ainsi que la présence de zones à l'état critique aux transitions de couplage inter-SSE. Ces observations sont des arguments forts en faveur d'une pérennité des variations latérales de couplage sur des temps géologiques. En faisant plusieurs hypothèses, nous avons proposé un mécanisme de déformation qui permet d'obtenir un telle morphologie côtière. Pour valider ce type de mécanisme, il serait intéressant de le prendre en compte dans un modèle dynamique de cycle sismique où il serait possible de quantifier la déformation finie apportée par chacune des différentes phases.

— L'étude du segment en creep d'Ismetpasa de la faille Nord Anatolienne avec des mesures InSAR de la constellation Cosmo-SkyMED (CSK) a permis de mettre en évidence un glissement transitoire d'un mois (chapitre 3). Cet évènement d'une magnitude 5.2 à 5.5 est localisé dans la partie la plus superficielle de la faille qui était, au vu des études InSAR et GPS antérieures, considérée en glissement asismique continu. Cette étude permet donc de reconsidérer le modèle mécanique qui explique la dynamique de glissement sur cette faille. Cette découverte a principalement été permise par le temps de retour fréquent des satellites CSK qui permet une bonne résolution temporelle (quelques jours), dans une zone géographique où le réseau de stations GPS est peu développé. Avec les nouvelles générations de constellations de satellites InSAR ayant des temps de retour comparables à ceux de la constellation CSK (le temps de retour pour les satellites Sentinel 1A et 1B peut descendre à 6 jours), il est fort probable que l'analyse de ces nouvelles données, correctement assemblées en séries temporelles denses, engendre de nombreuses détections de ce type sur d'autres failles en glissement asismique. Cela permettrait d'obtenir des catalogues plus vastes de glissements transitoires permettant de mieux caractériser leur dynamique et leur mécanique.

Afin d'obtenir un signal de déformation encore plus propre, la priorité pour les ob-

servations en bande C semble être la correction des délais d'atmosphère stratifiée et turbulente. En effet, ces délais non parfaitement corrigés (partie stratifiée) ou non corrigés (partie turbulente, liée à une dynamique complexe difficilement modélisable) dans notre étude peuvent parfois avoir un signal important. L'amélioration des modèles atmosphériques globaux ou météorologiques méso-échelle, ainsi que, de façon plus empirique, l'extraction de nombreux motifs d'atmosphère turbulente pour caractériser leurs covariances spatiales ou temporelles, devraient permettre quelques progrès dans les années à venir.

— La méthode développée au chapitre 4 a pour but la détection et la caractérisation d'évènements de glissement transitoire de faible amplitude, non détectés par les méthodes de modélisation des séries temporelles géodésiques plus classiques. Une analyse sur des évènements synthétiques a montré que cette méthode permet de détecter avec précision des évènements de magnitude supérieure à 6 pour l'ensemble de la subduction mexicaine. L'application aux données réelles dans la région de Guerrero a permis la détection de 15 évènements de Mw 6 à 7 de février 2005 à mai 2007. Ces évènements sont localisés aux pourtours du SSE de Mw 7.5 de 2006 et fournissent ainsi de précieuses informations sur l'interaction entre glissements lents de différentes magnitudes. L'utilisation de cette méthode sur des séries temporelles plus longues permettrait d'obtenir un catalogue conséquent d'évènements transitoires, ce qui est crucial entre autres pour déterminer si une loi d'échelle entre magnitude et durée est commune à l'ensemble des glissements lents, voire à l'ensemble des glissements lents et rapides. Certaines étapes de la méthode mériteraient des techniques plus évoluées afin de diminuer les erreurs dans la caractérisation des différents paramètres des événements transitoires. En particulier, la quantification actuelle de la durée des évènements a une erreur de plusieurs jours pour les évènements de Mw < 6.3. De plus, la mise en place d'un critère robuste pour déterminer le seuil de détection en amplitude de la fonction de corrélation permettrait d'automatiser complètement la méthode.

Annexes

Dans ces annexes, je joins les deux articles auxquels j'ai participé en tant que co-auteur durant cette thèse :

— **Annexe 1**

L'article intitulé "Uncovering the geodetic signature of silent slip through repeating earthquakes" co-signé par William B. Frank, Mathilde Radiguet, Baptiste Rousset, Nikolai Shapiro, Allen Husker, Vladimir Kostoglodov, Nathalie Cotte et Michel Campillo a été publié en Mars 2015 dans le journal *Geophysical Research Letters*.

Cet article prouve que l'on peut utiliser les temps d'activités intenses de trémors ou LFEs afin de détecter les évènements de glissement transitoires dans les séries temporelles GPS. Il utilise le catalogue de LFEs obtenu durant la période MASE pour la subduction Mexicaine au niveau du segment de Guerrero. Durant cette période, sept périodes enregistrent des activités particulièrement intenses de LFEs dans la zone d'activité transitoire. En sommant des fenêtres de séries temporelles GPS centrées sur ces sept évènements, nous retrouvons un signal cohérent à un signal de glissement transitoire. Cet évènement moyen a une magnitude de 6.4 et est localisé en contrebas du SSE de 2006.

— **Annexe 2**

L'article intitulé "Slow slip history for the Mexico subduction zone : 2005 through 2011" co-signé par Shannon Graham, Charles DeMets, Enrique Cabral-Cano, Vladimir Kostoglodov, Baptiste Rousset, Andréa Walpersdorf, Cécile Lasserre, Robert McCaffrey et Luis Salazar-Tlaczani a été publié en Décembre 2015 dans le journal *Pure and Applied Geophysics*.

Cette étude fait le bilan des SSEs dans les régions de Guerrero et Oaxaca au Mexique sur la période de 2005 à 2011. Elle montre qu'ils se répartissent sur l'ensemble de la base de la zone sismogénique. Un calcul de changement de contraintes de Coulomb ne montre pas d'interaction significative entre les évènements des deux zones. L'utilisation des glissements de ces évènements, retranchés à la carte de couplage inter-SSE obtenue au chapitre 2 permet de calculer une carte de déficit de glissement sur cette période. Cette carte met en évidence l'important déficit de glissement dans une partie de la zone sismogénique de Oaxaca, dans la zone de glissement d'un séisme de 1978.

AGU PUBLICATIONS

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER
10.1002/2015GL063685

Key Points:
- We use repeating earthquakes as an in situ monitor of slip
- Geodetic search for slow slip guided by seismological information
- Characteristic seismic activity reveals slow slip hidden under the noise level

Supporting Information:
- Text S1 and Figure S1 caption
- Figure S1

Correspondence to:
W. B. Frank,
frank@ipgp.fr

Citation:
Frank, W. B., M. Radiguet, B. Rousset, N. M. Shapiro, A. L. Husker, V. Kostoglodov, N. Cotte, and M. Campillo (2015), Uncovering the geodetic signature of silent slip through repeating earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, doi:10.1002/2015GL063685.

Received 1 MAR 2015
Accepted 26 MAR 2015
Accepted article online 2 APR 2015

©2015. American Geophysical Union. All Rights Reserved.

Uncovering the geodetic signature of silent slip through repeating earthquakes

William B. Frank[1], Mathilde Radiguet[2], Baptiste Rousset[2], Nikolaï M. Shapiro[1], Allen L. Husker[3], Vladimir Kostoglodov[3], Nathalie Cotte[2], and Michel Campillo[2]

[1]Équipe de Sismologie, Institut de Physique du Globe de Paris, Paris Sorbonne Cité, CNRS, Paris, France, [2]ISTerre, Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble, France, [3]Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico

Abstract Slow transient slip that releases stress along the deep roots of plate interfaces is most often observed on regional GPS networks installed at the surface. The detection of slow slip is not trivial if the dislocation along the fault at depth does not generate a geodetic signal greater than the observational noise level. Instead of the typical workflow of comparing independently gathered seismic and geodetic observations to study slow slip, we use repeating low-frequency earthquakes to reveal a previously unobserved slow slip event. By aligning GPS time series with episodes of low-frequency earthquake activity and stacking, we identify a repeating transient slip event that generates a displacement at the surface that is hidden under noise prior to stacking. Our results suggest that the geodetic investigation of transient slip guided by seismological information is essential in exploring the spectrum of fault slip.

1. Introduction

Since their discovery almost two decades ago [*Linde et al.*, 1996], slow slip events have most often been observed to release tectonic stress without measurable seismic radiation outside of the seismogenic zone at both subduction zones and transform plate interfaces [*Beroza and Ide*, 2011]. Slow slip can occur over several days or several months, and the slip accumulated over their duration can represent as much elastic energy release as large megathrust earthquakes ($M_w > 7$). Downdip of the seismogenic zone, the plate interface transitions from a brittle to a ductile regime due to increasing temperatures and pressures along with higher pore fluid pressure resulting from metamorphic dehydration reactions of the subducting slab, facilitating the generation of silent or slow slip [*Audet et al.*, 2009; *Song et al.*, 2009; *Peacock et al.*, 2011; *Audet and Bürgmann*, 2014]. Slow slip is most often detected as transient displacements observed at continuous GPS (cGPS) stations [*Hirose et al.*, 1999; *Dragert et al.*, 2001; *Kostoglodov et al.*, 2003]; any silent slip at depth that does not generate sufficient displacement at the surface will therefore most likely not be observed on GPS time series. By exploiting the repeating nature of low-frequency earthquakes [e.g., *Shelly et al.*, 2006], small shearing events along the plate interface that are strongly correlated with slow slip [*Frank et al.*, 2014], we are able to lower the geodetic noise level to reveal recurring transient slip events.

2. Low-Frequency Earthquakes in Guerrero, Mexico

We study here the Guerrero segment of the Mexican subduction zone (Figure 1) where large ($M_w > 7.5$) slow slip events occur about every 4 years and are accompanied by tectonic tremor and low-frequency earthquakes, seismic phenomena coincident with silent slip along the plate interface [*Kostoglodov et al.*, 2010; *Husker et al.*, 2012; *Radiguet et al.*, 2012; *Frank et al.*, 2013, 2014]. A dense, linear seismic network [*MASE*, 2007] that was installed from Acapulco up to Tampico and going through Mexico City continuously recorded for 2.5 years, notably during the M_w 7.5 2006 slow slip event that lasted 6 months from April to November [*Radiguet et al.*, 2011]. This data set has been mined with systematic detection algorithms, producing a very dense low-frequency earthquake catalog in both time and space with almost 2 million events spread over 1120 unique sources [*Frank and Shapiro*, 2014; *Frank et al.*, 2014]. Given that each low-frequency earthquake source will repeatedly produce events at rates that correlate in time with slow slip, we use their rates of activity as an in situ probe to monitor the fault conditions at the subduction interface [*Frank et al.*, 2014, 2015].

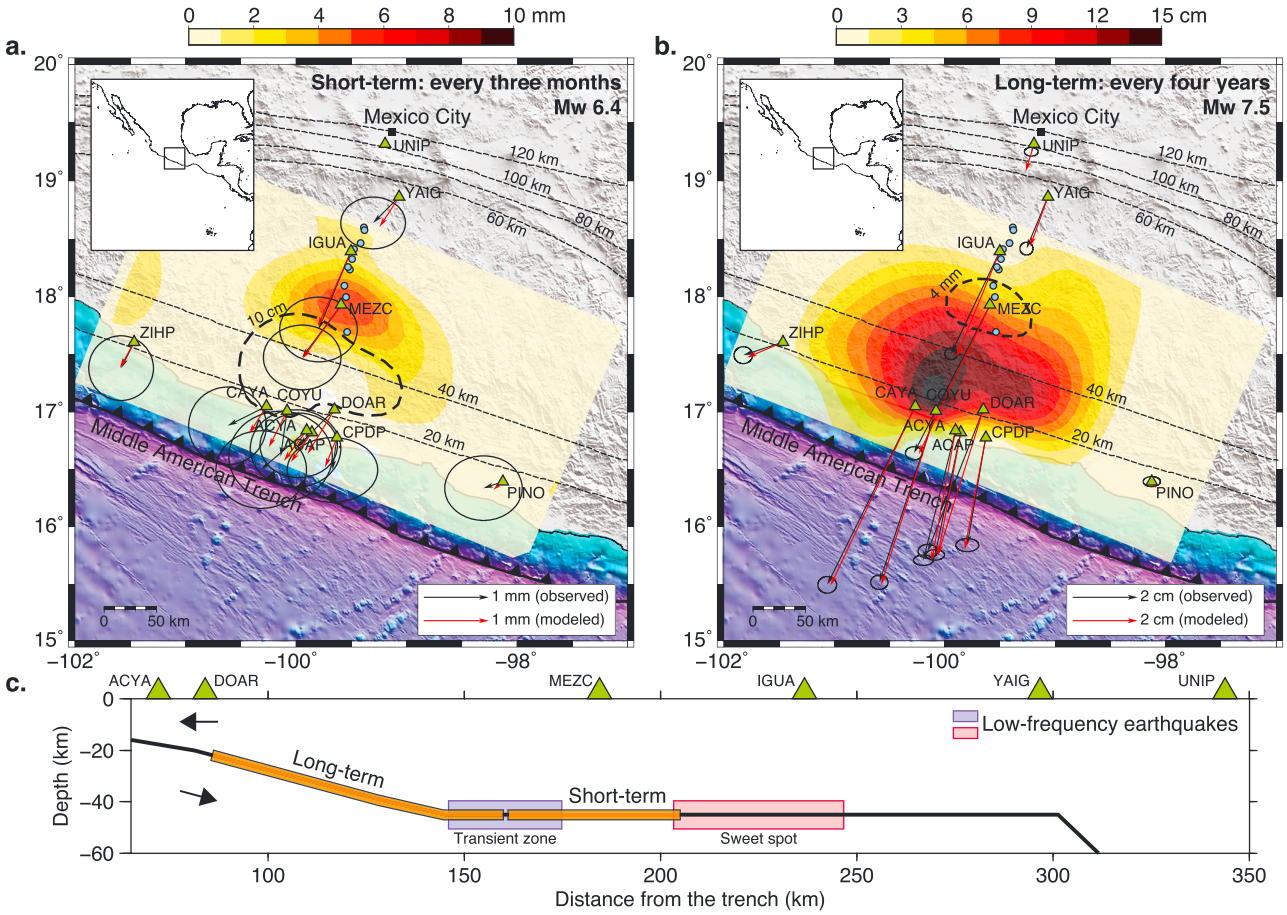


Figure 1. Slow slip in the Guerrero subduction zone. The geometry of the plate interface is shown by the thin dashed black depth contours [*Kim et al.*, 2013]. Local cGPS and seismic stations are represented, respectively, by green triangles and blue circles. The observed displacement vectors (black) for both the averaged (a) short-term slow slip and the (b) long-term 2006 slow slip are plotted with 1σ error ellipses. The slip distribution at the plate interface from the static inversion of the observed displacements is shown for both cycles of slow slip; the corresponding displacement vectors at the surface are shown in red. The thick dashed black contours indicate the main concentration of slip along the plate interface during the other slow slip cycle. (c) The two low-frequency earthquake source regions are shown by the colored boxes. The segments of the plate interface that correspond to the slip contours in Figures 1a and 1b are outlined by the orange rectangles. The black arrows show the gross tectonic movement during slow slip in Guerrero.

The Guerrero low-frequency earthquakes are distributed into two source regions along the plate interface (Figure 1c) that have distinctly different activity regimes [*Frank et al.*, 2014]. The sweet spot, located the farthest downdip, emits bursts of low-frequency earthquakes in an almost continuous fashion, indicating a near-constant accommodation of tectonic stress and therefore a slip regime at the interface that is closer to stable sliding [*Husker et al.*, 2012; *Frank et al.*, 2013]. Farther updip in the transient zone, low-frequency earthquake activity is distributed into distinct episodes as shown in Figure 2, the largest of which occurs during the 2006 slow slip event [*Frank et al.*, 2014]. Given that the majority of activity within the transient zone occurs during a large slow slip event, we explore in the following the feasibility of each of the low-frequency earthquake episodes outside of the large 2006 event representing a smaller short-term slow slip. Previous studies [*Vergnolle et al.*, 2010; *Husker et al.*, 2012; *Zigone et al.*, 2012; *Rivet et al.*, 2014] have suggested the same possibility, but the geodetic signature of such small slip events has yet to be confirmed on the local cGPS network due to low signal-to-noise ratios (Figure 1).

2.1. Characteristic Low-Frequency Earthquake Episodes

We identify seven low-frequency earthquake episodes (Figure 2) within the Guerrero catalog that each have several characteristic features [cf. *Frank et al.*, 2014, Figure 7]. At the start of each episode, low-frequency earthquakes are first observed in the most downdip portion of the sweet spot and then migrate updip farther into the sweet spot. This is then followed by a number of streaking migrations over 3 to 4 days that travel at about

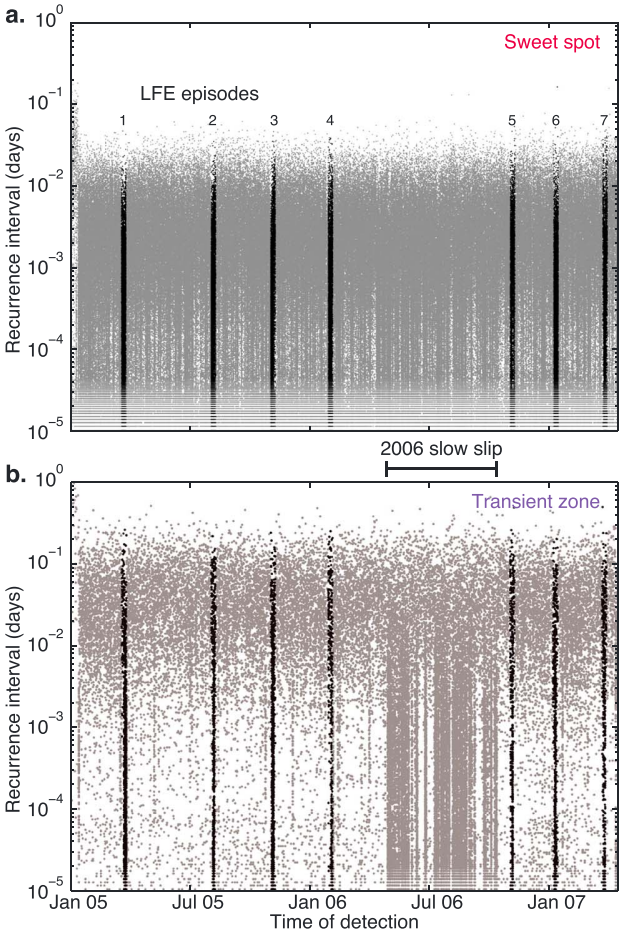


Figure 2. Low-frequency earthquake catalog in Guerrero, Mexico. The plotted recurrence intervals for each event are defined as the elapsed time between sequential low-frequency earthquakes in a given source region, (a) the sweet spot or (b) the transient zone. The seven identified low-frequency earthquake episodes are indicated in Figure 2a. All low-frequency earthquakes observed during the episodes are drawn as black points; every other low-frequency earthquake in the Guerrero catalog is shown as a grey point. The transient zone emits the highest rates of low-frequency earthquakes during the large 2006 slow slip and the identified episodes.

25 km h^{-1} in both updip and downdip directions but are constrained to the sweet spot. Activity then finally breaks into the transient zone and lasts for 2 to 3 days; no streaking migrations are observed, but this is most likely due to the sparse density of low-frequency earthquake sources in the transient zone. The total duration of any episode is never longer than 7 days. Given the similar time-space history of each episode, we propose that each low-frequency earthquake episode represents a repeating transient slip event.

3. Low-Frequency Earthquake Episodes as Repeating Slip

To test whether this supposition is true, we use the identified episodes as a guide to stack the GPS time series. If each low-frequency earthquake episode represents a recurring slow slip event, we suppose that any coherent signal in the GPS time series will constructively stack, while the random noise will sum incoherently. We determine the timing of each episode in Figure 2 by picking the highest rate of low-frequency earthquakes during each episode. Low-frequency earthquake activity during each picked episode is represented by their detrended cumulative event count (Figure 3). We determine this quantity by calculating the cumulative low-frequency earthquake count during a 300 day window centered on each of our manual episode picks and removing the best fit linear trend. Individual detrended counts are calculated for both the transient zone and the sweet spot. To refine our picks of the episodes, we align the seven episodes by the maximum of the cross correlations of the detrended counts in the transient zone because activity there is more punctual than in the sweet spot due to its more brittle stick-slip activity regime [*Frank et al.*, 2015]. We prepare the GPS time series in a similar manner by applying 300 day windows to each of the seven episodes and removing the secular or linear interslow slip trend at each of the cGPS stations (except for UNIP which did not function before 2006), determined as the displacement rate before the large 2006 slow slip event. With each of the episodes well aligned relative to one another using low-frequency earthquakes as a guide, we now stack the GPS time series.

Figure 3a presents the south-north displacement time series on the regional cGPS network alongside the detrended low-frequency earthquake activity stacked over the seven identified episodes. We observe a clear maximum displacement of about 1.5 mm toward the south on the stacked displacement time series at both cGPS stations closest to the transient zone, MEZC and IGUA. This movement is consistent with a release of tectonic stress but is at least 20 times smaller than the 4–5 cm displacements observed at the same stations during the larger 2006 slow slip event. This displacement is not visible on the individual GPS time series, but a coherent signal across the entire regional GPS network emerges after stacking as shown in Figures 3b and

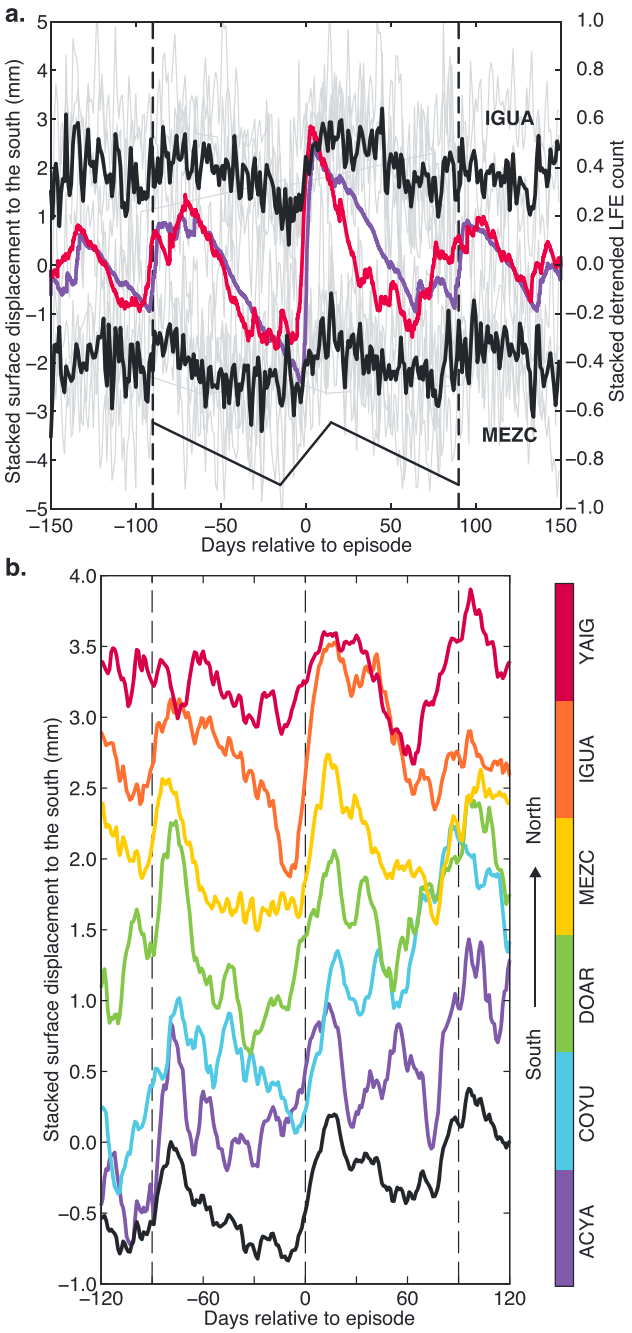


Figure 3. Stacked south-north GPS time series and low-frequency earthquake (LFE) activity trends. (a) After the noisy individual time series (gray lines) centered on each episode at the two closest cGPS stations are stacked (black lines), a southward displacement of about 1.5 mm is visible at 0 and ±90 days (dashed lines), evidence of a periodic short-term slow slip event. The stacked detrended cumulative LFE counts of the transient zone (purple) and the sweet spot (red) also constructively stack at 0 and ±90 days, confirming that the entire LFE source region activates during smaller slow slip just as it does for the large slow slip events. (b) The recurring short-term slow slip is visible across the entire network as evidenced by the stacked 10 day smoothed south-north displacement time series (colored lines). The average stacked displacement for the plotted subset of stations is shown in black.

S1 in the supporting information. We suggest that the coherent movement at day 0 on the stacked GPS time series represents the displacement resulting from an "averaged" slow slip event over the seven individual episodes. In addition to the primary displacement during the episodes, we observe smaller movements to the south at about ±90 days relative to the episode that are also accompanied by low-frequency earthquake activity. We suggest that these smaller displacements indicate a 3 month periodicity of the short-term slow slip events. To compare, the mean recurrence of the seven low-frequency earthquake episodes is 91 days. A variability in the 90 day periodicity and the averaging in time and space over seven different events most likely causes smearing during the stacking process and explains the relatively smaller displacements at ±90 days. That this signal only emerges after stacking suggests that this slow slip cycle was previously hidden within the noise and explains why it was not previously observed. The coherent displacement across the network along with the observed periodicity confirms that each episode represents a recurring short-term release of tectonic stress whose slip distribution is similar over each of the seven episodes.

3.1. Comparing Short- and Long-Term Slow Slip

To estimate the amount of dislocation at the plate interface during this averaged short-term slow slip event, we pick the displacement vectors for each of the local cGPS stations on the stacked GPS time series. We estimate the error of our picks as the standard deviation of the stacked 300 day window. A qualitative comparison between the displacement vectors of the short-term slow slip (Figure 1a) with those of the 2006 event (Figure 1b) shows that the inland displacements are relatively larger than the coastal displacements, suggesting a different slip distribution at the plate interface. To better constrain the source region of the averaged short-term slow slip, we perform a static inversion of the slip that we further detail in the supporting information. We present the final slip distributions for both the small and large slow slip events [*Radiguet et al.*, 2011] in Figure 1. The maximum slip of 6 mm of the averaged slow slip is significantly smaller than the 16 cm of slip estimated for the large 2006 slow slip event but comparable to the faster slow slip events around the world, such as the 2 cm events that occur every 14 months in Cascadia [*Dragert et al.*, 2001] or the 1.2 cm events that occur every 6 months in central Japan [*Hirose and Obara*, 2006]. We consider the modeled short-term slow slip magnitude of M_w 6.4 as an upper limit due to the strong smoothing applied to take into account the uncertainties of the measured displacements.

The greatest concentration of slip for the small events is located between the transient zone and the sweet spot, farther downdip than the location of maximum slip for the large slow slip events. Along with the observed relatively larger displacements inland, this further suggests that a different portion of the subduction interface slips during the small and large events. Just as the recurrence times of tectonic tremor and low-frequency earthquakes are observed to decrease with distance from the trench due to the changing frictional properties along the subduction interface [*Obara et al.*, 2010; *Wech and Creager*, 2011; *Frank et al.*, 2015], we suggest that there are multiple slow slip cycles along dip and that there is an analogous decrease of recurrence for slow slip events with distance from the trench. These observations along with others [*Hirose and Obara*, 2005; *Obara*, 2011] corroborate a recent suggestion that there is a continuum of slip modes that correspond to the full spectrum of possible friction regimes between stick-slip and stable sliding [*Peng and Gomberg*, 2010; *Wech and Creager*, 2011]. There are several proposed models that can explain the decreasing recurrence intervals with increasing distance from the trench, such as a temperature-controlled evolution of friction [*Wech and Creager*, 2011] or a progressive enrichment and deposition of silica along the subduction interface that lowers permeability and favors the development of high pore fluid pressure [*Audet and Bürgmann*, 2014]. Given that temperatures at the interface still increase along dip despite a subhorizontal subduction interface [*Manea and Manea*, 2011], both models, being primarily temperature controlled, are feasible and it is not possible for us to favor one model or the other based on our observations. Regardless of the model, pore fluid pressure is very likely to play a significant role in Guerrero [*Manea and Manea*, 2011; *Frank et al.*, 2015].

4. Conclusions

Using low-frequency earthquakes in Guerrero, Mexico as an in situ monitor of where and when slow slip is occurring on the subduction interface, we have presented an example of how systematically cataloged seismic repeater activity can be used to lower the noise level of cGPS stations and detect small amplitude slip transients. Although we focus on cGPS data in this study, the same principle of detecting new small transient slips through seismic observations applies to other types of geodetic instruments, such as strainmeters and

tiltmeters. We speculate that through the systematic cataloging and analysis of repeating earthquakes, seismologically guided geodetic observations will become an important tool in revealing previously unobserved slip modes at other plate interfaces around the world and understanding how and where slip occurs.

Acknowledgments
Analyzed GPS time series and low-frequency earthquake catalog is available upon request to the corresponding author. We thank Caltech for providing the analyzed Meso-America Subduction Experiment data set and the SSN and INEGI for making the GPS data set available. This work was supported by the Agence Nationale de la Recherche (France) under the contract RA0000CO69 (G-GAP), the DataScale project and Labex OSUG@2020 (Investissements d'avenir ANR10 LABX56), by the European Research Council under the contract FP7 ERC Advanced grant 227507 (WHISPER), by PAPIIT IN110514 and CONACYT 178058 (Mexico), and by the Russian Science Foundation (grant 14-47-00002). Numerical computations were performed on the S-CAPAD platform, IPGP, France.

The Editor thanks Pascal Audet and Joan Gomberg for their assistance in evaluating this paper.

References

Audet, P., and R. Bürgmann (2014), Possible control of subduction zone slow-earthquake periodicity by silica enrichment, *Nature*, *510*, 389–392, doi: 10.1038/nature13391.

Audet, P., M. G. Bostock, N. I. Christensen, and S. M. Peacock (2009), Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing, *Nature*, *457*, 76–78, doi:10.1038/nature07650.

Beroza, G. C., and S. Ide (2011), Slow earthquakes and nonvolcanic tremor, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *39*, 271–296, doi: 10.1146/annurev-earth-040809-152531.

Dragert, H., K. Wang, and T. S. James (2001), A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, *292*, 1525–1528, doi:10.1126/science.1060152.

Frank, W. B., and N. M. Shapiro (2014), Automatic detection of low-frequency earthquakes (LFEs) based on a beamformed network response, *Geophys. J. Int.*, *197*(2), 1215–1223, doi:10.1093/gji/ggu058.

Frank, W. B., N. M. Shapiro, V. Kostoglodov, A. L. Husker, M. Campillo, J. S. Payero, and G. A. Prieto (2013), Low-frequency earthquakes in the Mexican sweet spot, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 2661–2666, doi:10.1002/grl.50561.

Frank, W. B., N. M. Shapiro, A. L. Husker, V. Kostoglodov, A. Romanenko, and M. Campillo (2014), Using systematically characterized low-frequency earthquakes as a fault probe in Guerrero, Mexico, *J. Geophys. Res. Solid Earth*,*119*, 7686–7700, doi:10.1002/2014JB011457.

Frank, W. B., N. M. Shapiro, A. L. Husker, V. Kostoglodov, H. S. Bhat, and M. Campillo (2015), Along-fault pore-pressure evolution during a slow-slip event in Guerrero, Mexico, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *413*, 135–143, doi:10.1016/j.epsl.2014.12.051.

Hirose, H., and K. Obara (2005), Repeating short-and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan, *Earth Planets Space*, *57*(10), 961–972.

Hirose, H., and K. Obara (2006), Short-term slow slip and correlated tremor episodes in the Tokai region, central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L17311, doi:10.1029/2006GL026579.

Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki (1999), A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(21), 3237–3240, doi:10.1029/1999GL010999.

Husker, A. L., V. Kostoglodov, V. M. Cruz-Atienza, D. Legrand, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, and E. Huesca-Pérez (2012), Temporal variations of non-volcanic tremor (NVT) locations in the Mexican subduction zone: Finding the NVT sweet spot, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *13*, Q03011, doi:10.1029/2011GC003916.

Kim, Y., R. W. Clayton, P. D. Asimow, and J. M. Jackson (2013), Generation of talc in the mantle wedge and its role in subduction dynamics in central Mexico, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *384*, 81–87, doi:10.1016/j.epsl.2013.10.006.

Kostoglodov, V., S. K. Singh, J. A. Santiago, S. I. Franco-Sanchez, K. M. Larson, A. R. Lowry, and R. G. Bilham (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(15), 1807, doi:10.1029/2003GL017219.

Kostoglodov, V., A. L. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, and R. W. Clayton (2010), The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L24301, doi:10.1029/2010GL045424.

Linde, A. T., M. T. Gladwin, M. J. S. Johnston, R. L. Gwyther, and R. G. Bilham (1996), A slow earthquake sequence on the San Andreas Fault, *Nature*, *383*, 65–68.

Manea, V. C., and M. Manea (2011), Flat-slab thermal evolution structure and evolution beneath Central Mexico, *Pure Appl. Geophys.*, *168*, 1475–1487.

MASE (2007), Meso America Subduction Experiment, Caltech, Dataset, doi:10.7909/C3RN35SP.

Obara, K. (2011), Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan, *J. Geodyn.*, *52*(3–4), 229–248, doi:10.1016/j.jog.2011.04.002.

Obara, K., S. Tanaka, T. Maeda, and T. Matsuzawa (2010), Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L13306, doi:10.1029/2010GL043679.

Peacock, S. M., N. I. Christensen, M. G. Bostock, and P. Audet (2011), High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone, *Geology*, *39*(5), 471–474, doi:10.1130/G31649.1.

Peng, Z., and J. S. Gomberg (2010), An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena, *Nat. Geosci.*, *3*, 599–607, doi:10.1038/ngeo940.

Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, B. Valette, V. Kostoglodov, and N. Cotte (2011), Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: The 2006 Guerrero slow slip event, *Geophys. J. Int.*, *184*(2), 816–828, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x.

Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, A. Walpersdorf, N. Cotte, and V. Kostoglodov (2012), Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico, *J. Geophys. Res.*, *117*, B04305, doi:10.1029/2011JB008801.

Rivet, D., et al. (2014), Seismic velocity changes, strain rate and non-volcanic tremors during the 2009–2010 slow slip event in Guerrero, Mexico, *Geophys. J. Int.*, *196*, 447–460, doi:10.1093/gji/ggt374.

Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamula (2006), Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, *442*, 188–191, doi:10.1038/nature04931.

Song, T. -R. A., D. V. Helmberger, M. R. Brudzinski, R. W. Clayton, P. M. Davis, X. Pérez-Campos, and S. K. Singh (2009), Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern Mexico, *Science*, *324*, 502–506, doi:10.1126/science.1167595.

Vergnolle, M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte, and S. I. Franco-Sanchez (2010), Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations, *J. Geophys. Res.*, *115*, B08403, doi:10.1029/2009JB006852.

Wech, A. G., and K. C. Creager (2011), A continuum of stress, strength and slip in the Cascadia subduction zone, *Nat. Geosci.*, *4*, 624–628, doi:10.1038/ngeo1215.

Zigone, D., D. Rivet, M. Radiguet, M. Campillo, C. Voisin, N. Cotte, A. Walpersdorf, N. M. Shapiro, G. Cougoulat, and P. Roux (2012), Triggering of tremors and slow slip event in Guerrero, Mexico, by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, earthquake, *J. Geophys. Res.*, *117*, B09304, doi:10.1029/2012JB009160.

Pure Appl. Geophys. 173 (2016), 3445–3465
© 2015 Springer Basel
DOI 10.1007/s00024-015-1211-x

Pure and Applied Geophysics

Slow Slip History for the MEXICO Subduction Zone: 2005 Through 2011

Shannon Graham,[1] Charles DeMets,[2] Enrique Cabral-Cano,[3] Vladimir Kostoglodov,[3] Baptiste Rousset,[4] Andrea Walpersdorf,[4] Nathalie Cotte,[4] Cécile Lasserre,[4] Robert McCaffrey,[5] and Luis Salazar-Tlaczani[3]

Abstract—To further our understanding of the seismically hazardous Mexico subduction zone, we estimate the first time-dependent slip distributions and Coulomb failure stress changes for the six major slow slip events (SSEs) that occurred below Mexico between late 2005 and mid-2011. Slip distributions are the first to be estimated from all continuous GPS data in central and southern Mexico, which better resolves slow slip in space and time than was previously possible in this region. Below Oaxaca, slip during previously un-modeled SSEs in 2008/9 and 2010/11 extended farther to the west than previous SSEs. This constitutes the first evidence that slow slip accounts for deep slip within a previously noted gap between the Oaxaca and Guerrero SSE source regions. The slip that we estimate for the two SSEs that originated below Guerrero between 2005 and 2011 agrees with slip estimated in previous, mostly static-offset SSE modeling studies; however, we show that both SSEs migrated eastward toward the Oaxaca SSE source region. In accord with previous work, we find that slow slip below Guerrero intrudes up-dip into the potentially seismogenic region, presumably accounting for some of the missing slip within the well-described Guerrero seismic gap. In contrast, slow slip below Oaxaca between 2005 and 2011 occurred mostly down-dip from the seismogenic regions defined by the rupture zones of large thrust earthquakes in 1968 and 1978 and released all of the slip deficit that accumulated in the down-dip region during this period.

Key words: Slow slip events, earthquake cycle, Mexico subduction zone, global positioning system.

1. Introduction

With the increase in continuous GPS (cGPS) stations deployed at subduction zones worldwide, our understanding of how plate motion is accommodated at these convergent margins is evolving rapidly. Slow slip observed in cGPS position time series, in conjunction with seismically detected tectonic tremor, have helped to define a complex transition zone between stick–slip and creep behavior along the subduction zone interface (Dragert *et al.* 2001; Lowry *et al.* 2001; Ohta *et al.* 2004, 2006). The location of many slow slip events (SSEs) immediately down-dip from seismogenic zones suggests they could trigger large thrust earthquakes. For example, the 11 March 2011 $M_w = 9.0$ Tohoku-Oki earthquake in Japan (Ito *et al.* 2012), 20 March 2012 $M_w = 7.4$ Ometepec earthquake on the Mexico subduction zone (Graham *et al.* 2014a), and 2014 $M_w = 8.1$ Iquique earthquake in Chile (Ruiz *et al.* 2014) were all preceded by SSEs close to or overlapping the eventual earthquake rupture zones. Numerical simulations of slow slip suggest that repeated SSEs in the transition zone between stick–slip and creep concentrate stress at the down-dip limit of the seismogenic zone, which in turn increases the probability that a future SSE will evolve into a dynamic rupture (Segall and Bradley 2012). SSEs also relieve interseismic strain accumulated along the plate interface, thereby limiting the size of coseismic rupture patches and consequently reducing subsequent earthquake magnitudes (Dixon *et al.* 2014). Measurements and modeling of SSEs are thus important for seismic hazard analysis and for an improved understanding of how subduction zones accommodate convergence.

Electronic supplementary material The online version of this article (doi:10.1007/s00024-015-1211-x) contains supplementary material, which is available to authorized users.

[1] Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, Cambridge, MA, USA. E-mail: shannonegraham@fas.harvard.edu

[2] Department of Geoscience, University of Wisconsin-Madison, Madison, WI 53706, USA.

[3] Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Mexico City, Mexico.

[4] ISTerre, CNRS, Univ. Grenoble Alpes, 38041 Grenoble, France.

[5] Department of Geology, Portland State University, Portland, OR, USA.

SSE characteristics vary globally, exhibiting a wide range of durations, locations on the plate interface, recurrence intervals, magnitudes, and slip amplitudes (e.g., Peng and Gomberg 2010; Beroza and Ide 2011). Slow slip has also been shown to migrate along the plate interface, in some places up to 300 km along-strike (e.g., Schmidt and Gao 2010; Dragert and Wang 2011). In addition to slip migration along a fault, simulations of SSEs using rate-and-state-dependent friction indicate that slow slip can also nucleate simultaneously on distant regions of a fault (Colella *et al.* 2011, 2012). Moreover, Wallace *et al.* (2012) postulate that SSEs can interact with one another and infer from Coulomb failure stress calculations that a deep slow slip event along the Hikurangi subduction zone in New Zealand may have triggered a series of subsequent, shallower SSEs.

Between 1993, when the first continuous GPS receiver was installed along the Mexico subduction zone (MSZ), and late 2012, at least 15 SSEs were recorded along the subduction interface below the Mexican states of Guerrero and Oaxaca (Fig. 1) (e.g., Kostoglodov *et al.* 2003; Brudzinski *et al.* 2007; Correa-Mora *et al.* 2008, 2009; Radiguet *et al.* 2012). In addition, smaller SSEs, may have occurred, presently below the threshold of GPS detection (Vergnolle *et al.* 2010). Before ~2005, continuous GPS stations were clustered primarily in Guerrero and in central Oaxaca, with only a handful of stations located in the ~200-km gap between the station clusters. Continuous receivers operating in Guerrero have detected SSEs every 3–4 years within a region that extends ~250 km along-strike and up-dip into the seismogenic zone of the Guerrero seismic gap (Fig. 1) (Radiguet *et al.* 2012). The magnitude of slow slip on the interface has reached a maximum of ~200 mm, accounting for the slip equivalent of an $M \sim 7.5$ earthquake (e.g., Lowry *et al.* 2001; Kostoglodov *et al.* 2003; Iglesias *et al.* 2004; Yoshioka *et al.* 2004; Larson *et al.* 2007; Radiguet *et al.* 2012; Cavalié *et al.* 2013). Along the Oaxaca segment, slow slip has occurred every 1–2 years with smaller maximum slip amplitudes of ~100 mm and smaller

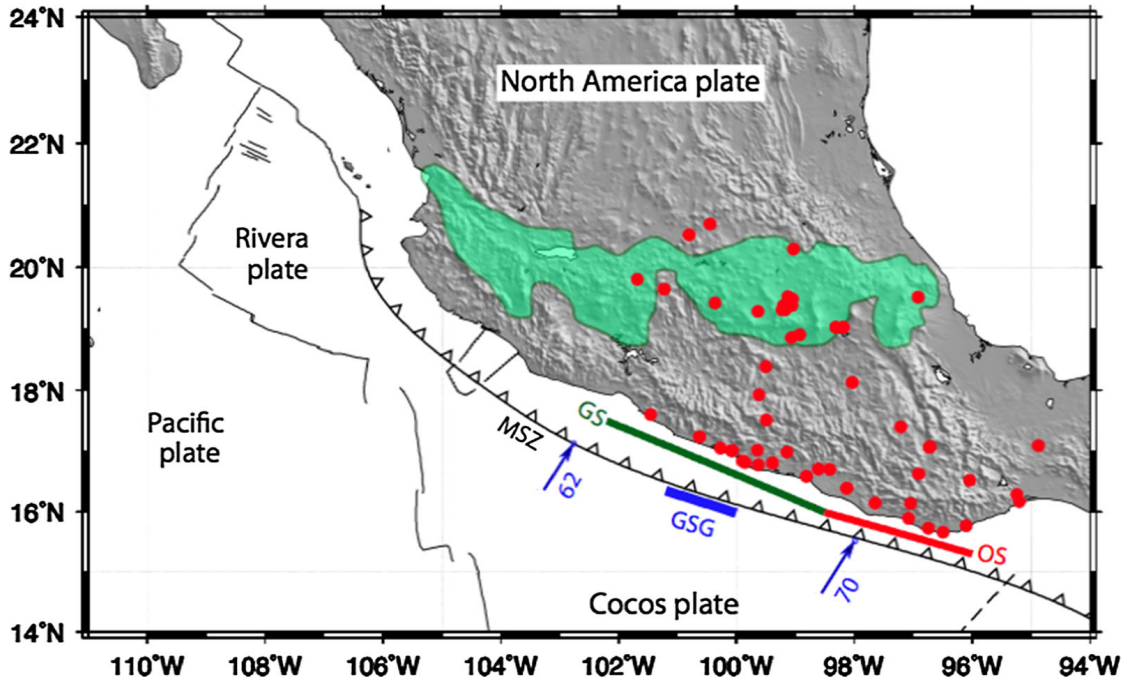


Figure 1
Tectonics of the study area. Convergence velocities for the Cocos plate relative to the North America plate are shown by blue vectors. Convergence rates are given in mm/year (DeMets *et al.* 2010). The *green* and *red lines* demarcate the along-strike limits of the Guerrero segment (GS) and Oaxaca segment (OS), respectively. The *thick blue line* illustrates the northwestern Guerrero seismic gap (GSG) after Radiguet *et al.* (2012). *Red circles* denote locations of GPS sites used to model the SSEs. *Green area* shows the Mexican Volcanic Belt. *MSZ* Mexico Subduction Zone

moment releases of M 6.6–6.9 than for Guerrero (Correa-Mora *et al.* 2008, 2009; Graham *et al.* 2014a).

The principal goal of this study is to undertake the first time-dependent modeling of a complete sequence of slow slip events along the Mexico subduction zone, including previously un-modeled SSEs in 2008/9 and 2010/11 beneath Oaxaca and four additional SSEs below Guerrero and Oaxaca. Radiguet *et al.* (2011) completed the only other SSE time-dependent modeling in Mexico for the 2006 Guerrero SSE. Our focus is on SSEs that have occurred since 2005, when the GPS network geometry in southern Mexico became sufficiently dense to resolve the location and migration of SSEs along the subduction interface. In particular, we seek to determine whether slow slip migrates across the several-hundred-km-wide gap between the Guerrero and Oaxaca regions, as proposed by Franco *et al.* (2005), or whether slow slip in the two regions is spatially and temporally independent, as suggested by Correa-Mora *et al.* (2009). The distinction between localized slow slip regions and wide spread slow slip has important seismic hazard implications for the Mexico subduction zone given that slow slip can load the seismogenic zone or evolve into dynamic rupture. Our analysis includes calculations of Coulomb failure stress changes in response to each SSE to evaluate possible cause-and-effect relationships between the six SSEs that are modeled herein and the 2012 Ometepec earthquake. Our SSE modeling results are the first to be determined from all available continuous GPS stations in southern and central Mexico, which is important for maximizing the spatiotemporal coverage of SSEs in this region.

2. Data and Methods

2.1. GPS Data and Analysis

2.1.1 Data, Processing, and Post-Processing Methods

For this analysis, we use data from 56 continuous GPS stations in central and southern Mexico (Fig. 2) spanning the period January 2005 through October 2011. GPS data were processed with Release 6.1 of the GIPSY software suite from the Jet Propulsion Laboratory (JPL). No-fiducial daily GPS station coordinates were estimated using a precise point-positioning strategy (Zumberge *et al.* 1997), including constraints on a priori tropospheric hydrostatic and wet delays from Vienna Mapping Function (VMF1) parameters (http://ggosatm.hg.tuwien.ac.at), elevation- and azimuthally dependent GPS and satellite antenna phase center corrections from IGS08 ANTEX files (available via ftp from http://sideshow.jpl.nasa.gov), and corrections for ocean tidal loading (http://holt.oso.chalmers.se). Phase ambiguities were resolved for all the data using GIPSY's single-station ambiguity resolution feature. The no-fiducial station location estimates were transformed to IGS08 using daily seven-parameter Helmert transformations from JPL, thereby yielding daily point-positioned station coordinates that conform to the International Terrestrial Reference Frame 2008 (ITRF08) (Altamimi *et al.* 2011). We applied methods described by Márquez-Azúa and DeMets (2003) to estimate the common-mode noise for stations in southern Mexico and remove it from the position time series. Further details of this procedure are provided in Graham *et al.* (2014a).

2.1.2 Example GPS Position Time Series

Figure 3 shows the position time series for two long-operating cGPS sites, one along the Oaxaca segment of the Mexico subduction zone (OAXA/2) and the other along the Guerrero segment (CAYA). The time series highlight obvious differences between the recurrence interval, timing, and relative amplitudes of SSEs along the two segments. At both sites, steady interseismic motion towards the north, representing elastic shortening of the upper North America plate in response to Cocos plate subduction, is interrupted by several-month-long periods of southward motion interpreted as slow slip on the plate interface. Of the six SSEs that occurred between 2005 and 2011, four were recorded at GPS sites in Oaxaca (2005/6, 2007, 2008/9, and 2010/11) and two in Guerrero (2006 and 2009/10) (Fig. 3b). The Guerrero SSEs exhibit longer durations and greater displacements than events in Oaxaca (Fig. 3).

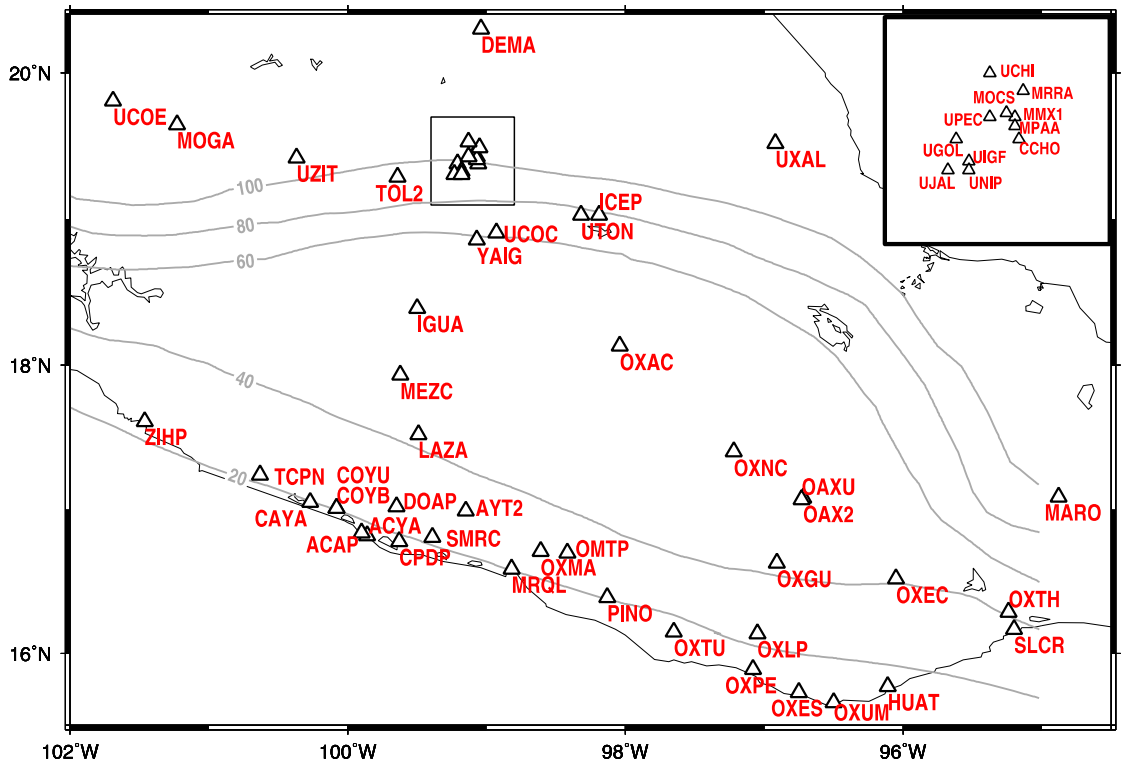


Figure 2
Continuous GPS station locations denoted by *black triangles*. Site names are denoted by their *four-letter* code. *Black rectangle* shows area for *inset*

2.2. *Inversion Method: TDEFNODE*

We use TDEFNODE (McCaffrey 2009) to invert the cGPS time series to solve simultaneously for the spatial and temporal evolution of slip associated with the six SSEs. In order to isolate the signal of the SSE from the secular interseismic rate at each site, we simultaneously solve for the inter-SSE slope and parameters describing slow slip. Slip is presumed to occur on the subduction zone interface, represented in an elastic half-space using an interface geometry based on depth contours from Radiguet *et al.* (2012). The model space extends along-strike from 94°W to 105°W and from the surface to 80 km depth. Using the Okada (1992) elastic half-space dislocation algorithm, Green's functions are calculated for fault nodes spaced 5 km along-strike and 3 km down-dip. Within the inversion, the spatial slip distribution is estimated at fault nodes with a spread smoothing constraint, where slip is penalized for distance from the slip centroid, and the time evolution of slip-rate per node is modeled with a Gaussian function. Smoothing parameters were adjusted systematically to identify the best tradeoff between the model and data variance. We experimented with other spatial and temporal parameterizations for slip within TDEFNODE, but found that the above combination works best for modeling our data. During the inversion, we estimate the slip-rate amplitude at each node, the nominal event onset time, the rate and azimuth of slip migration, the time constant for the Gaussian function representing slip rate, and the inter-SSE slope. The rake of the slow slip is constrained to be opposite the N32°E direction of Cocos–North America plate convergence (DeMets *et al.* 2010). Further details on our inversion approach are given in Graham *et al.* (2014a).

3. *Slow Slip History for 2005 Through 2011*

Inversions of data from the 56 continuous GPS sites that were operating in central and southern Mexico from 2005 through 2011 result in spatio-temporal slip distributions for each SSE that are broadly consistent in location, magnitude, and duration with those estimated by previous authors, who used the cumulative SSE offsets to solve for slip (e.g.,

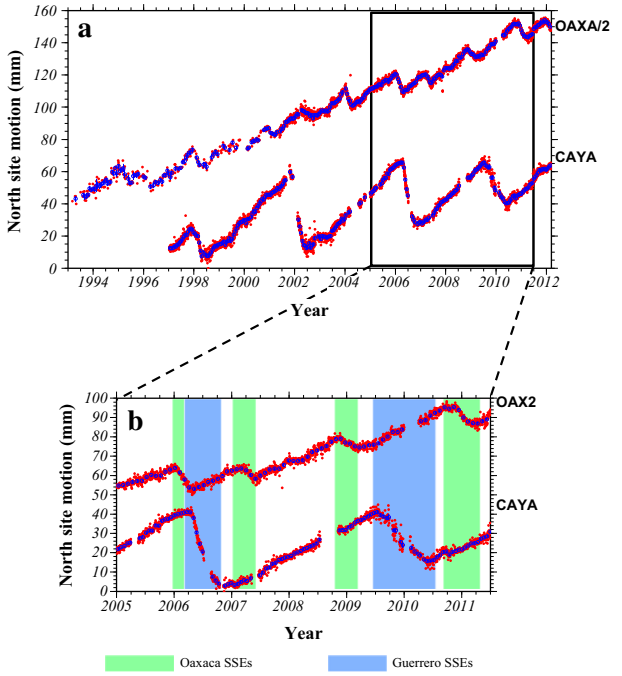


Figure 3
a Complete time series for the north components of cGPS stations in Oaxaca (OAXA/2) and Guerrero (CAYA) reduced by the motion of the North America plate at each site. Site locations are shown in Fig. 2. *Red circles* indicate daily positions and *open blue circles* show 30-day averages. **b** Same as **a**, but for the time period used in this study. *Green* and *blue rectangles* highlight SSEs below Oaxaca and Guerrero, respectively

Correa-Mora *et al.* 2008; Radiguet *et al.* 2011, 2012). For the six events and time series we modeled, the overall weighted root-mean-square (WRMS) misfit to the daily 3-D GPS site positions is 2.4 mm, close to the scatter in the observed daily station positions. The estimated slip on the subduction interface thus captures the north, east, and vertical displacement histories recorded by the cGPS stations.

Table 1 summarizes the main characteristics of the SSEs modeled herein as well as those modeled by other authors covering all SSEs recorded in southern Mexico between 2000 and 2012. The results and time series fits of our inversion for each of the six SSEs are presented below. In addition, we provide in the supplementary material an animation that depicts the slow slip history from 2005 to mid-2011.

3.1. 2005/6 Oaxaca SSE

Slip during the 2005/6 SSE below Oaxaca was focused primarily from 98°W to 97°W and at depths of 20–40 km, with a maximum slip amplitude of 120 mm. Smaller amounts of slip extended ~200 km along-strike (Fig. 4a) and up-dip into seismogenic portions of the subduction zone (Fig. 4a). This slip distribution represents the first evidence that slow slip may extend to shallower depths below Oaxaca than found by Correa-Mora *et al.* (2008). The large displacement of the near-coastal site PINO (located in Fig. 2 and shown in Fig. 4a), data unavailable to Correa-Mora *et al.* (2008), is the key evidence that this SSE extended up-dip to depths as shallow as 15 km. Our modeling suggests that slip migrated slowly up-dip and eastward (N120°E) at a rate of 1.5 km per day (Fig. 5 and supplementary animation). The cumulative geodetic moment for the SSE was 6.0×10^{19} N m ($M_w = 7.1$), the same as estimated by Correa-Mora *et al.* (2008).

The evolution of the surface deformation predicted by our inversion for this SSE matches the GPS position time series at the sites that recorded it (Fig. 6). For example, the position time series for sites PINO, OAX2, OAXU, OXUM, and OXPE are all fit within their observational scatter (Fig. 6). Observations and predicted time series for the entire suite of sites that recorded this SSE are shown in Supplemental Figure A1.

3.2. 2006 Guerrero SSE

Between mid-March and late May of 2006, during the final stages of the 2005/6 SSE below Oaxaca, slow slip began beneath Guerrero ~200 km WNW of the Oaxaca SSE (Fig. 5c). Over a period of 8 months, a region of high slip (~150 mm) migrated southeast towards Oaxaca (Fig. 5c–f), giving rise to cumulative horizontal and vertical surface displacements as high as 50 mm (Figs. 6, A1). The cumulative slip distribution (Fig. 4b) is broadly consistent with both the location and amplitude estimated by Radiguet *et al.* (2012) and the spatio-temporal evolution of slip (local slip duration, migration direction, and speed,) is in very good agreement with that found by Radiguet *et al.* (2011). The majority of slip occurred between 20 and 45 km depth along the plate interface (Figs. 4, 5), with the shallowest slip located in the Guerrero seismic gap (Fig. 4). The peak SSE slip amplitude is 270 mm and the geodetic moment is 10.2×10^{19} N m, equivalent

Table 1

Characteristics of slow slip events (SSEs) along the Mexico subduction zone for the period 2001–2012

SSE	Location along-strike	Location down-dip (km)	Duration in months	Max slip amplitude (mm)	Equivalent magnitude (M_w)	Migration direction	Previous results
2001/02 Guerrero*	~99° to ~101.5°W	20 to 50	9	200	7.65	N/A	Radiguet *et al.* (2012)
2004 Oaxaca*	~97.5° to ~101.5°W	~30	~4	115	7.3	N/A	Correa-Mora *et al.* (2008)
2005/6 Oaxaca	~96.5° to ~98.5°W	−18 to 45	~6	120	7.1	N120E, at 1.5 km/day	CM08: 100 mm max amp, −96° to ~97.75°W, ~22 to 35 km depth; CM09: same location, max amp = 60 mm, $M = 7.1$
2006 Guerrero	~98.5° to ~102°W	20 to 45	~8	270	7.3	N108E	R12: ~99° to ~101°W, −20 to 40 km depth, max amp = 200 mm, $M = 7.5$ Rll: $M = 7.5$,WtoEslip migration, location = R12
2007 Oaxaca	~96.5° to ~97.5°W (centered at 97°W)	Centered at 30	~5	80	6.5	None	CM09: centered at 97°W, depth ~30 km, max amp = 30 mm, $M = 7.0$
2008/9 Oaxaca	~97° to 98.5°W	−30 to 45	~6	120	7.2	N140E, at 4 km/day	N/A
2009/10 Guerrero	−99° to ~102°W	20 to 45	~12	280	7.4	N108E	R12: ~99° to ~101.75°W, −20 to 45 km depth, max amp = 200 mm, $M = 7.53$
2010/11 Oaxaca	−96.75° to ~99°W	Centered at 40	~6	120	7.2	N40W, at 2 km/day	N/A
2011/12 Oaxaca*	~95.5° to ~98°W	20 to 40	5, interrupted byEQ	105	6.9	N36W, at 2.6 km/day	Graham *et al.* (2014a)

CM08 Correa-Mora et al. 2008, *CM09* Correa-Mora et al. (2009), *Rll* Radiguet et al. (2011), *R12* Radiguet et al. (2012), *max amp* maximum amplitude of slip, *EQ* earthquake, *N/A* not applicable

* Results from studies listed in the rightmost column

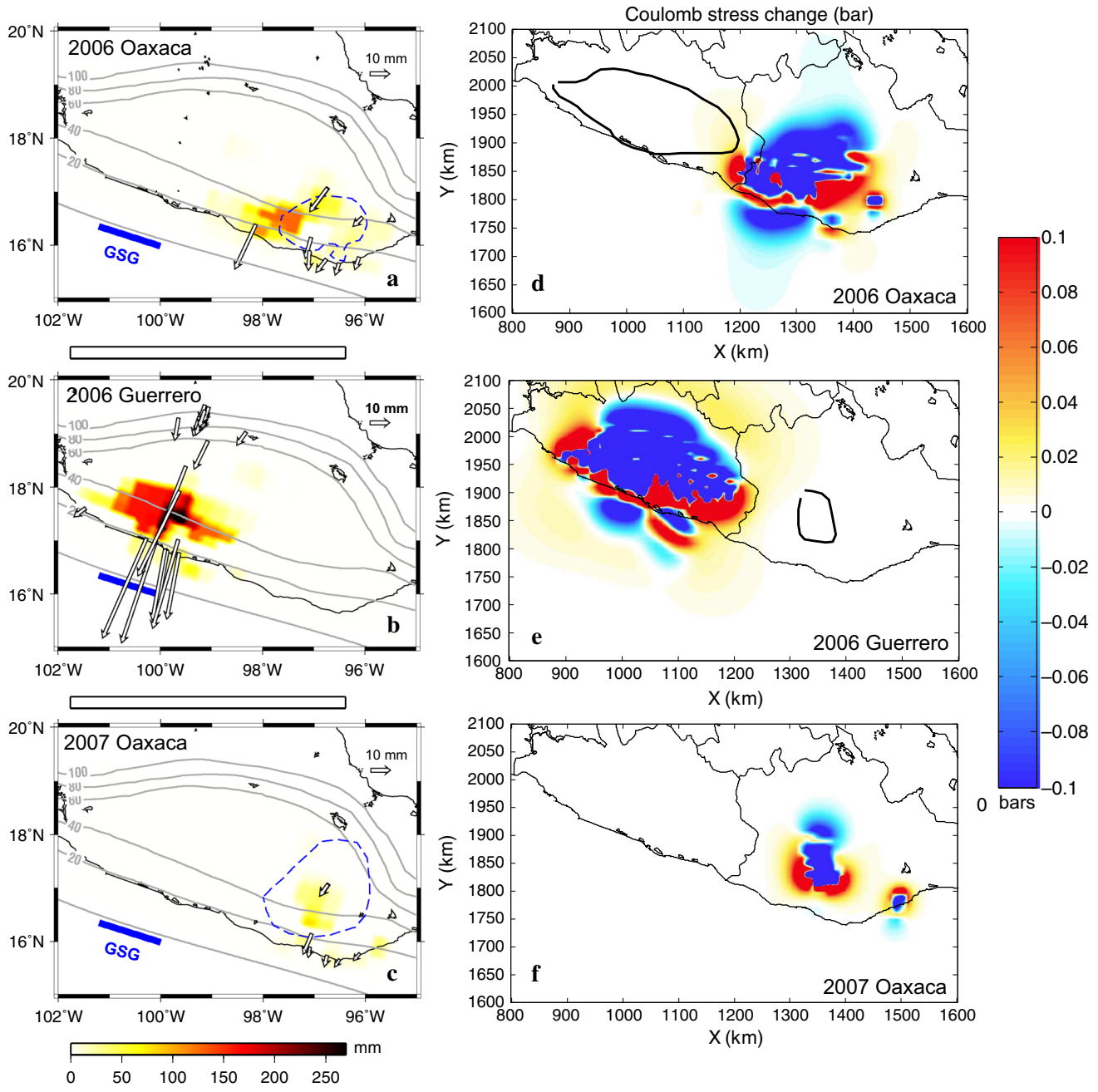


Figure 4

Cumulative slip during the 2005/6 (**a**), 2006 (**b**), and 2007 (**c**) SSEs from time-dependent inversions of the continuous GPS data. *White arrows* show total surface displacements predicted by the modeled slip. *Blue line marks* the along-strike location of the Guerrero seismic gap (GSG). *Blue dash contour* shows slip source for the 2006 (**a**) and 2007 (**c**) Oaxaca SSEs as modeled by Correa-Mora *et al.* (2008, 2009), respectively. **d–e** Coulomb failure stresses calculated from the slow slip for each event. *Black contours* show the location of the subsequent SSE where applicable

to an $M_w = 7.3$ earthquake (Table 1). Slip continued until the onset of the 2007 SSE beneath Oaxaca.

The predicted displacements closely match the observed GPS displacements for the well-recorded 2006 SSE (Fig. 6). Measurements at sites PINO and OXPE, which are located progressively farther eastward along the coast from Guerrero (Fig. 2), clearly show a lack motion during the 2006 Guerrero SSE (Fig. 6). These observations indicate a limit to the eastern extent of the slow slip event.

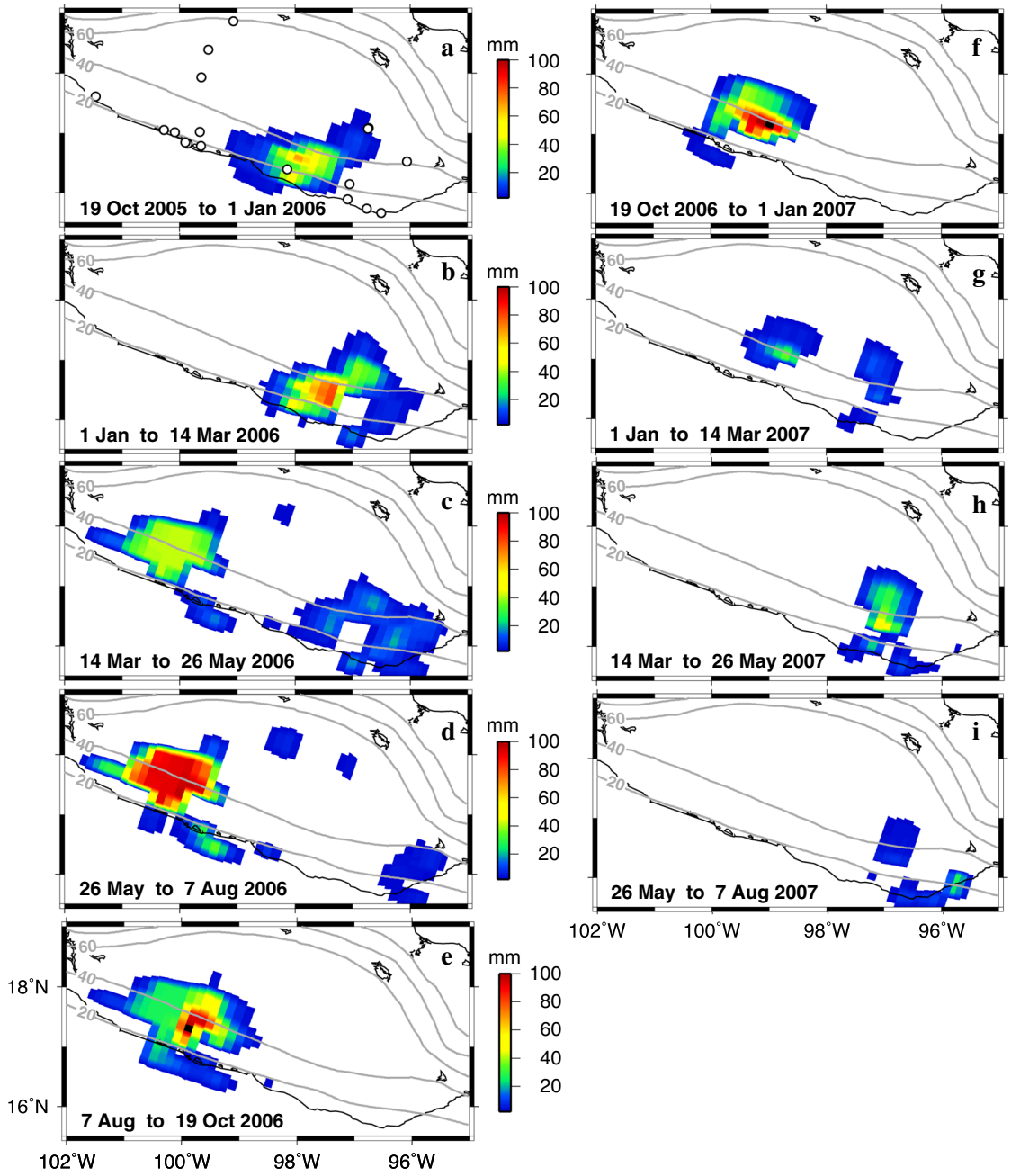


Figure 5
Evolution of slip from 2005 to 2007 at ~2-month-long intervals. The supplementary information includes an animation of the same slip sequence at 2-week-long intervals. The 2006 SSE in Guerrero (**c**–**g**) began during the final stage of slow slip in Oaxaca (**a**–**c**). The eastward-migrating Guerrero SSE is followed in 2007 by a small SSE below Oaxaca (**g**–**i**). The *open circles* in **a** indicate the locations of GPS stations that were used to determine the slip

3.3. 2007 Oaxaca SSE

The smallest SSE detected between 2005 and 2011 occurred below Oaxaca in 2007, ~100 km east of the slip region for the 2006 Guerrero SSE. Relative to the other five SSEs, the 2007 event was smaller in magnitude, spatial extent, and duration (Table 1; Fig. 4). Slip was centered at 97°W and 30 km depth, consistent with previous results (Table 1). The maximum slip amplitude reached 80 mm and the geodetic moment was 5.7×10^{18} N m, equivalent to $M_w = 6.5$. Due to hardware failures and other operational problems, our record of the 2007 SSE is

less complete than for the other events. As a result, we cannot resolve with confidence whether there was any geographic or temporal overlap between the 2007 SSE and the waning stages of the 2006 SSE below Guerrero.

3.4. 2008/9 Oaxaca SSE

Between late 2006 and mid-2008, a significant number of new GPS stations were installed between Oaxaca and Guerrero to improve SSE detection. The upgraded cGPS network in southern Mexico detected the onset of slow slip below Oaxaca in October of 2008 following 15 months of uninterrupted inter-SSE elastic shortening in Guerrero and Oaxaca (Fig. 3b). Most slip during the 2008/9 SSE was focused from 30 to 45 km depth (Fig. 7), deeper than the 2005/6 SSE, while slip migrated along-strike (Fig. 8; Table 1). The 2008/9 SSE had nearly the same along-strike location, peak slip amplitude, and geodetic moment as the 2004 and 2005/6 SSEs below Oaxaca (Table 1; Fig. 7a). We note that the difference in the distribution of slip with earlier events could simply be a result of additional stations, particularly those further from the trench (compare GPS displacements in Figs. 4a, 7a). The predicted displacements match the observed cGPS position time series at all the sites (Fig. 9, Supplemental Fig. A2).

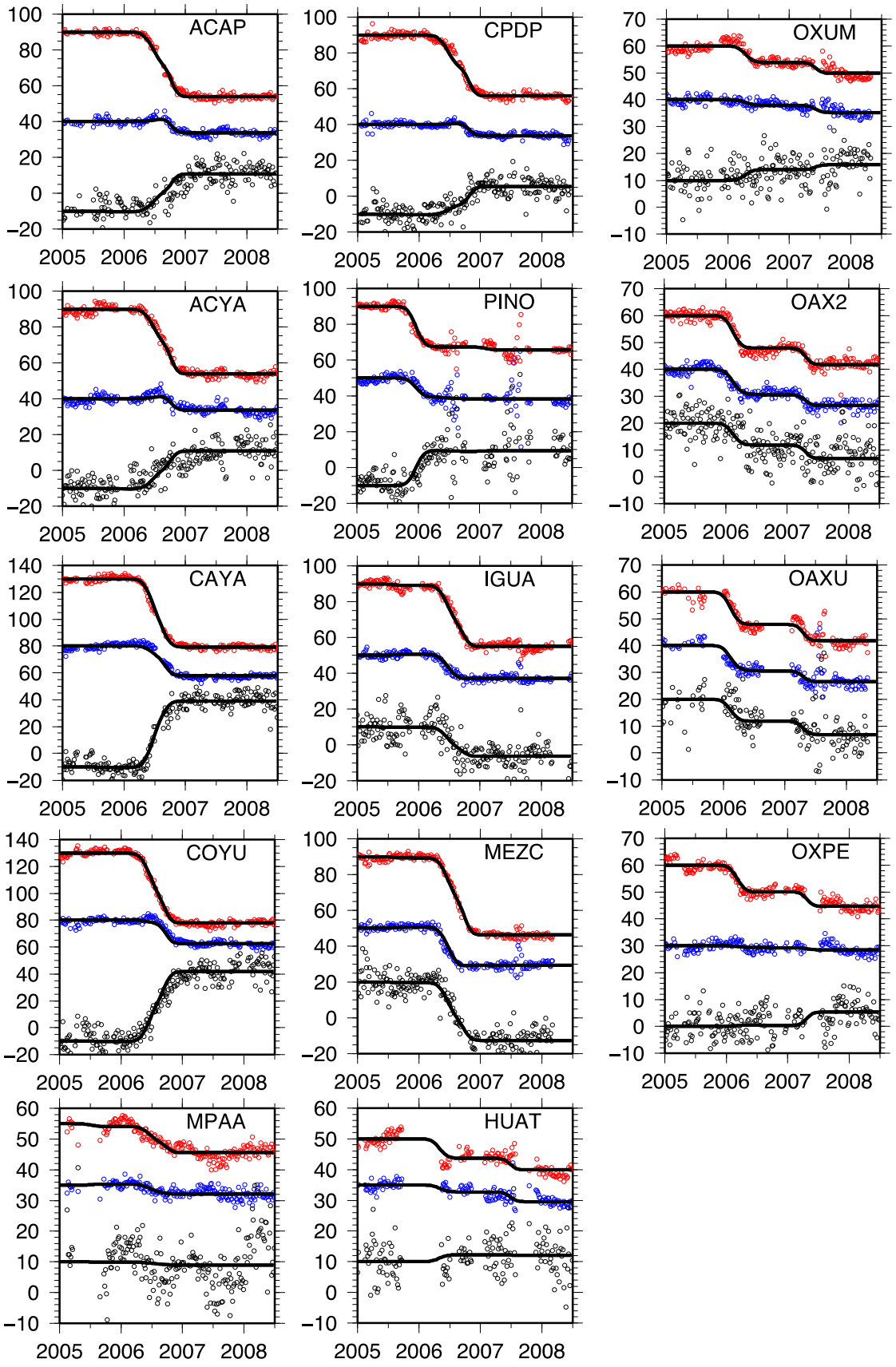
3.5. 2009/10 Guerrero SSE

The 2009/10 SSE below Guerrero was unique with respect to all other SSEs that were previously recorded in southern Mexico in that the GPS time series show two overlapping pulses of deformation, as noted by Walpersdorf *et al.* (2011) (see plots for sites ACAP, ACYA, CAYA, IGUA, and MEZC in Fig. 9). We thus modeled the 2009/10 Guerrero SSE with two sub-events, the second of which began approximately 5 months after the first. Results indicate that the two sub-events are distinct in space and time (Figs. 7, 8d–j). Slip for the first initiated in late May of 2009 (Fig. 8d), increased rapidly in amplitude between late-May and mid-October (Fig. 8e), and diminished through mid-March of 2010 (Fig. 8f, g). Shortly thereafter, the second sub-event began at the eastern end of the earlier sub-event and accommodated as much as 160 mm of cumulative slip before its conclusion in October of 2010 (Figs. 7, 8h–j). The 2009/10 SSE ruptured much of the same part of the plate interface as did the 2006 Guerrero SSE and had similar fault-slip magnitudes (Table 1; Fig. 7). The overall geodetic moment was 12.3×10^{19} N m, equivalent to an $M_w = 7.4$ earthquake.

Using two sub-events, the predicted GPS time series match the observations closely (Fig. 9). If we instead model the SSE as a single event, the two sub-events merge into a single eastward-migrating slow slip event with two high-slip regions. Although the SSE characteristics remain largely unchanged, the time series are fit more poorly. We speculate that the two sub-events are expressions of a single eastward-migrating slow slip event with two high-slip regions (Figs. 7, 8). Modeling by Radiguet *et al.* (2012) of the cumulative, static offsets for the 2009/10 SSE also shows two regions of high slip. The good agreement between our results, which were determined using different modeling techniques and fundamentally different approaches to GPS data processing, suggests that the occurrence of two SSEs in 2009/10 in close proximity in space and time is a robust result.

3.6. 2010/11 Oaxaca SSE

The source region of the 2010/11 Oaxaca SSE was located immediately east of slip during the 2009/10 Guerrero SSE (Fig. 7; Table 1). Slip during this $M_w = 7.2$-equivalent event is remarkably similar to the SSE below Oaxaca in 2008/9 (compare Fig. 7a, d), with the principal difference being that slip in 2010/11 extended $\sim$50 km farther west than in 2008/9 (Fig. 7). Much of the area that slipped in 2008/9 and 2010/11 also slipped during the 2011/12 SSE that preceded the 20 March 2012 $M_w = 7.4$ Ometepec earthquake (Graham *et al.* 2014a), although the 2011/12 SSE appears to have occurred $\sim$5 to 10 km farther up-dip on the subduction interface.


ACAP
CPDP
OXUM
ACYA
PINO
OAX2
CAYA
IGUA
OAXU
COYU
MEZC
OXPE
MPAA
HUAT
2005 2006 2007 2008

◄ Figure 6
Model fits for selected cGPS stations for the 2006 and 2007 SSEs. *Open circles* are north (*red*), east (*blue*), and vertical (*black*) daily station positions after removing their best-fitting slopes to emphasize the deformation associated with the SSEs. *Black lines* are model predictions

4. Coulomb failure Stress Changes

In order to test the hypothesis that stress changes caused by an SSE could trigger subsequent slow slip, we used Coulomb 3.3 (Toda *et al.* 2005; Lin and Stein 2004) to determine the Coulomb failure stress (CFS) changes from the cumulative slip for each SSE at similar depths along the fault. We limited the calculation to fault nodes where the cumulative slow slip exceeded 30 mm, thereby omitting stress variations caused by the more poorly resolved low-slip areas. The effective coefficient of friction was set to 0.4, although changing it to 0.2, corresponding to higher pore-fluid pressures associated at SSE depths, had little impact on the results.

With one exception, our CFS change calculations offer no clear support for the hypothesis that SSEs in Guerroro and Oaxaca trigger SSE elsewhere along-strike (Figs. 4d–f, 7e–h). The predicted CFS changes are all 0.1 bars or smaller except for the first sub-event of the $M_w = 7.4$ 2009/10 Guerrero SSE, which caused up to 1.0 bar of positive CFS change in the source region of the second sub-event (Supplemental Fig. A3). Given that static stress changes as small as 0.1 bars have been correlated with triggered seismicity (King *et al.* 1994), our CFS results are consistent with the possibility that the second sub-event was triggered by the first. Alternatively, Zigone *et al.* (2012) find that seismic waves from the 27 February 2010 Maule earthquake triggered tremor in Guerrero and propose that they also triggered the second sub-event of the 2009/10 Guerrero SSE. Zigone *et al.* (2012) speculate, and our results suggest, that the first sub-event increased the stresses on the region of the second sub-event. That area was subsequently destabilized by the passing seismic waves and evolved into slow slip (Zigone *et al.* 2012).

5. Mexico Subduction Zone Slip Budget

Prior to the 20 March 2012 Ometepec earthquake along the MSZ, the deformation measured at GPS sites in southern Mexico for the past decade consisted largely of a superposition of elastic strain that accumulated in the rocks surrounding the seismogenic areas of the plate interface and elastic strain that accumulated in the rocks surrounding deeper portions of the fault, partly relieved by slow slip events every 1–4 years (Fig. 3). Separating these two processes is essential in order to discriminate between strongly coupled areas of the subduction interface that are likely to slip during a future, large thrust earthquake and areas of the plate interface where the interseismic slip deficit and SSE slip may be in balance during the SSE cycle. To accomplish this goal, we combined an independent estimate of the spatial distribution of inter-SSE coupling along the plate interface [Rousset *et al.* (2015) submitted (this volume)] with the SSE slip sources from this study and Correa-Mora *et al.* (2008), as follows.

Along the Guerrero segment, we determined the cumulative slip deficit between July 1, 2002 and October 1, 2010, spanning two complete SSE cycles (i.e. from the end of the 2002 Guerrero SSE to the end of the 2009/10 SSE as shown by Fig. 3), from the product of the 8.25-year length of the time period, the inter-SSE coupling per fault node (Fig. 10c) (Rousset *et al.* 2015) and the Cocos–North America plate convergence rate predicted at each node (DeMets *et al.* 2010). Along the Oaxaca segment, we similarly determined the cumulative inter-SSE slip deficit between October 1, 2002 and May 26, 2011, spanning five complete SSE cycles, from the product of the 9.15-year period (Fig. 3), the inter-SSE coupling distribution from Rousset *et al.* (2015) and Cocos–North America convergence rate per fault node.

To find the slip that was relieved by SSEs during these same intervals, we summed the best-fitting slow slip distributions for the 2006 and 2009/10 SSEs below Guerrero and the 2004 (Correa-Mora *et al.* 2008), 2005/6, 2007, 2008/9, and 2010/11 SSEs below Oaxaca (Fig. 10). Subtracting the accumulated slow slip from the unrelieved slip per fault node gives

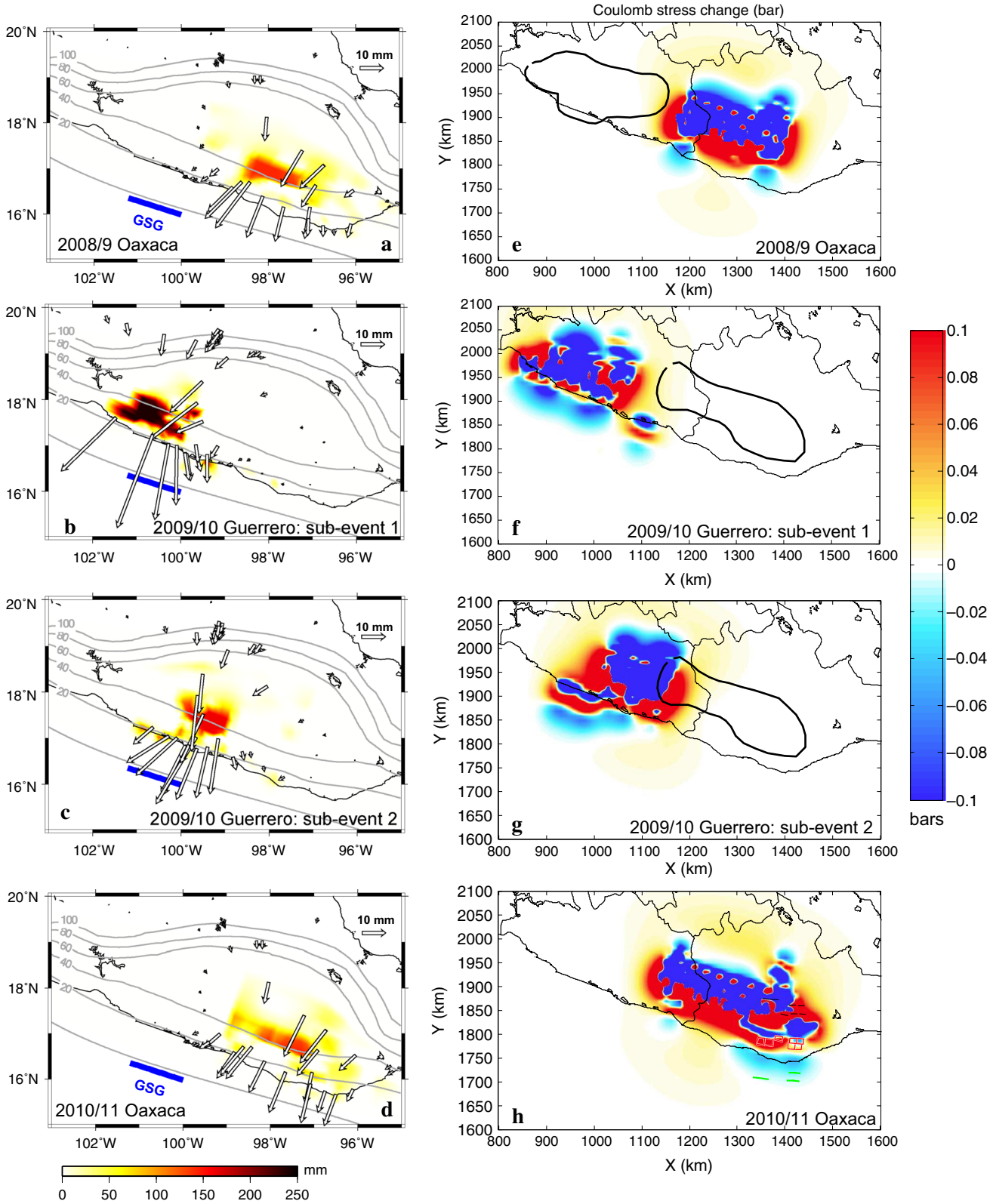


Figure 7
Cumulative slip during the **a** 2008/9, **b**, **c** 2009/10, and **d** 2010/11 SSEs. *White arrows* show surface displacements predicted by the modeled slip. *Blue line* marks the Guerrero seismic gap (GSG). **e**–**h** Coulomb failure stresses calculated from the slow slip for each event. *Black contours* show the location of the subsequent SSE where applicable

the distribution of unrelieved fault slip (Fig. 11). This represents our best estimate of where long-term interseismic slip deficit currently accumulates on the Mexico subduction interface. During the past decade, slow slip below Guerrero and Oaxaca not only relieved much of the slip deficit at depths below 20 km in both regions (Fig. 11), but also reduced the slip deficit in the Guerrero seismic gap by up to 75–100 % (Fig. 11). If deformation during the past decade is characteristic of the longer-term deformation, the small remaining slip deficit along the Guerrero seismic gap implies longer recurrence intervals for large earthquakes than for the surrounding areas, in accord with results reported by Radiguet *et al.* (2012).

In Oaxaca, the cumulative slip deficit below 20 km depth was reduced from 200 to ~0 mm after the cumulative slow slip is removed (Fig. 11). The deep slip deficit that accumulates during the 1–2 years between SSEs is thus approximately balanced by slow slip, in accord with results reported for Oaxaca by Correa-Mora *et al.* (2008). Therefore, little or no slip deficit at depths greater than 20–25 km remains to be released during large earthquakes at the end of a SSE cycle. Slow slip from 2005 through 2011 did not, however, significantly reduce the large slip deficits at shallow depths, particularly near 97°W (Fig. 11), where a strongly coupled portion of the plate interface first identified by Correa-Mora *et al.* (2008) and recently confirmed by Rousset *et al.* (2015) coincides with the 1978 Oaxaca earthquake rupture zone (Fig. 11). These results clearly identify this region as an important seismic hazard area.

6. Discussion

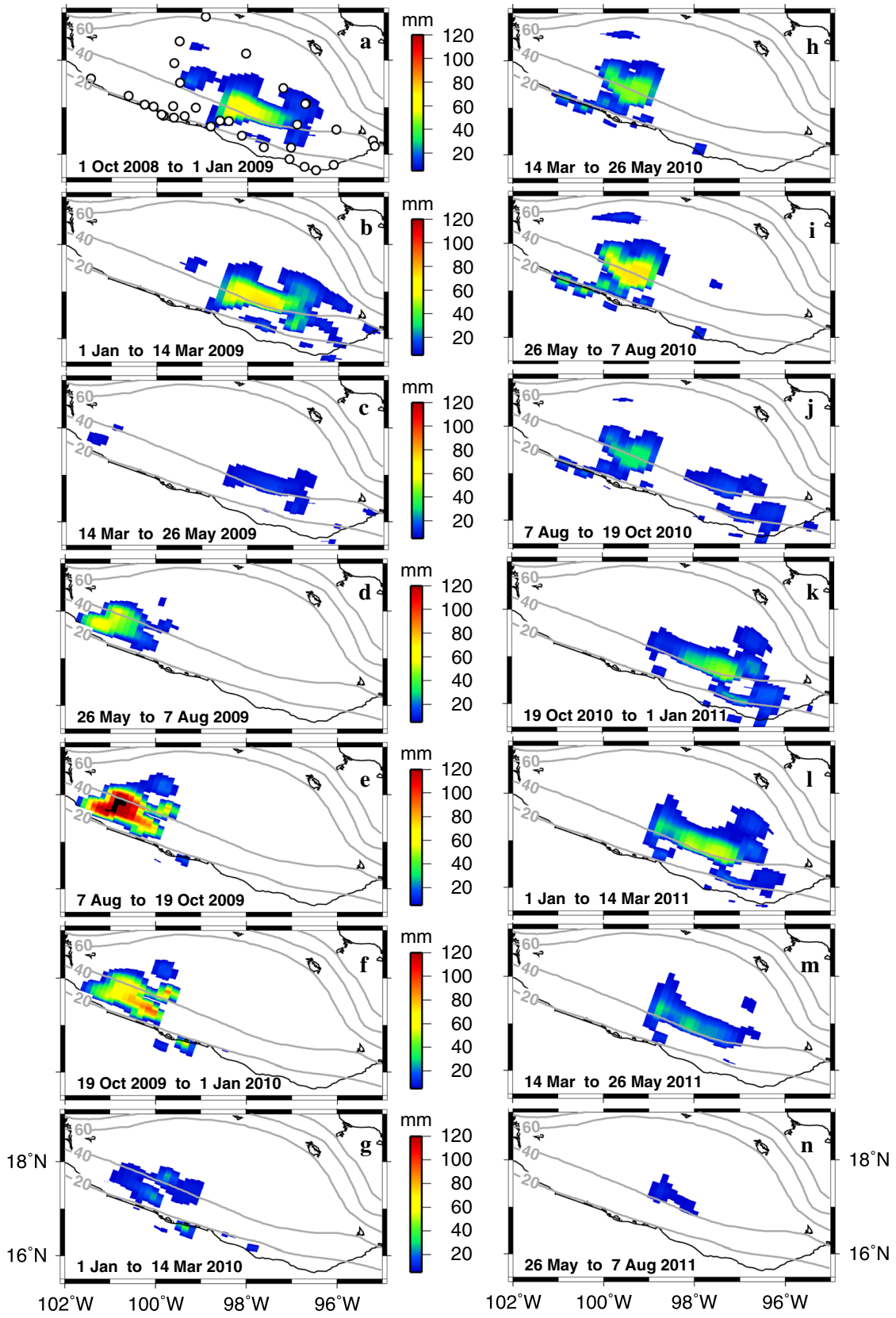
6.1. Comparison to Previous Results

The addition of new GPS stations between 99°W and 98°W since 2005 has improved the GPS network geometry of southern Mexico enough to show that SSEs on the Mexico subduction zone extend everywhere along-strike between Oaxaca and Guerrero. In particular, we find that slip during the previously unstudied 2008/9 and 2010/11 Oaxaca SSEs affected areas of the subduction interface farther west than was estimated for SSEs below Oaxaca in 2004 and 2005/6 (Correa-Mora *et al.* 2009), possibly reaching the source regions of SSE below Guerrero (Fig. 12). In retrospect, the apparent absence of any slow slip between Oaxaca and Guerrero during the 2004 and 2005/6 SSEs (Correa-Mora *et al.* 2009) may have been an artifact of the absence of observations at locations between Oaxaca and Guerrero.

Results for the 2009/10 SSE below Guerrero give slip distributions and slip amplitudes that are consistent with results presented by Radiguet *et al.* (2012), but reveal details of the along-strike migration of the SSE that are missed with static offset modeling. We find that the 2009/10 SSE below Guerrero migrated eastward toward Oaxaca similar to the slip migration of the 2006 event. Observations from the Michoacan segment west of Guerrero, where security problems have precluded the installation of cGPS stations, are needed to determine whether SSEs originate in this region or migrate into it.

6.2. Slow Slip History and the 2012 Ometepec Earthquake

Our modeling adds to evidence described by Graham *et al.* (2014a) that westward-migrating slow slip during the 2011/12 SSE, which originated below central Oaxaca, may have triggered the $M_w = 7.4$ Ometepec earthquake in March of 2012. In particular, Coulomb failure stress calculations (Sect. 4) indicate that the source region for the Ometepec earthquake (located at the intersection of the Oaxaca/Guerrero boarder and the Pacific coast) received positive CFS perturbations from the 2005/6, 2007, and 2008/9 SSEs below Oaxaca (Figs. 4d, f and 7e), the second sub-event of the Guerrero 2009/10 SSE (Fig. 7g), the 2010/11 Oaxaca SSE (Fig. 7h), and the 2011/12 SSE (Graham *et al.* 2014a). Six SSEs in the 6 years preceding the earthquake thus caused static stress changes conducive to fault slip at the down-dip end of the eventual earthquake rupture zone. The combination of a fault segment potentially near failure, steady-state interseismic CFS changes conducive to fault slip, and the 2011/12 SSE that propagated toward the rupture zone in the months preceding the


a
1 Oct 2008 to 1 Jan 2009
b
1 Jan to 14 Mar 2009
c
14 Mar to 26 May 2009
d
26 May to 7 Aug 2009
e
7 Aug to 19 Oct 2009
f
19 Oct 2009 to 1 Jan 2010
g
1 Jan to 14 Mar 2010
h
14 Mar to 26 May 2010
i
26 May to 7 Aug 2010
j
7 Aug to 19 Oct 2010
k
19 Oct 2010 to 1 Jan 2011
l
1 Jan to 14 Mar 2011
m
14 Mar to 26 May 2011
n
26 May to 7 Aug 2011
mm
120
100
80
60
40
20
18°N
16°N
102°W
100°W
98°W
96°W

◀ Figure 8
Evolution of slip from 2008 through 2011 at ~2 month-long intervals. The supplementary information includes an animation of the same slip sequence at 2-week-long intervals. The 2009/10 SSE in Guerrero (**c**–**j**) began during the final stage of slow slip in Oaxaca (**a**–**c**). CFS calculated for the eastward-migrating Guerrero SSE shows positive changes in the source region of the subsequent 2010/11 Oaxaca SSE (**j**–**n**). The *open circles* in **a** indicate locations of GPS stations that were used to determine the slip

earthquake bolster the case that SSE played a role in triggering the 2012 Ometepec earthquake (Graham *et al.* 2014a). Sit (2013) presents evidence for the space–time evolution of microseismicity in the weeks preceding the earthquake that further supports this hypothesis.

6.3. *Seismic Hazard Implications for Widespread Slow Slip*

Our work has several implications for earthquake hazards in southern Mexico. First, the evidence that slow slip in the Guerrero seismic gap reduces the slip deficit at nominally seismogenic depths (Fig. 11), suggests that SSEs below Guerrero likely delay future earthquakes, in accord with results reported by Radiguet *et al.* (2012). Second, the evidence for strong coupling across the 1978 rupture zone offshore from Oaxaca (Fig. 11) accompanied by slow slip events every 1–2 years immediately down-dip from the seismogenic zone argues for increased awareness of the seismic potential of this area during Oaxaca SSEs. Finally, our new evidence for trench-parallel migration of slow slip over distances of 100–200 km implies that Coulomb failure stress changes occur over a broader area than would be the case for the more localized slow slip source regions found by Correa-Mora *et al.* (2009). There are thus more areas in which slow slip could evolve into dynamic rupture, depending on the state of existing stress along the coupled regions of the fault.

6.4. *Comparison to Other Subduction Zones*

Along the Cascadia subduction zone, slow slip and tremor occur at the same depth and location (e.g., Rogers and Dragert 2003; Szeliga *et al.* 2004, 2008; Brudzinski and Allen 2007; Bartlow *et al.* 2011). While in Oaxaca tremor has been noted only at depths below SSEs (Brudzinski *et al.* 2010), observations in Guerrero show two tremor regions (Husker *et al.* 2012). Persistent background tremor has been recorded in a 'sweet-spot' located ~215 km from the trench in the flat slab region of the subduction interface down-dip from the Guerrero SSE region, while intermittent tremor occurs slightly up-dip of the sweet-spot and overlaps the down-dip edge of the SSE slip region (Husker *et al.* 2012; Frank *et al.* 2015). These shallower, intermittent tremor episodes have been associated with short-term SSEs at the limit of detection with GPS (Vergnolle *et al.* 2010; Frank *et al.* 2015). In this respect, SSE and tremor below Guerrero are more similar to those observed in the Bungo channel region of Japan, where tremor is also located both down-dip from long-term SSE slip patches (Hirose and Obara 2005; Hirose *et al.* 2010) and coincides in space and time with short-duration, low magnitude SSEs detected with tiltmeters, but too small to be detected by GPS (Hirose and Obara 2005). It is possible that a similar relationship with shallower tremor bursts and small SSEs may also exist in Oaxaca; however, an investigation into this topic has yet to be conducted.

Our modeling results indicate that slow slip migrates steadily along-strike at rates of 1.5–4 km/day (Table 1) along the subduction zone interface, similar to the 2–15 km/day steady rates observed in Cascadia (Dragert and Wang 2011). In contrast, slip migration of shallow, short-term SSEs in New Zealand can be irregular and patchy, but may include periods during which SSE migrates at rates of 5–9 km/day (Wallace *et al.* 2012). Wallace *et al.* (2012) attribute the irregular migration pattern for New Zealand to the heterogeneity of the shallow portion of the subduction zone interface, where subducted seamounts and surrounding fluid rich sediments may give rise to a complex arrangement of velocity strengthening and velocity weakening fault patches.

Along the Mexico subduction zone, afterslip and SSEs occur at similar depths and afterslip may extend even farther down-dip (Fig. 12) (Graham *et al.* 2014b). Although our modeling results indicate that slow slip has migrated across the region between the Oaxaca and Guerrero segments of the subduction zone, no modeled SSE has yet nucleated in the region

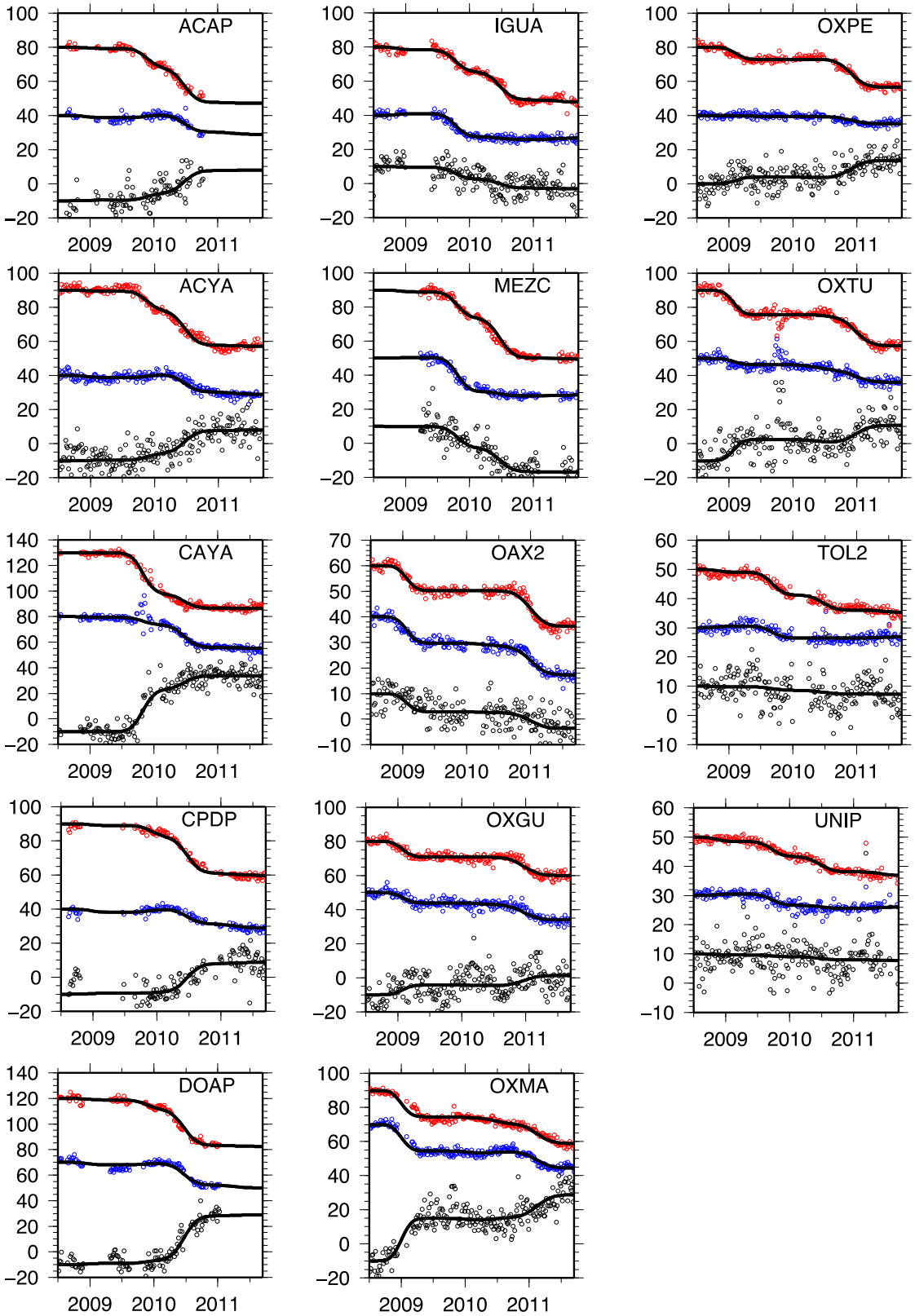


Figure 9
Model fits for selected cGPS stations for the 2008/9, 2009/10, and 2010/11 SSEs. *Open circles* show the north (*red*), east (*blue*), and vertical (*black*) daily station positions after removing their best-fitting slopes to emphasize the deformation associated with the SSEs. *Black lines* are model predictions

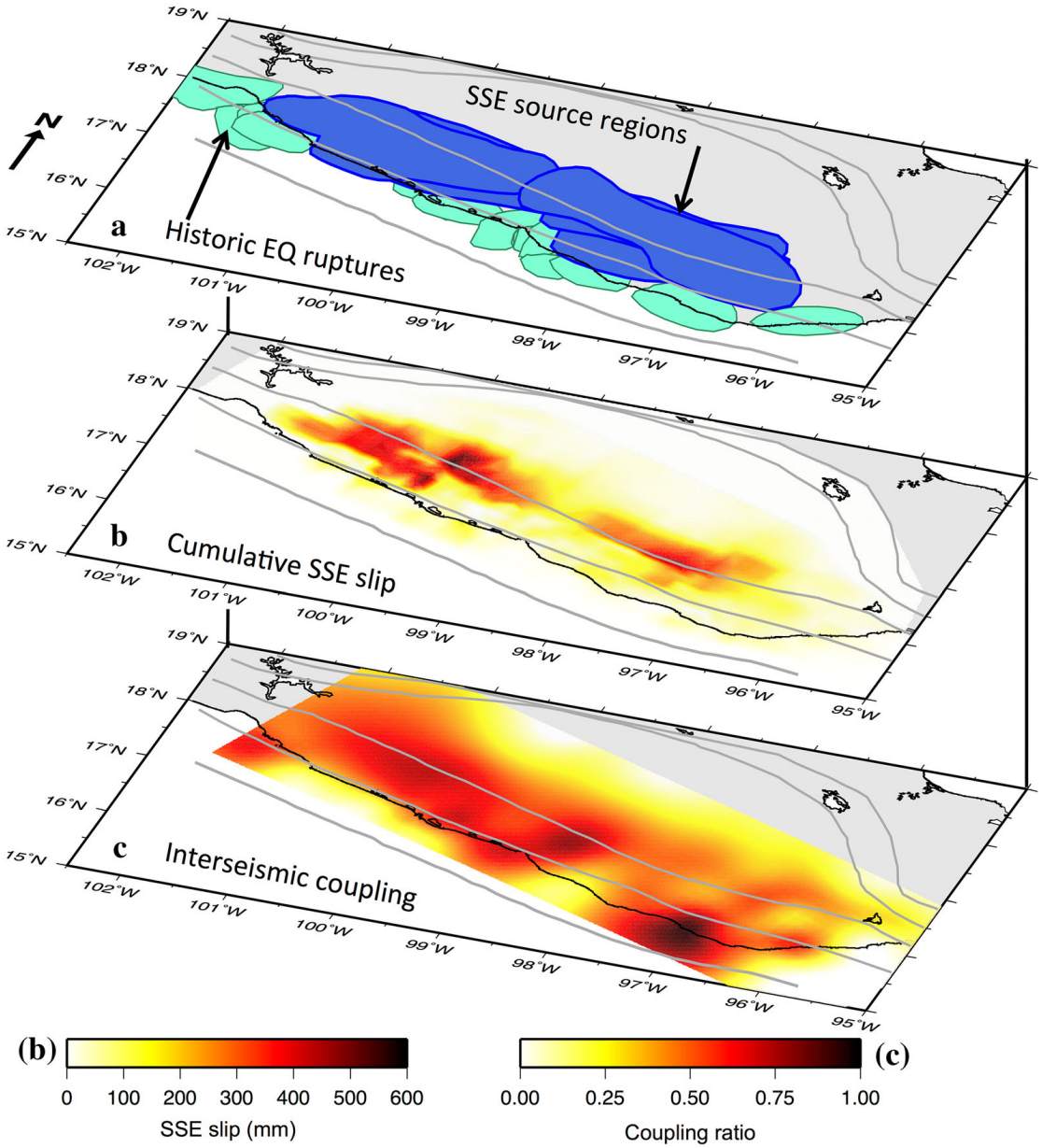


Figure 10

a Historical ruptures (*green*) compared with SSE source regions determined in this study (*blue*). **b** Cumulative slow slip from two complete SSE cycles beneath Guerrero (July 1, 2002–October 1, 2010), which encompasses the 2006 and 2009/10 SSEs, and five complete SSE cycles beneath Oaxaca (October 1, 2002–May 26, 2011) which includes the 2004 (Correa-Mora *et al.* 2008), 2005/6, 2007, 2008/9, 2010/11 SSEs. **c** Inter-SSE coupling determined by Rousset *et al.* (2015). *Gray lines* indicate subduction depth contours from 0 to 80 km depth

between 99°W and 98°W, where large amounts of afterslip followed the 2012 Ometepec earthquake (Graham *et al.* 2014b). Further observations and modeling of SSEs below southern Mexico in 2013 and 2014 are needed to better understand whether the interface in this region differs from the SSE-prone, neighboring regions of the subduction interface or whether the absence of SSE nucleation in this region since the mid-1990s is a merely a time-sampling artifact.

A recent study by Malservisi *et al.* (2015), which modeled the postseismic behavior following the 2012 Nicoya earthquake in Costa Rica, also compares the locations of earthquake afterslip and SSEs. Estimates for afterslip in the 2 years following the earthquake show little to no spatial overlap with the SSE patches

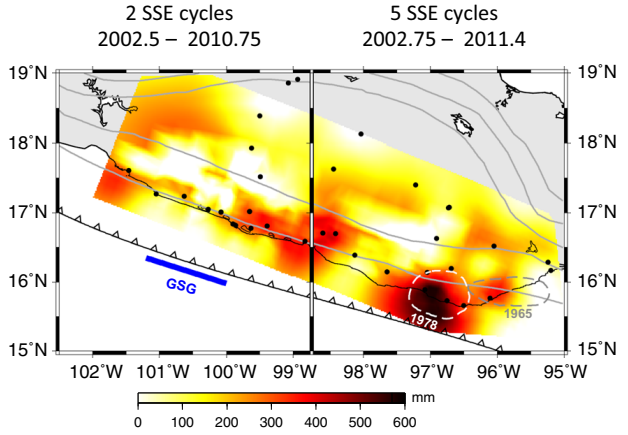


Figure 11
Cumulative fault slip deficit for Guerrero and Oaxaca based on two and five complete SSE cycles, respectively, calculated as described in the text. *Warm colors* represent areas with positive elastic slip deficits, which mark likely seismogenic regions of the plate interface. *Black circles* show GPS stations that were used to estimate the coupling coefficients in Fig. 10. *Gray lines* mark the subduction depth contours at 20 km intervals. *Gray dash* and *white dash contours* indicate the rupture areas for the 1965 and 1978 subduction-thrust earthquakes, respectively

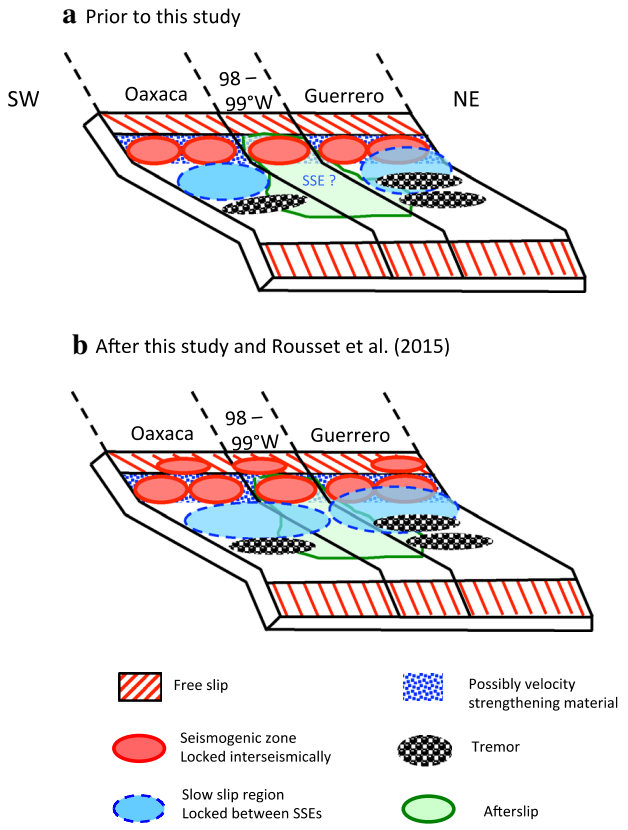


Figure 12
State of knowledge for the Cocos plate portion of the MSZ before (**a**) and after (**b**) this study. Slow slip locations for **a** after Correa-Mora *et al.* (2008, 2009) and Radiguet *et al.* (2012). Slow slip locations in **b** are based on results from this study and shallow interseismically locked patches are from Rousset *et al.* (2015). Afterslip distribution based on afterslip form the 20 March 2012 Ometepec earthquake (Graham *et al.* 2014b). Tremor locations are based on results from Kostoglodov *et al.* (2010) and Brudzinski *et al.* (2010)

estimated by Dixon *et al.* (2014), thus suggesting a difference in the frictional regimes or driving mechanisms responsible for slip at these locations on the fault (Malservisi *et al.* 2015). Interestingly, along the MSZ, most of the afterslip following the 2012 Ometepec earthquake occurred down-dip from and between the two regions where historically higher amounts of slow slip has occurred (Fig. 12). Whether or not this was coincidental or possible evidence that afterslip is maximized on areas of the subduction interface with larger accumulated slip deficits is unknown. Future studies of afterslip following the recent 18 April 2014 $M = 7.2$ earthquake near the main Guerrero SSE patch might provide useful new information on this topic.

7. Conclusion

This study presents the first time-dependent modeling of a complete sequence of SSEs along the Mexico subduction zone using an improved GPS network geometry, as well as the first slip models for the 2008/9 and 2010/11 Oaxaca SSEs. We show that slow slip has affected the subduction interface everywhere between Oaxaca and Guerrero, indicating that stress changes from slow slip affect a larger region of the plate interface than was previously known. CFS calculations further suggest that the complex, long-duration slow slip below Guerrero in 2009/10 could have triggered the subsequent SSE below Oaxaca in 2010/11, although independent evidence for causality is absent. Slip estimates indicate that slow slip beneath Guerrero significantly reduces the slip deficit that accumulates across the Guerrero seismic gap, whereas SSEs beneath Oaxaca relieve little or no slip in the strongly coupled seismogenic zone along much of the Oaxaca coastline.

Acknowledgments

Funding was provided in part by National Science Foundation Grants EAR-1114174 (DeMets). Portions of the GPS network were supported by the National Science Foundation under award EAR-1338091; by UNAM-PAPIIT projects IN104213-2 and IN109315-3 (Cabral-Cano); by CONACYT 178058 and PAPIIT IN110514 (Kostoglodov); and by the Agence Nationale de la Recherche (France) under contract RA0000CO69 (G-GAP). Part of the GPS data was obtained by the Servicio Sismológico Nacional (SSN, México); we acknowledge Sara Franco Sanchez and the rest of SSN's personnel for its acquisition and data distribution support. Graphics were prepared with Generic Mapping Tools software (Wessel and Smith 1991). We thank the two anonymous reviewers for their helpful comments and suggestions.

References

Altamimi, Z., Collilieux, X. and Métivier, L., 2011. *ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame*, Journal of Geodesy, *85*, 457–473. doi:10.1007/s00190-011-0444-4.

Bartlow, N. M., S. Miyazaki, A. M. Bradley, and P. Segall, 2011. *Space-time correlation of slip and tremor during the 2009 Cascadia slow slip event*, *Geophys*. Res. Lett., *38*, L18309, doi:10.1029/2011GL048714.

Beroza, G. C., and Ide, S., 2011. *Slow earthquakes and nonvolcanic tremor*. Annual review of Earth and planetary sciences, *39*, 271–296.

Boyarko, D. C., and Brudzinski, M. R., 2010. *Spatial and temporal patterns of nonvolcanic tremor along the southern Cascadia subduction zone*, J. Geophys. Res., *115*, B00A22, doi:10.1029/2008JB006064.

Brudzinski, M. R., and R. M. Allen, 2007. *Segmentation in episodic tremor and slip all along Cascadia*, Geology, *35*, 907–910, doi:10.1130/G23740A.1.

Brudzinski, M., Cabral-Cano, E., Correa-Mora, F., DeMets, C. and Márquez-Azúa, B., 2007. *Slow slip transients along the Oaxaca subduction segment from 1993 to 2007*, Geophysical Journal International, *171*, 523–538, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03542.x.

Brudzinski, M. R., H. R. Hinojosa-Prieto, K. M. Schlanser, E. Cabral-Cano, A. Arciniega-Ceballos, O. Diaz-Molina, and C. DeMets, 2010. *Nonvolcanic tremor along the Oaxaca segment of the Middle America subduction zone*, J. Geophys. Res., *115*, B00A23, doi:10.1029/2008JB006061.

Cavalié, O., Pathier, E., Radiguet, M., Vergnolle, M., Cotte, N., Walpersdorf, A., Kostoglodov, V. and Cotton, F., 2013. *Slow slip event in the Mexican subduction zone: Evidence of shallower slip in the Guerrero seismic gap for the 2006 event revealed by the joint inversion of InSAR and GPS data*, Earth and Planetary Science Letters, *367*, 52–60, doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.020.

Colella, H.V., Dieterich, J.H., Richards-Dinger, K. and Rubin, A.M., 2012. *Complex characteristics of slow slip events in subduction zones reproduced in multi-cycle simulations*, Geophysical Research Letters, *39*, L20312, doi: 10.1029/2012gl053276.

Colella, H.V., Dieterich, J.H. and Richards-Dinger, K.B., 2011. *Multi-event simulations of slow slip events for a Cascadia-like subduction zone*, Geophysical Research Letters, *38*, L16312, doi: 10.1029/2011gl048817.

Correa-Mora, F., DeMets, C., Cabral-Cano, E., Diaz-Molina, O. and Marquez-Azua, B., 2009. *Transient deformation in southern Mexico in 2006 and 2007: Evidence for distinct deep-slip patches beneath Guerrero and Oaxaca*, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, *10*, Q02S12, doi: 10.1029/2008gc002211.

Correa-Mora, F., DeMets, C., Cabral-Cano, E., Marquez-Azua, B. and Diaz-Molina, O., 2008. *Interplate coupling and transient slip along the subduction interface beneath Oaxaca, Mexico*, Geophysical Journal International, *175*, 269–290, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03910.x.

DeMets, C., Gordon, R.G. and Argus, D.F., 2010. *Geologically current plate motions*, Geophysical Journal International, *181*, 1–80, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x.

Dixon, T. H., Jiang, Y., Malservisi, R., McCaffrey, R., Voss, N., Protti, M., and Gonzalez, V., 2014. *Earthquake and tsunami forecasts: Relation of slow slip events to subsequent earthquake rupture*. Proceedings of the National Academy of Sciences, *111*(48), 17039–17044.

Dragert, H. and Wang, K., 2011. *Temporal evolution of an episodic tremor and slip event along the northern Cascadia margin*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, *116*, B12406, doi: 10.1029/2011jb008609.

Dragert, H., Wang, K. and James, T.S., 2001. *A Silent Slip Event on the Deeper Cascadia Subduction Interface*, *Science*, *292*, 1525–1528, doi: 10.1126/science.1060152.

Franco, S.I., Kostoglodov, V., Larson, K.M., Manea, V.C., Manea, M. and Santiago, J.A., 2005. *Propagation of the 2001–2002 silent earthquake and interplate coupling in the Oaxaca subduction zone*, *Mexico*, Earth Planets Space, *57*, 973–985.

Frank, W.B., Radiguet, M., Rousset, B., Shapiro, N.M., Husker, A.L., Kostoglodov, V., Cotte, N., and Campillo, M., 2015, *Uncovering the geodetic signature of silent slip through repeating earthquakes*. Geophysical Research Letters, *42*, 2774–2779, doi: 10.1002/2015GL063685.

Fry, B., Chao, K., Bannister, S., Peng, Z. and Wallace, L., 2011. *Deep tremor in New Zealand triggered by the 2010 Mw8.8 Chile earthquake*, Geophysical Research *Letters*, *38*, L15306, doi: 10.1029/2011gl048319.

Graham, S. E., DeMets, C., Cabral-Cano, E., Kostoglodov, V., Walpersdorf, A., Cotte, N., Brudzinski, M., McCaffrey, R., and Salazar-Tlaczani, L., 2014a. *GPS constraints on the 2011–2012 Oaxaca slow slip event that preceded the 2012 March 20 Ometepec earthquake*, *southern Mexico*. Geophysical Journal International, doi: 10.1093/gji/ggu019.

Graham, S. E., DeMets, C., Cabral-Cano, E., Kostoglodov, V., Walpersdorf, A., Cotte, N., Brudzinski, M., McCaffrey, R.,

and Salazar-Tlaczani, L., 2014b. *GPS constraints on the Mw = 7.5 Ometepec earthquake sequence, southern Mexico: coseismic and post-seismic deformation*. Geophysical Journal International, *199*(1), 200–218, doi: 10.1093/gji/ggu167.

Hirose, H., and Obara, K., 2005. *Repeating short-and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo channel region, southwest Japan*. Earth, Planets, and Space, *57*(10), 961–972.

Hirose, H., Y. Asano, K. Obara, T. Kimura, T. Matsuzawa, S. Tanaka, and T. Maeda, 2010. *Slow earthquakes linked along dip in the Nankai sub- duction zone*, Science, *330*, 1502, doi:10.1126/science.1197102.

Husker, A. L., Kostoglodov, V., Cruz-Atienza, V. M., Legrand, D., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., and Huesca-Pérez, E. (2012). *Temporal variations of non-volcanic tremor (nvt) locations in the mexican subduction zone: Finding the nvt sweet spot*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, *13*(3).

Iglesias, A., Singh, S., Lowry, A., Santoyo, M., Kostoglodov, V., Larson, K., Franco-Sanchez, S. and Mikumo, T., 2004. *The silent earthquake of 2002 in the Guerrero seismic gap, Mexico (Mw = 7.6): Inversion of slip on the plate interface and some implications*, GEOFISICA INTERNACIONAL-MEXICO-, *43*, 309.

Ito, Y., Hino, R., Kido, M., Fujimoto, H., Osada, Y., Inazu, D., Ohta, Y., Iinuma, T., Ohzono, M., Miura, S., Mishina, M., Suzuki, K., Tsuji, T. and Ashi, J. *Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake*, Tectonophysics, doi: 10.1016/j.tecto.2012.08.022.

King, G. C., Stein, R. S., and Lin, J. (1994). *Static stress changes and the triggering of earthquakes*. Bulletin of the Seismological Society of America, *84*(3), 935–953.

Kostoglodov, V., Singh, S.K., Santiago, J.A., Franco, S.I., Larson, K.M., Lowry, A.R. and Bilham, R., 2003. *A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico*, Geophysical Research Letters, *30*, 1807, doi: 10.1029/2003GL017219.

Kostoglodov, V., Husker, A., Shapiro, N. M., Payero, J. S., Campillo, M., Cotte, N., and Clayton, R., 2010. *The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone*. Geophysical Research Letters, *37*(24).

Larson, K.M., Kostoglodov, V., Miyazaki, S.i. and Santiago, J.A.S., 2007. *The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico: New results from GPS*, Geophysical Research Letters, *34*, L13309, doi: 10.1029/2007GL029912.

Lin, J. and Stein, R.S., 2004. *Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults*, J. Geophys. Res., *109*, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.

Lowry, A.R., Larson, K.M., Kostoglodov, V. and Bilham, R., 2001. *Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico*, Geophysical Research Letters, *28*, 3753–3756, doi: 10.1029/2001GL013238.

Malservisi, R., Schwartz, S. Y., Voss, N., Protti, M., Gonzalez, V., Dixon, T. H., Jiang, Y., Newman, A.V., Richardson, J., Walter, J. I., and Voyenko, D., 2015, *Multiscale postseismic behavior on a megathrust: The 2012 Nicoya earthquake, Costa Rica*, Geochem. Geophys. Geosyst., *16*, 1848–1864, doi:10.1002/2015GC005794.

Márquez-Azúa, B. and DeMets, C., 2003. *Crustal velocity field of Mexico from continuous GPS measurements, 1993 to June 2001: Implications for the neotectonics of Mexico*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, *108*, 2450, doi: 10.1029/2002JB002241.

McCaffrey, R., 2009. *Time-dependent inversion of three-component continuous GPS for steady and transient sources in northern Cascadia*, Geophysical Research *Letters*, *36*, L07304, doi: 10.1029/2008GL036784.

Obara, K., 2010. *Phenomenology of deep slow earthquake family in south- west Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation*, J. Geophys. Res., *115*, B00A25, doi:10.1029/2008JB006048.

Ohta, Y., Freymueller, J.T., Hreinsdóttir, S. and Suito, H., 2006. *A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central Alaska subduction zone*, Earth and Planetary Science Letters, *247*, 108–116, doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.013.

Ohta, Y., Kimata, F. and Sagiya, T., 2004. *Reexamination of the interplate coupling in the Tokai region, central Japan, based on the GPS data in 1997–2002*, Geophysical Research Letters, *31*, L24604, doi: 10.1029/2004gl021404.

Okada, Y., 1992. *Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space*, Bull. Seism. Soc. Am, *82*, 1018–1040.

Peng, Z. and Gomberg, J., 2010. *An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena*, Nature Geosci, *3*, 599–607, doi: doi:10.1038/ngeo940.

Peng, Z., Vidale, J.E., Wech, A.G., Nadeau, R.M. and Creager, K.C., 2009. *Remote triggering of tremor along the San Andreas Fault in central California*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, *114*, B00A06, doi: 10.1029/2008jb006049.

Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, B. Valette, V. Kostoglodov, and N. Cotte, 2011. *Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event: The 2006 Guerrero Slow Slip Event*, Geophys. J. Int., *184*, 816–828, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x.

Radiguet, M., Cotton, F., Vergnolle, M., Campillo, M., Walpersdorf, A., Cotte, N. and Kostoglodov, V., 2012. *Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, *117*, B04305, doi: 10.1029/2011jb008801.

Rogers, G., and H. Dragert, 2003. *Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of slient slip*, Science, *300*, 1942–1943, doi:10.1126/science.1084783.

Rousset, B., Lasserre, C., Cubas, N., Graham, S., Radiguet, M., DeMets, C., Socquet, A., Campillo, M., Kostoglodov, V., Cabral-Cano, E., Cotte, N., Walpersdorf, A., 2015. *Lateral Variations of Interseismic Coupling along the Mexican Subduction Interface: Relationships with Long Term Morphology and Fault Zone Mechanical Properties*. Submitted to this issue Pure and Applied Geophysics.

Rubinstein, J.L., Gomberg, J., Vidale, J.E., Wech, A.G., Kao, H., Creager, K.C. and Rogers, G., 2009. *Seismic wave triggering of nonvolcanic tremor, episodic tremor and slip, and earthquakes on Vancouver Island*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, *114*, B00A01, doi: 10.1029/2008jb005875.

Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R., and Campos, J. (2014). *Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake*. Science, *345*(6201), 1165–1169.

Schmidt, D.A. and Gao, H., 2010. *Source parameters and time-dependent slip distributions of slow slip events on the Cascadia subduction zone from 1998 to 2008*, Journal of Geophysical

Research: Solid Earth, *115*, B00A18, doi: 10.1029/2008jb006045.

Segall, P. and Bradley, A.M., 2012. *Slow-slip evolves into megathrust earthquakes in 2D numerical simulations*, Geophysical Research Letters, *39*, L18308, doi: 10.1029/2012gl052811.

Sit S.M. Miami University; 2013. *New methods in geophysics and science education to analyze slow fault slip and promote active e-learning*. Doctoral dissertation (Geology).

Song, T.-R.A., Helmberger, D.V., Brudzinski, M.R., Clayton, R.W., Davis, P., Pérez-Campos, X. and Singh, S.K., 2009. *Subducting Slab Ultra-Slow Velocity Layer Coincident with Silent Earthquakes in Southern Mexico*, Science, *324*, 502–506, doi: 10.1126/science.1167595.

Szeliga, W., T. I. Melbourne, M. M. Miller, and V. M. Santillan, 2004. *Southern Cascadia episodic slow earthquakes*, Geophys. Res. Lett., *31*, L16602, doi:10.1029/2004GL020824.

Szeliga, W., T. Melbourne, M. Santillan, and M. Miller, 2008. *GPS constraints on 34 slow slip events within the Cascadia subduction zone, 1997–2005*, J. Geophys. Res., *113*, B04404, doi:10.1029/2007JB004948.

Toda, S., Stein, R.S., Richards-Dinger, K. and Bozkurt, S.B., 2005. *Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer*, J. Geophys. Res., *110*, B05S16, doi: 10.1029/2004jb003415.

Vergnolle, M., Walpersdorf, A., Kostoglodov, V., Tregoning, P., Santiago, J., Cotte, N., and Franco, S., 2010. *Slow slip events in mexico revised from the processing of 11 year gps observations*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), *115*(B8).

Wallace, L.M., Beavan, J., Bannister, S. and Williams, C., 2012. *Simultaneous long-term and short-term slow slip events at the Hikurangi subduction margin, New Zealand: Implications for processes that control slow slip event occurrence, duration, and migration*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, *117*, B11402. doi: 10.1029/2012jb009489.

Walpersdorf, A., Cotte, N., Kostoglodov, V., Vergnolle, M., Radiguet, M., Santiago, J. A., and Campillo, M., 2011. *Two successive slow slip events evidenced in 2009–2010 by a dense GPS network in Guerrero, Mexico*. Geophysical Research Letters, *38*(15), doi:10.1029/2011GL048124.

Wessel, P. and Smith, W.H.F., 1991. *Free software helps map and display data*, Eos, Transactions American Geophysical Union, *72*, 441–446, doi: 10.1029/90eo00319.

Yoshioka, S., Mikumo, T., Kostoglodov, V., Larson, K.M., Lowry, A.R. and Singh, S.K., 2004. *Interplate coupling and a recent aseismic slow slip event in the Guerrero seismic gap of the Mexican subduction zone, as deduced from GPS data inversion using a Bayesian information criterion*, Physics of the Earth and Planetary Interiors, *146*, 513–530, http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2004.05.006.

Zigone, D., Rivet, D., Radiguet, M., Campillo, M., Voisin, C., Cotte, N., Walpersdorf, A., Shapiro, N.M., Cougoulat, G., Roux, P., Kostoglodov, V., Husker, A., and Payero, J. S., 2012. *Triggering of tremors and slow slip event in Guerrero, Mexico, by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, earthquake*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012), *117*(B9).

Zumberge, J.F., Heflin, M.B., Jefferson, D.C., Watkins, M.M. and Webb, F.H., 1997. *Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks*, J. Geophys. Res., *102*, 5005–5017, doi: 10.1029/96jb03860.

(Received July 5, 2015, revised November 10, 2015, accepted November 12, 2015, Published online December 1, 2015)

Liste des figures

1.1 Différentes phases du cycle sismique enregistrées par une station GPS 5

1.2 Déformation associée à une faille décrochante pour un couplage de 1 ou de 0. . 7

1.3 Déformation associée à une zone de subduction pour un couplage de 1 ou de 0. 8

1.4 Premières évidences de glissements transitoires grâce à l'enregistrement des creepmeters sur les failles décrochantes. 12

1.5 Premières observations de glissements transitoires sur une zone de subduction. 14

1.6 Localisation de la plupart des glissements transitoires observés sur Terre et leurs phénomènes sismiques associés. 16

1.7 Relation entre moment sismique et durée pour divers évènements de glissements sur les failles. 17

1.8 Réseau GPS mexicain. 22

1.9 Ligne de base perpendiculaire en fonction du temps pour les deux fauchées étudiées au chapitre 3 27

1.10 Influence de la longueur de corrélation et du modèle *a priori* sur la solution de couplage de l'interface de subduction mexicaine (chapitre 2). 36

1.11 Courbes en L pour plusieurs solutions de couplage de la subduction mexicaine 37

1.12 Résolution sur le plan de subduction mexicain pour le réseau de stations GPS. 38

1.13 Exemples de distributions de glissements *a posteriori* pour le glissement lent de 2013 de deux sous-failles de la faille Nord Anatolienne à différentes profondeurs (chapitre 3) 40

2.1 Inter-SSE GPS site velocities corrected for silent slip events as determined from GPS position time series. . . . 50
2.2 Search for location of the deep transition between uncoupled and coupled areas of the subduction interface. . . . 54
2.3 Trench-perpendicular profiles of the horizontal (A) and vertical (B) components of the 54 GPS site velocities used in this study and illustrated in Figure 2.1 . . . 56
2.4 Best-fit inter-SSE coupling solutions for 2 slab geometries from our GPS site velocities inversion. . . . 57
2.5 Comparison of observed horizontal (top) and vertical (bottom) inter-SSE GPS velocities to those predicted by best-fitting coupling solutions shown in the previous figure. . . . 59
2.6 Comparison of the GPS-derived offshore coupling with trench-to-coast distances estimated along profiles parallel to the convergence direction . . . 61
2.7 Description and results of the critical taper theory applied on the Mexican subduction zone . . . 63
2.8 Overlay of the 8 critical-state areas from Figure 2.7 (black stripes) on the best-fitting coupling solution of Figure 2.4B (3D slab geometry). . . . 65
2.9 Marginal 2D probability distributions for all eight critical-state areas. . . . 66
2.10 Deformation predicted by plastic modeling for two mechanical settings . . . 70
2.11 Sketches showing the influence of the effective basal friction μ_b^{eff} on the average topographic slope α. . . . 72

3.1 Tectonic setting of the study area. . . . 78
3.2 Example interferograms that capture a strong phase gradient on the fault trace. 80
3.3 Fault perpendicular profiles of LOS surface displacement versus time for the ascending track. . . . 81
3.4 Profiles of surface LOS displacement perpendicular to the NAF as a function of time (Same as Fig. 3.3 but for the descending track) . . . 82
3.5 Data covariance . . . 84
3.6 Slip Models for the 2013 creep burst along the North Anatolian Fault. . . . 85
3.7 Comparison between data and model from the Bayesian inversion. . . . 86
3.8 Data compared to the two terms of the model at full resolution. . . . 87
3.9 Slip as a function of distance along strike and depth. . . . 88
3.10 Comparison between precipitations and the creep burst. . . . 91

3.11 Comparison between the local seismicity and the creep burst. 93

4.1 Temporal evolution of the template slip and its derivative. 99
4.2 Synthetic time series of noise. 101
4.3 Example of correlation analysis for a Mw 6.1 synthetic slow slip event. 102
4.4 Correlation coefficient as a function of the norm of the surface templates displacements for the non-weighted correlation function. 104
4.5 Influence of the template duration on the amplitude of the correlation. 105
4.6 Stack of GPS displacement GPS time series. 106
4.7 Estimation of the duration and magnitude of a synthetic transient event. 107
4.8 Deviations from true locations, times, durations and magnitudes as a function of the magnitude. 108
4.9 Deviations from true locations, times, durations and magnitudes as a function of the location. 109
4.10 Primary detections. 111
4.11 Comparison between SSEs detections, tremor and LFEs activities. 112
4.12 Location of the detected events compared to the slip surface and propagation of the 2006 slow slip event. 113
4.13 Duration of detected slow slip events as a function of their moment magnitude. 116

5.1 Bilan de glissement le long de la subduction mexicaine. 121
5.2 Variations latérales de couplage pour la subduction Sud américaine comparées à la distance fosse - côte dans la direction de convergence. 123
5.3 Évolution de la série temporelle de la station IGUA au Mexique lorsqu'on enlève successivement les périodes correspondant aux SSEs de différentes magnitudes. 126

Liste des tableaux

2.1 Best estimates of mechanical parameters for the eight critical-state areas described in the text and identified in Figure 2.8. 64
2.2 Frictional parameters used in plastic deformation models HM and TM. 69

3.1 Elastic properties of the lithosphere used to build the Green's functions in a stratified medium, with the ratio $Vp/Vs = 1.75$ 83

Références Bibliographiques

ABRAMS, M. (2000). The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) : data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform. *Int. J. Remote Sens.*, 21(5):847–859.

AGRAM, P., JOLIVET, R., RIEL, B., LIN, Y., SIMONS, M., HETLAND, E., DOIN, M.-P. et LASSERRE, C. (2013). New radar interferometric time series analysis toolbox released. *Eos Trans. AGU*, 94(7):69–70.

ALTAMIMI, Z., COLLILIEUX, X. et MÉTIVIER, L. (2011). Itrf2008 : an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy*, 85(8):457–473.

ALTAY, C. et SAV, H. (1991). Continuous creep measurement along the North Anatolian Fault zone. *In Bulletin of the Geological Congress of Turkey*, volume 6, pages 77–84.

AMANTE, C. et EAKINS, B. W. (2009). *ETOPO1 1 arc-minute global relief model : procedures, data sources and analysis*. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Environmental Satellite, Data, and Information Service, National Geophysical Data Center, Marine Geology and Geophysics Division.

AMBRASEYS, N. (1970). Some characteristic features of the Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 9(2):143–165.

ASTIZ, L. et KANAMORI, H. (1984). An earthquake doublet in ometepec, guerrero, mexico. *Physics of the earth and planetary interiors*, 34(1):24–45.

AVOUAC, J.-P. (2015). From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43:233–271.

AYTUN, A. (1982). Creep measurements in the ismetpaşa region of the north anatolian fault zone. *In Multidisciplinary approach to earthquake prediction*, pages 279–292. Springer.

BARBOT, S., LAPUSTA, N. et AVOUAC, J. P. (2012). Under the hood of the earthquake machine : toward predictive modeling of the seismic cycle. *Science*, 336(6082):707–710.

BARTLOW, N. M., MIYAZAKI, S., BRADLEY, A. M. et SEGALL, P. (2011). Space-time correlation of slip and tremor during the 2009 cascadia slow slip event. *Geophys. Res. Lett.*, 38(18).

BÉJAR-PIZARRO, M., SOCQUET, A., ARMIJO, R., CARRIZO, D., GENRICH, J. et SIMONS, M. (2013). Andean structural control on interseismic coupling in the north chile subduction zone. *Nature Geoscience*.

BEKAERT, D., HOOPER, A. et WRIGHT, T. (2015a). A spatially-variable power-law tropospheric correction technique for insar data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*.

BEKAERT, D., WALTERS, R., WRIGHT, T., HOOPER, A. et PARKER, D. (2015b). Statistical comparison of insar tropospheric correction techniques. *Remote Sensing of Environment*, 170:40–47.

BEVIS, M. et BROWN, A. (2014). Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. *Journal of Geodesy*, 88(3):283–311.

BIGGS, J., WRIGHT, T., LU, Z. et PARSONS, B. (2007). Multi-interferogram method for measuring interseismic deformation : Denali fault, alaska. *Geophysical Journal International*, 170(3):1165–1179.

BLEWITT, G. (1997). Basics of the gps technique : observation equations. *Geodetic applications of GPS*, pages 10–54.

BOEHM, J., WERL, B. et SCHUH, H. (2006). Troposphere mapping functions for gps and very long baseline interferometry from european centre for medium-range weather forecasts operational analysis data. *J. of Geophys. Res.*, 111(B2).

BOUCHON, M. (1981). A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 71(4):959–971.

BOUCHON, M. (2003). A review of the discrete wavenumber method. *Pure and applied Geophysics*, 160(3-4):445–465.

BRUDZINSKI, M., CABRAL-CANO, E., CORREA-MORA, F., DEMETS, C. et MÁRQUEZ-AZÚA, B. (2007). Slow slip transients along the oaxaca subduction segment from 1993 to 2007. *Geophysical Journal International*, 171(2):523–538.

BRUDZINSKI, M. R., HINOJOSA-PRIETO, H. R., SCHLANSER, K. M., CABRAL-CANO, E., ARCINIEGA-CEBALLOS, A., DIAZ-MOLINA, O. et DEMETS, C. (2010). Nonvolcanic tremor along the oaxaca segment of the middle america subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 115(null):B00A23.

BÜRGMANN, R., FIELDING, E. et SUKHATME, J. (1998). Slip along the hayward fault, california, estimated from space-based synthetic aperture radar interferometry. *Geology*, 26(6):559–562.

BÜRGMANN, R., KOGAN, M. G., STEBLOV, G. M., HILLEY, G., LEVIN, V. E. et APEL, E. (2005). Interseismic coupling and asperity distribution along the kamchatka subduction zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978-2012)*, 110(B7).

BYERLEE, J. (1978). Friction of rocks. *Pure and applied Geophysics*, 116(4-5):615–626.

ÇAKIR, Z., AKOGLU, A. M., BELABBES, S., ERGINTAV, S. et MEGHRAOUI, M. (2005). Creeping along the Ismetpasa section of the North Anatolian Fault (Western Turkey) : Rate and extent from InSAR. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 238(1):225–234.

CAKIR, Z., de CHABALIER, J.-B., ARMIJO, R., MEYER, B., BARKA, A. et PELTZER, G. (2003). Coseismic and early post-seismic slip associated with the 1999 izmit earthquake (turkey), from sar interferometry and tectonic field observations. *Geophysical Journal International*, 155(1):93–110.

ÇAKIR, Z., ERGINTAV, S., ÖZENER, H., DOGAN, U., AKOGLU, A. M., MEGHRAOUI, M. et REILINGER, R. (2012). Onset of aseismic creep on major strike-slip faults. *Geology*, 40(12):1115–1118.

CALTECH (2007). Meso america subduction experiment. *Caltech. Dataset.*, doi :10.7909/C3RN35SP.

CARPENTER, B., MARONE, C. et SAFFER, D. (2011). Weakness of the san andreas fault revealed by samples from the active fault zone. *Nature Geoscience*, 4(4):251–254.

CATTIN, R., BRIOLE, P., LYON-CAEN, H., BERNARD, P. et PINETTES, P. (1999). Effects of superficial layers on coseismic displacements for a dip-slip fault and geophysical implications. *Geophys. J. Int.*, 137(1):149–158.

CAVALIÉ, O., DOIN, M.-P., LASSERRE, C. et BRIOLE, P. (2007). Ground motion measurement in the lake mead area, nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis : Probing the lithosphere rheological structure. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 112(B3).

CAVALIÉ, O., PATHIER, E., RADIGUET, M., VERGNOLLE, M., COTTE, N., WALPERSDORF, A., KOSTOGLODOV, V. et COTTON, F. (2013). Slow slip event in the Mexican subduction zone : Evidence of shallower slip in the Guerrero seismic gap for the 2006 event revealed by the joint inversion of InSAR and GPS data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 367:52–60.

CETIN, E., CAKIR, Z., MEGHRAOUI, M., ERGINTAV, S. et AKOGLU, A. M. (2014). Extent and distribution of aseismic slip on the Ismetpaşa segment of the North Anatolian Fault (Turkey) from Persistent Scatterer InSAR. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 15(7):2883–2894.

CHANDRASEKHARAIAH, D. et DEBNATH, L. (1994). *Continuum mechanics*. Academic press New York.

CHLIEH, M., AVOUAC, J.-P., SIEH, K., NATAWIDJAJA, D. H. et GALETZKA, J. (2008). Heterogeneous coupling of the sumatran megathrust constrained by geodetic and paleogeodetic measurements. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 113(B5).

CHLIEH, M., MOTHES, P., NOCQUET, J.-M., JARRIN, P., CHARVIS, P., CISNEROS, D., FONT, Y., COLLOT, J.-Y., VILLEGAS-LANZA, J.-C., ROLANDONE, F. *et al.* (2014). Distribution of discrete seismic asperities and aseismic slip along the ecuadorian megathrust. *Earth and Planetary Science Letters*, 400:292–301.

CHLIEH, M., PERFETTINI, H., TAVERA, H., AVOUAC, J.-P., REMY, D., NOCQUET, J.-M., ROLANDONE, F., BONDOUX, F., GABALDA, G. et BONVALOT, S. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the central andes subduction zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 116(B12).

CONIN, M., HENRY, P., GODARD, V. et BOURLANGE, S. (2012). Splay fault slip in a subduction margin, a new model of evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 341:170–175.

CORREA-MORA, F., DEMETS, C., CABRAL-CANO, E., DIAZ-MOLINA, O. et MARQUEZ-AZUA, B. (2009). Transient deformation in southern mexico in 2006 and 2007 : Evidence for distinct deep-slip patches beneath guerrero and oaxaca. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(2).

CORREA-MORA, F., DEMETS, C., CABRAL-CANO, E., MARQUEZ-AZUA, B. et DIAZ-MOLINA, O. (2008). Interplate coupling and transient slip along the subduction interface beneath oaxaca, mexico. *Geophysical Journal International*, 175(1):269–290.

COTTE, N., WALPERSDORF, A., KOSTOGLODOV, V., VERGNOLLE, M., SANTIAGO, J.-A. et CAMPILLO, M. (2009). Anticipating the next large silent earthquake in mexico. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 90(21):181–182.

COUTANT, O. (1989). Programme de simulation numerique axitra. *Rapport LGIT*.

CUBAS, N., AVOUAC, J., LEROY, Y. et PONS, A. (2013a). Low friction along the high slip patch of the 2011 mw 9.0 tohoku-oki earthquake required from the wedge structure and extensional splay faults. *Geophysical Research Letters*, 40(16):4231–4237.

CUBAS, N., AVOUAC, J.-P., SOULOUMIAC, P. et LEROY, Y. (2013b). megathrust friction determined from mechanical analysis of the forearc in the maule earthquake area. *Earth and Planetary Science Letters*.

CUBAS, N., LAPUSTA, N., AVOUAC, J.-P. et PERFETTINI, H. (2015). Numerical modeling of long-term earthquake sequences on the ne japan megathrust : comparison with observations and implications for fault friction. *Earth and Planetary Science Letters*, 419:187–198.

DAHLEN, F. (1984). Noncohesive critical coulomb wedges : An exact solution. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 89(B12):10125–10133.

DAVIS, D., SUPPE, J. et DAHLEN, F. (1983). Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 88(B2):1153–1172.

DE MICHELE, M., RAUCOULES, D., ROLANDONE, F., BRIOLE, P., SALICHON, J., LEMOINE, A. et AOCHI, H. (2011). Spatiotemporal evolution of surface creep in the Parkfield region of the San Andreas Fault (1993–2004) from synthetic aperture radar. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 308(1):141–150.

DEMETS, C., GORDON, R. G. et ARGUS, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1):1–80.

DI TORO, G., HAN, R., HIROSE, T., DE PAOLA, N., NIELSEN, S., MIZOGUCHI, K., FERRI, F., COCCO, M. et SHIMAMOTO, T. (2011). Fault lubrication during earthquakes. *Nature*, 471(7339):494–498.

DOIN, M.-P., GUILLASO, S., JOLIVET, R., LASSERRE, C., LODGE, F., DUCRET, G. et GRANDIN, R. (2011). Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example : the Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data. *In Proceedings of the European Space Agency "Fringe" Symposium. Frascati, Italy*.

DOUGLAS, A., BEAVAN, J., WALLACE, L. et TOWNEND, J. (2005). Slow slip on the northern hikurangi subduction interface, new zealand. *Geophys. Res. Lett.*, 32(16).

DRAGERT, H., WANG, K. et JAMES, T. S. (2001). A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface. *Science*, 292(5521):1525–1528.

DUBLANCHET, P., BERNARD, P. et FAVREAU, P. (2013). Interactions and triggering in a 3-D rate-and-state asperity model. *J. Geophys. Res.*, 118(5):2225–2245.

DUPUTEL, Z., AGRAM, P. S., SIMONS, M., MINSON, S. E. et BECK, J. L. (2014). Accounting for prediction uncertainty when inferring subsurface fault slip. *Geophys. J. Int.*, 197:464–482.

FARR, T. G., ROSEN, P. A., CARO, E., CRIPPEN, R., DUREN, R., HENSLEY, S., KOBRICK, M., PALLER, M., RODRIGUEZ, E., ROTH, L. *et al.* (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of geophysics*, 45(2).

FRANCO, A., LASSERRE, C., LYON-CAEN, H., KOSTOGLODOV, V., MOLINA, E., GUZMAN-SPEZIALE, M., MONTEROSSO, D., ROBLES, V., FIGUEROA, C., AMAYA, W. *et al.* (2012). Fault kinematics in northern central america and coupling along the subduction interface of the cocos plate, from gps data in chiapas (mexico), guatemala and el salvador. *Geophysical Journal International*, 189(3):1223–1236.

FRANK, W. B. (2016). Slow slip hidden in the noise : the intermittence of tectonic release. *Geophys. Res. Lett.*

FRANK, W. B., RADIGUET, M., ROUSSET, B., SHAPIRO, N. M., HUSKER, A. L., KOSTOGLODOV, V., COTTE, N. et CAMPILLO, M. (2015). Uncovering the geodetic signature of silent slip through repeating earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 42(8):2774–2779.

FRANK, W. B., SHAPIRO, N. M., HUSKER, A. L., KOSTOGLODOV, V., ROMANENKO, A. et CAMPILLO, M. (2014). Using systematically characterized low-frequency earthquakes as a fault probe in Guerrero, Mexico. *J. of Geophys. Res.*, 119(10):7686–7700.

FRANK, W. B., SHAPIRO, N. M., KOSTOGLODOV, V., HUSKER, A. L., PAYERO, J. S., CAMPILLO, M. et PRIETO, G. A. (2013). Low-frequency earthquakes in the mexican sweet 1 spot. *Geophysical Research Letters*.

FULTON, P., BRODSKY, E., KANO, Y., MORI, J., CHESTER, F., ISHIKAWA, T., HARRIS, R., LIN, W., EGUCHI, N., TOCZKO, S. *et al.* (2013). Low coseismic friction on the tohoku-oki fault determined from temperature measurements. *Science*, 342(6163):1214–1217.

GOLDSTEIN, R. M., ZEBKER, H. A. et WERNER, C. L. (1988). Satellite radar interferometry : Two-dimensional phase unwrapping. *Radio Sci.*, 23(4):713–720.

GOMBERG, J., WECH, A., CREAGER, K., OBARA, K. et AGNEW, D. (2016). Reconsidering earthquake scaling. *Geophys. Res. Lett.*, 43(12):6243–6251.

GONZÁLEZ, P. J., TIAMPO, K. F., PALANO, M., CANNAVÓ, F. et FERNÁNDEZ, J. (2012). The 2011 Lorca earthquake slip distribution controlled by groundwater crustal unloading. *Nature Geoscience*, 5(11):821–825.

GRAHAM, S., DEMETS, C., CABRAL-CANO, E., KOSTOGLODOV, V., ROUSSET, B., WALPERSDORF, A., COTTE, N., LASSERRE, C., MCCAFFREY, R. et SALAZAR-TLACZANI, L. (2015). Slow slip history for the mexico subduction zone : 2005 through 2011. *Pure and Applied Geophysics*, pages 1–21.

GRAHAM, S. E., DEMETS, C., CABRAL-CANO, E., KOSTOGLODOV, V., WALPERSDORF, A., COTTE, N., BRUDZINSKI, M., MCCAFFREY, R. et SALAZAR-TLACZANI, L. (2014a). Gps constraints on the 2011-2012 oaxaca slow slip event that preceded the 2012 march 20 ometepec earthquake, southern mexico. *Geophysical Journal International*, page ggu019.

GRAHAM, S. E., DEMETS, C., CABRAL-CANO, E., KOSTOGLODOV, V., WALPERSDORF, A., COTTE, N., BRUDZINSKI, M., MCCAFFREY, R. et SALAZAR-TLACZANI, L. (2014b). Gps constraints on the mw= 7.5 ometepec earthquake sequence, southern mexico : coseismic and postseismic deformation. *Geophysical Journal International*, 199(1):200–218.

HANSEN, P. C. (1992). Analysis of discrete ill-posed problems by means of the l-curve. *SIAM review*, 34(4):561–580.

HAYES, G. P., WALD, D. J. et JOHNSON, R. L. (2012). Slab1. 0 : A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 117(B1).

HERNANDEZ, B., SHAPIRO, N., SINGH, S., PACHECO, J., COTTON, F., CAMPILLO, M., IGLESIAS, A., CRUZ, V., GÓMEZ, J. et ALCÁNTARA, L. (2001). Rupture history of September 30, 1999 intraplate earthquake of Oaxaca, Mexico (MW= 7.5) from inversion of strong-motion data. *Geophys. Res. Lett.*, 28(2):363–366.

HERRING, T., KING, R. et MCCLUSKY, S. (2006). Gamit reference manual. *GPS Analysis at MIT, release*, 10:36.

HIROSE, H., ASANO, Y., OBARA, K., KIMURA, T., MATSUZAWA, T., TANAKA, S. et MAEDA, T. (2010). Slow earthquakes linked along dip in the nankai subduction zone. *Science*, 330(6010):1502–1502.

HOUSTON, H., DELBRIDGE, B. G., WECH, A. G. et CREAGER, K. C. (2011). Rapid tremor reversals in cascadia generated by a weakened plate interface. *Nature Geoscience*, 4(6):404–409.

HU, Y. et WANG, K. (2008). Coseismic strengthening of the shallow portion of the subduction fault and its effects on wedge taper. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978-2012)*, 113(B12).

HUSKER, A. L., KOSTOGLODOV, V., CRUZ-ATIENZA, V. M., LEGRAND, D., SHAPIRO, N. M., PAYERO, J. S., CAMPILLO, M. et HUESCA-PÉREZ, E. (2012). Temporal variations of non-volcanic tremor (NVT) locations in the Mexican subduction zone : Finding the NVT sweet spot. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(3).

IDE, S., BEROZA, G. C., SHELLY, D. R. et UCHIDE, T. (2007). A scaling law for slow earthquakes. *Nature*, 447(7140):76–79.

ITO, Y., OBARA, K., SHIOMI, K., SEKINE, S. et HIROSE, H. (2007). Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events. *Science*, 315(5811):503–506.

JI, K. H. et HERRING, T. A. (2013). A method for detecting transient signals in GPS position time-series : smoothing and principal component analysis. *Geophys. J. Int.*, 193(1):171–186.

JOLIVET, R., CANDELA, T., LASSERRE, C., RENARD, F., KLINGER, Y. et DOIN, M. P. (2015a). The burst-like behavior of aseismic slip on a rough fault : the creeping section of the Haiyuan Fault, China. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 105(1):480–488.

JOLIVET, R., GRANDIN, R., LASSERRE, C., DOIN, M.-P. et PELTZER, G. (2011). Systematic insar tropospheric phase delay corrections from global meteorological reanalysis data. *Geophysical Research Letters*, 38(17).

JOLIVET, R., LASSERRE, C., DOIN, M.-P., GUILLASO, S., PELTZER, G., DAILU, R., SUN, J., SHEN, Z.-K. et XU, X. (2012). Shallow creep on the Haiyuan fault (Gansu, China) revealed by SAR interferometry. *J. Geophys. Res.*, 117(B6):401.

JOLIVET, R., LASSERRE, C., DOIN, M. P., PELTZER, G., AVOUAC, J. P., SUN, J. et DAILU, R. (2013). Spatio-temporal evolution of aseismic slip along the Haiyuan fault, China : Implications for fault frictional properties. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 377-378(C):23–33.

JOLIVET, R., SIMONS, M., AGRAM, P., DUPUTEL, Z. et SHEN, Z.-K. (2015b). Aseismic slip and seismogenic coupling along the central San Andreas Fault. *Geophys. Res. Lett.*, 42(2):297–306.

KADURI, M., RENARD, F., GRATIER, J.-P., ÇAKIR, Z. et LASSERRE, C. (2015). The implication of gouge mineralogy evolution on fault creep : an example from the North Anatolian Fault, Turkey. *AGU Fall Meeting Abstracts*.

KANDA, R. V. et SIMONS, M. (2012). Practical implications of the geometrical sensitivity of elastic dislocation models for field geologic surveys. *Tectonophysics*.

KANEKO, Y., AVOUAC, J.-P. et LAPUSTA, N. (2010). Towards inferring earthquake patterns from geodetic observations of interseismic coupling. *Nature Geoscience*, 3(5):363–369.

KANEKO, Y., FIALKO, Y., SANDWELL, D., TONG, X. et FURUYA, M. (2013). Interseismic deformation and creep along the central section of the North Anatolian Fault (Turkey) : InSAR observations and implications for rate-and-state friction properties. *J. Geophys. Res.*, 118(1):316–331.

KATO, A., OBARA, K., IGARASHI, T., TSURUOKA, H., NAKAGAWA, S. et HIRATA, N. (2012). Propagation of slow slip leading up to the 2011 mw 9.0 tohoku-oki earthquake. *Science*, 335(6069):705–708.

KHOSHMANESH, M., SHIRZAEI, M. et NADEAU, R. (2015). Time-dependent model of aseismic slip on the central San Andreas Fault from InSAR time series and repeating earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 120(9):6658–6679.

KIM, Y., CLAYTON, R. et JACKSON, J. (2010). Geometry and seismic properties of the subducting cocos plate in central mexico. *J. Geophys. Res.*, 115(B6).

KIM, Y., CLAYTON, R. W., ASIMOW, P. D. et JACKSON, J. M. (2013). Generation of talc in the mantle wedge and its role in subduction dynamics in central mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 384:81–87.

KIM, Y., MILLER, M. S., PEARCE, F. et CLAYTON, R. W. (2012). Seismic imaging of the cocos plate subduction zone system in central mexico. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(7).

KIMURA, G., HINA, S., HAMADA, Y., KAMEDA, J., TSUJI, T., KINOSHITA, M. et YAMAGUCHI, A. (2012). Runaway slip to the trench due to rupture of highly pressurized megathrust beneath the middle trench slope : the tsunamigenesis of the 2011 tohoku earthquake off the east coast of northern japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 339:32–45.

KONCA, A. O., AVOUAC, J.-P., SLADEN, A., MELTZNER, A. J., SIEH, K., FANG, P., LI, Z., GALETZKA, J., GENRICH, J., CHLIEH, M. *et al.* (2008). Partial rupture of a locked patch of the sumatra megathrust during the 2007 earthquake sequence. *Nature*, 456(7222):631–635.

KOSTOGLODOV, V., BANDY, W., DOMINGUEZ, J. et MENA, M. (1996). Gravity and seismicity over the guerrero seismic gap, mexico. *Geophysical Research Letters*, 23(23):3385–3388.

KOSTOGLODOV, V., HUSKER, A., SHAPIRO, N. M., PAYERO, J. S., CAMPILLO, M., COTTE, N. et CLAYTON, R. (2010). The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the mexican subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 37(24).

KRIEGER, G., MOREIRA, A., FIEDLER, H., HAJNSEK, I., WERNER, M., YOUNIS, M. et ZINK, M. (2007). Tandem-x : A satellite formation for high-resolution sar interferometry. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45(11):3317–3341.

LALLEMAND, S. E., SCHNÜRLE, P. et MALAVIEILLE, J. (1994). Coulomb theory applied to accretionary and nonaccretionary wedges : Possible causes for tectonic erosion and/or frontal accretion. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 99(B6):12033–12055.

LAPUSTA, N. et LIU, Y. (2009). Three-dimensional boundary integral modeling of spontaneous earthquake sequences and aseismic slip. *J. Geophys. Res.*, 114(B9):303.

LAPUSTA, N., RICE, J. R., BEN-ZION, Y. et ZHENG, G. (2000). Elastodynamic analysis for slow tectonic loading with spontaneous rupture episodes on faults with rate-and state-dependent friction. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 105(B10): 23765–23789.

LE PICHON, X., MAZZOTTI, S., HENRY, P. et HASHIMOTO, M. (1998). Deformation of the japanese islands and seismic coupling : an interpretation based on gsi permanent gps observations. *Geophysical Journal International*, 134(2):501–514.

LEEMAN, J., SAFFER, D., SCUDERI, M. et MARONE, C. (2016). Laboratory observations of slow earthquakes and the spectrum of tectonic fault slip modes. *Nature communications*, 7.

LEHNER, F. (1986). Comments on "noncohesive critical coulomb wedges : An exact solution" by fa dahlen. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 91(B1):793–796.

LIN, Y.-n. N., SIMONS, M., HETLAND, E. A., MUSE, P. et DICAPRIO, C. (2010). A multiscale approach to estimating topographically correlated propagation delays in radar interferograms. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 11(Q09):002.

LINDE, A. T., GLADWINT, M. T., JOHNSTON, M. J., GWYTHERT, R. L. et BILHAM, R. G. (1996). A slow earthquake sequence on the San Andreas fault. *Nature*, 383:65–68.

LINDSEY, E. O., NATSUAKI, R., XU, X., SHIMADA, M., HASHIMOTO, M., MELGAR, D. et SANDWELL, D. T. (2015). Line-of-sight displacement from ALOS-2 interferometry : Mw 7.8 Gorkha Earthquake and Mw 7.3 aftershock. *Geophys. Res. Lett.*, 42(16):6655–6661.

LIU, Y. et RICE, J. R. (2007). Spontaneous and triggered aseismic deformation transients in a subduction fault model. *J. Geophys. Res.*, 112(B9).

LOCKNER, D. A., MORROW, C., MOORE, D. et HICKMAN, S. (2011). Low strength of deep san andreas fault gouge from safod core. *Nature*, 472(7341):82–85.

LOHMAN, R. B. et MURRAY, J. R. (2013). The scec geodetic transient-detection validation exercise. *Seismological Research Letters*, 84(3):419–425.

LOHMAN, R. B. et SIMONS, M. (2005). Some thoughts on the use of InSAR data to constrain models of surface deformation : Noise structure and data downsampling. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 6(Q01):006.

LÓPEZ-QUIROZ, P., DOIN, M.-P., TUPIN, F., BRIOLE, P. et NICOLAS, J.-M. (2009). Time series analysis of mexico city subsidence constrained by radar interferometry. *J. Appl. Geophys.*, 69(1):1–15.

LOVELESS, J. P. et MEADE, B. J. (2011). Spatial correlation of interseismic coupling and coseismic rupture extent of the 2011 mw= 9.0 tohoku-oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(17):L17306.

LOWRY, A. R., LARSON, K. M., KOSTOGLODOV, V. et BILHAM, R. (2001). Transient fault slip in guerrero, southern mexico. *Geophysical Research Letters*, 28(19):3753–3756.

LYARD, F., LEFEVRE, F., LETELLIER, T. et FRANCIS, O. (2006). Modelling the global ocean tides : modern insights from fes2004. *Ocean Dynamics*, 56(5-6):394–415.

MAILLOT, B. et LEROY, Y. M. (2006). Kink-fold onset and development based on the maximum strength theorem. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids*, 54(10):2030–2059.

MANSINHA, L. et SMYLIE, D. (1971). The displacement fields of inclined faults. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 61(5):1433–1440.

MARQUEZ-AZUA, B. et DEMETS, C. (2009). Deformation of mexico from continuous gps from 1993 to 2008. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(2).

MASSONNET, D., ROSSI, M., CARMONA, C., ADRAGNA, F., PELTZER, G., FEIGL, K. et RABAUTE, T. (1993). The displacement field of the landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, 364(6433):138–142.

MAVROMMATIS, A. P., SEGALL, P. et JOHNSON, K. M. (2014). A decadal-scale deformation transient prior to the 2011 mw 9.0 tohoku-oki earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 41(13): 4486–4494.

MAZZOTTI, S., LE PICHON, X., HENRY, P. et MIYAZAKI, S.-I. (2000). Full interseismic locking of the nankai and japan-west kurile subduction zones : An analysis of uniform elastic strain accumulation in japan constrained by permanent gps. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 105(B6):13159–13177.

MCCLUSKY, S., BALASSANIAN, S., BARKA, A., DEMIR, C., ERGINTAV, S., GEORGIEV, I., GURKAN, O., HAMBURGER, M., HURST, K., KAHLE, H. *et al.* (2000). Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *J. Geophys. Res.*, 105(B3):5695–5719.

MCGUIRE, J. J. et SEGALL, P. (2003). Imaging of aseismic fault slip transients recorded by dense geodetic networks. *Geophys. J. Int.*, 155(3):778–788.

MELNICK, D. (2016). Rise of the central andean coast by earthquakes straddling the moho. *Nature Geoscience*.

MELNICK, D., BOOKHAGEN, B., STRECKER, M. R. et ECHTLER, H. P. (2009). Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, arauco peninsula, chile. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 114(B1).

METOIS, M., SOCQUET, A. et VIGNY, C. (2012). Interseismic coupling, segmentation and mechanical behavior of the central chile subduction zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 117(B3).

MÉTOIS, M., SOCQUET, A., VIGNY, C., CARRIZO, D., PEYRAT, S., DELORME, A., MAUREIRA, E., VALDERAS-BERMEJO, M.-C. et ORTEGA, I. (2013). Revisiting the north chile seismic gap segmentation using gps-derived interseismic coupling. *Geophys. J. Int.*, 194(3):1283–1294.

MÉTOIS, M., VIGNY, C. et SOCQUET, A. (2016). Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the chilean subduction zone (38°–18° s). *Pure and Applied Geophysics*, 173(5):1431–1449.

MÉTOIS, M., VIGNY, C., SOCQUET, A., DELORME, A., MORVAN, S., ORTEGA, I. et VALDERAS-BERMEJO, C.-M. (2014). Gps-derived interseismic coupling on the subduction and seismic hazards in the atacama region, chile. *Geophys. J. Int.*, 196(2):644–655.

MINSON, S., SIMONS, M. et BECK, J. (2013). Bayesian inversion for finite fault earthquake source models I—theory and algorithm. *J. Geophys. Res.*, 194(3):1701–1726.

MIYAZAKI, S., MCGUIRE, J. J. et SEGALL, P. (2003). A transient subduction zone slip episode in southwest japan observed by the nationwide gps array. *J. Geophys. Res.*, 108(B2).

MURRAY, J. R. et SEGALL, P. (2005). Spatiotemporal evolution of a transient slip event on the San Andreas fault near Parkfield, California. *J. Geophys. Res.*, 110(B09):407.

NADEAU, R. M. et DOLENC, D. (2005). Nonvolcanic tremors deep beneath the san andreas fault. *Science*, 307(5708):389–389.

NISHIMURA, T. (2014). Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan, observed by continuous GNSS. *Progress in Earth and Planetary Science*, 1(1):1.

NISHIMURA, T., MATSUZAWA, T. et OBARA, K. (2013). Detection of short-term slow slip events along the Nankai Trough, southwest Japan, using GNSS data. *J. of Geophys. Res.*, 118(6): 3112–3125.

NOCQUET, J., VILLEGAS-LANZA, J., CHLIEH, M., MOTHES, P., ROLANDONE, F., JARRIN, P., CISNEROS, D., ALVARADO, A., AUDIN, L., BONDOUX, F. *et al.* (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern andes. *Nature Geoscience*, 7(4):287–291.

OBARA, K. (2002). Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest japan. *Science*, 296(5573):1679–1681.

OBARA, K. (2011). Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the nankai subduction zone, southwest japan. *Journal of Geodynamics*, 52(3):229–248.

OBARA, K., HIROSE, H., YAMAMIZU, F. et KASAHARA, K. (2004). Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest japan subduction zone. *Geophys. Res. Lett.*, 31(23).

OBARA, K. et KATO, A. (2016). Connecting slow earthquakes to huge earthquakes. *Science*, 353(6296):253–257.

OHTA, Y., FREYMUELLER, J. T., HREINSDÓTTIR, S. et SUITO, H. (2006). A large slow slip event and the depth of the seismogenic zone in the south central alaska subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 247(1):108–116.

OHTANI, R., MCGUIRE, J. J. et SEGALL, P. (2010). Network strain filter : A new tool for monitoring and detecting transient deformation signals in gps arrays. *J. Geophys. Res.*, 115(B12).

OKADA, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 75(4):1135–1154.

OPTUMGEO (2013). Optum computational engineering. *http ://www.optumce.com*.

ORTIZ, M., SINGH, S., KOSTOGLODOV, V. et PACHECO, J. (2000). Source areas of the acapulco-san marcos, mexico earthquakes of 1962 (m 7.1 ; 7.0) and 1957 (m 7.7), as constrained by tsunami and uplift records. *GEOFISICA INTERNACIONAL-MEXICO-*, 39(4):337–348.

PARDO, M. et SUÁREZ, G. (1995). Shape of the subducted rivera and cocos plates in southern mexico : Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, 100(B7): 12357–12.

PELTZER, G., ROSEN, P., ROGEZ, F. et HUDNUT, K. (1998). Poroelastic rebound along the landers 1992 earthquake surface rupture. *J. of Geophys. Res.*, 103(B12):30131–30145.

PENG, Z. et GOMBERG, J. (2010). An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nat. Geosci.*, 3(9):599–607.

PÉREZ-CAMPOS, X., KIM, Y., HUSKER, A., DAVIS, P. M., CLAYTON, R. W., IGLESIAS, A., PACHECO, J. F., SINGH, S. K., MANEA, V. C. et GURNIS, M. (2008). Horizontal subduction and truncation of the cocos plate beneath central mexico. *Geophysical Research Letters*, 35(18).

PERFETTINI, H. et 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. *J. of Geophys. Res.*, 109(B2).

PFOHL, A., WARREN, L. M., SIT, S. et BRUDZINSKI, M. (2015). Search for tectonic tremor on the central North Anatolian Fault, Turkey. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 105(3):1779–1786.

POLLITZ, F. F., WICKS, C. et THATCHER, W. (2001). Mantle flow beneath a continental strike-slip fault : Postseismic deformation after the 1999 hector mine earthquake. *Science*, 293(5536):1814–1818.

PRITCHARD, M. et SIMONS, M. (2006). An aseismic slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior. *J. Geophys. Res.*, 111(B8):405.

PROTTI, M., GONZÁLEZ, V., KATO, T., IINUMA, T., MIYAZAKI, S., OBANA, K., KANEDA, Y., LA FEMINA, P., DIXON, T. et SCHWARTRZ, S. (2004). A creep event on the shallow interface of the nicoya peninsula, costa rica seismogenic zone. *In AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1, page 07.

RADIGUET, M., COTTON, F., VERGNOLLE, M., CAMPILLO, M., VALETTE, B., KOSTOGLODOV, V. et COTTE, N. (2011). Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event : the 2006 Guerrero Slow Slip Event. *Geophys. J. Int.*, 184(2):816–828.

RADIGUET, M., COTTON, F., VERGNOLLE, M., CAMPILLO, M., WALPERSDORF, A., COTTE, N. et KOSTOGLODOV, V. (2012). Slow slip events and strain accumulation in the Guerrero gap, Mexico. *J. Geophys. Res.*, 117(B4).

RADIGUET, M., PERFETTINI, H., NATHALIE, C., GUALANDI, A., LHOMME, T., KOSTOGLODOV, V., WALPERSDORF, A., VALETTE, B. et CAMPILLO, M. (2016). The Large 2014 Slow Slip Event in Guerrero, Mexico : New Feature and Possible Triggering of the 18 April Papanoa Earthquake (Mw 7.3). *AGU Chapman Conference on the Slow Slip Phenomena, Ixtapa, Mexico.*

REID, H. F. (1910). *The Mechanics of the Earthquake, by Harry Fielding Reid.* Carnegie Institution.

RICE, J. R. (2006). Heating and weakening of faults during earthquake slip. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 111(B5).

RICHARD, J., GRATIER, J.-P., DOAN, M.-L., BOULLIER, A.-M. et RENARD, F. (2014). Rock and mineral transformations in a fault zone leading to permanent creep : Interactions between brittle and viscous mechanisms in the san andreas fault. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 119(11):8132–8153.

RIEL, B., SIMONS, M., AGRAM, P. et ZHAN, Z. (2014). Detecting transient signals in geodetic time series using sparse estimation techniques. *J. Geophys. Res.*, 119(6):5140–5160.

ROGERS, G. et DRAGERT, H. (2003). Episodic tremor and slip on the cascadia subduction zone : The chatter of silent slip. *Science*, 300(5627):1942–1943.

ROSEN, P. A., GURROLA, E., SACCO, G. F. et ZEBKER, H. (2012). The insar scientific computing environment. *In Synthetic Aperture Radar, 2012. EUSAR. 9th European Conference on*, pages 730–733. VDE.

ROUSSET, B., BARBOT, S., AVOUAC, J.-P. et HSU, Y.-J. (2012). Postseismic deformation following the 1999 chi-chi earthquake, taiwan : Implication for lower-crust rheology. *J. of Geophys. Res.*, 117(B12).

ROUSSET, B., JOLIVET, R., SIMONS, M., LASSERRE, C., RIEL, B., MILILLO, P., ÇAKIR, Z. et RENARD, F. (2016). An aseismic slip transient on the North Anatolian Fault. *Geophysical Research Letters*, 43(7):3254–3262.

ROUSSET, B., LASSERRE, C., CUBAS, N., GRAHAM, S., RADIGUET, M., DEMETS, C., SOCQUET, A., CAMPILLO, M., KOSTOGLODOV, V., CABRAL-CANO, E. *et al.* (2015). Lateral variations of interplate coupling along the mexican subduction interface : Relationships with long-term morphology and fault zone mechanical properties. *Pure and Applied Geophysics*, pages 1–20.

RUBIN, A. M. (2008). Episodic slow slip events and rate-and-state friction. *J. Geophys. Res.*, 113(B11).

RUIZ, S., METOIS, M., FUENZALIDA, A., RUIZ, J., LEYTON, F., GRANDIN, R., VIGNY, C., MADARIAGA, R. et CAMPOS, J. (2014). Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 iquique mw 8.1 earthquake. *Science*, 345(6201):1165–1169.

SALENÇON, J. (2002). *De l'élasto-Plasticité au Calcul à la Rupture.* Editions Ecole Polytechnique.

SAVAGE, J. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 88(B6):4984–4996.

SAVAGE, J. (1998). Displacement field for an edge dislocation in a layered half-space. *J. of Geophys. Res.*, 103(B2):2439–2446.

SAVAGE, J. C. et BURFORD, R. O. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central California. *J. of Geophys. Res.*, 78(5):832–845.

SCHMITTBUHL, J. et MÅLØY, K. J. (1997). Direct observation of a self-affine crack propagation. *Physical Review Letters*, 78(20):3888.

SCHOLZ, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662):37–42.

SCHOLZ, C. H. et SMALL, C. (1997). The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, 25(6):487–490.

SCHULZ, S. S., MAVKO, G. M., BURFORD, R. O. et STUART, W. D. (1982). Long-term fault creep observations in central California. *J. of Geophys. Res.*, 87(B8):6977–6982.

SCHWARTZ, S. Y. et ROKOSKY, J. M. (2007). Slow slip events and seismic tremor at circum-pacific subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 45(3).

SEGALL, P. et MATTHEWS, M. (1997). Time dependent inversion of geodetic data. *J. of Geophys. Res.*, 102:22–391.

SENGÖR, A. (1979). The North Anatolian transform fault : its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc.*, 136(3):269–282.

SHELLY, D. R. (2015). Complexity of the deep San Andreas Fault zone defined by cascading tremor. *Nature Geoscience*, 8(2):145–151.

SHELLY, D. R., BEROZA, G. C., IDE, S. et NAKAMULA, S. (2006). Low-frequency earthquakes in shikoku, japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, 442(7099):188–191.

SIMONS, M., FIALKO, Y. et RIVERA, L. (2002). Coseismic deformation from the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake as inferred from InSAR and GPS observations. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 92(4):1390–1402.

SIMPSON, J., KUMMEROW, C., TAO, W.-K. et ADLER, R. F. (1996). On the tropical rainfall measuring mission (TRMM). *Meteorology and Atmospheric physics*, 60(1-3):19–36.

SINGH, S. C., HANANTO, N., MUKTI, M., ROBINSON, D. P., DAS, S., CHAUHAN, A., CARTON, H., GRATACOS, B., MIDNET, S., DJAJADIHARDJA, Y. *et al.* (2011). Aseismic zone and earthquake segmentation associated with a deep subducted seamount in sumatra. *Nature Geoscience*, 4(5):308–311.

SONG, T.-R. A., HELMBERGER, D. V., BRUDZINSKI, M. R., CLAYTON, R. W., DAVIS, P., PÉREZ-CAMPOS, X. et SINGH, S. K. (2009). Subducting slab ultra-slow velocity layer coincident with silent earthquakes in southern mexico. *Science*, 324(5926):502–506.

SONG, T.-R. A. et SIMONS, M. (2003). Large trench-parallel gravity variations predict seismogenic behavior in subduction zones. *Science*, 301(5633):630–633.

STEIN, R. S., BARKA, A. A. et DIETERICH, J. H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophys. J. Int.*, 128(3):594–604.

STEINBRUGGE, K. V., ZACHER, E. G., TOCHER, D., WHITTEN, C. et CLAIRE, C. (1960). Creep on the San Andreas fault. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 50(3):389–415.

STEKETEE, J. (1958). On volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Canadian Journal of Physics*, 36(2):192–205.

STEWART, G. S., CHAEL, E. P. et MCNALLY, K. C. (1981). The november 29, 1978, oaxaca, mexico, earthquake : A large simple event. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 86(B6):5053–5060.

SUÁREZ, G. et SÁNCHEZ, O. (1996). Shallow depth of seismogenic coupling in southern mexico : Implications for the maximum size of earthquakes in the subduction zone. *Physics of the earth and planetary interiors*, 93(1):53–61.

TAPE, C., WEST, M., SILWAL, V. et RUPPERT, N. (2013). Earthquake nucleation and triggering on an optimally oriented fault. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 363(C):231–241.

TARANTOLA, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*. Society for Industrial & Applied.

TARANTOLA, A. et VALETTE, B. (1982). Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Reviews of Geophysics*, 20(2):219–232.

THOMAS, M. Y., AVOUAC, J.-P., CHAMPENOIS, J., LEE, J.-C. et KUO, L.-C. (2014). Spatiotemporal evolution of seismic and aseismic slip on the Longitudinal Valley Fault, Taiwan. *J. Geophys. Res.*, 119(6):5114–5139.

TONG, X., SANDWELL, D. et SMITH-KONTER, B. (2013). High-resolution interseismic velocity data along the San Andreas fault from GPS and InSAR. *J. of Geophys. Res.*, 118(1):369–389.

TREGONING, P. et van DAM, T. (2005). Atmospheric pressure loading corrections applied to gps data at the observation level. *Geophysical Research Letters*, 32(22).

UJIIE, K., TANAKA, H., SAITO, T., TSUTSUMI, A., MORI, J. J., KAMEDA, J., BRODSKY, E. E., CHESTER, F. M., EGUCHI, N., TOCZKO, S. *et al.* (2013). Low coseismic shear stress on the tohoku-oki megathrust determined from laboratory experiments. *Science*, 342(6163):1211–1214.

VERGNOLLE, M., WALPERSDORF, A., KOSTOGLODOV, V., TREGONING, P., SANTIAGO, J., COTTE, N. et FRANCO, S. (2010). Slow slip events in mexico revised from the processing of 11 year gps observations. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth (1978–2012)*, 115(B8).

VILLEGAS-LANZA, J., NOCQUET, J.-M., ROLANDONE, F., VALLÉE, M., TAVERA, H., BONDOUX, F., TRAN, T., MARTIN, X. et CHLIEH, M. (2015). A mixed seismic-aseismic stress release episode in the andean subduction zone. *Nature Geoscience*.

WALPERSDORF, A., COTTE, N., KOSTOGLODOV, V., VERGNOLLE, M., RADIGUET, M., SANTIAGO, J. A. et CAMPILLO, M. (2011). Two successive slow slip events evidenced in 2009–2010 by a dense gps network in guerrero, mexico. *Geophysical Research Letters*, 38(15).

WALWER, D., CALAIS, E. et GHIL, M. (2016). Data-adaptive detection of transient deformation in geodetic networks. *J. Geophys. Res.*

WEI, M., KANEKO, Y., LIU, Y. et MCGUIRE, J. J. (2013). Episodic fault creep events in California controlled by shallow frictional heterogeneity. *Nat. Geosci.*, 6(7):566–570.

WEI, M., LIU, Y., KANEKO, Y., MCGUIRE, J. J. et BILHAM, R. (2015). Dynamic triggering of creep events in the Salton Trough, Southern California by regional M≥ 5.4 earthquakes constrained by geodetic observations and numerical simulations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 427:1–10.

WEI, M., SANDWELL, D. et FIALKO, Y. (2009). A silent Mw 4.7 slip event of October 2006 on the Superstition Hills fault, southern California. *J. of Geophys. Res.*, 114(B7).

WELLS, R. E., BLAKELY, R. J., SUGIYAMA, Y., SCHOLL, D. W. et DINTERMAN, P. A. (2003). Basin-centered asperities in great subduction zone earthquakes : A link between slip, subsidence, and subduction erosion? *Journal of Geophysical Research*, 108(B10):2507.

WESSON, R. L. (1988). Dynamics of fault creep. *J. of Geophys. Res.*, 93(B8):8929–8951.

WILLIAMS, S. D., BOCK, Y., FANG, P., JAMASON, P., NIKOLAIDIS, R. M., PRAWIRODIRDJO, L., MILLER, M. et JOHNSON, D. J. (2004). Error analysis of continuous GPS position time series. *J. Geophys. Res.*, 109(B3).

ZHU, L. et RIVERA, L. A. (2002). A note on the dynamic and static displacements from a point source in multilayered media. *Geophysical Journal International*, 148(3):619–627.

ZIGONE, D., RIVET, D., RADIGUET, M., CAMPILLO, M., VOISIN, C., COTTE, N., WALPERSDORF, A., SHAPIRO, N. M., COUGOULAT, G., ROUX, P., KOSTOGLODOV, V., HUSKER, A. et PAYERO, J. S. (2012). Triggering of tremors and slow slip event in Guerrero, Mexico, by the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, earthquake. *J. Geophys. Res.*, 117(B9):304.

ZUMBERGE, J., HEFLIN, M., JEFFERSON, D., WATKINS, M. et WEBB, F. H. (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of gps data from large networks. *J. of Geophys. Res.*, 102(B3):5005–5017.