



HAL
open science

Prise en compte des déformations co-et post-sismiques pour la détermination d'un repère de référence

Daphné Lercier

► **To cite this version:**

Daphné Lercier. Prise en compte des déformations co-et post-sismiques pour la détermination d'un repère de référence. Astrophysique [astro-ph]. Observatoire de Paris, 2014. Français. NNT: . tel-02095290

HAL Id: tel-02095290

<https://hal.science/tel-02095290v1>

Submitted on 10 Apr 2019

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.

Observatoire de Paris

École Doctorale
Astronomie et Astrophysique D'Île-de-France

Doctorat d'Astronomie et Astrophysique
Spécialité : Géodésie

Daphné LERCIER



PRISE EN COMPTE DES DEFORMATIONS CO- ET
POST-SISMIQUES POUR LA DETERMINATION D'UN
REPERE DE REFERENCE

Thèse dirigée par M. Zuheir ALTAMIMI,
M. Xavier COLLILIEUX et M. Christophe VIGNY

Soutenue le 1^{er} décembre 2014

Jury :

Mme Nicole CAPITAINE	Présidente du Jury
M. Frédéric MASSON	Rapporteur
M. Stéphane MAZZOTTI	Rapporteur
M. Eric CALAIS	Examineur
Mme Tonie VAN DAM	Examinatrice
M. Zuheir ALTAMIMI	Directeur de thèse
M. Xavier COLLILIEUX	Co-directeur de thèse
M. Christophe VIGNY	Co-directeur de thèse

Cette thèse s'est déroulée au laboratoire de recherche en Géodésie (LAREG) du Service de la Recherche de l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN).

Institut National de l'Information Géographique et Forestière
Laboratoire de Recherche en Géodésie (LAREG)
5 rue Thomas Mann
75205 Paris Cedex 13, FRANCE

Téléphone : 01 57 27 53 37

Référence Bib_TE_X :

```
@PHDTHESIS{Lercier2014,  
  author = {Lercier, D.},  
  title = {Prise en compte des d'eformations co- et post-sismiques  
pour la d'etermination d'un rep'ere de r'ef'ERENCE.},  
  school = {Observatoire de {P}aris},  
  year = {2014}  
}
```



A mes parents

Résumé

En moins de 10 ans, trois séismes géants ($Mw > 8.5$) ont été enregistrés (à Sumatra en décembre 2004, au Chili en février 2010 et au Japon en mars 2011) posant de nouveaux problèmes pour la construction et l'utilisation du Repère International de Référence Terrestre (ITRF). Des mouvements de la croûte terrestre ont été observés à plusieurs milliers de kilomètres des zones de ruptures par les stations de géodésie spatiale. En attendant une nouvelle mise à jour du repère de référence, les coordonnées des stations du Service GNSS International (IGS) ne sont alors plus utilisables pour le référencement de données dans des régions du globe très étendues.

Ces déformations suivent les différentes phases du cycle sismique, et peuvent introduire de lents mouvements transitoires pendant plusieurs dizaines d'années. Elles sont également observées après des séismes de magnitude plus faible lorsque des stations sont situées à proximité. Le formalisme linéaire adopté pour l'expression des coordonnées des stations de l'ITRF ne permet pas de modéliser correctement ces comportements. Comment peut-on alors corriger ces déplacements non linéaires dans l'expression des coordonnées des stations de géodésie spatiale ?

Après avoir formé une solution homogène d'observations GPS dans les régions du Chili et de Sumatra, mes travaux ont porté sur la modélisation des déformations post-sismiques à l'échelle globale. Les modèles dits "géophysiques" (reposant sur des développements en harmoniques sphériques ou des calculs en éléments finis) ont été confrontés aux modèles dits "paramétriques" reposant sur l'estimation de fonctions logarithmiques et/ou exponentielles dans les séries temporelles de positions des stations. Ces derniers ont été retenus pour la future réalisation de l'ITRF, l'ITRF2013. Ils vont permettre, entre autres, d'améliorer la cohérence des vitesses estimées, en particulier pour les sites de co-localisation.

Mots Clés : *ITRF, cycle sismique, déformations post-sismiques, calcul PPP, modélisation géophysique, modélisation paramétrique.*

Abstract

Title : Modeling of co- and post-seismic deformations in the determination of a terrestrial reference frame. Application to the International Terrestrial Reference Frame (ITRF).

In less than a decade, three great earthquakes ($Mw > 8.5$) have been recorded (in Sumatra in December 2004, in Chile in February 2010 and in Japan in March 2011) creating new problems for the calculation and the use of the International Terrestrial Reference Frame (ITRF). Crustal motions have been observed thousands kilometers away from rupture zones by space geodetic stations. Until an update of the reference frame, the stations of a certain number of IGS reference frame sites, located in extensive geographic regions, cannot be used in the alignment of the IGS products to the ITRF.

These deformations follow the different steps of the seismic cycle, and may introduce transient slow motions during several decades. They are also observed after lower magnitude earthquakes for stations located close to the epicenter. The linear model adopted in the expression of the ITRF stations coordinates does not allow to model properly these phenomena. The central question of the thesis is to know how to correct these non-linear displacements in the expression of coordinates of space geodetic stations?

After processing GPS data to form a homogeneous solution in Chile and Thailand/Malesia, my research deals with the modeling of post-seismic deformations at a global level. Models called "geophysical" (using spherical harmonics or finite element calculations) have been compared with models called "parametric" based on fitting logarithmic and/or exponential functions to the time series of station positions. The parametric model approach has been selected for the future realization of the ITRF, the ITRF2013. They will allow, inter alia, to improve the consistency of estimated velocities, in particular for co-located sites.

Keywords : *ITRF, seismic cycle, post-seismic deformations, PPP processing, geophysical modeling, parametric modeling.*

Avant-propos

Tout va bien.

Apaisement né de l'arrivée du point final.

Aboutissement d'une aventure tout autant humaine que scientifique.

Des explorations initiales aux récents dénouements,

MERCI aux membres de jury de s'être rendus disponible, ainsi qu'aux rapporteurs d'avoir accepté de porter leur regard sur ces travaux.

MERCI à mes encadrants, Zuheir, Xavier et Christophe, pour leur aide, leur soutien, leurs corrections, leur réactivité dans les moments d'urgence. Je les remercie également de m'avoir permis de participer à des rencontres scientifiques qui ont enrichi mon travail.

MERCI à Laurent qui a accompagné et suivi toutes les interrogations soulevées au cours de ces trois années. Ses conseils et son écoute furent précieux.

MERCI à Luce, Olga et Jean-Didier d'avoir accepté de partager les résultats de leurs recherches sur la modélisation du cycle sismique des grands séismes de subduction. Je remercie plus largement le laboratoire de géologie de l'ENS pour son accueil pendant quelques semaines de l'hiver 2014.

MERCI à Wim Simons et Asrul Mustafar pour leur accueil au département d'astrophysique de l'Université Technologique de Delft, où j'ai pu accéder aux données GNSS malaisiennes.

MERCI à toute l'équipe du LAREG, et plus spécialement à :

- * Arnaud pour son initiation au si célèbre GINS à mon arrivée en thèse,
- * Christiane d'alléger l'administratif avec toujours beaucoup de patience,
- * David pour sa bienveillance naturelle et son addiction aux algorithmes génétiques telle que j'étais arrivée à les tester dans de profonds moments de doutes,
- * Julien pour le script le plus utilisé dans ces derniers mois de thèse : `latex2pdf`,
- * Leslie d'avoir pendant deux ans partagé bureau et lectures féministes,
- * Myriam pour les « gateaux du lundi »,
- * Paul pour son expertise sur l'IGS et ses plantations estivales qui ont alimenté les derniers pique-niques de labo,
- * Pierre pour son investissement inexploité (avec mes excuses),
- * Sam pour sa compassion en période de rédaction,
- * Shuo pour sa bonne humeur permanente.

MERCI à tout ceux qui à l'ENSG m'ont fait confiance dans les activités d'enseignement que j'avais en charge. Je commence par remercier Bénédicte et Olivier (D.) sans qui cela n'aurait été possible. Je remercie ensuite Serge, Pierre (B.), Jacques, Pierre (V.), Franck avec qui j'ai beaucoup apprécié travailler et avec lesquels j'espère avoir encore la possibilité de le faire. Merci également à Philippe pour les moments passés à Forcalquier.

MERCI à Adrien qui dans son rôle de parrain a assuré la transmission des templates L^AT_EX entre laboratoires.

MERCI aux amis qui ont su créer les moments de décompression nécessaires. Je pense tout particulièrement à Lucile, complice de tous les instants, que j'espère ne pas trop avoir effrayée face à l'épreuve finale de la rédaction.

Et MERCI à Julie avec qui *tout va mieux*.

Table des matières

Résumé	v
Abstract	vii
Avant-propos	ix
Table des matières	xii
Introduction	1
I Contexte & Problématique	3
Introduction de la partie I	5
1 Système de référence terrestre	7
1.1 Système et repère de référence terrestres	7
1.1.1 Spécifications des systèmes de référence terrestres	8
1.1.2 Réalisation : repère de référence terrestre	9
1.2 Construction de l'ITRF	10
1.2.1 Techniques de géodésie spatiale utilisées	11
1.2.2 Définition du repère combiné	12
1.2.3 Historique et mise à jour	14
1.3 Déplacements des stations de référence	14
1.3.1 Phénomènes géophysiques en jeu	14
1.3.2 Accès aux coordonnées instantanées	15
2 Mécanique des tremblements de terre	17
2.1 Description des phénomènes sismiques	17
2.1.1 Généralités	17
2.1.2 Le contexte particulier des zones de subduction	18
2.2 Cycle sismique	19
2.3 Mécanismes à l'origine des déformations post-sismiques	21
2.3.1 L'afterslip	21
2.3.2 La relaxation visco-élastique	21
2.3.3 La poro-élasticité	22
3 ITRF & Séismes	23
3.1 Sismicité mondiale et réseaux de stations géodésiques	23
3.2 Impact des déformations cosismiques	25
3.2.1 Combinaison de positions	26
3.2.2 Détermination des vitesses	27
3.3 Impact des déformations post-sismiques	28
Problématique	30

II	Données	31
	Introduction de la partie II	33
4	Description des réseaux et stratégie de calcul	35
4.1	Réseaux de stations GNSS retraitées	35
4.1.1	Réseau d'Asie du Sud-Est	35
4.1.2	Réseau d'Amérique du Sud	36
4.1.3	Réseau de référence	37
4.2	Principe d'un calcul par Positionnement Ponctuel Précis	38
4.2.1	Equations d'observations	39
4.2.2	Produits utilisés	39
4.2.3	Corrections appliquées	40
4.2.4	Bilan de la stratégie retenue	41
5	Mise en référence & analyse	43
5.1	Post-traitements	43
5.1.1	Identification des discontinuités et des points aberrants	43
5.1.2	Mise en référence	44
5.2	Validation	45
5.2.1	Comparaison sur le réseau IGS core	45
5.2.2	Comparaison avec la solution Sumatra - TUD	45
5.2.3	Comparaison avec la solution Chili - ENS	48
5.3	Bilan	50
III	Modélisation des déformations post-sismiques	51
	Introduction de la partie III	53
6	Modèles géophysiques	55
6.1	Notions élémentaires	55
6.2	Modélisation par techniques spectrales	57
6.2.1	Méthodologie	57
6.2.2	Résultats et limites	58
6.3	Modélisation en éléments finis	58
6.3.1	Méthodologie	58
6.3.2	Résultats et limites	60
6.4	Bilan	62
7	Modèles paramétriques	63
7.1	Résumé (traduction)	63
7.2	Article	63
7.3	Commentaires des relecteurs	85
8	Recherche empirique de lois comportementales	87
8.1	A partir des observations des déformations posts-sismiques	87
8.1.1	Zones d'étude	87
8.1.2	Résultats préliminaires	88
8.2	A partir de la modélisation en éléments finis	88
8.2.1	En 2 dimensions	88
8.2.2	En 3 dimensions	90
8.3	Bilan	92
	Conclusion	95
	Bibliographie	97
	Annexes	103
A	Publications associées	107
A.1	Liste des publications associées	107
A.2	Article sous presse : Métivier et al. [2014b]	108

Introduction

Dès lors que l'on souhaite positionner précisément un objet à la surface de la Terre, il est nécessaire de se placer dans un référentiel global approprié. Celui qui fait aujourd'hui référence dans la communauté des géosciences est le Système de Référence Terrestre International (ITRS, *International Terrestrial Reference System*). Il est matérialisé par plus de cinq cents points dont on a déterminé les coordonnées, servant ainsi de maillage de la surface terrestre. Ces coordonnées constituent le Repère de Référence Terrestre International (ITRF, *International Terrestrial Reference Frame*) et sont les garants d'un référencement précis.

Le maillage que dessine l'ITRF se déforme continuellement sous l'effet de l'ensemble des phénomènes géophysiques responsables des déplacements de la croûte terrestre. Etant donné la précision actuelle de l'ITRF, la modélisation des phénomènes (généralement climatologiques, hydrologiques ou sismologiques) à l'origine des déformations non linéaires devient une question cruciale que ce soit à l'échelle globale mais aussi à l'échelle régionale. Idéalement, la construction de l'ITRF s'appuierait sur un modèle de Terre complet offrant des corrections de tous ces phénomènes en n'importe quel point du globe. Il est évident que pour initier cette voie de recherche et développements, il est nécessaire de procéder par étapes.

Les erreurs de mesures réalisées par techniques de géodésie spatiale se situent actuellement au niveau des déformations géophysiques fines. C'est par exemple le cas des possibles variations long-terme du niveau moyen des mers ou de l'accélération du centre des masses par rapport à la croûte terrestre (Métivier et al. [2010]). L'exactitude de l'origine de l'ITRF2008 a dernièrement été mesurée à la fois à partir de données marégraphiques (Collilieux et Wöppelmann [2011]), et à la fois dans une estimation simultanée du rebond post-glaciaire (Wu et al. [2011]). Les erreurs d'origine du repère ont été évaluées comme inférieures à 0.5 mm/an sur chaque composante. Les besoins actuels en terme de précision et stabilité fixent la tolérance sur ces erreurs à 1 mm en ce qui concerne les positions des points du réseau et à 0.1 mm/an en ce qui concerne leurs vitesses (recommandations du groupe GGOS 2020). Il est donc essentiel que les géodésiens et géophysiciens travaillent conjointement pour l'amélioration simultanée des modèles de déformations crustales et de l'exactitude du repère de référence terrestre.

C'est dans cet esprit que ma thèse a été initiée, à la confluence de la géodésie et de la géophysique de la Terre solide. Son sujet est l'étude des déformations sismiques pour une prise en compte dans les futures réalisations de l'ITRF. Ces travaux se sont imposés comme une nouvelle priorité dans la détermination du repère de référence suite aux trois séismes géants survenus dans la dernière décennie. Il s'agit des séismes de Sumatra de décembre 2004 (Mw 9.1), du Chili en février 2010 (Mw 8.8) et du Japon en

mars 2011 (Mw 9.0). Ces séismes ont produit des déformations d'amplitudes extrêmes que l'on n'avait pas connues depuis les séismes d'intensité record des années 1960 ayant eu lieu au Chili (Mw 9.5) et en Alaska (Mw 9.2). Ces épisodes exceptionnels ont fait sortir les séismes des phénomènes locaux. Désormais, les déformations qu'ils produisent sont une thématique incontournable lorsque l'on s'intéresse aux systèmes de référence terrestres.

La première partie de ce manuscrit reprend les notions indispensables à la compréhension des systèmes de référence terrestres et des déformations sismiques, avant de montrer plus précisément comment les séismes perturbent la détermination et l'utilisation de l'ITRF. La deuxième partie présente la constitution d'un jeu de données particulier pour l'étude des déformations liées aux séismes géants évoqués précédemment. Enfin, la modélisation des déformations de la croûte terrestre à la suite de séismes fait l'objet intégral de la troisième partie. Plusieurs approches sont envisagées et mises en concurrence dans la perspective de la détermination prochaine de l'ITRF2013.

Première partie

Contexte & Problématique

Introduction de la partie I

Le développement des techniques GNSS dans les années 90 a révolutionné les mesures et études des déformations de la croûte terrestre. L'installation de stations permanentes a permis de mettre en évidence plus clairement les déformations non constantes au cours du temps, et plus particulièrement les déformations transitoires qui apparaissent aux différentes phases du cycle sismique. Dans le même temps, la qualité du référencement fourni via le Repère de Référence Terrestre International (ITRF) n'a pas cessé d'être améliorée. Au vu des connaissances actuelles sur les mécanismes sismiques et du niveau de précision et d'exactitude de l'ITRF atteint, la prise en compte de telles déformations dans la construction du repère est désormais incontournable.

Cette première partie a pour objectif de fournir les éléments de contextes essentiels à la compréhension du problème posé. Le chapitre 1 revient sur les notions de systèmes et repères de référence terrestres. Les mécanismes sismiques sont décrits dans le chapitre 2. Les interactions entre l'ITRF et la sismicité mondiale sont enfin détaillées dans le chapitre 3.

Systeme de référence terrestre

Sommaire

1.1	Systeme et repere de référence terrestres	7
1.1.1	Spécifications des systèmes de référence terrestres	8
1.1.2	Réalisation : repere de référence terrestre	9
1.2	Construction de l'ITRF	10
1.2.1	Techniques de géodésie spatiale utilisées	11
1.2.2	Définition du repere combiné	12
1.2.3	Historique et mise à jour	14
1.3	Déplacements des stations de référence	14
1.3.1	Phénomènes géophysiques en jeu	14
1.3.2	Accès aux coordonnées instantanées	15

Ce premier chapitre est dédié à la présentation des repères de référence terrestres, et en particulier du Repère International de Référence Terrestre (ITRF). Après avoir défini les concepts généraux de système et repère de référence terrestres, nous nous intéresserons plus particulièrement à l'ITRF considéré aujourd'hui comme la référence mondiale pour le positionnement précis. Nous terminerons ce chapitre en décrivant les phénomènes physiques observés à la surface terrestre qui viennent perturber la construction de l'ITRF et l'accès aux coordonnées instantanées des stations de géodésie spatiale.

1.1 Systeme et repere de référence terrestres

Pour de nombreuses applications, scientifiques ou de géoréférencement, il est devenu fondamental de pouvoir parfaitement situer dans l'espace et le temps des objets ou points matériels. C'est par exemple le cas lorsque l'on étudie des déformations de la croûte terrestre, les variations de niveau des mers, la rotation de la Terre, ou plus généralement toutes les trajectoires d'objets sur la surface terrestre ou en orbite. Ceci nécessite, en adoptant la terminologie de Kovalevsky et al. [1989], la définition d'un Système de Référence Terrestre et l'accès à sa réalisation physique, le Repère de Référence Terrestre associé, dans laquelle les mesures seront exprimées.

1.1.1 Spécifications des systèmes de référence terrestres

D'après les modèles physiques adoptés en géodésie spatiale et présentés dans les Conventions IERS (Petit et Luzum [2010]), un système de référence terrestre est défini comme un repère affine (O, E) d'un espace euclidien de dimension 3 en co-rotation diurne avec la Terre. Celui-ci est tel que :

- son origine O soit proche du centre des masses de la Terre,
- sa base $E = (e_X, e_Y, e_Z)$ soit orthogonale directe,
- la norme de ses vecteurs de base soit égale à une constante $\lambda = \|e_X\| = \|e_Y\| = \|e_Z\|$ proche du mètre SI,
- l'axe Z soit proche de l'axe de rotation de la Terre, et les axes X et Y forment un plan proche du plan équatorial.

Un système de référence terrestre est complètement défini par son origine O , son échelle λ et l'orientation de sa base E .

Le Système International de Référence Terrestre (ITRS) est un système de référence terrestre particulier dont les caractéristiques sont les suivantes :

- son origine est géocentrique, centre des masses de la Terre (incluant atmosphère et océans),
- son orientation conventionnelle est donnée par l'orientation du Bureau International de l'Heure (BIH) en 1984, dont l'évolution temporelle est régie par une condition dite de non-rotation de la croûte,
- son échelle est définie par le mètre SI et est cohérente avec le Temps-Coordonnée Géocentrique (TCG).

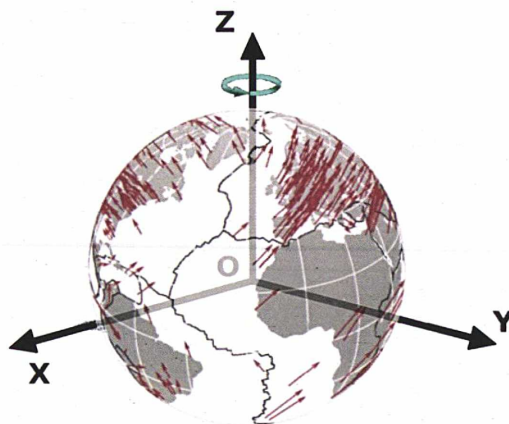


FIGURE 1.1 – Le trièdre est la représentation schématique du système de référence terrestre international, la flèche bleue indique sa rotation diurne avec la Terre. Le champ de vitesses horizontales, représenté par des flèches rouges sur les sites des stations du réseau, est celui de l'ITRF2008 (Altamimi et al. [2012]).

Il est recommandé par l'Association Internationale de Géodésie (IAG) depuis 1991 et par l'Union Internationale de Géodésie et Géophysique depuis 2007 pour les applications en géosciences.

1.1.2 Réalisation : repère de référence terrestre

Pour accéder à un système terrestre de référence donné, on lui associe une réalisation particulière appelée repère terrestre de référence. Il s'agit d'un jeu de coordonnées de points de référence répartis sur la surface de la Terre exprimées dans le système terrestre de référence choisi. Ces points sont généralement matérialisés par un repère géodésique ou un point de référence d'un instrument de géodésie (voir paragraphe 1.2.1).

Plusieurs types de réalisations d'un même système de référence terrestre sont possibles. On différencie les repères terrestres dits "quasi-instantanés" de ceux dits "séculaires" (ou "long terme") en fonction de leur période de validité. Les premiers ne restent valides que quelques jours dans la mesure où seules des positions de stations sont communiquées aux utilisateurs. Les seconds ont eux une période de validité bien plus longue puisque des vitesses de déplacements linéaires sont également fournies aux utilisateurs pour chaque site. C'est le cas de la réalisation de l'ITRS, appelée Repère International de Référence Terrestre (ITRF).

Repère terrestre quasi-instantané

Les repères terrestres quasi-instantanés sont issus du traitement des mesures d'une ou plusieurs techniques de géodésie spatiale, par un logiciel de haute précision qui inclut les modèles physiques de corrections recommandés par les Conventions IERS (décrits dans la partie 1.3). Il s'agit alors d'un jeu de positions de stations géodésiques pour lesquelles la période de mesure est une période courte : généralement un jour ou une semaine.

Leur mise en référence, c'est-à-dire la définition des axes du repère, est assurée soit par les produits utilisés dans le calcul des données (par exemple, les coordonnées a priori des stations pour un calcul d'orbites et des paramètres de rotation de la Terre), soit par un alignement sur une solution de référence, c'est-à-dire un repère de référence terrestre séculaire. Aligner une solution particulière sur une solution de référence revient à calculer la transformation qui existe entre les deux repères sous-jacents aux solutions, elle est souvent exprimée sous la forme d'une similitude à 7 paramètres (ou transformation d'Helmert) impliquant les 7 paramètres ou un sous-ensemble (trois rotations seulement par exemple) :

$$X_2 = X_1 + T + \lambda \mathcal{R} X_1 \quad (1.1)$$

où

- X_1 et X_2 sont les coordonnées d'une station dans deux repères distincts,
- $T = [t_X, t_Y, t_Z]^T$ est le vecteur de la translation existant entre les deux repères,
- λ est le rapport entre les échelles des repères,
- \mathcal{R} est la matrice de rotation assurant le changement d'orientation dans le passage d'un repère à l'autre.

Les systèmes terrestres étant proches les uns des autres, on peut raisonnablement utiliser la forme linéarisée de la transformation :

$$X_2 = X_1 + T + D X_1 + R X_1 \quad (1.2)$$

avec $D = \lambda - 1$ et $R = \begin{pmatrix} 0 & -r_Z & r_Y \\ r_Z & 0 & -r_X \\ -r_Y & r_X & 0 \end{pmatrix}$ où r_X , r_Y et r_Z sont les angles des rotations autour des axes X , Y et Z respectivement.

L'équation 1.2 est ensuite mise sous la forme matricielle :

$$X_2 = X_1 + A \theta \quad (1.3)$$

avec

- $\theta = [t_X, t_Y, t_Z, D, r_X, r_Y, r_Z]^T$ le vecteur des 7 paramètres de la transformation à estimer,

- $A = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & x & 0 & -z & y \\ 0 & 1 & 0 & y & z & 0 & -x \\ 0 & 0 & 1 & z & -y & x & 0 \end{pmatrix}$ la matrice aux dérivées partielles.

Les paramètres sont généralement déterminés par une méthode d'estimation par moindres carrés à partir des points communs aux deux solutions, ou bien implicitement déterminé par l'application d'une équation de contraintes appelée contrainte minimale. Ils permettent le passage d'un repère vers l'autre pour l'ensemble de la solution calculée. Cette transformation est valide à un instant donné. Elles peut-être généralisées à 14 paramètres lorsque l'on dispose des vitesses des stations considérées.

Repère terrestre séculaire (ou long-terme)

Dans les repères terrestres séculaires, les vitesses de déplacements linéaires des stations sont fournies aux utilisateurs en complément d'une position à une date de référence. Cette double information augmente la période de validité des coordonnées fournies puisque, sans événement local particulier (séisme, changement d'équipement, ...), la position de la station peut être aisément prédite à n'importe quelle date t sans qu'il soit nécessaire d'en retraiter les mesures. Les coordonnées temporelles des points des repères terrestres de référence sont alors représentés par des fonctions linéaires par morceaux. Ce formalisme ne tient compte que du déplacement séculaire et des événements ponctuels introduisant des mouvements brusques des points de référence (changements de matériel, séisme).

Pour déterminer les vitesses linéaires des stations de géodésie spatiales dans le système de référence terrestre choisi, deux solutions sont envisageables. La première consiste à cumuler des repères quasi-instantanés. La seconde est de combiner des repères séculaires (obtenus par la méthode précédente) pour redéterminer le repère de référence terrestre.

1.2 Construction de l'ITRF

L'ITRF est un repère terrestre séculaire. Sa construction repose sur des mesures de positions de stations géodésiques de référence réparties sur l'ensemble du globe. Elles est donc directement impactée par tous les phénomènes sources de mouvements crustaux. Dans cette partie, après avoir présenté les quatre techniques de géodésie spatiale et leur contribution à l'ITRF, nous décrivons les étapes essentielles à la construction du repère de référence.

1.2.1 Techniques de géodésie spatiales utilisées

La construction actuelle de l'ITRF repose sur les mesures de quatre techniques différentes de géodésie spatiale, leurs apports étant complémentaires. Des services internationaux coordonnent, calculent et diffusent un jeu de positions estimées à partir des observations de chaque technique et exprimées à des dates consécutives, accompagné de paramètres d'orientation de la Terre (EOP, Earth Orientation Parameters) et d'une matrice de variance-covariance. L'ensemble de ces produits est appelé « solution ». La table 1.1 les énumère.

Technique	Service international associé		
DORIS	IDS	http://ids-doris.org/	Willis et al. [2010]
GNSS	IGS	http://www.igs.org/	Dow et al. [2009]
SLR	ILRS	http://ilrs.gsfc.nasa.gov/	Pearlman et al. [2002]
VLBI	IVS	http://ivscc.gsfc.nasa.gov/	Schlüter et Behrend [2007]

TABLE 1.1 – Services internationaux associés aux techniques de géodésie spatiale.

La technique la plus représentée en terme de nombre d'observations disponibles est le système de positionnement par satellites (GNSS). Elle repose sur des mesures de temps de propagation des signaux émis par plusieurs satellites vers un même récepteur qui par relèvement détermine sa position. Les équations d'observations sont détaillées dans la partie 4.2.

Les mesures Doppler, même si non initialement prévues comme tel, sont aussi devenues une technique de positionnement, communément appelées mesures DORIS. La méthode est, comme pour le positionnement GNSS, basée sur la propagation aller-retour d'un signal entre satellites et stations au sol. Mais, avec cette technique, les mesures sont ascendantes, c'est-à-dire que ce sont les balises disposées à la surface de la Terre qui envoient les ondes électromagnétiques aux satellites équipés de récepteurs. Le réseau mondial utilisé dans la production de l'ITRF comporte une soixantaine de stations.

La télémétrie laser sur satellite (SLR) assure le positionnement de stations au sol à partir de mesures de temps de propagation de pulses laser entre un télescope et un réflecteur embarqué sur un satellite dont on connaît ou détermine simultanément la trajectoire. Les principaux satellites utilisés sont les satellites dits géodésiques, sphériques et très denses (donc peu sensibles aux forces non gravitationnelles), tels que LAGEOS I et II. C'est le réseau le moins dense (principalement du au coût d'installation d'une station), il comporte environ 35 stations actuellement.

L'interférométrie à très longue base (VLBI) diffère des autres techniques dans la mesure où elle ne s'appuie pas sur la détermination d'orbites de satellites. Celle-ci repose sur l'observation simultanée du signal électromagnétique d'un même quasar¹ par deux radiotélescopes. La mesure du décalage dans la réception du signal par les radiotélescopes permet de déterminer leurs positions relatives. Techniquement, une quarantaine de radiotélescopes sont répartis sur le globe, et peuvent opérer simultanément. Cette technique est précieuse pour l'observation précise de la rotation de la Terre puisque, en raison d'une connaissance insuffisante de certains paramètres orbitaux, aucune des autres techniques de géodésie spatiale ne peut déterminer complètement l'orientation du système terrestre dans l'espace.

1. Source de rayonnement quasi-stellaire considérée comme un repère stable car très éloignée de la Terre.

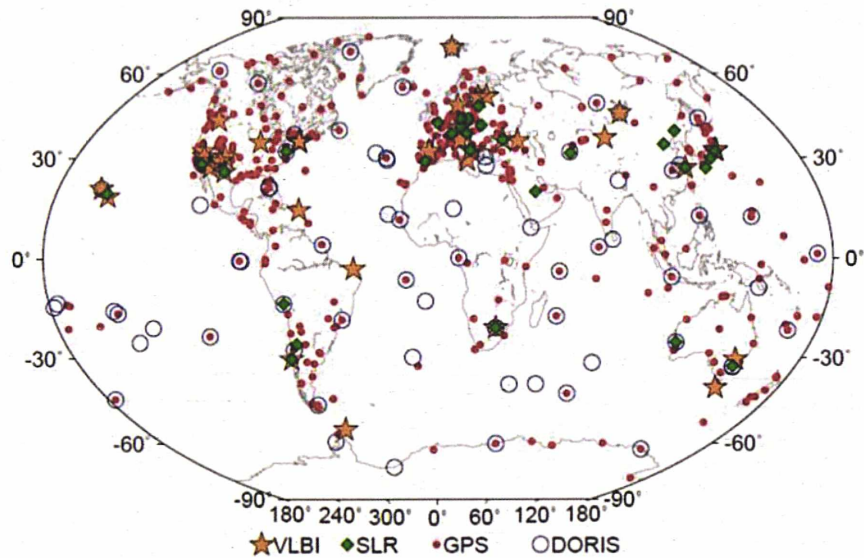


FIGURE 1.2 – Réseau de stations utilisées pour la construction de l'ITRF2008 mettant en évidence les stations VLBI, SLR, GNSS et DORIS [Altamimi et al. \[2011\]](#)

La figure 1.2 présente les différents réseaux d'instruments servant à la construction de l'ITRF. Des sites particuliers, appelés site de co-localisation, regroupent des instruments d'une, deux, trois ou des quatre techniques. Des mesures de rattachements entre les différents instruments sont opérés par topométrie de précision et intégrés dans la construction du repère. Ces sites sont fondamentaux car ils permettent d'effectuer la mise en cohérence des repères de chaque technique.

Les différentes techniques ont des apports complémentaires pour le calcul de l'ITRF. Elles ont contribué à la détermination de l'ITRF2008 ([Altamimi et al. \[2011\]](#)) comme suivant :

- l'origine a été fournie par la télémétrie laser,
- l'échelle est issue d'une moyenne des observations de télémétrie laser et VLBI,
- l'orientation est assurée par un alignement sur l'ITRF précédent, l'ITRF2005 ([Altamimi et al. \[2007a\]](#)).

1.2.2 Définition du repère combiné

Le calcul de l'ITRF est opéré en deux étapes :

1. un repère terrestre par technique est déterminé par cumul des solutions individuelles fournies sous forme de séries temporelles de positions pour chacune des quatre techniques de géodésie spatiale,
2. les quatre repères sont combinés, en intégrant les vecteurs de rattachements déterminés sur les sites de co-localisation et en égalisant les vitesses entre techniques sur ces mêmes sites.

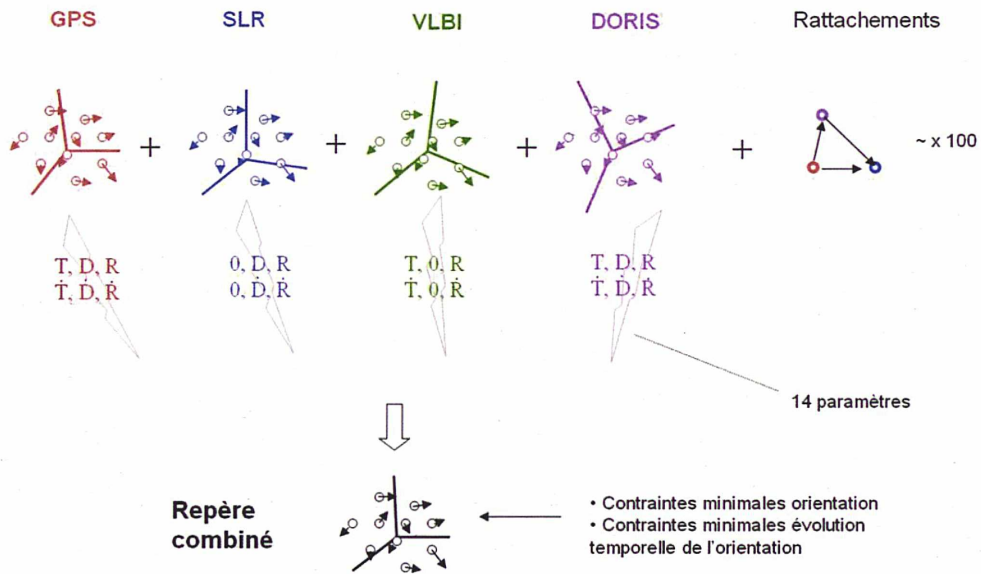


FIGURE 1.3 – Schéma type d'une combinaison multi-technique. Les notations T , \dot{T} , R , \dot{R} , D , \dot{D} sont les paramètres de la transformation entre repères de référence, respectivement translation, rotation et facteur d'échelle accompagnés de leurs dérivées temporelles. Ils sont notés 0 lorsqu'ils sont annulés dans le processus d'estimation de l'ITRF, ici l'ITRF2005. Collilieux [2011]

Le modèle de combinaison repose sur le système d'équations suivant :

$$\begin{cases} X_s^i = X_c^i + (t_s^i - t_0) \dot{X}_c^i \\ \quad + T_k + D_k X_c^i + R_k X_c^i \\ \quad + (t_s^i - t_k) [\dot{T}_k + \dot{D}_k X_c^i + \dot{R}_k X_c^i] \\ \dot{X}_s^i = \dot{X}_c^i + \dot{T}_k + \dot{D}_k X_c^i + \dot{R}_k X_c^i \end{cases} \quad (1.4)$$

où pour chaque point i ,

- X_s^i (à la date t_s^i) et \dot{X}_s^i sont les positions et vitesses de la solution individuelle s (la solution GNSS par exemple),
- X_c^i (à la date t_0) et \dot{X}_c^i sont les positions et vitesses de la solution combinée c , c'est-à-dire l'ITRF,

et pour chaque repère k , implicitement défini par la solution s ,

- D_k est le facteur d'échelle (accompagné de sa dérivée temporelle \dot{D}_k),
- T_k est le vecteur de translation (accompagné de sa dérivée temporelle \dot{T}_k),
- R_k est la matrice de rotation (accompagnée de sa dérivée temporelle \dot{R}_k).

La définition de l'orientation du repère combiné est faite par l'ajout de contraintes dites minimales au système 1.4. D'autres contraintes permettent de combler le défaut de rang de la matrice normale associée au système en annulant certains paramètres de la similitude entre le repère de référence estimé et le repère d'une technique donné (Altamimi et al. [2002a,b, 2007a], voir figure 1.3).

1.2.3 Historique et mise à jour

L'histoire de l'ITRF remonte à l'année 1984, année où le premier repère de référence terrestre (appelé à l'époque BIH Terrestrial System 1984, BTS84) combinant des mesures VLBI, LLR, SLR et Doppler/TRANSIT est obtenu par Boucher et al. [1989]. Trois réalisations du BTS ont suivi, jusqu'au BTS87. Puis l'ITRF est né en 1988. Depuis 12 versions en ont été publiées, la dernière étant celle de 2008. Le chapitre 4 des Conventions IERS (Petit et Luzum [2010]) reprend les grandes lignes des évolutions opérées.

Des mises à jour régulières de l'ITRF, tous les 3 à 5 ans, ont lieu. Elles garantissent une meilleure précision pour les coordonnées fournies aux utilisateurs en tenant compte des nouvelles mesures disponibles, d'autant plus dans le cas de stations ayant des vitesses de déplacement non constantes. C'est aussi l'occasion d'améliorer les traitements et d'inclure de nouvelles stations de mesure.

1.3 Déplacements des stations de référence

La Terre est un système complexe dans lequel de nombreux phénomènes se produisent continuellement, déformant ainsi sa surface et déplaçant les stations de référence qui y sont installées. Cette partie liste les phénomènes majeurs, résumés dans la table 1.2, éléments de la dynamique crustale. Les coordonnées ITRF n'intègrent pas les variations liés à tous ces effets, mais des modèles de ces déplacements permettent ensuite d'accéder aux coordonnées instantanées des stations comme présenté en fin de chapitre.

Phénomène	Echelle temporelle principale	Echelle spatiale	Amplitude
Marée terrestre	Annuelle à sub-journalière	Globale	Plusieurs dizaines de cm
Marée polaire	Annuelle à sub-journalière	Globale	Quelques mm en horizontal, plusieurs cm en vertical
Surcharge océanique	A la fréquence des marées	Régionale	Quelques mm en horizontal, plusieurs cm en vertical
Surcharge atmosphérique	Annuel et semi-annuel	Régionale	Quelques mm en horizontal, quelques cm en vertical
Tectonique	Séculaire	Globale	Plusieurs cm / an
Rebond post-glaciaire	Séculaire	Antarctique, Canada, Scandinavie	Principalement verticale, jusqu'à 2 cm / an
Séismes	De quelques secondes à plusieurs dizaines d'années	De 10 à plusieurs milliers de km ²	Jusqu'à plusieurs m
Hydrologie	Principalement annuelle et semi-annuelle	Locale et régionale	Quelques mm à plusieurs cm

TABLE 1.2 – Principaux phénomènes géophysiques à l'origine des déformations de la croûte terrestre

1.3.1 Phénomènes géophysiques en jeu

Les premiers phénomènes géophysiques que nous abordons sont ceux qui produisent des déformations à l'échelle globale. Les déformations de plus grandes amplitudes (pouvant atteindre plusieurs dizaines de centimètres) sont dues aux marées terrestres. Il s'agit de déplacements de la surface terrestre sous l'attraction gravitationnelle du Soleil, de la Lune et des planètes. Le déplacement du pôle de rotation de la Terre par rapport

à la croûte produit également des marées dites polaires. Le chapitre 7 des Conventions IERS (Petit et Luzum [2010]) détaille les modèles recommandés pour la correction de ces déformations dans le traitement de données de géodésie spatiale.

Des phénomènes dits de surcharge viennent s'ajouter aux phénomènes périodiques des marées. Ils sont provoqués par des déplacements de masse (océans, atmosphère et hydrologie) à la surface de la Terre. Les déformations induites correspondent à une réponse élastique de la croûte. Celles de plus grande amplitude sont celles issues de la surcharge océanique et hydrologique, pouvant atteindre plusieurs centimètres principalement sur la composante verticale. Ces amplitudes sont toutefois à moduler selon la région géographique considérée. La variabilité spatiale de la surcharge océanique est en effet importante, et c'est sur les côtes ou rives de fleuves majeurs que les déformations seront les plus marquées. La surcharge atmosphérique quant à elle produit des déformations de plus faible amplitude dépassant toutefois la dizaine de millimètres (Vandam et Herring [1994]).

Des déformations continues sont également enregistrées : les principales sont sans conteste celles provoquées par la tectonique des plaques dont DeMets et al. [2010] par exemple propose un modèle reposant principalement sur des données géologiques. Elles sont décrites classiquement comme le mouvement d'une plaque sur une sphère, mouvement assimilable à une rotation autour d'un axe passant par le centre de la Terre. Les vitesses des points solidaires de la plaque se traduisent alors par une rotation autour d'un axe, c'est le signal qui prédomine dans les séries temporelles de positions des stations géodésiques. Régionalement ce phénomène est perturbé par d'autres mouvements, il s'agit :

- des séismes : le déplacement des plaques tectoniques à la surface du globe crée des accumulations de contraintes en certains points, principalement à la frontière de ces plaques. Lorsque les contraintes sont trop fortes et ne peuvent plus être supportées par l'élasticité de la croûte terrestre, on assiste à une rupture brutale de celle-ci qui correspond au séisme. Ces phénomènes, et en particulier les déformations qu'ils génèrent, étant l'objet des travaux présentés, ils sont décrits au chapitre suivant, le chapitre 2.
- du rebond post-glaciaire : dans les régions de l'Antarctique, du Nord Amérique ou encore de Scandinavie, on mesure un rebond des continents libérés de leur surcharge glaciaire. Ce rebond est la réponse visco-élastique du manteau à la déglaciation, et contribue majoritairement aux déplacements verticaux séculaires des régions concernées. Ce comportement est semblable à celui provoqué à long-terme par les séismes géants (Peltier [1974]).

D'autres phénomènes tels que l'hydrologie (épisode de sécheresse, pompage de nappes souterraines) ou le volcanisme (gonflement de la chambre magmatique, déstabilisation du dôme) produisent des déformations locales qui peuvent également affecter le déplacement des stations de géodésie spatiale.

1.3.2 Accès aux coordonnées instantanées

Les utilisateurs de l'ITRF ont accès à des positions dites "régularisées", exprimées sous la forme de couples position à une date de référence et vitesse. Ces positions ne contiennent pas de variations temporelles haute fréquence dues aux marées solides terrestres, selon le modèle recommandé par les Conventions IERS (Petit et Luzum [2010]). Ces coordonnées ITRF (dites « tide-free ») sont exprimées sous forme de déplacements linéaires. Néanmoins, il est souvent nécessaire d'accéder aux positions instantanées (et

non régularisées) des stations ITRF. Pour cela, il suffit d'ajouter les corrections des modèles recommandés par les Conventions IERS et appliqués par les centres d'analyse ou de combinaison. La position instantanée d'une station géodésique X^i à une date t s'exprime alors comme la somme de sa position régularisée $X_R(t)$ et de ses déformations modélisées $\sum \Delta X^i(t)$:

$$\begin{cases} X^i(t) = X_R(t) + \sum_j \Delta X_j^i(t) \\ X_R(t) = X_{ITRF}^i(t_0) + \dot{X}_{ITRF}^i \cdot (t - t_0) \end{cases} \quad (1.5)$$

avec $X_{ITRF}^i(t_0)$ la position ITRF de la station à l'époque de référence t_0 et \dot{X}_{ITRF}^i son déplacement linéaire.

Pour corriger les effets des phénomènes jusqu'à lors non pris en compte, on peut donc soit modifier l'expression des coordonnées régularisées, soit ajouter un nouveau modèle de manière analogue à ce qui est fait pour les marées solides. Ce point sera discuté dans la suite du manuscrit pour la correction des déformations d'origine sismique.

Mécanique des tremblements de terre

Sommaire

2.1	Description des phénomènes sismiques	17
2.1.1	Généralités	17
2.1.2	Le contexte particulier des zones de subduction	18
2.2	Cycle sismique	19
2.3	Mécanismes à l'origine des déformations post-sismiques	21
2.3.1	L'afterslip	21
2.3.2	La relaxation visco-élastique	21
2.3.3	La poro-élasticité	22

Ce chapitre introduit les notions fondamentales à la compréhension des mécanismes sismiques, et des déformations qu'ils produisent. Une attention particulière est portée aux zones de subduction, contexte dans lequel les séismes les plus intenses surviennent.

2.1 Description des phénomènes sismiques

2.1.1 Généralités

Un séisme est la réponse à un brusque décrochement d'un plan de faille soumis à des contraintes accumulées au cours du temps et jusqu'alors bloqué. Le type de faille, dont les mécanismes au foyer sont une représentation, influence le sens du décrochement (voir figure 2.1) :

- les failles normales provoquent une divergence des blocs,
- les failles inverses provoquent une convergence des blocs,
- les failles décrochantes provoquent un coulisage d'un bloc par rapport à l'autre.

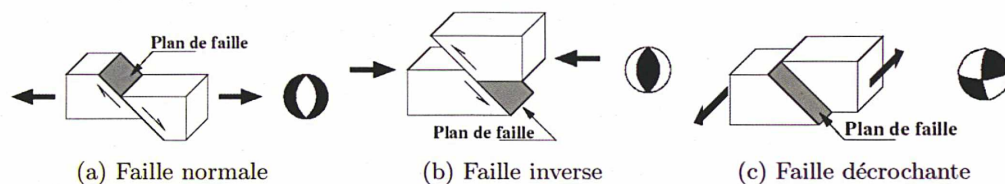


FIGURE 2.1 – Schémas des différents types de failles et mécanismes au foyer associés (source : http://nte-serveur.univ-lyon1.fr/geosciences/geodyn_int/fascicule_web/node5.html)

Chacun de ces types de failles se situe dans un contexte tectonique particulier. Les failles normales témoignent d'une frontière divergente, il s'agit principalement des dorsales océaniques, lieu de formation de la lithosphère océanique par fusion du manteau. Les failles inverses témoignent quant à elles d'une frontière convergente que l'on trouve au niveau des zones de subduction, où la lithosphère océanique réintègre le manteau, ainsi qu'au niveau des zones de collision entre plaques continentales. Enfin, les failles décrochantes (ou aussi appelées transformantes) forment des frontières coulissantes où il n'y a ni production, ni destruction de matériel crustal.

Les foyers des séismes se situent le plus souvent dans les couches supérieures (cassantes) de la lithosphère. Leur répartition à la surface du globe matérialise principalement les frontières des différentes plaques tectoniques. On distingue les séismes inter-plaques, se produisant aux frontières des plaques tectoniques, des séismes intra-plaques qui sont des séismes isolés survenant à l'intérieur des grandes plaques lithosphériques. Ces derniers sont moins fréquents et d'intensité plus faible.

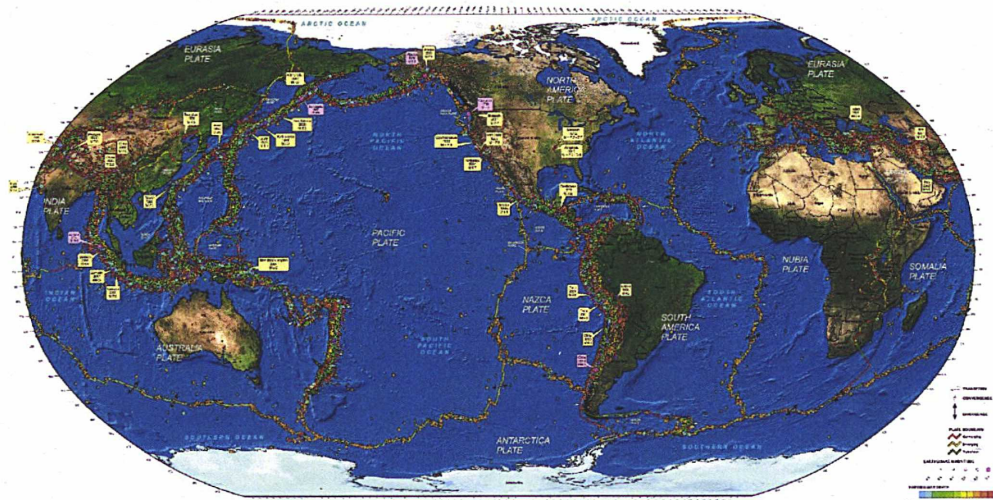


FIGURE 2.2 – Sismicité mondiale entre 1998 et 2009 (source : www.tectonics.caltech.edu/images/maps/seismicity.pdf)

2.1.2 Le contexte particulier des zones de subduction

Les zones de subduction sont les lieux où, sous l'effet des mouvements convectifs du manteau, les plaques lithosphériques océaniques plongent sous les plaques chevauchantes. Ces régions présentent des caractéristiques structurales schématisées dans la figure 2.3 :

- les sédiments et matériaux transportés par la plaque subductante s'accumulent à son point de contact avec la plaque chevauchante et forme ce que l'on nomme le prisme d'accrétion. La largeur et la profondeur des prismes formés varient selon les zones de subduction.
- un arc volcanique apparaît parallèlement à la zone de subduction sur la plaque chevauchante.
- des bassin d'avant et d'arrière arc volcanique peuvent se former. Le bassin entre l'archipel de Mentawai et l'île de Sumatra en Indonésie est un exemple de bassin d'avant-arc, la mer du Japon en est un d'arrière-arc.

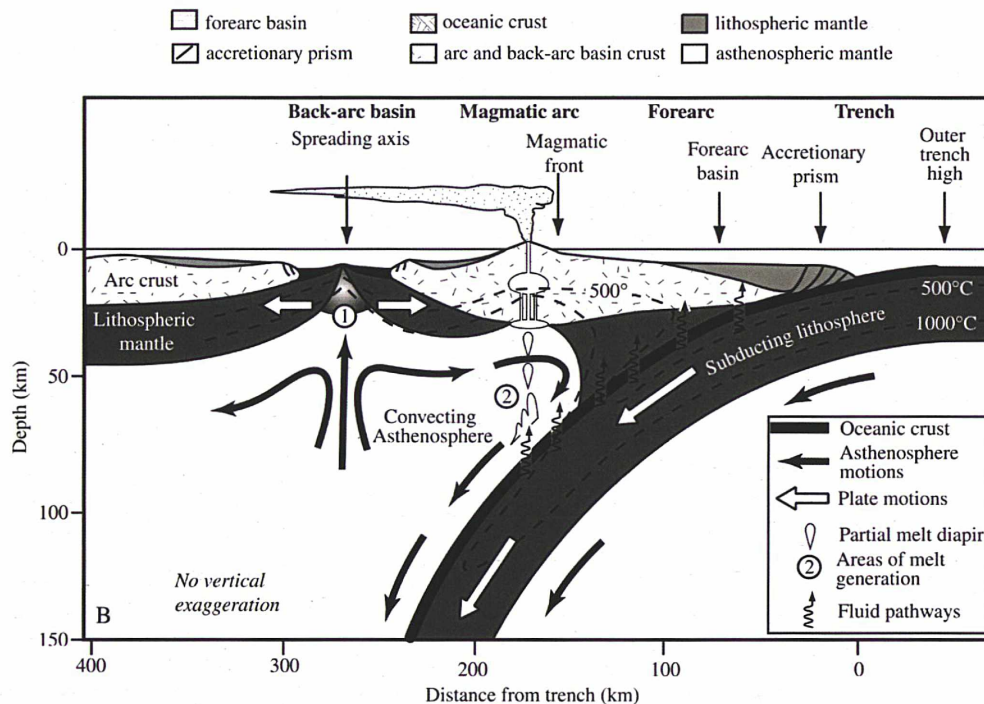


FIGURE 2.3 – Coupe schématique jusqu'à 150 km de profondeur d'une zone de subduction, en montrant les caractéristiques structurales principales et leurs interactions. Stern [2002]

Les zones de subduction sont des régions particulièrement sismiques dans lesquelles se forment les séismes de magnitude les plus élevées. Ils ont lieu sur le plan de faille qui sépare la plaque descendante de la plaque chevauchante (jusqu'à une profondeur de 700km). Les trois derniers grands séismes survenus à Sumatra le 26 décembre 2004, au Chili le 27 février 2010 et au Japon le 11 mars 2011 en sont les exemples les plus marquants de la décennie.

2.2 Cycle sismique

Les propriétés mécaniques des plans de failles soumis à des contraintes suffisantes sont à l'origine d'un comportement répétitif, sans nécessairement qu'une périodicité soit identifiable. On parle alors de cycle sismique (Thatcher [1993]), et on distingue trois phases :

1. la phase intersismique : sous l'effet du glissement stable dans la partie profonde, les contraintes s'accumulent sur les zones bloquées du plan de faille, et sont à l'origine de déformations élastiques linéaires de la plaque supérieure. Cette accumulation peut durer plusieurs dizaines à centaines d'années.
2. la phase cosismique : lorsque les contraintes accumulées atteignent le seuil de rupture des matériaux en jeu, le plan de faille se déstabilise. Cette phase correspond au

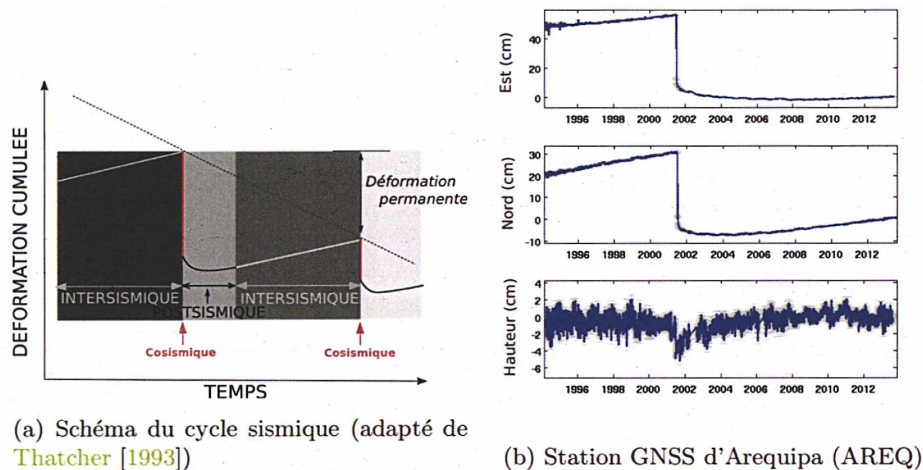


FIGURE 2.4 – Cycle sismique (a) schématique et (b) observé. Les séries temporelles GNSS de la station d'Arequipa proviennent de la solution distribuée par le JPL.

séisme. Celle-ci a une durée très courte (de quelques secondes à quelques dizaines de secondes). Le glissement se produit dans la partie initialement bloquée, et peut s'étendre de part et d'autre des patchs sismogènes, c'est-à-dire de la surface propice à la création de séismes (pouvant aller du prisme d'accrétion à la zone de transition).

3. la phase post-sismique : lors de la rupture cosismique, les contraintes sont redistribuées dans la lithosphère, et parfois jusque dans le manteau supérieur. De lents mouvements transitoires, appelés déformations post-sismiques, apparaissent alors. Cette phase peut durer plusieurs dizaines d'années, avant que l'interface ne rentre à nouveau dans une phase intersismique où elle se charge à nouveau en contraintes.

Ces différentes phases sont particulièrement bien visibles dans les séries temporelles de positions des stations de géodésie spatiale. La figure 2.4b présente les déplacements de la station d'Arequipa au Pérou entre 1994 et 2014. Les déformations liées au séisme de 2001 sont fortement marquées, elles correspondent aux déformations théoriques attendues représentées dans la figure 2.4a.

Les réponses de la croûte terrestre pendant un cycle sismique peuvent être très diverses selon le type de séismes. Néanmoins, elles sont caractérisées au niveau des zones de subduction, comme illustré dans la figure 2.5, par :

- en phase intersismique, un raccourcissement de la plaque chevauchante ainsi qu'un soulèvement de l'arc volcanique ;
- en phase post-sismique, des déformations inverses, c'est-à-dire une extension de la plaque chevauchante et une subsidence en arrière de la fosse océanique. Ces déformations sont celles que l'on observe en Thaïlande depuis le séisme de Sumatra en décembre 2004 (Satirapod et al. [2013]).

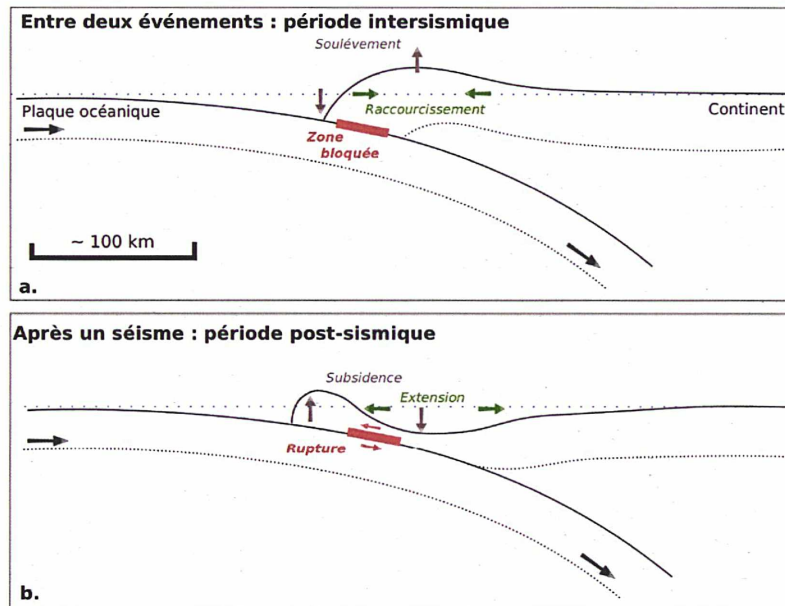


FIGURE 2.5 – Cycle sismique en zone de subduction

2.3 Mécanismes à l'origine des déformations post-sismiques

Trois mécanismes nés du relâchement des contraintes redistribuées après séismes peuvent être, individuellement ou conjointement, à l'origine des déformations post-sismiques.

2.3.1 L'afterslip

Le phénomène prédominant les premières semaines de la période postsismique est un phénomène de glissement asismique appelé phénomène d'afterslip. De tels mouvements ont lieu suite au séisme principal sur le plan de rupture au voisinage de l'ancienne zone bloquée ou plus en profondeur de l'interface, là où les glissements restent asismiques à cause de plus hautes pressions et températures (Freed et al. [2006]). Ils perdurent généralement de quelques jours à quelques semaines.

Pour de nombreux séismes, l'afterslip a été considéré comme le mécanisme principal expliquant leur comportement post-sismique (Savage et Church [1974]; Hsu et al. [2002]; Perfettini et Avouac [2004]).

2.3.2 La relaxation visco-élastique

Les phénomènes de relaxation visco-élastiques naissent de l'incapacité de la lithosphère profonde et/ou du manteau supérieur à supporter les changements de contraintes exercés par la rupture cosismique. A l'instant de la rupture (quelques secondes environ), l'ensemble de la lithosphère répond aux déformations de manière élastique. Mais dans les couches soumises à de plus fortes pressions et températures, les matériaux devenant

ductiles, la réponse se fait de manière visco-élastique sur des périodes de temps pouvant aller jusqu'à plusieurs dizaines d'années en fonction des séismes. Ce type de réponse se diffuse dans toutes les directions, jusqu'à atteindre la surface, provoquant ainsi des déformations post-sismiques à de grandes distances du plan de faille (Freed et al. [2006]).

Ces phénomènes à très grande échelle temporelle et spatiale ont été mis en évidence par l'observation récente des déplacements de certaines stations GNSS, notamment sur la côte chilienne et la côte ouest de l'Alaska (Wang et al. [2012]). Dans ces régions des séismes de magnitude 9.5 et 9.2 sont respectivement survenus en 1960 et 1964. Les mesures GNSS montrent que les sites côtiers se déplacent vers l'intérieur des terres, comme on le voit dans d'autres zones de subduction, mais des sites plus reculés (à 200 - 400 km des côtes) se déplacent dans la direction inverse, vers l'océan (voir figure 2.6). Ces sites sont les témoins de la relaxation visco-élastique du manteau toujours à l'œuvre suite aux séismes géants cités.

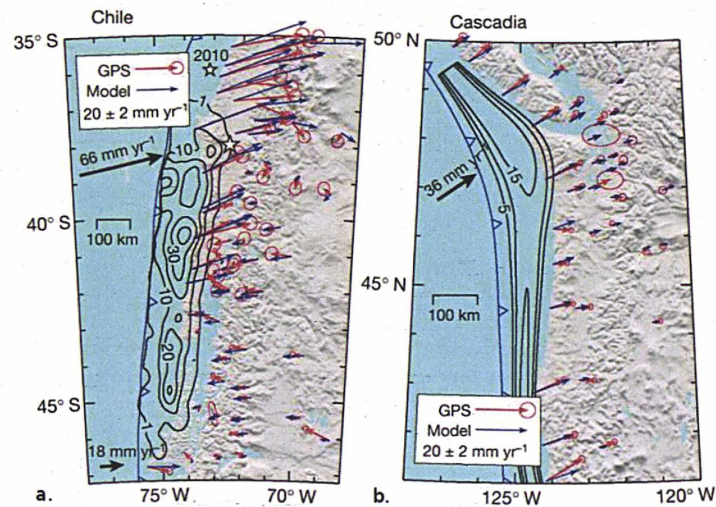


FIGURE 2.6 – Vitesses horizontales observées par GPS et modélisées au niveau de différentes zones de subduction, (a) au Chili et (b) en Alaska. Wang et al. [2012]

2.3.3 La poro-élasticité

Dans le cas d'une croûte supérieure saturée en fluide (par exemple une zone géothermique), la rupture cosismique va introduire des changements de pression autour du plan de faille (généralement à des distances comprises entre 10 et 30 km de la faille). Le rééquilibrage qui va suivre contribue aux déformations post-sismiques de la région. On parle alors de rebond poro-élastique (Peltzer et al. [1997]; Wang [2000]; Segall [2010]). Ces mouvements peuvent durer de quelques semaines à quelques années.

Tous ces phénomènes induisent des déplacements de la croûte terrestre complexes sur différentes échelles temporelles et spatiales. Ces déplacements vont directement impacter le réseau des stations de l'ITRF, comme nous le montrons dans le chapitre suivant.

ITRF & Séismes

Sommaire

3.1	Sismicité mondiale et réseaux de stations géodésiques . . .	23
3.2	Impact des déformations cosismiques	25
3.2.1	Combinaison de positions	26
3.2.2	Détermination des vitesses	27
3.3	Impact des déformations post-sismiques	28

Dans ce chapitre, nous montrons l'impact des déformations sismiques sur l'ITRF. D'une part, comment le réseau de stations de référence est sensible à ce type de phénomènes, et d'autre part, comment les mouvements co- et post-sismiques altèrent la combinaison des données ainsi que la détermination des vitesses.

3.1 Sismicité mondiale et réseaux de stations géodésiques

Le réseau des stations de géodésie spatiale couvre aujourd'hui l'ensemble des continents. Bien que la sismicité mondiale soit principalement localisée au niveau des frontières de plaques, son impact sur le réseau est important. En effet, les régions sensibles aux déformations sismiques sont généralement suffisamment étendues pour héberger une ou plusieurs stations géodésiques. Tregoning et al. [2013] ont estimé les déformations cosismiques des séismes de magnitude supérieure à 8. Ces travaux ont été étendus par Métivier et al. [2014b] (en annexe A.2). Nous avons étudié l'impact des déformations cosismiques sur le réseau ITRF. Les résultats seront détaillés dans la partie 3.2.2, mais on peut déjà s'intéresser à l'étendue des déformations cosismiques à l'échelle mondiale. La figure 3.1 montre l'ampleur des déformations cosismiques (cumulées sur presque 20 ans) en fonction de la magnitude des séismes considérées. Ces résultats sont issus de la modélisation des déplacements du sol par un modèle Okada (Okada [1985]) appliqué aux séismes recensés par l'USGS depuis 1991¹ (Ekström et al. [2012]). En se limitant aux séismes de magnitude supérieure à 7, on constate qu'environ la moitié de la surface terrestre est déformée de plus d'un millimètre sous leurs actions. Bien que ces phénomènes soient considérés comme des phénomènes locaux, leur impact spatial n'est pas négligeable et les assimile à des déformations globales.

1. <http://www.globalcmt.org>

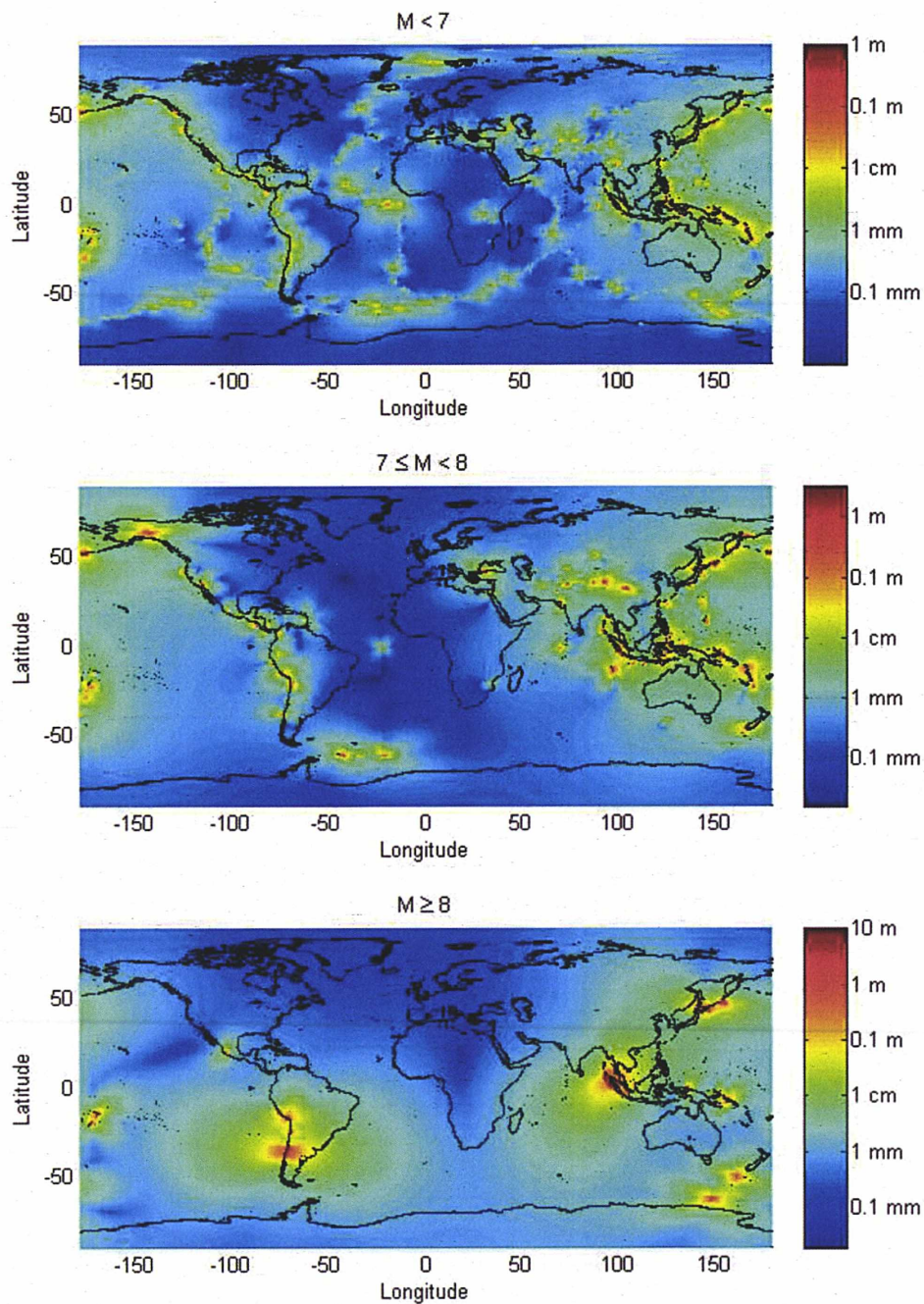


FIGURE 3.1 – Déplacements du sol dus aux déformations cosismiques théoriques cumulées entre le 1er janvier 1991 et le 31 décembre 2010, en fonction de la magnitude des séismes considérés. [Métivier et al. \[2014b\]](#)

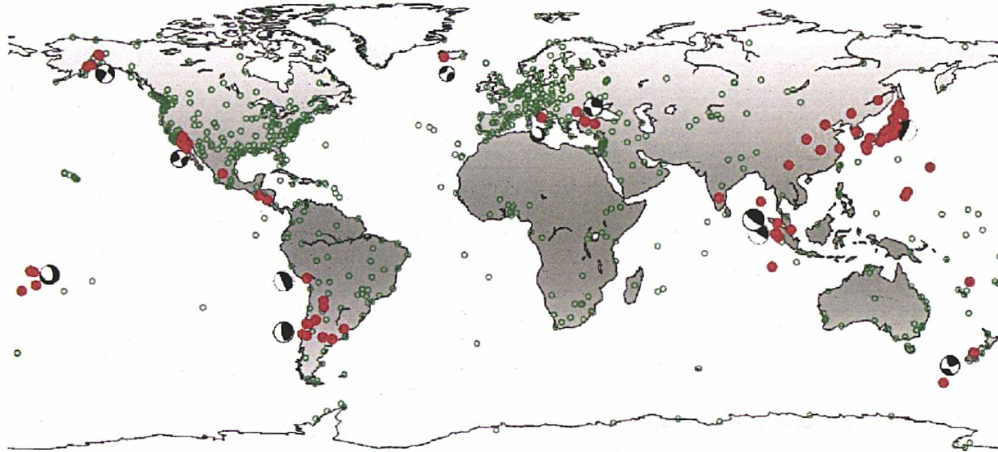


FIGURE 3.2 – Carte des stations IGS affectées par des déformations sismiques. Les mécanismes au foyer des principaux séismes sont représentés.

Les déformations engendrées par les séismes ne se limitent pas à des mouvements brusques de la croûte terrestre. Elles comportent également souvent de lents mouvements transitoires, les déformations post-sismiques présentées dans la partie 2.2, pouvant durer plusieurs dizaines d'années. La carte 3.2 référence l'ensemble des stations GNSS du réseau IGS affectées par des mouvements post-sismiques depuis leur installation. Encore une fois, l'impact des trois derniers séismes géants (en Asie du Sud-Est, Amérique du Sud et autour du Japon) est clairement visible. Mais les déformations post-sismiques ne se produisent pas qu'après ces épisodes extrêmes, d'autres séismes de plus faible intensité et/ou nés dans des contextes tectoniques différents peuvent aussi être suivis de déformations identiques. C'est par exemple le cas en Turquie où la station de Gebze enregistre les déformations liés au séisme d'Izmit de magnitude 7.6 ayant eu lieu en 1999 (ses séries temporelles de positions sont présentées dans la figure 3.8a).

Le réseau mondial de stations géodésiques est donc largement touché par les phénomènes sismiques. Ces derniers sont source de discontinuités dans les séries temporelles de positions des stations lors des mouvements cosismiques, et de déformations à long terme non linéaires correspondantes aux mouvements post-sismiques. Ils sont d'autant plus problématiques lorsqu'ils affectent un site de co-localisation puisqu'il est alors impossible de contraindre les vitesses de déplacement des différents instruments à être égales dans le calcul de l'ITRF. La figure 3.3 présente les séries temporelles de positions des stations GNSS et SLR installées sur le site d'Arequipa au Pérou.

3.2 Impact des déformations cosismiques

Les déformations cosismiques ont un double impact sur la construction d'un repère de référence de type ITRF. Le premier est directement lié à la combinaison de solutions provenant de différents centres d'analyse pour la détermination du repère propre à une technique, comme le GNSS. Le second concerne la détermination des vitesses.

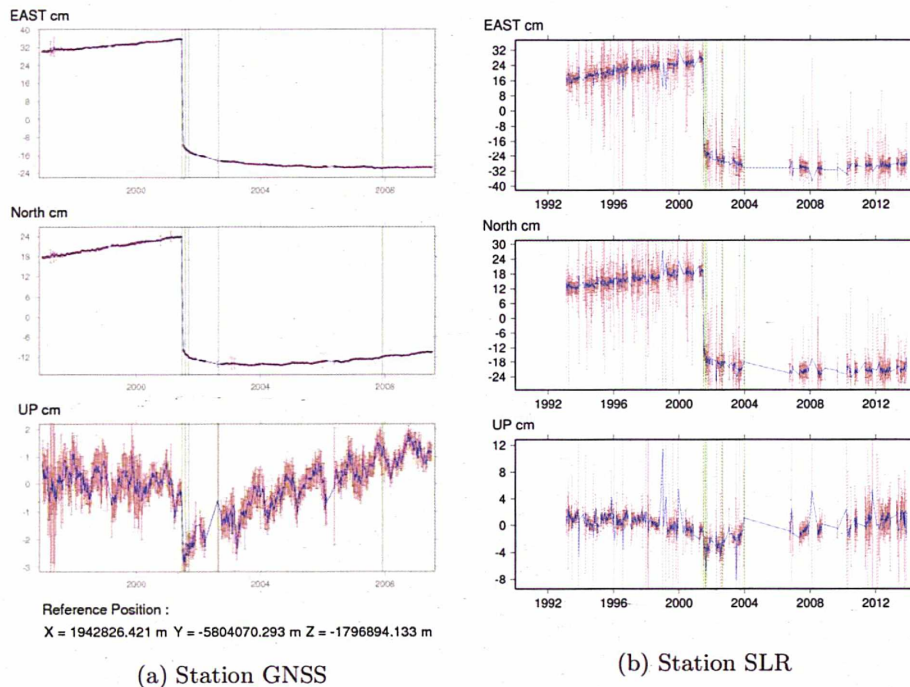


FIGURE 3.3 – Séries temporelles de positions des stations installées sur le site ITRF d’Arequipa au Pérou

3.2.1 Combinaison de positions

Nous avons vu précédemment que les déformations cosismiques produisent des discontinuités dans les séries temporelles de positions des stations de géodésie spatiale (voir figure 2.4). Les centres d’analyse de l’IGS font des choix quant aux observations utilisées pour le calcul des positions de leurs stations. Selon le choix fait, la position obtenue est soit une position pré-sismique, soit post-sismique, soit une position moyennant l’ensemble des observations comme le schématise la figure 3.4.

Les positions sont donc difficilement interprétables, et des problèmes peuvent survenir lors de la combinaison des solutions de centre d’analyse n’ayant pas fait les mêmes choix concernant les observations retenues (Lercier et al. [2012]). La figure 3.5 en est une illustration. Les centres d’analyse qui ont calculé la position de la station NTUS à Singapour ont fait des choix différents pour la sélection des observations utilisées la semaine du séisme de Sumatra de 2012 (Mw 8.6) et la suivante. Les différences entre leurs solutions et la solution combinée IGS qui en résultent atteignent 1 cm. Ce problème est d’autant plus marqué lorsque les solutions sont hebdomadaires. Ce fut le cas de la solution IGS jusqu’en septembre 2012, et c’est toujours le cas des solutions ILRS et IDS.

Lors de la combinaison des solutions individuelles des différents centres d’analyse, on observe alors fréquemment une diminution des centres contribuant à la solution combinée pour des stations impactées par des séismes. La figure 3.6 montre l’évolution du nombre des centres d’analyses dont les solutions ont été intégrées à la combinaison pour les stations affectées par le séisme de Tohoku en mars 2011.

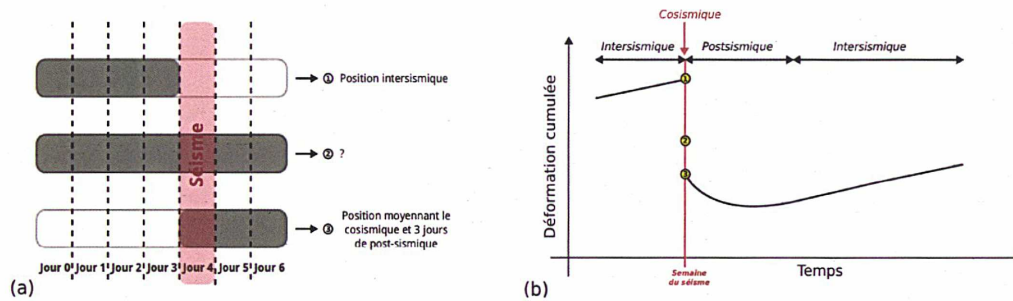


FIGURE 3.4 – Interprétation de la position calculée pour une station géodésique affectée par un séisme en fonction des jours de la semaine retenus. (a) Choix des jours de la semaine (en gris) servant au calcul de la position hebdomadaire de la station affectée par un séisme le jour 4. (b) Position obtenue replacée sur sa série temporelle et dans son cycle sismique.

	1683	1684
AC	0123456	0123456
COD	X	XXXXX
EMR	XXXX	X XX
ESA	XXXXXXXX	XXXXXXXX
GFZ	XXXXXXXX	XXXXXXXX
GRG	XXXXXXXX	XXXXXXXX
MIT	XXXXXXXX	XXXXXXXX
SIO	XXXXXXXX	XXXXXXXX

↑ séisme

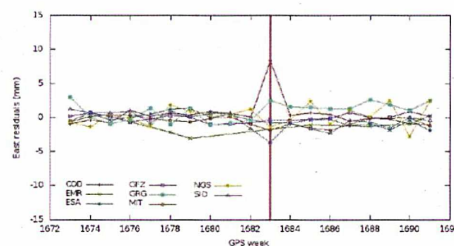


FIGURE 3.5 – Station GNSS à Singapour (NTUS) / Séisme de Sumatra en 2012 - Mw 8.6 (jour 3 de la semaine GPS 1683). (a) Jour de données utilisé dans le calcul hebdomadaire par chaque centre d'analyse. (b) Résidus de la combinaison IGS.

Tout ceci dégrade l'estimation des positions de stations les semaines de séismes, et de plus, rend incertain le calcul des déformations cosismiques à partir des positions de la solution combinée. Cette observation nous a poussés à utiliser des solutions journalières (et non hebdomadaires comme celles fournies par l'IGS) ainsi que des données issues d'une même analyse. De nouveaux calculs, détaillés dans les chapitres 4 et 5, ont donc été entrepris.

3.2.2 Détermination des vitesses

Il arrive, lorsque l'amplitude des déformations cosismiques est trop faible et/ou qu'aucune mesure n'est faite au moment du séisme, que les discontinuités produites ne soient pas détectées. Les vitesses estimées des stations concernées en sont alors biaisées. Nous avons quantifié les potentielles erreurs de vitesses estimées pour les stations du réseau IGS (Métivier et al. [2014b]). La détection des nouvelles discontinuités d'origine sismique s'est basée sur une modélisation géophysique simple des déformations attendues pour les séismes référencés par l'USGS. La figure 3.7 montre qu'il s'agit parfois d'un changement de quelques mm/an, pouvant atteindre au maximum une dizaine de mm/an. Environ 8% du nombre de stations du réseau subit un changement de vitesse supérieure à 1 mm/an, 13% un changement supérieur à 0.5 mm/an et 28% un changement supérieur à 0.1 mm/an.

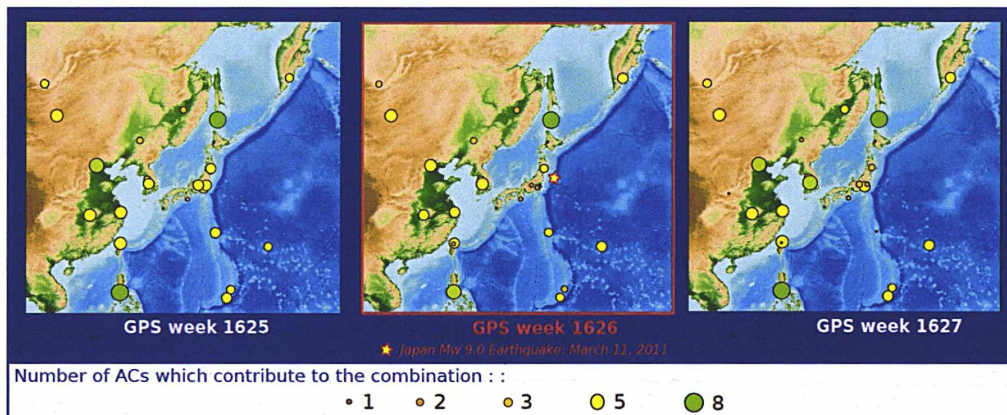


FIGURE 3.6 – Evolution du nombre de centres d’analyse (AC) ayant contribué à la combinaison IGS pour les semaines GPS 1625 à 1627 dans la région du Japon

A terme, ces travaux aideront à une détection semi-automatique des discontinuités, et participeront donc à une amélioration globale des vitesses déterminées pour les stations de géodésie spatiale des réseaux mondiaux.

3.3 Impact des déformations post-sismiques

Actuellement, les déformations post-sismiques sont modélisées par des fonctions affines par morceaux dans le calcul de l’ITRF. La figure 3.8 présente le modèle actuel utilisé pour les déformations enregistrées par les stations GNSS de Gebze en Turquie (TUBI) et d’Arequipa au Pérou (AREQ). Ce modèle segmente arbitrairement les déformations non linéaires de façon à minimiser les résidus. De plus, aucune contrainte de continuité n’est appliquée lors de l’estimation des vitesses sur chacun des segments. Au niveau actuel d’exactitude de l’ITRF, cette méthode n’est plus satisfaisante, d’autant plus que les prédictions de positions qui en découlent pour les stations concernées deviennent rapidement obsolètes (voir chapitre 7).

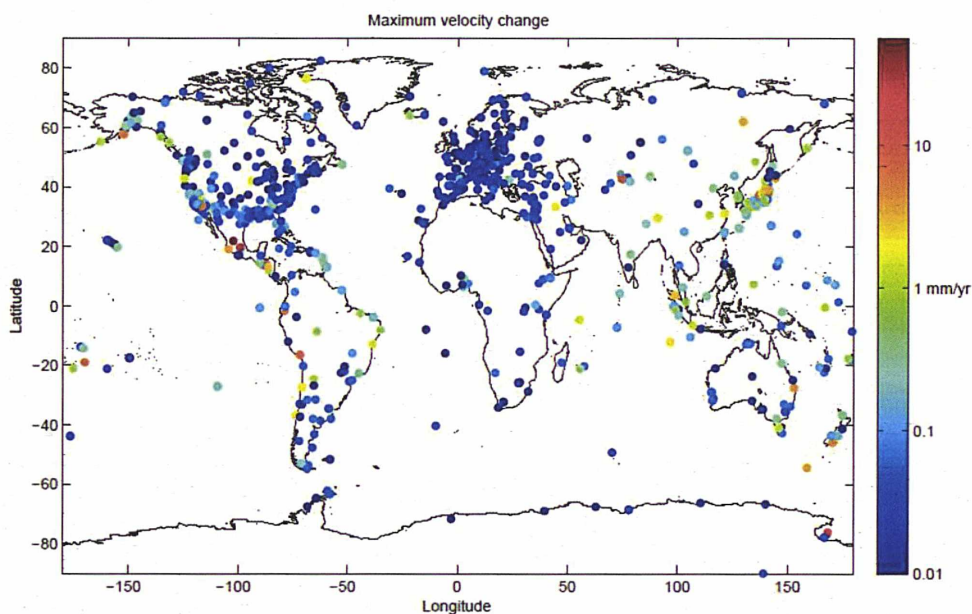
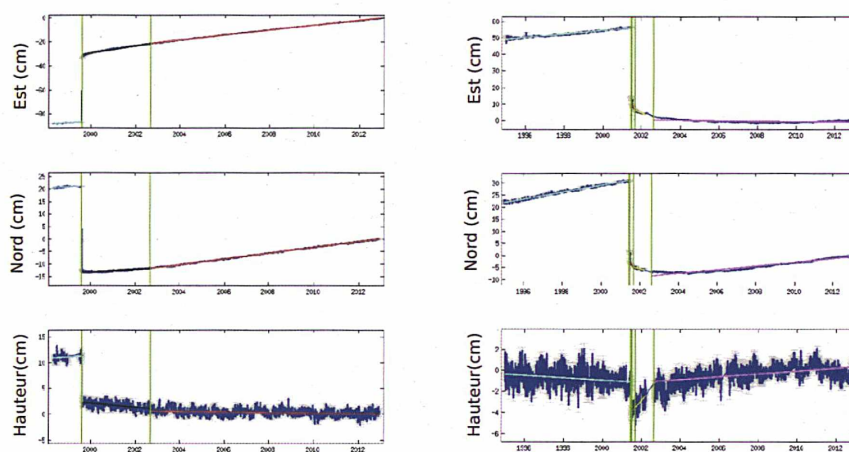


FIGURE 3.7 – Variations maximales de vitesses pour les stations GPS pour lesquelles de nouvelles discontinuités dues à des épisodes sismiques ont été détectées grâce à une modélisation des déformations cosismiques attendues Métivier et al. [2014b]



(a) Station TUBI (Gebze, Turquie)
Séisme d'Izmit, Mw 7.6, 1999

(b) Station AREQ (Arequipa, Pérou)
Séisme du Pérou, Mw 8.4, 2001

FIGURE 3.8 – Séries temporelles de positions de stations GNSS enregistrant des déformations post-sismiques, et modélisation par des fonctions affines par morceaux comme actuellement pour les stations du réseau ITRF

Problématique

A travers le chapitre 3, nous avons montré comment les déformations co- et post-sismiques perturbent la construction et l'utilisation de l'ITRF. L'enjeu principal de mes travaux de thèse est de proposer une nouvelle modélisation de ce type de déformation pour les futures déterminations de l'ITRF.

Nous avons montré par l'équation 1.5 que la position instantanée d'une station de géodésie spatiale se décompose en une position régularisée (sa position ITRF) et une somme de déplacements non linéaires.

$$X_{inst}^i(t) = X_{ITRF}^i(t) + \sum_j \Delta X_j^i(t)$$

Pour prendre en compte les mouvements post-sismiques, on peut donc soit intégrer un modèle à la somme de déplacements non linéaires existante, soit modifier le formalisme des coordonnées régularisées. Ces deux pistes sont explorées.

Le modèle recherché doit être capable de prédictions fiables. L'esprit des conventions IERS ([Petit et Luzum \[2010\]](#)) nous incite à rechercher un modèle indépendant des données géodésiques, mais nous verrons par la suite les difficultés que cela pose.

Deuxième partie

Données

Introduction de la partie II

Avant d'entreprendre la construction de modèles de déplacements post-sismiques, il est nécessaire de se constituer un jeu de données permettant :

1. la définition de la paramétrisation du modèle,
2. sa validation par la comparaison entre les prédictions qu'il fournit et les observations dont on dispose.

Dans cette thèse, nous travaillons principalement avec des observations réalisées par mesure GNSS. Nous avons constitué notre propre solution telle qu'elle soit :

- journalière (pour une estimation correcte des mouvements cosismiques, suite aux problèmes exposés dans le paragraphe 3.2.1),
- homogène (dans le traitement des sous-réseaux de stations la composant),
- basée sur les produits IGS les plus récents.

Cette partie en détaille la stratégie avec laquelle nous avons formé notre solution GNSS dans le chapitre 4, puis les post-traitements que nous lui avons appliqués avant de la valider sur des solutions extérieures dans le chapitre 5.

Description des réseaux et stratégie de calcul

Sommaire

4.1 Réseaux de stations GNSS retraitées	35
4.1.1 Réseau d'Asie du Sud-Est	35
4.1.2 Réseau d'Amérique du Sud	36
4.1.3 Réseau de référence	37
4.2 Principe d'un calcul par Positionnement Ponctuel Précis	38
4.2.1 Equations d'observations	39
4.2.2 Produits utilisés	39
4.2.3 Corrections appliquées	40
4.2.4 Bilan de la stratégie retenue	41

Le retraitement de données GNSS collectées dans les régions affectées par les séismes de Sumatra (2004) et du Chili (2010) a nécessité la mise en place d'une stratégie de traitement adaptée. Au vu du nombre de stations GNSS à traiter, la méthode de calcul retenue a été celle du Positionnement Ponctuel Précis (PPP). Nous utilisons le logiciel GIPSY-OASIS II 6.1.2 développé par le JPL (NASA) qui a mis à disposition des utilisateurs les produits nécessaires à un calcul à ambiguïtés entières fixées pour des données remontant à 1992. L'automatisation des calculs a été réalisé sur la base de scripts initialement développés à l'IGN par P. Bosser et adaptés pour les besoins de ces travaux de thèse.

Nous commençons ce chapitre en présentant les différents réseaux de stations GNSS intégrés dans ce calcul PPP. Nous en décrivons ensuite le principe, en nous focalisant sur la stratégie retenue.

4.1 Réseaux de stations GNSS retraitées

4.1.1 Réseau d'Asie du Sud-Est

Le réseau mondial de stations GNSS de l'IGS ne couvre que très partiellement l'Asie du Sud-Est. On y recense actuellement moins d'une dizaine de stations. La densification du réseau, principalement en Thaïlande et Malaisie, a été possible grâce aux données archivées à l'Université Technologique de Delft depuis 1994. Seules les données des stations permanentes ont été exploitées. Les premières mesures GNSS dans cette région ont

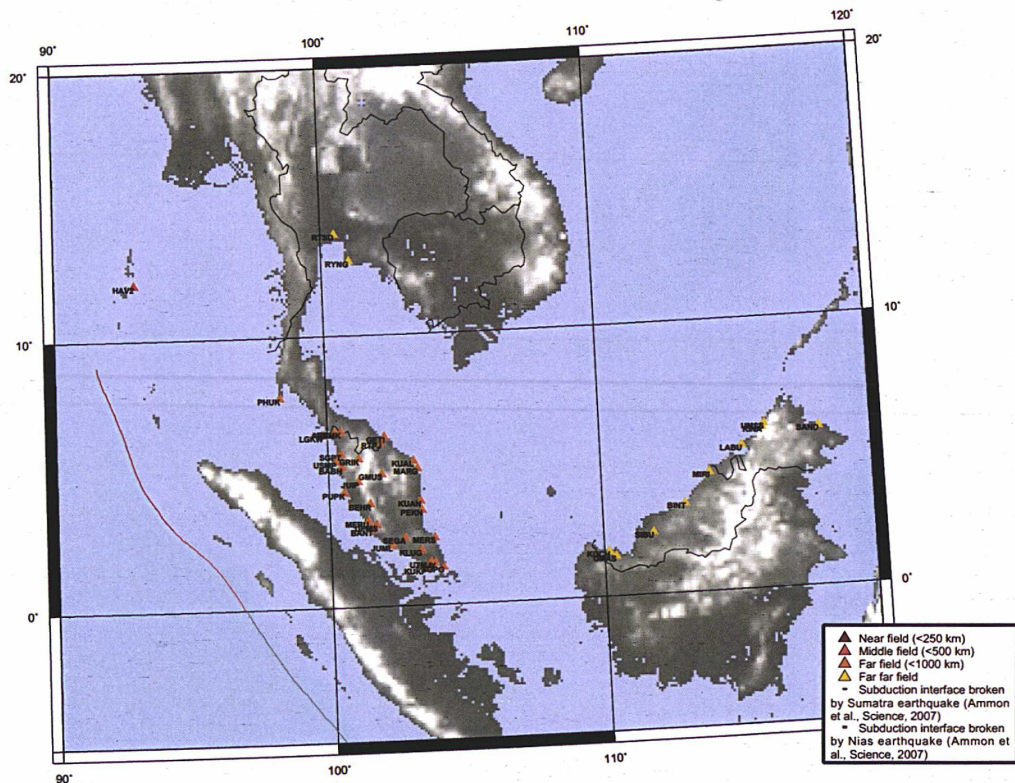


FIGURE 4.1 – Réseau de stations GNSS disponibles en Asie du Sud-Est

été opérées dans le cadre du projet GEODYSSSEA (Simons et al. [2007]), il s'agissait de mesures de campagnes régulièrement répétées pour l'étude des déformations de la plaque de Sunda. Au fil des années, les points géodésiques ont été équipés de stations GNSS continues, majoritairement après le séisme de décembre 2004. La figure 4.1 présente les 41 stations auxquelles nous avons eu accès. Les données de ces stations ont été traitées en suivant la stratégie présentée par la suite et résumée dans la table 4.2.

Ces mêmes données ont également été traitées en PPP par Wim Simons¹. Sa solution est comparée à la notre dans le paragraphe 5.2.2.

4.1.2 Réseau d'Amérique du Sud

En Amérique du Sud, le réseau de stations GNSS de l'IGS a également été densifié en intégrant au calcul l'ensemble des stations installées par l'INSU et l'ENS, ainsi que les stations du réseau argentin RAMSAC. Nous disposons donc désormais d'un réseau de 86 stations sur la plaque d'Amérique du Sud pour étudier les déformations de la croûte terrestre liées au grand séisme du Chili de 2010.

Une solution issue d'un calcul réseau en doubles différences opéré avec le logiciel GAMIT-GLOBK du MIT est disponible à l'ENS. Cette solution est comparée à nos résultats dans la partie 5.2.3.

1. Département d'Ingénierie Spatiale, Université Technologique de Delft (TUD), Pays-bas

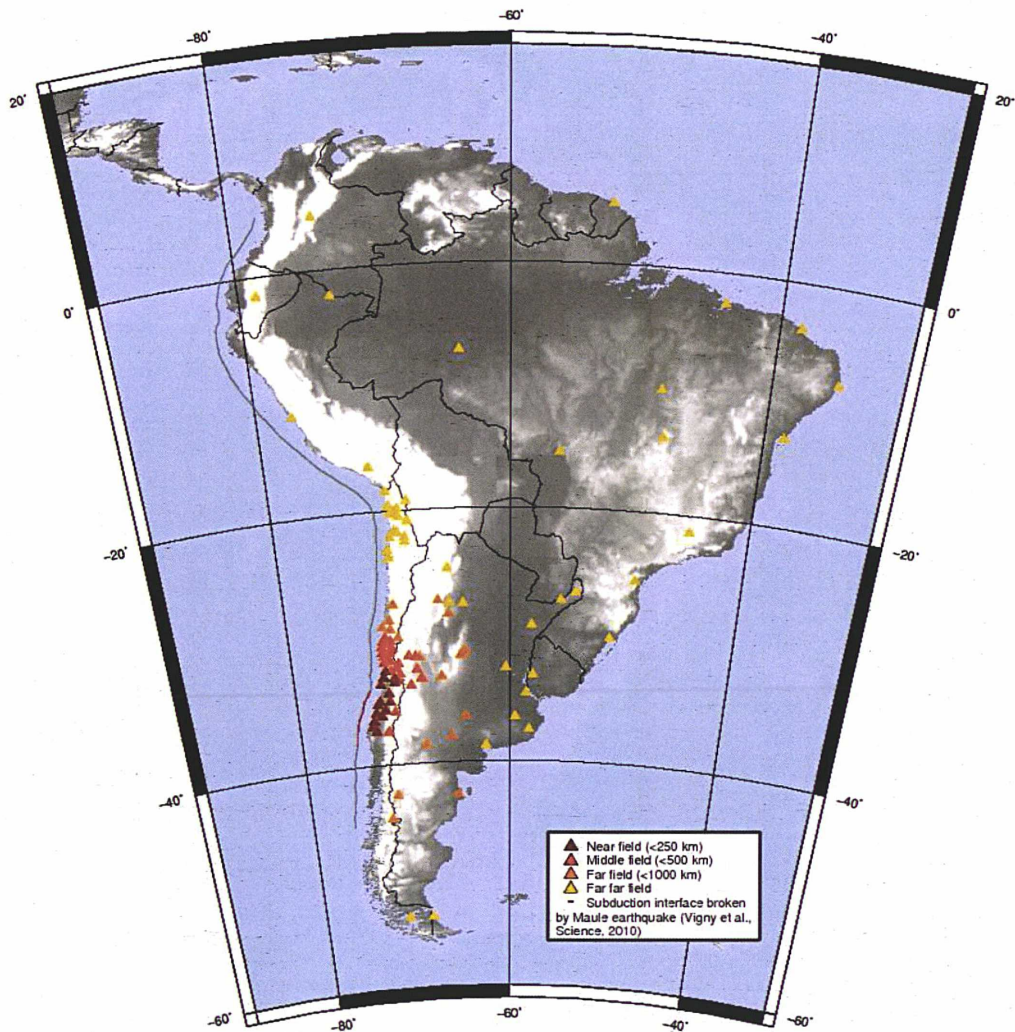


FIGURE 4.2 – Réseau de stations GNSS disponibles en Amérique du Sud

4.1.3 Réseau de référence

Afin de valider la stratégie adoptée et de réaliser une mise en référence optimale, on retraite également (avec le même protocole) l'ensemble du réseau IGS core (Rebischung et al. [2012]). Ce réseau de stations GNSS est un réseau de référence défini de façon à ce que la distribution spatiale des stations soit la plus homogène possible. Il permet de réduire la contamination des mouvements non linéaires dans la détermination des paramètres de la similitude, qui apparaît en alignant une solution globale quasi-instantanée sur un repère de référence linéaire (Collilieux et al. [2012]). Il est particulièrement recommandé pour l'alignement de solutions sur l'IGS08.

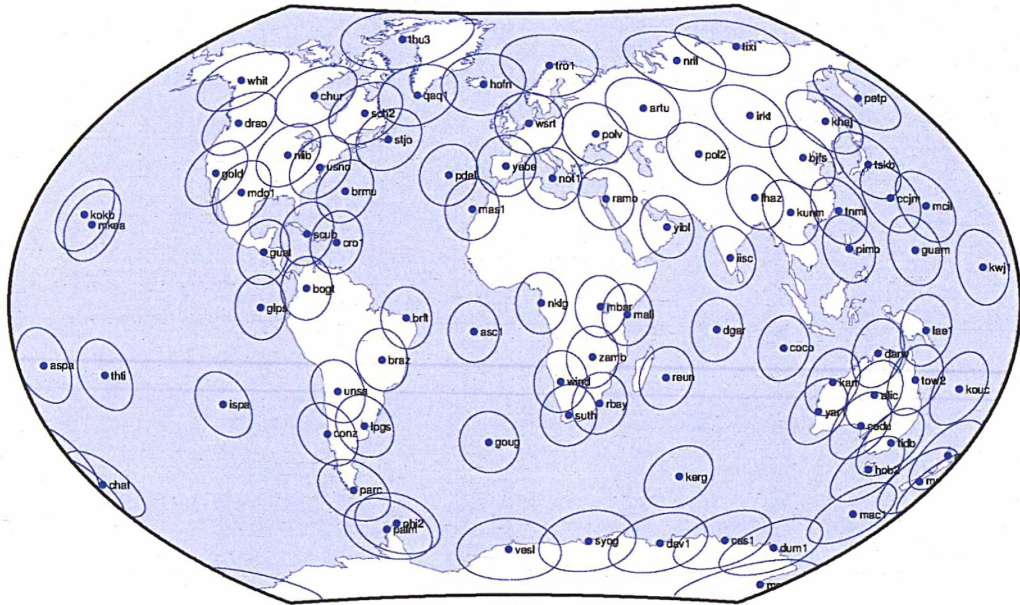


FIGURE 4.3 – Réseau de stations GNSS de référence. [Rebischung et al. \[2012\]](#)

4.2 Principe d'un calcul par Positionnement Ponctuel Précis

Initialement, la méthode de traitement GNSS dite en Positionnement Ponctuel Précis (PPP) fut développée pour le traitement rapide de réseaux de plusieurs centaines de stations GNSS ([Zumberge et al. \[1997\]](#)). Il s'agit d'une méthode de traitement d'observations GNSS assurant un positionnement absolu, c'est-à-dire une estimation directe des coordonnées X , Y , Z . Elle permet d'obtenir en post-traitement la position d'une station GNSS unique (ainsi que les retards troposphériques, les biais d'horloge, et les ambiguïtés avec l'ensemble des satellites observés) à partir de ses mesures de pseudo-codes et de phases, et de produits fournis par l'IGS ou le JPL (pour un calcul avec le logiciel GIPSY-OASIS). L'opérateur n'a donc plus à se soucier de la longueur des lignes de base entre stations, la méthode PPP est applicable en tout point du globe sans qu'il soit nécessaire de disposer d'observations de plusieurs stations voisines pour le calcul. De ce fait, ce type de traitement GNSS est beaucoup plus rapide qu'un calcul par doubles différences classiquement opéré pour la détermination des positions d'un réseau de stations.

Pour ces raisons, les traitements de données GNSS en PPP sont de plus en plus répandus. On y a recours aussi bien pour des études géophysiques ([Blewitt et al. \[2013\]](#)), que pour des applications météorologiques ([van der Marel et al. \[2003\]](#); [Yuan et al. \[2014\]](#)) ou océanographiques, la détermination d'orbites basses ([Jäggi et al. \[2007\]](#)) ou encore pour le positionnement cinématique de mobiles ([Zhang et Andersen \[2006\]](#); [Rolland et al. \[2013\]](#)).

4.2.1 Equations d'observations

Dans la suite, on se restreint à la constellation GPS, seule constellation pour laquelle le JPL fournit les orbites et biais d'horloges. Chaque satellite émet deux ondes porteuses, L_1 et L_2 , de fréquence respective 1575,42 MHz et 1227,60 MHz, chacune modulée par des codes pseudo-aléatoires spécifiques (C/A code sur L_1 , C/A code et P code sur L_2). Pour chaque fréquence k ($k = 1, 2$), les mesures de pseudo-codes $P_{k,i}^j$ et de phases $L_{k,i}^j$ entre un récepteur i et un satellite j à une époque donnée peuvent respectivement s'écrire sous la forme suivante :

$$\begin{cases} P_{k,i}^j = \rho_i^j + c dt_i^j + I_{k,i}^j + T_{k,i}^j - e_{k,i}^j \\ L_{k,i}^j = \rho_i^j + c dt_i^j - I_{k,i}^j + T_{k,i}^j + \lambda_k N_{k,i}^j - \epsilon_{k,i}^j \end{cases} \quad (4.1)$$

où

- ρ_i^j est la distance géométrique entre le récepteur i et le satellite j ,
- c est la vitesse de la lumière dans le vide,
- dt_i^j est la différence entre les décalages d'horloge récepteur et satellite,
- $I_{k,i}^j$ est le retard ionosphérique exprimé au premier ordre (les autres ordres ne sont pas pris en compte),
- $T_{k,i}^j$ est le retard troposphérique,
- λ_k est la longueur d'onde de la porteuse,
- $N_{k,i}^j$ est le nombre entier de cycles, appelé ambiguïté entière,
- $e_{k,i}^j$ et $\epsilon_{k,i}^j$ sont les erreurs résiduelles non modélisées.

Des combinaisons linéaires de ces observables permettent de réduire le nombre de paramètres inconnus à déterminer. Deux combinaisons particulières sont couramment employées (Bertiger et al. [2010]) :

1. La combinaison wide-lane aide à la détection des sauts de cycle et à la résolution des ambiguïtés entières.
2. La combinaison narrow-lane (aussi appelée combinaison iono-free) permet d'éliminer le premier ordre du retard ionosphérique.

On forme alors le système d'équations normales à résoudre où les inconnues sont la position de la station intervenant dans le calcul de sa distance géométrique avec le satellite, les décalages d'horloge du récepteur, les retards troposphériques, les ambiguïtés entières et les erreurs résiduelles.

4.2.2 Produits utilisés

Pour mener à bien un calcul PPP, il est indispensable de disposer d'informations sur les orbites et horloges des satellites, les paramètres d'orientation de la Terre, les modèles d'antennes et les biais de phase et wide-lane si l'on souhaite obtenir une solution à ambiguïtés entières fixées. Ces produits sont fournis soit par l'IGS, soit par le JPL². Les produits de l'IGS sont issus de la combinaison des solutions fournies par les différents centres d'analyse contributeurs. Nous utilisons les produits du JPL puisqu'ils sont générés avec le même logiciel que celui de notre calcul GPS. Il en existe deux versions : une version déjà référencée dans l'IGS08, ou une version flottante appelée « *non fiducial* ». On retiendra d'ors-et-déjà qu'il est préférable d'utiliser cette deuxième version des produits pour éviter tout problème de distorsion du réseau (Kouba et Springer [2001]).

2. ftp://sideshow.jpl.nasa.gov/pub/JPL_GPS_Products/Final/yyyy/

Orbites et horloges des satellites

Le traitement de données GPS en PPP requiert la connaissance précise des orbites et biais d'horloges des satellites puisqu'ils ne sont pas estimés au cours du calcul. Ces données sont diffusées par l'IGS, ainsi que les centres d'analyses eux-mêmes, avec des délais allant de 2 heures à 14 jours selon la précision attendue.

Produits	Disponibilité	RMS 3D (cm)
Ultra-Rapides	< 2 heures	5
Rapides	Jour suivant (16 : 00 UTC)	3.5
Finaux	< 14 jours	2.5

TABLE 4.1 – Disponibilité et précision des produits d'orbites et d'horloges de la constellation GPS diffusés par le JPL

Comme tout centre d'analyse IGS, le JPL fournit ses produits d'horloges et orbites pour la constellation GPS (voir description dans la table 4.1), calculés à partir d'un réseau mondial de stations permanentes. Pour le traitement de données GPS en PPP avec GIPSY-OASIS, ces produits sont délivrés sur des fenêtres de 30 heures. Le JPL fournit également des produits complémentaires que sont les listes des manœuvres et éclipses des satellites GPS.

La cohérence entre les orbites et les biais d'horloges délivrés a été évaluée et améliorée par Kouba et Springer [2001]. Dans le cas où les produits sont distribués sans être mis en référence (produits « *non fiducial* »), la cohérence est assurée par la dynamique des orbites et l'absence de coefficients gravitationnels de degré 1 (Blewitt et al. [2013]).

Autres produits

D'autres produits sont également nécessaires au calcul PPP que nous avons effectué. Il s'agit des paramètres d'orientation de la Terre, des modèles d'antennes, ainsi que des biais par satellite de phase et wide-lane pour la résolution des ambiguïtés à des valeurs entières (Bertiger et al. [2010]). Les derniers modèles de calibration des antennes des satellites et récepteurs sont utilisés à travers les fichiers `igs08_www.atx` délivrés hebdomadairement par l'IGS (Dach et Yoonmin [2013]).

4.2.3 Corrections appliquées

Modèle troposphérique

Au passage dans la troposphère, le signal émis par les satellites GNSS subit un retard (appelé retard troposphérique) essentiellement fonction des conditions de température, pression et humidité. La troposphère étant un milieu non dispersif, ce retard est indépendant de la fréquence de l'onde considérée. Il correspond à la différence entre le chemin optique et le chemin géométrique de l'onde, et se décompose en deux parties : le retard hydrostatique et le retard humide. Ils sont d'abord estimés sur leur composante zénithale (c'est-à-dire perpendiculairement à la surface terrestre), puis corrigés selon leur élévation grâce à une fonction de projection choisie, ici la fonction GMF (Global Mapping Function, Boehm et al. [2006]). D'autres fonctions de projections sont disponibles, en particulier la fonction VMF (Vienna Mapping Function, Böhm et Schuh [2003]).

La partie hydrostatique du retard troposphérique varie lentement temporellement et spatialement. Elle est donc calculée à partir de modèles atmosphériques utilisés en a priori car les modèles météorologiques in situ ne sont pas toujours disponibles. Dans notre calcul, nous nous basons sur le modèle GPT (Global Pressure and Temperature, [Boehm et al. \[2007\]](#)) issu du modèle ECMWF. Bien qu'aujourd'hui la modélisation recommandée soit la modélisation ECMWF/VMF, nous avons choisi d'adopter la modélisation GPT/GMF afin de rester cohérents au calcul des produits JPL utilisés en entrée du traitement en PPP. Les différences dues au choix de la modélisation sont de toute façon faibles. [Steigenberger et al. \[2009\]](#) ont montré que les différences entre deux calculs utilisant les deux modélisations différentes sont de l'ordre du millimètre sur la composante verticale annuelle des stations.

La partie humide du retard est elle très variable, elle est estimée au cours du traitement. Dans le calcul effectué par le logiciel Gipsy-Oasis, la partie humide des retards troposphériques zénithaux (Zenithal Wet Delay ZWD) et les gradients horizontaux sont des paramètres stochastiques du modèle. Ils sont estimés comme tel tous les cinq minutes avec un modèle de marche aléatoire ([Bar-Sever et al. \[1998\]](#)).

Modèle de surcharges océaniques

Les phénomènes de marées et surcharges ont été présentés dans la partie 1.3.1. Comme les conventions IERS ([Petit et Luzum \[2010\]](#)) le recommandent, nous utilisons le modèle de surcharges océaniques FES2004³ ([Lyard et al. \[2006\]](#)). Celui-ci est exprimé dans le centre des masses de la Terre solide et des océans pour rester cohérent avec les orbites utilisées ([Blewitt \[2003\]](#); [Fu et al. \[2012\]](#)).

4.2.4 Bilan de la stratégie retenue

La table 4.2 regroupe toutes les caractéristiques importantes de la stratégie de calcul adoptée dans cette thèse. Cette stratégie est en accord avec la stratégie utilisée pour le calcul des produits JPL (communication personnelle de M. Heflin⁴).

3. <http://holt.oso.chalmers.se/loading/>

4. Jet Propulsion Lab (NASA)

Caractéristiques générales	
Logiciel utilisé	GIPSY-OASIS Version 2.6.1
Produits pour la semaine GPS 'www' et le jour de la semaine 'd'	laregwwwd.stacov laregwwwd.snx : fichiers sinex contenant les positions journalières des stations
Période de traitement	01/01/2000 - 31/12/2012
Modélisation des observables	
Pré-traitement	Détection des sauts de cycle
Observations	Mesures de phase non-différenciées iono-free, LC Mesures de pseudo-code non-différenciées iono-free, PC Angle de coupure : 7 degrés Échantillonnage : 300 secondes
Excentricité du centre de l'antenne (ARP) – > marqueur	Excentricités dN, dE, dU à partir des fichiers sitelogs de la station
Calibration du centre de phase des antennes	Modèles PCV à partir du fichier igs08_www.atx
Troposphère	Type de récepteur, antenne et radome à partir des sitelogs
Ionosphère	Fonction de projection : Global Mapping Function (GMF) Effets de 1er ordre : Supprimés par combinaisons LC et PC Effets de 2e ordre : Non modélisés
Marées	Marées terrestres solides : IERS 2010 Marées polaires : IERS 2010
Surcharges	Océaniques : FES04 Atmosphérique : Non appliquée Hydrologie : Non appliquée Autres effets : Non appliqués
Estimation des paramètres	
Ajustement	Filtre de Kalman
Repère de référence	
Terrestre	Coordonnées et vitesses des stations IGS08

TABLE 4.2 – Résumé de la stratégie retenue

Mise en référence & analyse

Sommaire

5.1	Post-traitements	43
5.1.1	Identification des discontinuités et des points aberrants	43
5.1.2	Mise en référence	44
5.2	Validation	45
5.2.1	Comparaison sur le réseau IGS core	45
5.2.2	Comparaison avec la solution Sumatra - TUD	45
5.2.3	Comparaison avec la solution Chili - ENS	48
5.3	Bilan	50

Après avoir effectué le traitement des données GPS présentées dans la partie 4.1 avec la stratégie résumée dans la table 4.2, des post-traitements sont indispensables afin d'assurer une mise en référence correcte de notre solution. Ils sont présentés dans la première partie de ce chapitre. La seconde partie regroupe les résultats validant le calcul opéré, notamment des comparaisons avec d'autres solutions existantes.

5.1 Post-traitements

Avec la stratégie que nous avons retenue pour le traitement des données GPS, nous avons obtenu une solution flottante, c'est-à-dire exprimée dans un repère centré au centre des masses moyen de la constellation de satellites disponible chaque jour. Les post-traitements vont permettre d'identifier les discontinuités, de retirer les points faux et mettre en référence dans la dernière version de l'ITRF, l'ITRF2008, les séries temporelles de positions de chaque station traitée. Les vitesses long-termes des stations pourront ensuite être déterminées en cumulant les solutions journalières exprimées dans l'ITRF2008. Toutes ces étapes sont réalisées avec le logiciel CATREF ([Altamimi et al. \[2007b\]](#)).

5.1.1 Identification des discontinuités et des points aberrants

Avant toute correction, il est primordial d'identifier toutes les discontinuités présentes dans nos séries temporelles de positions. En effet, des discontinuités non identifiées affecteraient l'étude des déformations post-sismiques. Une liste de ces discontinuités est tenue à jour par l'IGS pour les stations de son réseau. Les discontinuités dans les séries temporelles de positions des stations de géodésie spatiale peuvent s'expliquer par :

- un déplacement brusque de la croûte terrestre (séisme ou glissement de terrain),
- un déplacement de la monumentation sur laquelle la station est installée,
- un changement d'équipement (antenne ou récepteur principalement),
- un changement de l'environnement local de la station (modification du masque ou des multi-trajets de la station),
- ou encore un changement de la stratégie de calcul suivie.

Leur détection reste le plus souvent manuelle. Pour compléter la liste des discontinuités de l'IGS, nous utilisons le logiciel TsView¹ en considérant comme significatif tout décrochement visible dont l'amplitude est supérieur à quatre fois son écart-type.

Ce n'est que dans un deuxième temps que les points faux sont retirés des séries temporelles de positions des stations GNSS. Pour cela, nous adoptons un processus itératif qui rejette les points jugés aberrants selon la valeur de leurs résidus normalisés dans l'application spécifique du calcul de vitesses.

5.1.2 Mise en référence

Après un calcul en PPP n'utilisant pas les produits (orbites, biais d'horloges) déjà mis en référence, l'alignement des vitesses et positions obtenues sur l'ITRF est une étape importante qui peut être opérée de deux façons.

Protocole proposé par le JPL

Le JPL fournit pour les utilisateurs de ses produits "non fiducial" les 7 paramètres de transformation permettant de mettre en référence chaque jour la solution calculée dans l'ITRF2008 (voir figure 5.1). Leur application est simple, rapide, et ne nécessite l'ajout d'aucune station de référence dans le calcul.

Protocole classique mené avec le logiciel CATREF

Pour valider les paramètres de transformation fournis par le JPL, la mise en référence est autrement réalisée par alignement de la solution calculée sur l'ITRF en déterminant soi-même les paramètres de transformation à appliquer. La comparaison des deux méthodologies est faite dans le paragraphe 5.2.1. Le protocole à suivre est alors le suivant :

1. Définition d'un réseau de stations pour la mise en référence.
Un ensemble de stations GNSS appartenant au réseau ITRF/IGS est sélectionné de telle façon à ce que leurs périodes de mesures couvrent la période du calcul effectué. Il est recommandé de porter une attention particulière à leur distribution spatiale, distribution que l'on souhaite mondiale et autant que possible homogène. Dans notre cas, il s'agit des stations du réseau IGS core (voir figure 4.3).
2. Traitement des observations
Les fichiers d'observations Rinex diffusés par les centres de données ITRF/IGS sont récupérés pour les stations sélectionnées précédemment. L'ensemble des données est ensuite traité en adoptant stratégie commune (ici, la stratégie résumée en table 4.2).

1. Logiciel développé par le MIT (<http://www-gpsg.mit.edu/~tah/GGMatlab/>).

3. Propagation des positions ITRF/IGS (X_I) des stations choisies à l'époque centrale du calcul (t_c) en appliquant l'équation suivante :

$$X_I(t_c) = X_I(t_0) + \dot{X}_I(t_c - t_0) \quad (5.1)$$

avec

- $X_I(t_0)$ les positions ITRF des stations à la date de référence t_0 ,
 - \dot{X}_I leurs vitesses linéaires. Cette étape, comme les suivantes, est réalisée par le logiciel CATREF.
4. Mise en référence par application des contraintes minimales.
On cherche à minimiser les paramètres de transformation entre la solution estimée et la solution ITRF, sur les points de référence sélectionnés. On a recours à un jeu de contraintes particulières, appelé contraintes minimales, lors du calcul de la similitude permettant le passage du repère flottant à l'ITRF. On applique ensuite les paramètres estimés à notre solution GNSS pour l'exprimer dans l'ITRF considéré.
 5. Comparaison avec la solution officielle.
Les positions obtenues pour les stations de référence sont comparées avec leurs positions ITRF officielles propagées à la date t_c . Les 7 paramètres d'une similitude sont pour cela calculés, ils doivent être à cette étape égales à zéro. Si ce n'est pas le cas, les stations pour lesquelles les écarts entre les positions ITRF publiées et leurs positions calculées sont les plus grands doivent être retirées du réseau de stations servant à l'alignement de la solution. Le processus de mise en référence est ensuite itéré.

5.2 Validation

5.2.1 Comparaison sur le réseau IGS core

On compare ici les deux protocoles présentés dans le paragraphe 5.1.2 pour la mise en référence dans l'ITRF2008 de notre solution GNSS. Pour cela, les paramètres estimés avec CATREF sont confrontés à ceux publiés par le JPL². La figure 5.1 regroupe les différentes séries temporelles des paramètres de translations (TX , TY , TZ), d'échelle (D) et de rotations (RX , RY , RZ) dont on dispose pour la période allant de l'année 2000 à l'année 2012.

La figure 5.2 présente les séries des différences entre les paramètres estimés avec CATREF et ceux fournis par le JPL, ainsi que leur distribution. Ces différences sont faibles et ne montrent pas de biais importants. Les écarts observés proviennent :

- avant 2009, de la différence du réseau de stations utilisé pour le calcul de ces paramètres,
- après 2009, du même effet cumulé à celui de la perte de précision de la solution IGS08 (liée aux prédictions des coordonnées des stations).

5.2.2 Comparaison avec la solution Sumatra - TUD

Les séries temporelles de positions des stations du réseau d'Asie du Sud-Est obtenues par notre protocole de traitement des données GPS ont été comparées à celles produites par W. Simons (TUD). Sa stratégie repose sur la modélisation troposphérique

2. ftp://sideshow.jpl.nasa.gov/pub/JPL_GPS_Products/Final/yyyy/*.x.gz

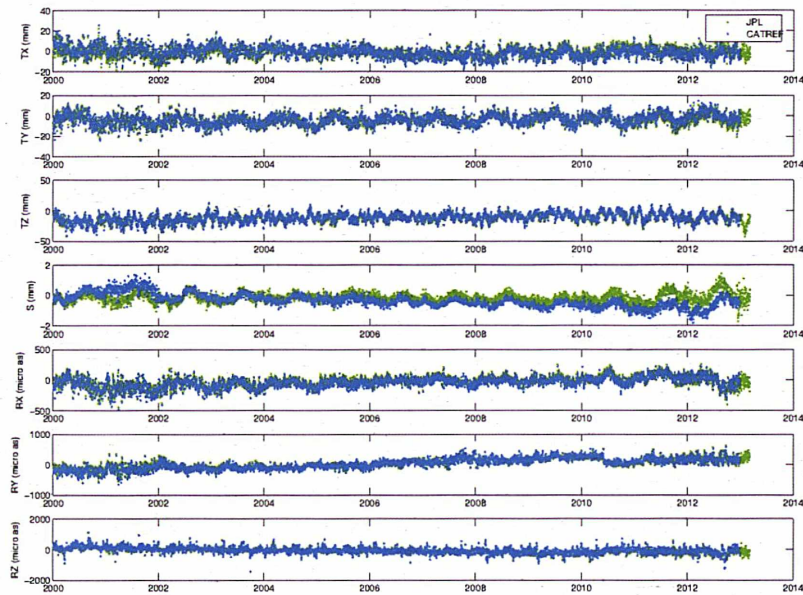


FIGURE 5.1 – Paramètres de transformation assurant la mise en référence des solutions PPP journalières produites avec le logiciel Gipsy-Oasis. Les points verts sont les paramètres fournis par le JPL, ceux en bleu sont estimés avec CATREF.

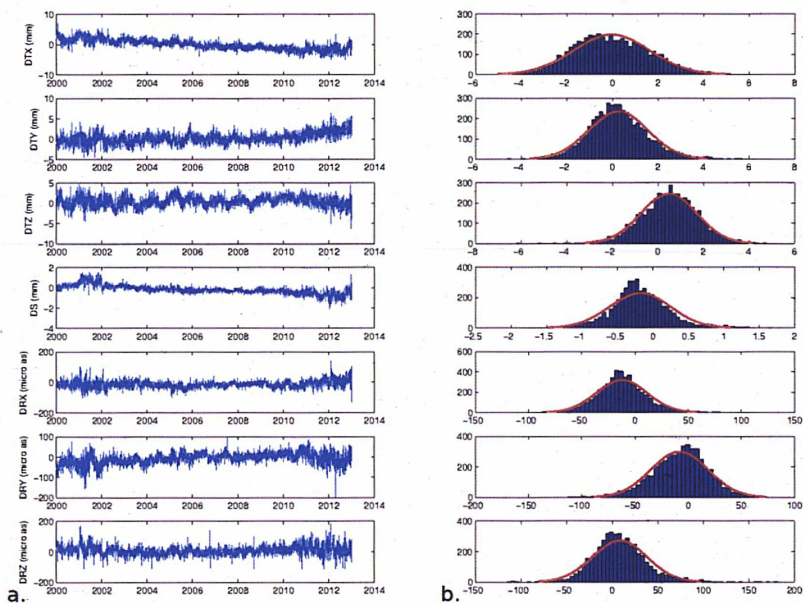


FIGURE 5.2 – Différences des paramètres de transformation entre ceux estimés par CATREF et ceux fournis par le JPL. (a) Séries temporelles des différences. (b) Dispersion des différences.

ECMWF/VMF et l'utilisation des produits IGS05 dans un calcul PPP semblable au nôtre (aussi avec le logiciel Gipsy-Oasis). La mise en référence diffère également puisque sa solution est exprimée dans l'ITRF2005. La figure 5.3 présente les séries temporelles de positions de deux stations du réseau, la station d'Arau (ARAU) et celle de Gua Musang (GMUS), situées en Nord Malaisie.

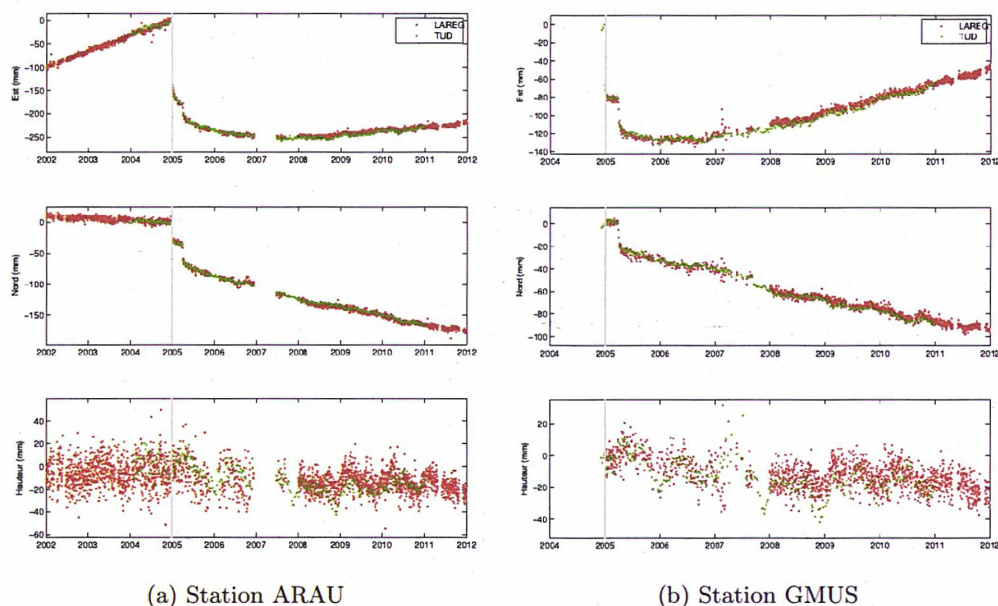


FIGURE 5.3 – Séries temporelles de positions des stations ARAU et GMUS obtenues avec notre stratégie (points rouges) et la stratégie suivie par Wim Simons (points verts)

De manière générale, l'accord entre les deux solutions est bon pour l'ensemble des stations du réseau. Quelques petites différences apparaissent néanmoins. Elles se traduisent par l'existence de vitesses résiduelles dans les séries de différences des solutions, comme le montre la figure 5.4. Les valeurs de ces vitesses sont regroupées dans la table 5.1.

Vitesses résiduelles			
(mm/an)			
Station	Est	Nord	Verticale
ARAU	-1.65	0.76	-4.06
GMUS	-1.66	-1.32	-1.04

TABLE 5.1 – Vitesses résiduelles dans les séries des différences de positions obtenues avec notre stratégie et la stratégie suivie par Wim Simons pour les stations ARAU et GMUS.

La solution LAREG contient les séries temporelles de positions de 41 stations du début de leur installation à fin 2011. Ce produit est prêt pour d'éventuelles futures utilisations en entrée de modèles post-sismiques (voir chap. 6).

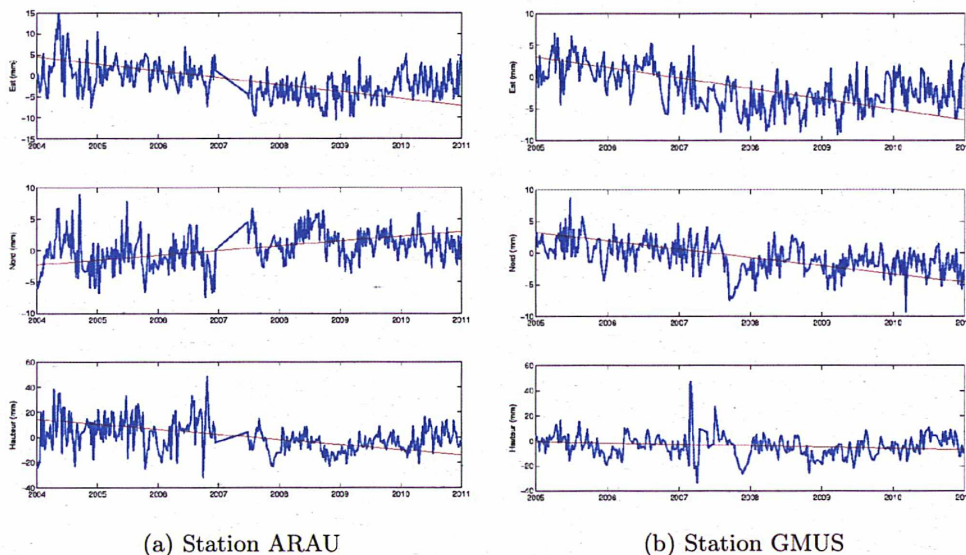


FIGURE 5.4 – Différences entre les séries temporelles de positions des stations ARAU et GMUS obtenues avec notre stratégie et la stratégie suivie par Wim Simons. La pente moyenne de ces séries de différences est représentée par la ligne rouge.

5.2.3 Comparaison avec la solution Chili - ENS

Les observations des stations GNSS installées en Amérique du Sud sont traitées à l'ENS. Le calcul opéré est un calcul régional en doubles différences utilisant la suite logicielle GAMIT-GLOBK développés par le MIT. La mise en référence est faite en contraignant les positions de cinq stations IGS situées en Amérique du Sud, et de sept stations brésiliennes. Ce type de mise en référence est notamment problématique pour l'analyse des effets de surcharge (qui sont transmis en partie aux paramètres de transformations estimés). Le protocole de mise en référence d'une solution régionale est décrit par [Collilieux et al. \[2012\]](#).

Pour comparer cette solution à la notre, on réalise un alignement de la solution ENS sur la solution LAREG. On calcule alors les 7 paramètres de transformation qui permettent le passage du repère de la solution ENS vers celui de la solution LAREG, puis on exprime la solution ENS dans le repère intrinsèque à la solution LAREG. La figure 5.5 regroupe les séries temporelles des paramètres de transformation estimés entre les deux solutions.

On évalue la cohérence des solutions en analysant les écarts moyens par station. La figure 5.6 représente les distributions des WRMS par composante (Est, Nord, verticale) sur le réseau. Ces résultats sont synthétisés par les valeurs d'écarts entre notre solution et celle de l'ENS contenues dans la table 5.2. On compare ces écarts à ceux existants entre la solution JPL (calculée avec le logiciel Gipsy-Oasis, comme la solution LAREG) et la solution MIT (calculée avec le logiciel GAMIT-GLOBK, tout comme la solution ENS). Les ordres de grandeur de ces écarts sont similaires, ce qui témoigne de l'absence d'incohérence entre notre solution et celle de l'ENS.

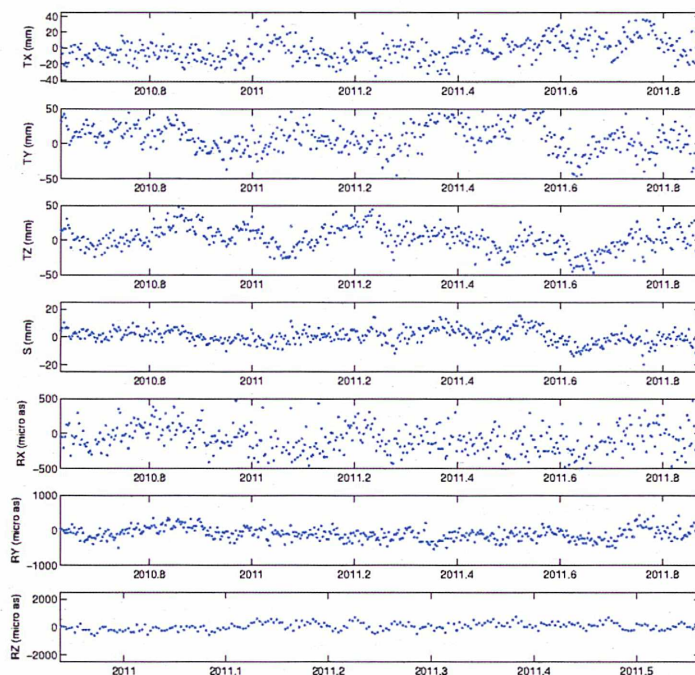


FIGURE 5.5 – Paramètres de transformation estimés entre la solution ENS et la solution LAREG libre (réseau IGS core et d'Amérique du Sud)

		E (mm)	N (mm)	U (mm)
(a)	JPL - IGS	1.0 ± 0.2	0.9 ± 0.2	2.7 ± 0.5
	MIT - IGS	1.5 ± 0.5	1.3 ± 0.2	4.4 ± 0.5
(b)	JPL - MIT	1.8 ± 0.5	1.6 ± 0.3	5.2 ± 0.7
	LRG - ENS	1.2 ± 0.6	1.0 ± 0.3	4.5 ± 2.5

TABLE 5.2 – Ecart moyen (a) entre les solutions des centres d'analyse du MIT et du JPL avec la solution combinée IGS, (b) entre les solutions MIT et JPL, puis entre notre solution (LRG) et celle de l'ENS

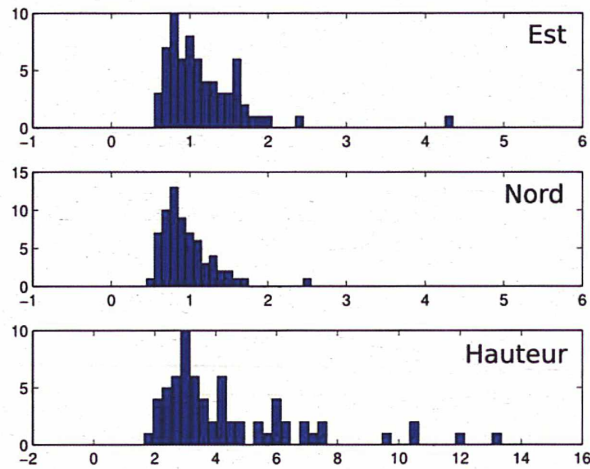


FIGURE 5.6 – Histogrammes des WRMS obtenus après combinaison de notre solution avec celle calculée à l'ENS

5.3 Bilan

Les paramètres de transformation fournis par le JPL sont conformes à ceux estimés avec CATREF. On peut donc indifféremment appliquer ces paramètres ou procéder à un alignement sur l'ITRF de la solution calculée en PPP pour mettre en référence les séries temporelles de positions obtenues avec le logiciel Gipsy-Oasis.

Après comparaisons, notre solution s'est révélée être équivalente à celle obtenue par W. Simons (TUD) pour le réseau d'Asie du Sud-Est, ainsi qu'à celle de l'ENS pour le réseau d'Amérique du Sud.

Troisième partie

**Modélisation des déformations
post-sismiques**

Introduction de la partie III

Un modèle (ou modélisation) peut être défini comme un ensemble de fonctions mathématiques décrivant un processus physique dont on cherche à reproduire théoriquement le comportement. Ces fonctions cherchent à :

1. simplifier les phénomènes étudiés, on a alors recours à des hypothèses physiques et mathématiques plus ou moins restrictives ;
2. reproduire ces phénomènes en s'adaptant aux contextes dans lesquels ils surviennent, on les alimente généralement par des données collectées (mesures physiques expérimentales ou terrain).

Les estimations des phénomènes considérés sont ensuite confrontées à un jeu d'observations extérieures. Lorsque des différences significatives sont mises en évidence, les hypothèses ou les fonctions mathématiques descriptives peuvent être revues (voir figure 5.7). Dans ce manuscrit, le terme « modèle » pourra être employé de façon abusive, et on parlera de deux modèles différents lorsque les données et hypothèses sur lesquelles ils reposent diffèrent.

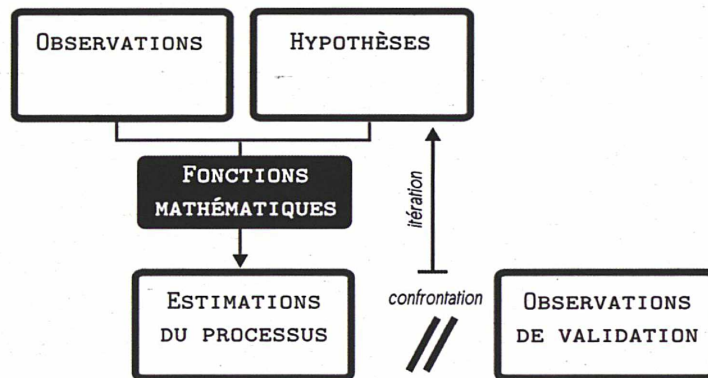


FIGURE 5.7 – Schéma général de la construction d'un modèle

Le phénomène physique que nous cherchons à modéliser est la réponse de la surface terrestre aux déformations post-sismiques. Pour cela, on distingue deux catégories de modèles selon le type de fonctions mathématiques qu'ils intègrent :

- ceux utilisant les équations de mécanique des matériaux sont regroupés sous la dénomination « modèles géophysiques ». Ils font l'objet du chapitre 6.
- ceux utilisant des combinaisons de fonctions usuelles sont appelés « modèles paramétriques ». Ils sont présentés dans le chapitre 7.

Le chapitre 8 est une étude particulière menée autour des déformations post-sismiques produites par les séismes géants de subduction. Dans ce dernier chapitre, on recherche les systématismes qui apparaissent dans la réponse de la croûte terrestre en période post-sismiques. L'objectif est à la fois d'avoir une meilleure compréhension des phénomènes, mais aussi d'obtenir des éléments capables de contraindre et/ou remplacer les estimations faites par les modèles des chapitres 6 et 7.

Modèles géophysiques

Sommaire

6.1	Notions élémentaires	55
6.2	Modélisation par techniques spectrales	57
6.2.1	Méthodologie	57
6.2.2	Résultats et limites	58
6.3	Modélisation en éléments finis	58
6.3.1	Méthodologie	58
6.3.2	Résultats et limites	60
6.4	Bilan	62

Ce chapitre est une présentation des modélisations basées sur les équations de mécanique des milieux continus les plus couramment employées pour l'estimation des déformations crustales au cours du cycle sismique. L'appellation "modèles géophysiques" est propre à ce manuscrit. Après être revenus sur les notions indispensables à la compréhension de tels modèles dans la première partie, on présente les résultats publiés actuellement à partir de modèles basés sur des techniques spectrales ou des calculs en éléments finis.

6.1 Notions élémentaires

Les déplacements du sol liés au cycle sismique sont modélisés par les équations de mécanique des milieux continus. Ces équations relient contraintes et déformations. Leurs paramètres sont souvent déterminés empiriquement à partir de résultats expérimentaux ou de mesures terrain.

Les déplacements cosismiques sont gouvernés par les propriétés élastiques des matériaux constitutifs de la croûte terrestre. Ces propriétés imposent une relation linéaire entre contraintes et déformations (corps assimilé à un solide de Hooke, voir figure 6.1). Lorsque les contraintes sont retirées d'un corps élastique, celui-ci retrouve son état initial (mécanisme du ressort).

Les déplacements post-sismiques sont plus complexes à modéliser dans la mesure où ils peuvent être le résultat de divers mécanismes comme nous l'avons décrit dans le paragraphe 2.3. Dans la suite, nous nous focalisons sur les déplacements produits par les phénomènes de relaxation post-sismique qui sont les déplacements créés sur les plus grandes échelles temporelles et spatiales. Ils sont issus de déformations plus profondes, touchant donc des matériaux moins rigides (constitutifs du manteau supérieur) et ayant

lieu dans des conditions de température et pression plus élevées. Ces déformations ont un comportement à la fois élastique (sur une courte échelle de temps) et visqueux. Ce comportement ne dépend plus seulement des contraintes appliquées mais également de tout l'historique de ces dernières. Les déformations visco-élastiques sont donc fonction du temps, contrairement aux déformations élastiques pour lesquelles l'ordre d'application des contraintes ne modifie pas la réponse. Une représentation simple de ces déformations consiste à combiner linéairement des éléments élastiques et des éléments visqueux (corps assimilé à un fluide newtonien). Une telle combinaison peut être représentée par un assemblage de ressorts et pistons (voir figure 6.1). D'après Bürgmann et Dresen [2008]; Segall [2010]; Wang et al. [2012], les modèles rhéologiques les plus communément utilisés pour décrire les comportements visco-élastiques sont :

- les corps dits de Maxwell (Flügge [1975]; Rundle et Jackson [1977]) : ils se comportent comme un montage en série d'un ressort et d'un piston.
- les corps dits de Burgers (Burgers [1939]) : il s'agit de corps bi-visqueux, donc sensibles à deux temps de relaxation. Le plus court est celui d'une viscosité transitoire, le plus long est celui du régime visqueux permanent.

Pour résoudre les problèmes de déformations de la Terre au cours du cycle sismique, on introduit ces équations différentielles descriptives des réponses des matériaux composant les différentes enveloppes terrestres dans l'expression des tenseurs de déformations.

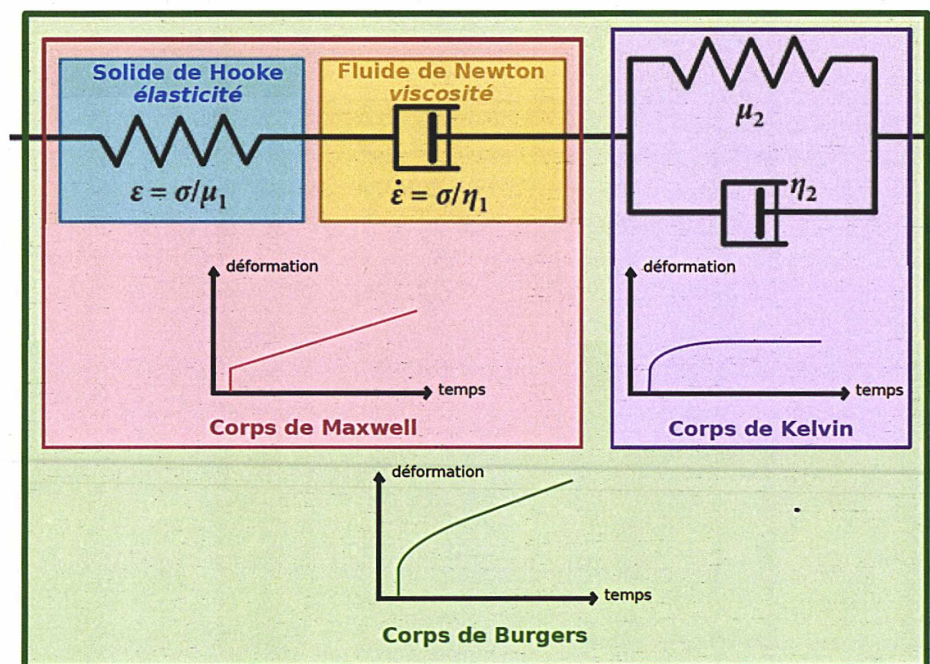


FIGURE 6.1 - Description des rhéologies visco-élastiques (adapté de Bürgmann et Dresen [2008])

La résolution des équations aux dérivées partielles d'un problème aux limites, tel que celui qui nous intéresse, ne peut être réalisée qu'au moyen de méthodes semi-analytiques ou numériques. La méthode semi-analytique employée pour la modélisation des comportements visco-élastiques est la méthode spectrale. Sa particularité est d'être une méthode globale, en opposition aux méthodes numériques qui sont des méthodes locales dans le sens où l'approximation des dérivées des quantités qu'elles fournissent en un

point du domaine n'est obtenue qu'à partir des valeurs dans un voisinage proche de ce point. Les méthodes numériques classiques sont les méthodes des différences finies, des volumes finis et des éléments finis pour les problèmes à géométrie complexe comme c'est le cas dans l'étude des déformations post-sismiques.

Dans la suite, nous présentons des exemples de modèles basées sur ces deux techniques de résolution que sont les techniques spectrales et les calculs en éléments finis afin d'en dégager les principes généraux, ainsi que les avantages et inconvénients dans le contexte de la recherche de modèles correctifs des déformations post-sismiques enregistrées par les stations de l'ITRF.

6.2 Modélisation par techniques spectrales

Les techniques spectrales sont très largement utilisées pour la résolution des problèmes de géophysique globale. Qu'il s'agisse de modèles de marées, de mouvement du géocentre (Greff-Lefftz et Legros [1997]), de rebond post-glaciaire (Peltier [1974]) ou, comme le problème qui nous occupe, de déformations post-sismiques, les équations restent les mêmes avec cette méthode.

6.2.1 Méthodologie

Les techniques spectrales sont appliquées à des modèles visco-élastiques sphériques (compressibles ou incompressibles). Elles permettent une résolution numérique des équations de mécanique pour de faibles harmoniques introduites dans la formulation des modes normaux. L'ensemble des fondements théoriques et équations nécessaires à l'implémentation de ce type de modélisation sont détaillés par Piersanti et al. [1995], Pollitz [1997, 2003, 2014]), ainsi que dans l'annexe A de Pollitz et al. [2006].

Les paramètres d'entrées de tels modèles sont :

- un modèle de Terre simplifié assimilé à une sphère dont la structure interne est à symétrie radiale,
- la géométrie du plan de faille dont les principaux éléments sont représentés sur la figure 6.2,
- le glissement moyen du plan de faille.

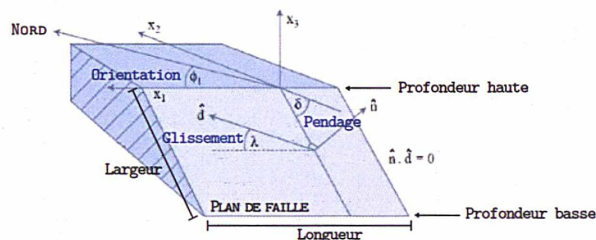


FIGURE 6.2 – Éléments descriptifs de la géométrie d'un plan de faille

Pour les séismes les plus complexes, les ruptures sont décomposées selon une succession de plans de faille. Par exemple, pour la modélisation des déformations post-sismiques du séisme de Sumatra de décembre 2004 (Mw 9.2), Pollitz et al. [2008] ont fragmenté la ligne de rupture en 9 plans de failles selon le découpage proposé par Banerjee et al. [2007] (voir figure 6.3).

6.2.2 Résultats et limites

Un exemple de ce type de modèles est la modélisation des premières déformations post-sismiques créées par le séisme de Sumatra en décembre 2004 (suivi par celui de Nias en mars 2005) dans les travaux de [Pollitz et al. \[2006\]](#). Après avoir testé plusieurs modèles rhéologiques, ils parviennent à trouver un accord entre leur modèle et les observations de stations GNSS situées en champ lointain. Pour modéliser les déformations en champ proche, [Pollitz et al. \[2008\]](#) ont raffiné le modèle initial en introduisant une plaque plongeante en profondeur et en réduisant la viscosité de l'asthénosphère. La comparaison de leur modèle final et des observations GNSS est présentée dans la figure 6.3. Malgré les modifications apportées au modèle, l'accord avec les données n'a pas été obtenu en champ proche.

Ce type de modèle est néanmoins très utilisé car leurs construction et calcul sont relativement rapides (bien que le temps de calcul puisse devenir vite important à cause du nécessaire développement en harmoniques sphériques jusqu'à des termes élevés). Leur principale limite est, comme le montre les travaux de [Pollitz et al. \[2008\]](#), qu'ils rendent difficiles l'affinement de la géométrie locale du plan de faille et de la rhéologie associée. Ceci est lié au modèle de Terre sur lequel les calculs sont effectués. Ce modèle n'autorise pas dans sa construction l'existence de variations latérales de viscosité. Or l'existence de plaque plongeante et d'aspérités à plus faible viscosité autour des zones sismogènes se heurte à cette contrainte géométrique. D'autres types de modèles ont donc été développés permettant une meilleure description de la structure locale. C'est notamment le cas de certains modèles en éléments finis, tels que ceux présentés dans la partie suivante.

6.3 Modélisation en éléments finis

Les calculs en éléments finis permettent de proposer de nouveaux modèles de déformations post-sismiques prenant le contre-pieds des modélisation par technique spectrale. Dans cette partie, on étudie un exemple de ce type de modèle : celui développé par l'équipe de L. Fleitout¹ pour la modélisation des déformations produites au cours des cycles sismiques des grands séismes de subduction.

6.3.1 Méthodologie

1. Description de la géométrie et maillage

Cette première étape est cruciale dans l'élaboration de modèles en éléments finis. Elle permet une description fine des éléments de la zone sismogène. Le maillage obtenu est propre à la région sismique dont on souhaite modéliser le comportement. La figure 6.4 illustre les éléments structurels principaux des modèles construits par l'équipe de L. Fleitout.

2. Description des matériaux

Le comportement rhéologique de chaque élément de la géométrie choisie est ensuite décrit. Ces paramètres rhéologiques sont adaptés en fonction des déformations post-sismiques enregistrées par les stations GPS (par exemple, le déplacement post-sismique est fonction de l'inverse de la viscosité). Cette étape est rendu

1. Laboratoire de Géologie, ENS, Paris

January - November 2005

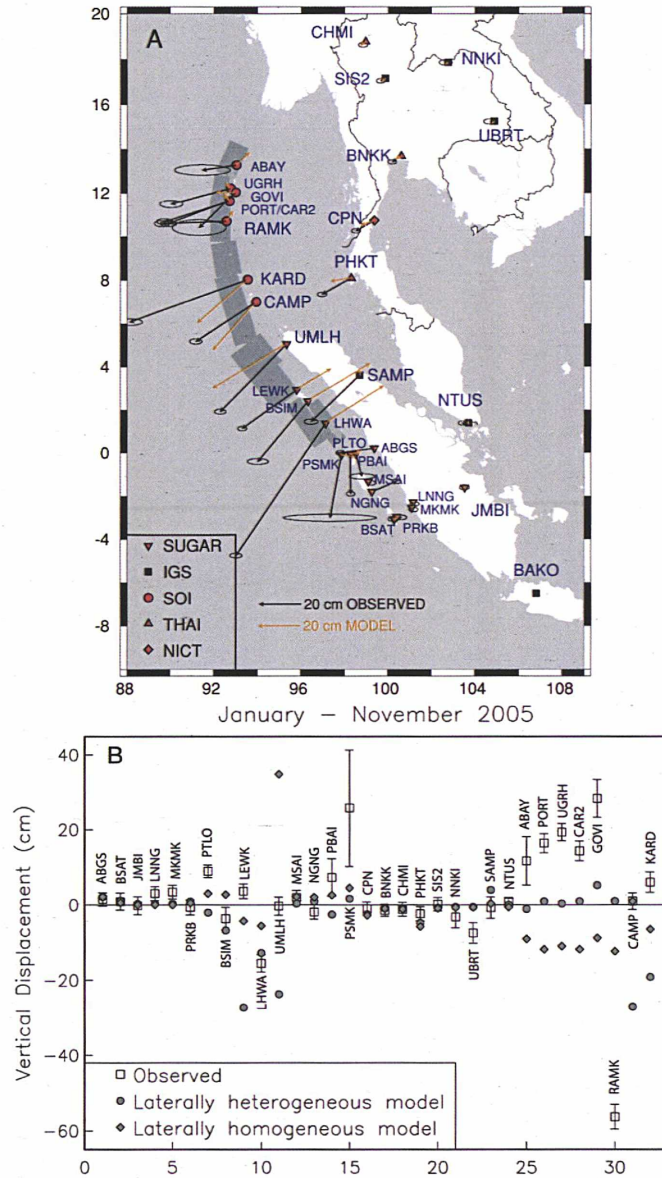


FIGURE 6.3 – Déplacements post-sismiques (a) horizontaux et (b) verticaux des séismes de Sumatra en décembre 2004 et de Nias en mars 2005 cumulés sur 11 mois après le séisme de 2004. [Pollitz et al. \[2008\]](#)

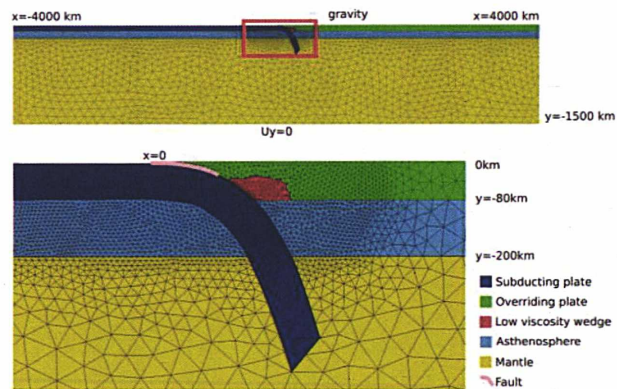


FIGURE 6.4 – Structure du modèle en éléments finis 2D Trubienko [2013]

nécessaire par le manque de connaissances que l'on a encore actuellement sur la structure interne de la Terre et ses variations.

3. Calcul du glissement sur le plan de faille

Les déformations cosismiques, calculées à partir des mesures GPS, sont inversées afin de déterminer le glissement sur la faille. Ce glissement est introduit en entrée du modèle.

4. Calcul

On simule un séisme en introduisant un glissement tangentiel sur l'interface de la subduction, c'est-à-dire entre les deux plaques en jeu, appliqué sur un intervalle de temps très court. Ce déplacement est maintenu pendant toute la durée de la simulation. La période post-sismique est estimée à quelques centaines d'années, temps pendant lequel la relaxation dans l'asthénosphère et les aspérités à faible viscosité continue de déplacer l'ensemble du domaine.

Les équations de mécanique sont résolues sur les différentes cellules du maillage par le programme Zébulon de la suite logicielle Zset².

5. Post-traitements

Une fois les déformations calculées sur l'ensemble de la grille définie, on en extrait les séries temporelles de positions de points d'intérêt. Pour nous, il s'agit des sites des stations de géodésie spatiale de l'ITRF. Les calculs ont été menés dans un repère local au maillage, on convertit les coordonnées obtenues en coordonnées géographiques locales ENU pour pouvoir les interpréter et les comparer aux observations disponibles.

Par ailleurs, les déformations produites par les phénomènes d'afterslip sont ajoutées aux déformations de la relaxation post-sismique. Elles sont considérées comme proportionnelles aux déformations post-sismiques.

6.3.2 Résultats et limites

Ce type de modélisation a été entrepris pour l'étude du cycle sismique des trois derniers grands séismes de subduction que sont :

- le séisme de Sumatra en décembre 2004 (Mw 9.2), suivi du séisme de Nias en mars 2005 (Mw 8.7) : Satirapod et al. [2013],

2. <http://www.zset-software.com/products/zebulon/>

- le séisme du Chili en février 2010 (Mw 8.8) : travaux de thèse d'E. Klein en cours,
- le séisme de Tohoku en mars 2011 (Mw 9.0) : Trubienko et al. [2013]; Trubienko et al. [2014].

Le modèle en éléments finis du séisme de Tohoku couvre une région de 7000×3000 km (voir figure 6.5). Il fournit la réponse post-sismique de la croûte terrestre en champ lointain (à plus de 1000 km de la rupture) et devra être affiné pour modéliser les déformations en champ proche. Le champ proche est particulièrement sensible au rejeu de nombreuses failles en arrière de la subduction qui perturbent la réponse post-sismique.

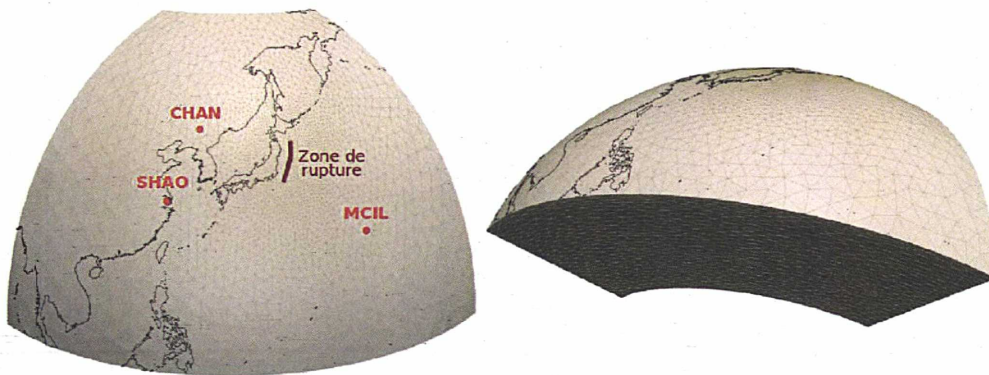


FIGURE 6.5 – Maillage 3D utilisé pour le calcul en éléments finis des déformations post-sismiques produites par le séisme de Tohoku en mars 2011 (adapté de Trubienko et al. [2013]). La grille couvre la zone géographique comprise entre 5° et 70° en latitude, et 90° et 180° en longitude. Les stations CHAN, MCIL et SHAO sont trois stations du réseau IGS pour lesquelles les observations ont été comparées au modèle dans la figure 6.6.

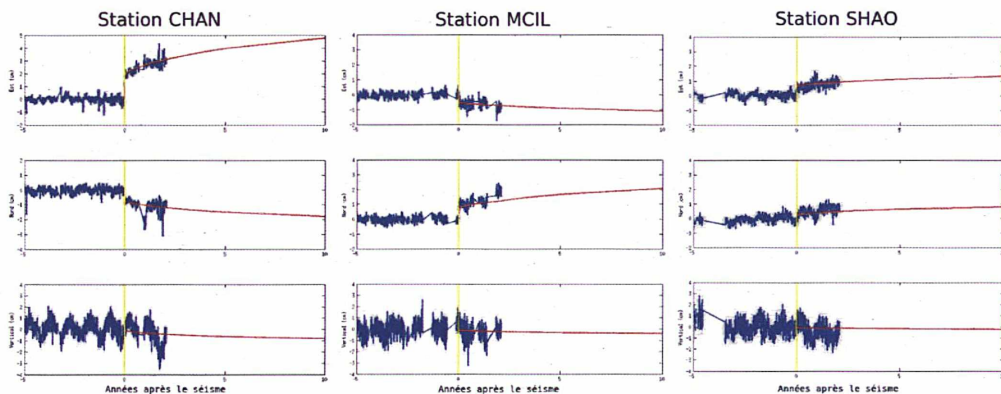


FIGURE 6.6 – Séries temporelles de positions journalières des stations IGS de Changchun (CHAN), Minamitorishima (MCIL) et de Shanghai (SHAO). La ligne jaune marque la date du séisme de Tohoku. La courbe rouge correspond à la modélisation en éléments finis des déformations post-sismiques de ces stations.

La figure 6.6 montre l'accord entre ce modèle et les observations de stations IGS. Il en est de même pour toutes les stations du réseau situées en champ lointain (à une

distance supérieure à 1000 km de l'épicentre). Les résultats de ce modèle sont analysés dans le chapitre 8 pour la recherche de systématismes.

6.4 Bilan

Quelque soit le type de modèle géophysique utilisé, on en obtient des prédictions long-terme des déformations post-sismiques du séisme étudié en tout point du domaine considéré. On remarque que si l'accord entre données et modèles parvient à être trouvé en champ lointain, il est plus incertain en champ proche. En effet, le champ proche est une zone dans laquelle plusieurs failles secondaires sont souvent réactivées par l'événement sismique et celles-ci viennent perturber la réponse post-sismique principale. On retiendra également que la qualité de ces modèles est directement fonction de la qualité des données (notamment géodésiques) utilisées puisque les paramètres sont contraints sur la base d'aller-retours entre observations et prédictions.

Pour ces raisons et parce qu'avec ce type de modélisation, chaque séisme nécessite le développement d'un modèle particulier, on explore un autre type de modèles : les modèles paramétriques. Ils font l'objet du chapitre suivant.

Modèles paramétriques

Sommaire

7.1	Résumé (traduction)	63
7.2	Article	63
7.3	Commentaires des relecteurs	85

Une alternative aux modèles géophysiques présentés dans le chapitre 6 est ici exposée. Il s'agit de modéliser les déplacements post-sismiques par des fonctions usuelles en estimant leurs paramètres directement dans les séries temporelles de positions des stations GNSS concernées. Ce chapitre est construit sur un article soumis à *Journal of Geodynamics* en juin 2014, la partie 7.3 reprend les commentaires des relecteurs qui orienteront les modifications futures apportées au papier.

7.1 Résumé (traduction)

Dans la dernière décennie, de nombreux séismes sont à l'origine de déformations crustales. Ces dernières ont déplacé les stations géodésiques de quelques millimètres à plusieurs mètres et ont également été sources de lents mouvements transitoires, appelés déformations post-sismiques. Ces effets de relaxation peuvent durer jusqu'à plusieurs dizaines d'années, et ne peuvent pas être modélisés précisément par des fonctions linéaires par morceaux, comme cela est actuellement fait pour la détermination du Repère de Référence Terrestre International (ITRF). Il est donc devenu essentiel de prendre en compte proprement ces déformations qui affectent les stations de l'ITRF si l'on veut améliorer l'exactitude des coordonnées prédites par l'ITRF. Nous étudions plusieurs modèles post-sismiques paramétriques, basés sur la combinaison de fonctions logarithmiques et/ou exponentielles pour prédire le comportement des stations affectées par un séisme. Leurs paramètres sont estimés au cours d'un ajustement par moindres carrés à partir des séries temporelles de positions GPS des stations avant et après séisme. Bien que ces modèles reflètent les mécanismes de relaxation dans leur plus simple forme, nous évaluons leur capacité à estimer les déformations post-sismiques dues à des séismes de mécanismes et d'intensités différents. Le modèle recommandé est sélectionné pour chaque station à partir d'indicateurs statistiques, et évalué par la qualité des prédictions fournies. L'accord entre ces modèles et les séries de positions est meilleur que celui avec les fonctions linéaires par morceaux. De plus, l'utilisation de ces modèles améliore l'estimation des vitesses aux sites de colocalisation touchés par des séismes.

7.2 Article

Improvement of post-seismic deformations modeling in reference frame determination

Daphné Lercier^a, Xavier Collilieux^a, Zuheir Altamimi^a, Laurent Métivier^a, Christophe Vigny^b

^aIGN LAREG, Univ Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, 5 rue Thomas Mann, 75205 Paris Cedex 13, France

^bLaboratoire de Géologie, ENS, 24 rue Lhomond, 75231 Paris Cedex 05, France

Abstract

During the last decades, many earthquakes have caused crustal deformations and moved geodetic stations from few millimeters to several meters, inducing slow transient motions, called post-seismic deformations. These relaxation effects may last for several decades, and cannot be accurately modeled by piece-wise linear functions as it is currently operated in the International Terrestrial Reference Frame (ITRF). Therefore it becomes essential to properly handle these seismic deformations which affect the ITRF stations if one wants to improve the accuracy of coordinate forecast in the ITRF frame. We investigate various parametric post-seismic models, using logarithmic or/and exponential functions to predict the behavior of geodetic stations affected by an earthquake. Their parameters are fitted by least squares adjustment using GPS position time series before and after the earthquakes. Although these models reflect a relaxation mechanism in its most simplistic form, we evaluate their ability to estimate post-seismic deformations over earthquakes that show different seismic mechanics and different intensities. The recommended model is selected for each station according to statistical indicators, and evaluated with the accuracy of their predictions. The agreement between coordinate series and these models is better than piece-wise linear functions. In addition, the application of these models improves the determination of velocities at ITRF co-location sites subject to earthquakes.

Keywords: Post-seismic deformations, parametric models, ITRF

1. Introduction

The current construction of the International Terrestrial Reference Frame (ITRF) combines data provided by the four main space geodetic techniques : the Global Navigation Satellite System (GNSS), the Very Long Baseline Interferometry (VLBI), the Satellite Laser Ranging (SLR),

and the Doppler Orbit Determination and Radiopositioning Integrated by Satellite (DORIS). The network of tracking stations is globally distributed, more or less densely depending on the technique. The GNSS network includes the largest number of stations, 560 are used in the latest realization, the ITRF2008 [3]. ITRF stations are subject to all phenomena, global or local, which deform the Earth's crust. This study focuses on the non-linear deformations which appear after earthquakes and their modeling to improve the estimation of long-term velocities in the context of a reference frame determination. Currently, more than a hundred GNSS stations of the International GNSS Service (IGS) network were identified to suffer from this type of motions. We only present some twenty representative stations in this paper (see Figure 1). This concerns stations affected by the last great earthquakes ($M_w > 8$), but also by smaller magnitude earthquakes which produced significant displacements.

In seismic regions, in particular near plate boundaries, the seismic cycle produces three types of crustal deformations [21] :

- (1) During the interseismic period, the seismogenic zone is locked and strain is accumulated. On the earth's surface, the tectonic motion of geodetic stations is linear.
- (2) The coseismic slip breaks the locked seismogenic zone. This rupture lasts from a few seconds to several minutes and introduces a jump in time series of station positions.
- (3) Due to the coseismic break, the stresses change within the lithosphere and sometimes within the upper mantle. Stations record slow transient motions called post-seismic deformations. This may last several decades after the coseismic break, before returning to long-term linear displacement during the interseismic period.

Figure 2 shows these different steps at the Arequipa GNSS station affected by the 2001 Mw 8.4 Peru earthquake. Twelve years after the earthquake, the post-seismic deformations are still visible. In the past realizations of the International Terrestrial Reference System (ITRS), when an earthquake occurred, a new position and velocity were estimated after the epoch of the earthquake. Additional discontinuities were introduced to segment non-linear displacements, with different velocities on each segment. Thus, in the current ITRF modeling, post-seismic deformations are included in ITRF coordinates. According to the IERS conventions [15], the instantaneous position of a geodetic station can be derived from the ITRF coordinates $X(t)$ at epoch t by:

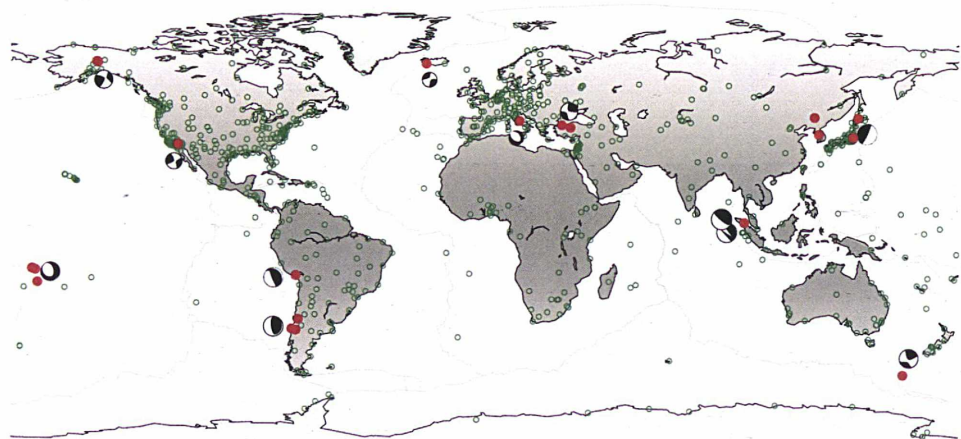


Figure 1: Map of the GNSS stations affected by post-seismic deformations and studied in this paper (red circle). Focal mechanisms are from the Global Moment Tensor catalog [5]. Grey circles are stations of the current network processed by the International GNSS Service (IGS).

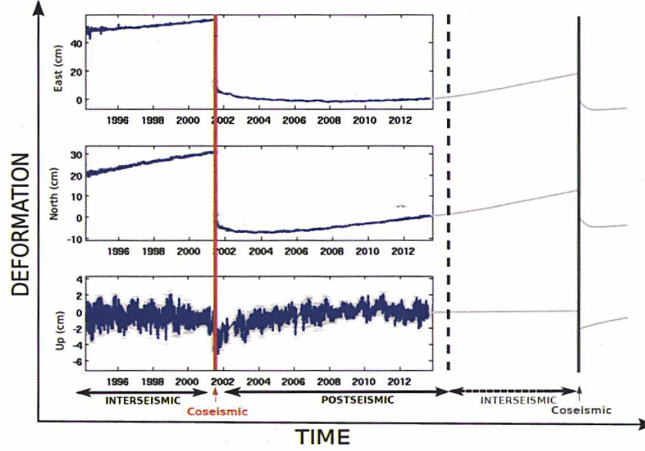


Figure 2: Seismic cycle at Arequipa station (AREQ). The GNSS station has recorded East, North and Up displacements due to the 2001 Mw 8.4 Peru earthquake (data comes from JPL). Grey curve after 2013 is a theoretical extrapolation of the current motion that may be affected again by a new earthquake in the future.

$$X_{inst}(t) = X(t) + \sum_j \Delta X_j(t) \quad (1)$$

where $\Delta X_j(t)$ are conventional corrections. More generally, it is worth wondering if post-seismic deformations should be modeled in the ITRF coordinates themselves as currently done or supplied as conventional corrections derived from a forward modeling of the earthquake. In this paper, we propose to follow the current approach by improving the cinematic ITRF coordinate model at stations affected by post-seismic motions. Indeed, this approach is more flexible and allows supplying a well-performing model for all ITRF stations impacted by an earthquake without relying on a physical model that requires a fine knowledge of the local rheology, the fault geometry and the processes at work.

Post-seismic displacements are complex to understand or model because they may be the consequence of one or several geophysical phenomena such as :

- afterslip on the rupture zone which is mainly a slow slip on the fault following the coseismic break [14, 13],
- visco-elastic relaxation of the lower crust and the upper mantle which is the response of

the surrounding material at the stress changes [17],

- poro-elastic rebound which is due to pore fluid flow in the shallow crust [12].

Since the 1970's, geophysicists have suggested simplified parametric models to approximate deformations of the Earth's crust after an earthquake [19, 11, 10]. Thus, in a GPS time series analysis software, [9] implemented the logarithmic and exponential functions to fit observations. The logarithmic model often cited is applied for the first time extensively by [4] to model trajectory for stations subject to major earthquakes in the purpose of ITRF realization. The model and the estimation method which they chose forced them to remove the first measurements after earthquakes. We suggest here more complex models. Because the choice of these models has an influence on the coordinate extrapolation accuracy, we focus on the evaluation of their estimation. This is made by the analysis of obtained predictions, and by their application to SLR and VLBI data.

We introduce four parametric functions in section 2, detailed with the method used to select the most appropriate model for each station. Our choices here are to not fix any parameter, and to dissociate the estimation of the long-term velocity and that of the post-seismic model parameters. The analysis of these models for some well-known stations is proposed in section 3. The quality of the displacement predictions obtained is particularly discussed in details later in this paper (sub-section 3.3). All the models proposed for our selected stations are summarized and discussed in section 4. Finally, they are used to correct time series of geodetic station positions at co-location sites in section 5, in the context of a multi-technique combination for ITRF determination.

2. Method

Post-seismic deformations generate slow transient motions, often modeled at the first order by a logarithmic or an exponential function [10]. To improve ITRF modeling of displacements of stations affected by an earthquake, we suggest to add a non-linear term. The ITRF coordinates

at the epoch t could be written as :

$$X^i(t) = \begin{cases} X^i(t_0) + V_1^i \cdot (t - t_0) & , t < t_{eq} \\ X^i(t_0) + \Delta X^i(t_{eq}) + V_1^i \cdot (t_{eq} - t_0) + V_2^i \cdot (t - t_{eq}) + D^i(t - t_{eq}), & t > t_{eq} \end{cases}$$

where for each point i , $X^i(t_0)$ is the tridimensional position at the reference epoch t_0 , V_1^i is the velocity before the earthquake, $\Delta X^i(t_{eq})$ is the coseismic displacement produced by an earthquake at the epoch t_{eq} , V_2^i is the velocity after the earthquake, and $D^i(t - t_{eq})$ is the new term which corrects post-seismic deformations. This term, detailed in section 2.1, combines logarithmic and exponential functions, or can be equal to zero if the station is far from the rupture zone. We constrain the velocity estimated before the earthquake, V_1^i , to be equal to the velocity estimated after, V_2^i , except when $D^i(t - t_{eq}) = 0, \forall t$. This choice is discussed in section 4. With more than 2 years of data before earthquake, the estimated velocity, $V_1^i = V_2^i$, represents the interseismic velocity.

2.1. Parametric post-seismic functions

Visco-elastic deformations of the Earth crust can be modeled at the first order with a logarithmic or an exponential function. The logarithmic model has been shown to match deformations driven by afterslip [11] :

$$D(t - t_{eq}) = a \ln\left(1 + \frac{t - t_{eq}}{\tau}\right) \quad (2)$$

The exponential model better matches deformations driven by a relaxation mechanism [19] :

$$D(t - t_{eq}) = a \left(1 - e^{-\frac{t - t_{eq}}{\tau}}\right) \quad (3)$$

In equations 2 and 3, a is the amplitude of deformations and τ is their characteristic time. After the strongest earthquakes, these two processes tend to be cumulative in the area near the rupture. Post-seismic displacements can be modeled in this case by a combination of logarithmic and exponential functions [8] :

$$D(t - t_{eq}) = a_1 \ln\left(1 + \frac{t - t_{eq}}{\tau_1}\right) + a_2 \left(1 - e^{-\frac{t - t_{eq}}{\tau_2}}\right) \quad (4)$$

Table 1: Model numbering used in this paper

#	Model
0	Piece-wise linear function
1	Logarithmic function
2	Exponential function
3	Log + exp function
4	Exp + exp function

It may happen that the relaxation mechanism is too important to follow only one characteristic time. Therefore, we model deformations by a sum of two exponential functions, each with a separate characteristic time :

$$D(t - t_{eq}) = a_1 (1 - e^{-\frac{t-t_{eq}}{\tau_1}}) + a_2 (1 - e^{-\frac{t-t_{eq}}{\tau_2}}) \quad (5)$$

One of the difficulties is that we do not know a priori what is the type of deformations recorded by GNSS stations. This is why the four models will be tested on each component of each station. The model numbering used in this paper is specified in Table 1. We do not test a combination of two logarithmic function because logarithmic function is used to fit the first quick deformations.

Model parameters to be estimated are the offsets, the velocity, the amplitude(s) and the relaxation time(s). All are estimated simultaneously by an iterative least squares algorithm using the Gauss-Newton method, whereas other studies fixed the relaxation time [6, 4]. The convergence is reached when the difference between two consecutive values of the square sum of the normalized residuals of the fit is lower than 10^{-6} .

2.2. Model selection

If all estimations converge, we obtain several possible models for each component of each station, and we use statistical indicators to select the most appropriate model. As the addition of parameters to model post-seismic signal improves usually the fit to the data set, we use information criteria to make an objective comparison of different post-seismic models that do not have the same number of parameters. These information criteria penalize models which have more parameters.

The Akaike information criterion (AIC) [1] is defined as

$$AIC = -2 \ln \mathcal{L}_{max} + 2 K \quad (6)$$

where $\ln \mathcal{L}_{max}$ is the log-likelihood and K the number of parameters. The Bayesian information criterion (BIC) [20] is similar to the AIC, but it takes into account the number of data points :

$$BIC = -2 \ln \mathcal{L}_{max} + K \ln(N) \quad (7)$$

where N is the number of days in the time series. The preferred model is the one that minimizes the AIC and the BIC. In most of cases, both criteria are minimized by the same model. In the few other cases, we select the model which minimizes the BIC because this criteria takes into account the number of observations used in the estimation. The absolute values of the information criteria are not of interest, only the relative value between different models makes sense. The weighted root mean square (WRMS) residuals will be given purely as an indication.

3. Case study

3.1. Input data

We analyzed coordinate series of twenty-two GNSS stations affected by post-seismic deformations as displayed by Figure 1. The GNSS data used comes from the PPP solution processed daily by the Jet Propulsion Laboratory (JPL)¹. Data were reprocessed with the latest JPL products and models since November 29, 1994. We used those series from 1994 to 2013. Station positions are expressed in IGS08 [18] and are not corrected for any offset or seasonal signal. We used daily series as opposed to weekly in order to have a high density of observations after the earthquake. In addition, these allow to better estimate coseismic motion.

3.2. Comparison of post-seismic models

In this section, we apply parametric models to three selected stations, affected by three different earthquakes. This selection was based on series having the highest number of observations during the post-seismic period. We study the amplitude of post-fit residuals, and present the values of recommended statistical indicators.

¹<http://sideshow.jpl.nasa.gov/post/series.html>

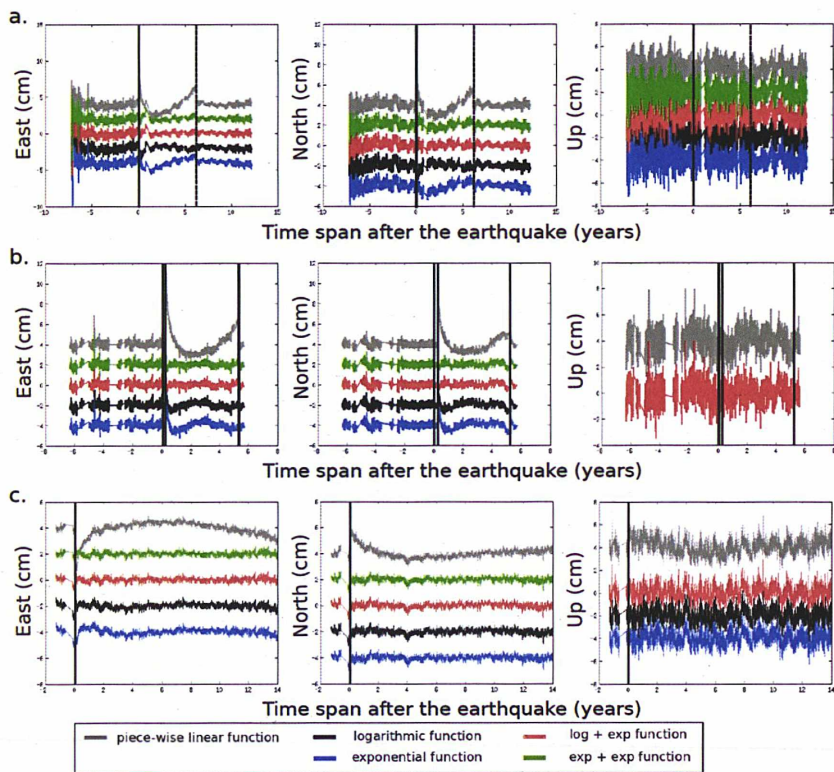


Figure 3: Post-fit residuals for the station AREQ (a), SAMP (b) and TUBI (c). Note that the time-series are vertically displaced. Each color has a different model removed from data. The vertical lines mark the discontinuities.

The first GNSS station, AREQ, located at Arequipa is mainly affected by Mw 8.4 Peru earthquake which occurred on June 23, 2001. A second earthquake of magnitude 8 impacted the AREQ station on the August 15, 2007. The predominant signal is the one associated with the 2001 earthquake. We consider that the second earthquake had just caused a discontinuity in station positions. Figure 3 (a) shows the post-fit residuals for each of the five models of Table 1. It is clear that non-linear models reduce significantly the estimated residuals, compared with the piece-wise linear functions. Differences appear as a function of the model used, in particular for the horizontal components. The most simple models (using one logarithm or one exponential) correct partially the deformations during the first weeks after the earthquake. [4] have noted this point, and suggested to remove these first post-seismic positions to improve the fit. We demonstrate here that parametric models with two terms (logarithmic and exponential, or two exponentials) permit to correct properly the whole time series (see Figure 3) since post-fit residuals for these models have white noise characteristics.

The second station, SAMP, located at Sumatra is affected by the December 26, 2004 Mw 9.1 Sumatra-Andaman and March 28, 2005 Mw 8.6 Nias earthquakes. The time between the two earthquakes is short, so we corrected the station displacement during this period by a linear function. Post-seismic models are estimated from March 28, 2005. The associated velocity is the interseismic velocity calculated with data prior to the December 26, 2004. We observe the same differences in the post-fit residuals as for the Arequipa station (see Figure 3 (b)), but for the vertical component, only the estimation of the model 3 converge.

The third station, TUBI, located in Turkey is affected by the Mw 7.4 Izmit earthquake which occurred on August 17, 1999. Unlike the Peru and Sumatra earthquakes, the Izmit earthquake is an intraplate earthquake. We see that almost all parametric models provide post-fit residuals with white noise characteristics in this case (see Figure 3 (c)). Differences between models are less pronounced because the deformations just after the earthquake are not as strong as for AREQ or SAMP stations.

To discriminate between the five possible models for each station, we calculated the AIC, BIC and WRMS values of each post-fit residual series, and we select the one which minimizes

Table 2: Values of statistical criteria used to select models for each station. The minimal values are in bold.

	#	East			North			Up		
		AIC	BIC	WRMS	AIC	BIC	WRMS	AIC	BIC	WRMS
AREQ	0	16101.11	16141.67	0.82	12417.48	12458.05	0.62	13490.87	13531.44	0.65
	1	7178.77	7219.34	0.41	4922.12	4962.69	0.34	13165.47	13206.04	0.63
	2	11798.75	11839.32	0.59	8582.28	8622.84	0.46	12961.84	13002.41	0.62
	3	4401.64	4455.74	0.33	2319.18	2373.27	0.28	13122.27	13176.36	0.63
	4	5043.40	5097.49	0.34	3466.85	3520.94	0.31	12945.70	12999.79	0.62
SAMP	0	9158.13	9194.69	0.96	7507.14	7543.70	0.74	7871.71	7908.27	0.78
	1	1826.50	1869.16	0.31	2168.51	2211.17	0.33			
	2	3527.09	3569.74	0.40	3233.26	3275.92	0.39			
	3	31.85	86.69	0.24	-307.28	-252.43	0.22	7496.21	7551.06	0.73
	4	73.26	128.10	0.24	-281.42	-226.57	0.22			
TUBI	0	9160.53	9186.83	0.57	4633.31	4659.62	0.37	10951.78	10978.09	0.67
	1	-2690.59	-2657.70	0.19	-2673.16	-2640.28	0.19	10026.72	10059.60	0.61
	2	38.82	71.70	0.24	-3183.17	-3150.29	0.18	9999.71	10032.60	0.61
	3	-4177.93	-4131.90	0.16	-2724.48	-2678.45	0.18	9978.73	10024.76	0.61
	4	-4317.06	-4271.02	0.16	-3285.50	-3239.47	0.18			

the criteria. The values for the three example stations are presented in Table 2. In the light of the statistical criteria, the best models (where the AIC and BIC are the smallest) are :

- for station AREQ, model 3 for East and North components, and model 4 for Up component,
- for station SAMP, model 3 for the three components,
- for station TUBI, model 4 for East and North components, and model 3 for Up component.

These examples show that the logarithmic function classically used is not always the best function to correct post-seismic deformations in time series of station positions.

3.3. Predictions

An important quality expected from these models is to predict post-seismic deformations with a sufficient accuracy. An accuracy better than 1 cm for the first 5 years after the end of observations used in the estimation is a typical number we wish to reach. To test the quality of the predictions, we used the longest time series and we estimated model parameters with the first

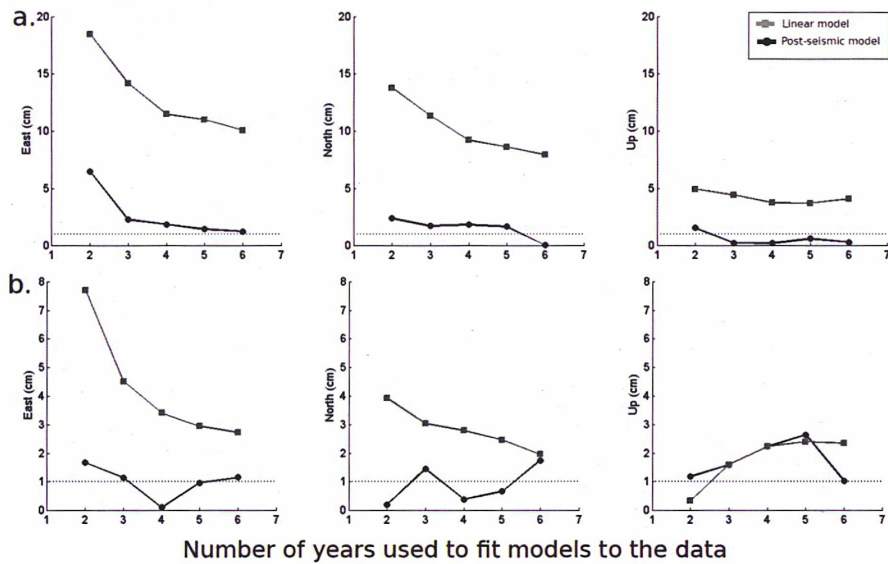


Figure 4: Median of the monthly averaged position prediction errors, 5 years after the last data used in the estimation, as a function of the number of years used to fit models to the data for AREQ (a) and TUBI (b) stations.

years (between 2 and 6 years) of data after the earthquake. Next, we compared predictions of the estimated model and the displacement recorded at ITRF stations 5 years after the estimation.

Figure 4 shows the medians of the monthly averaged position prediction errors, 5 years after the estimation, as a function of the number of years used to fit models to the data. For AREQ station, predictions made by post-seismic models are always better than predictions made by piece-wise linear functions. The median errors are reduced by a factor of 6. These predictions are improved with the quantity of available data after the earthquake. With six years of data, errors of 1 cm or less are obtained on the three components. For TUBI station, predictions are also improved on the horizontal components. The increase of the available data used to estimate post-seismic models does not necessarily improve the quality of predictions (as we can see for the North component), but the variation of median errors usually stays in an interval lower than 2 cm. The results are more contrasted on the vertical component. With 2 and 5 years of data used to estimate models, the selected parametric model is performing less than the linear model. With 3 and 4 years of data, the selected model is the piece-wise linear function. Only 6 years

of data allow to reduce the median error of the predictions. However, the differences between linear and parametric models are reasonably small in order not to affect the general conclusion : post-seismic models generally improve the accuracy of the coordinates extrapolation in time.

4. Results and discussion

4.1. Results

Tables 3 lists the values of the long-term velocities and the model parameters estimated for each GNSS station studied in this paper. These models could be used to correct post-seismic deformations in future realizations of the ITRF (see section 5). They also provide valuable geophysical information to help understand post-seismic mechanisms [10].

The selected model is the one which minimizes the information criteria. For some stations, the best model stays the linear model because the amplitude of post-seismic deformations approaches zero. Nevertheless in most cases, suggested parametric models improve the fits and allow to remove previously added artificial discontinuities in ITRF2005 and ITRF2008 [2, 3]. The model which combines both logarithmic and exponential function is the model the most often selected.

4.2. Discussion

We have chosen to constrain the estimated velocity before and after the earthquake to be the same. This choice is based on several arguments. Firstly, we wish to select a model with as fewer parameters as warranted. This ensures stability in the estimations, and low correlation between parameters. Indeed, when two velocities are estimated, the second velocity can be highly correlated with the estimated relaxation time(s) if not enough data is available after the earthquake. Secondly, [6] show that the velocity of GNSS stations affected by post-seismic deformations will return asymptotically to its pre-earthquake velocity. It is preferable, therefore, to use models which preserve velocities that can be interpreted in terms of tectonic displacements. Thirdly, we have also studied the quality of predictions made by models when we estimate two different velocities (as presented in section 3.3). We do not notice significant differences between predictions when one or two velocities are estimated. However, we note that the reliability of the estimated velocity depends on the number of observations before the earthquake. More than 2

Table 3: Model parameters of each station

#	Code	C	M	V (mm.yr ⁻¹)	a ₁ (mm)	τ ₁ (yrs)	a ₂ (mm)	τ ₂ (yrs)
<i>1999 Mw 7.1 Hector Mine, California Earthquake</i>								
1	PIN1	E	2	-27.3 ± 0.0	-5.4 ± 0.9	6.71 ± 1.50		
		N	2	7.2 ± 0.0	12.0 ± 0.2	1.68 ± 0.07		
		U	0	-3.4 ± 0.0				
<i>1999 Mw 7.6 Izmit, Turkey Earthquake</i>								
2	ANKR	E	3	3.9 ± 0.1	-246.7 ± 46.2	5.75 ± 0.70	338.4 ± 62.0	10.13 ± 0.91
		N	2	10.9 ± 0.0	11.8 ± 0.5	2.92 ± 0.23		
		U	0	-1.6 ± 0.0				
3	TUBI	E	4	10.7 ± 5.3	36.6 ± 0.3	0.36 ± 0.01	315.9 ± 16.4	21.95 ± 0.71
		N	4	11.6 ± 0.0	-7.3 ± 0.8	0.06 ± 0.01	-24.9 ± 0.3	1.40 ± 0.03
		U	3	1.1 ± 0.1	-13.5 ± 0.9	3.36 ± 0.29	0.4 ± 0.2	0.40 ± 0.05
<i>2000 Mw 6.4 Iceland Earthquake</i>								
4	REYZ	E	3	-7.2 ± 0.5	-14.9 ± 1.3	0.21 ± 0.04	27.6 ± 1.5	0.69 ± 0.04
		N	2	17.7 ± 0.1	14.1 ± 1.2	2.96 ± 0.25		
		U	3	-10.6 ± 0.8	61.2 ± 7.2	0.57 ± 0.08	-90.5 ± 7.6	1.42 ± 0.07
<i>2001 Mw 8.0 Arequipa, Peru Earthquake</i>								
5	AREQ	E	3	10.6 ± 0.0	-60.9 ± 0.3	0.05 ± 0.00	80.4 ± 1.1	0.63 ± 0.01
		N	3	14.5 ± 0.0	-38.8 ± 0.2	0.01 ± 0.00	64.8 ± 1.0	0.38 ± 0.01
		U	4	-0.8 ± 0.0	7.8 ± 1.7	0.28 ± 0.16	43.4 ± 1.9	3.14 ± 0.21
<i>2002 Mw 7.9 Denali, Alaska Earthquake</i>								
6	FAIR	E	1	-7.6 ± 0.1	5.1 ± 0.4	0.43 ± 0.09		
		N	3	-21.2 ± 0.0	-9.8 ± 0.2	0.02 ± 0.01	18.8 ± 2.4	0.10 ± 0.01
		U	4	-0.6 ± 0.2	61.9 ± 13.0	2.54 ± 0.44	-34.2 ± 13.9	0.87 ± 0.24
7	EIL1	E	3	-9.7 ± 0.1	28.7 ± 3.3	0.57 ± 0.13	-37.3 ± 4.2	1.83 ± 0.26
		N	3	-18.9 ± 0.1	-29.9 ± 1.5	0.33 ± 0.04	41.5 ± 2.3	1.54 ± 0.10
		U	2	-0.2 ± 0.2	32.7 ± 6.5	3.69 ± 0.85		
<i>2003 Mw 8.3 Hokkaido, Japan Earthquake</i>								
8	STK2	E	2	10.2 ± 1.6	58.9 ± 0.9	1.76 ± 0.04		
		N	2	-13.5 ± 0.0	-38.7 ± 0.3	1.00 ± 0.02		
		U	0	-20.8 ± 0.7				
<i>2004 Mw 8.1 Macquarie Islands Earthquake</i>								
9	MAC1	E	3	-10.6 ± 0.0	-41.2 ± 13.6	2.13 ± 0.61	55.2 ± 18.9	4.55 ± 0.92
		N	3	32.1 ± 0.0	-8.0 ± 0.2	0.51 ± 0.09	-2.8 ± 0.9	0.13 ± 0.07
		U	0	-1.7 ± 0.0				
<i>2004 Mw 9.0 Sumatra Earthquake</i>								
10	SAMP	E	3	32.0 ± 0.1	-86.4 ± 0.6	0.16 ± 0.01	85.3 ± 1.3	0.66 ± 0.01
		N	3	1.5 ± 0.0	-91.1 ± 0.7	0.18 ± 0.01	111.3 ± 1.2	0.76 ± 0.01
		U	3	-13.4 ± 0.0	-47.2 ± 1.54	0.81 ± 0.21	158.1 ± 9.8	1.35 ± 0.15

Table 3: (continued)

#	Code	C	M	V (mm.yr ⁻¹)	a ₁ (mm)	τ ₁ (yrs)	a ₂ (mm)	τ ₂ (yrs)
<i>2009 Mw 6.3 Aquila, Italy Earthquake</i>								
11	AQUI	E	3	21.6 ± 0.0	-7.7 ± 0.8	0.04 ± 0.01	32.2 ± 2.1	0.94 ± 0.04
		N	3	17.4 ± 0.0	-10.3 ± 0.7	0.04 ± 0.01	33.3 ± 2.0	0.92 ± 0.03
		U	3	0.6 ± 0.0	-64.5 ± 29.7	0.65 ± 0.29	135.0 ± 51.2	2.25 ± 0.41
<i>2009 Mw 8.0 Samoa-Tonga Earthquake</i>								
12	ASPA	E	2	-62.8 ± 0.0	23.2 ± 1.0	2.86 ± 0.27		
		N	2	34.4 ± 0.0	16.1 ± 0.4	1.51 ± 0.10		
		U	3	-1.7 ± 0.0	-11.2 ± 3.9	0.04 ± 0.04	-74.5 ± 7.6	4.08 ± 1.42
13	FALE	E	1	-63.7 ± 0.0	18.5 ± 0.5	0.35 ± 0.03		
		N	3	33.2 ± 0.0	-12.2 ± 7.0	0.23 ± 0.15	49.7 ± 14.9	1.44 ± 0.14
		U	3	-1.8 ± 0.0	-126.0 ± 181.8	0.93 ± 0.91	185.7 ± 287.8	2.35 ± 1.35
14	NIUM	E	3	-58.8 ± 0.0	-6.8 ± 0.5	0.04 ± 0.02	8.5 ± 1.3	0.42 ± 0.09
		N	4	34.5 ± 0.0	8.5 ± 3.9	0.01 ± 0.00	7.2 ± 0.3	0.62 ± 0.06
		U	0	-3.0 ± 0.0				
15	SAMO	E	3	-64.1 ± 0.0	27.1 ± 1.2	0.12 ± 0.03	-39.6 ± 3.5	0.59 ± 0.05
		N	0	33.6 ± 0.0				
		U	4	-0.7 ± 0.0	-31.6 ± 3.7	0.14 ± 0.08	-134.3 ± 254.2	13.59 ± 31.03
<i>2010 Mw 8.8 Maule, Chile Earthquake</i>								
16	ANTC	E	3	15.2 ± 0.1	-53.6 ± 0.9	0.02 ± 0.00	-275.0 ± 1.9	3.01 ± 0.04
		N	3	10.6 ± 0.0	11.5 ± 1.0	0.02 ± 0.01	48.5 ± 2.0	3.27 ± 0.35
		U	3	1.0 ± 0.0	44.4 ± 0.6	0.01 ± 0.01	-97.3 ± 6.7	0.17 ± 0.01
17	CONZ	E	3	32.6 ± 0.4	-78.3 ± 4.1	0.01 ± 0.00	82.5 ± 21.6	0.16 ± 0.05
		N	2	20.5 ± 0.2	-11.4 ± 2.2	0.82 ± 0.21		
		U	2	-0.6 ± 0.1	-50.1 ± 4.6	3.32 ± 0.61		
18	SANT	E	3	20.4 ± 0.0	-47.5 ± 4.2	0.17 ± 0.03	59.6 ± 6.4	0.67 ± 0.09
		N	3	16.5 ± 0.0	-16.4 ± 4.6	0.14 ± 0.06	31.9 ± 9.8	0.98 ± 0.15
		U	2	2.6 ± 0.0	17.5 ± 1.2	0.36 ± 0.04		
<i>2011 Mw 9.1 Honshu, Japan Earthquake</i>								
20	CHAN	E	2	26.1 ± 0.0	13.2 ± 0.3	0.96 ± 0.06		
		N	0	-11.6 ± 0.0				
		U	2	0.1 ± 0.0	-20.8 ± 2.2	1.72 ± 0.42		
21	SUWN	E	4	26.7 ± 0.0	3.5 ± 0.7	0.10 ± 0.04	31.5 ± 2.8	2.81 ± 0.48
		N	2	-12.5 ± 0.0	46.1 ± 84.4	17.00 ± 33.57		
		U	2	1.1 ± 0.0	-17.7 ± 1.0	0.36 ± 0.04		
22	TSKB	E	3	-3.8 ± 0.0	100.8 ± 0.4	0.03 ± 0.00	-91.6 ± 1.5	0.23 ± 0.00
		N	3	-7.6 ± 0.0	-23.7 ± 0.6	0.03 ± 0.00	18.2 ± 1.5	0.38 ± 0.04
		U	0	0.0 ± 0.0				

Table 4: Values of statistical criteria calculated with post-fit residuals of horizontal components of AREQ station. First, when different relaxation times are estimated on each component by the post-seismic models (see Table 1). Secondly, when the relaxation time is constrained to be the same on the East and the North component. The minimal values are in bold.

#	Different relaxation times			Same relaxation time		
	AIC	BIC	WRMS	AIC	BIC	WRMS
1	12518.08	12592.75	0.38	13121.70	13188.90	0.38
2	20786.08	20860.75	0.52	21117.14	21184.34	0.52
3	6386.08	6490.62	0.30	7198.23	7287.83	0.31
4	9024.96	9129.49	0.33	9254.95	9344.55	0.33

years of data is necessary to estimate a reliable long-term velocity.

In the proposed approach, the parametric functions are fitted independently on each component. So different relaxation time or model type could have been proposed for the three coordinates of the same station. However, it is worth wondering if the same model type with the same relaxation time could not have been estimated, especially for the two horizontal components. Table 4 shows the AIC and BIC values calculated from the post-fit horizontal residuals of the AREQ station for two cases: when the relaxation time is a common parameter for the horizontal components or when it is estimated independently. It can be noted that the statistical indicators recommend separate estimations whatever the type of model, which justifies the approach used here. In addition, although the number of parameters to be delivered to the reference frame users could be slightly larger in that case, this does not raise any practical issue. Thus we have voluntarily favor the accuracy of the estimated model compared to its geophysical interpretation.

5. Application of selected models to multi-technique combination

It is expected that applying post-seismic corrections to time series of station positions of multiple techniques at co-located sites subjects to earthquakes improves the combination. At these co-location sites, geodetic observations do not sample ground deformations at the same rate, because of, e.g. missing data and/or some technique series are longer, especially SLR and VLBI.

As a consequence, an inaccurate modeling of any non-linear deformation may lead to inconsistent velocity between co-located technique since the deformation is not sampled uniformly over the same span of time. Decreasing the number of position and velocity discontinuities should also strengthen the combination.

There are a few ITRF co-location sites affected by major earthquakes, the most important ones (discussed in this section) are Arequipa (SLR/GPS), Tsukuba (VLBI/GPS) and Fairbanks (VLBI/GPS). In order to evaluate the performance of the parametric models presented earlier, we conducted an ITRF-like analysis using the operational SINEX files of the technique services: time series of station positions in the form of weekly solutions for GPS and SLR and daily (session-wise) solutions for VLBI, covering the full history of the three techniques up to the end of 2013. Each individual technique time series were accumulated, rigorously stacked, using full variance-covariance matrices provided in SINEX format, adjusting station positions at a given epoch and long-term linear velocities, and occasional position and velocity discontinuities. We computed two different cumulative solutions where the estimated velocities for the three selected sites are based on (1) data before the Earthquakes, and (2) the full time series, but correcting by the parametric model from Table 3 to the time series after the Earthquakes.

Although the parametric model corrections are determined using GPS data, we applied these corrections to all three technique time series. Then, we are interested in the level of agreement of the estimated long-term linear velocities between techniques, after adding the parametric model corrections to the time series after the Earthquakes. Figure 5 (left panel) illustrates the station position post-fit residuals for Tsukuba VLBI station after correction of post-seismic displacements supplied by table 3. From that Figure one could see the performance of the parametric model, since residuals do not show systematic behavior. As observed from Figure 5 (right panel), the previously used piece-wise linear model is not able to capture the post-seismic deformations.

Table 5 lists the differences between velocities among the three involved techniques, estimated over the time-span before the earthquakes and over the entire time-span where we correcting by the parametric model (before the stacking) to the time series after the Earthquakes. From the numbers listed in Table 5, we can see that for Arequipa the agreement between GPS and SLR

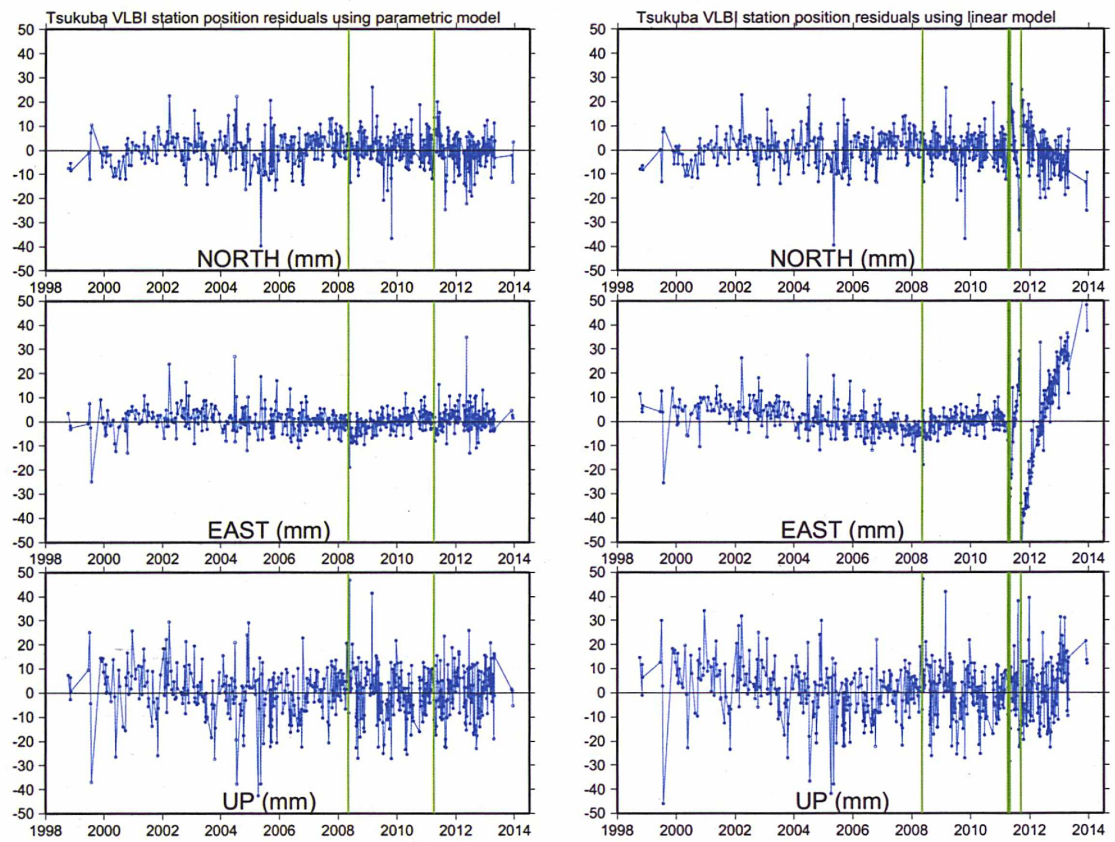


Figure 5: Tsukuba VLBI station position post-fit residuals using parametric model (left) and piece-wise linear function (right). The vertical green lines indicate the used discontinuity epochs.

Table 5: Differences between velocities of co-located stations, estimated (1) over the time-span before the earthquakes and (2) over the entire time-span, correcting for post-seismic motion according to Table 3.

	dE	dN	dU
	(mm.yr ⁻¹)		
AREQUIPA (GPS-SLR)			
(1)	-0.31 ± 0.04	-0.82 ± 0.03	1.91 ± 0.06
(2)	-0.47 ± 0.02	-0.23 ± 0.01	1.31 ± 0.03
TSUKUBA (GPS-VLBI)			
(1)	-1.06 ± 0.03	-0.53 ± 0.03	-0.58 ± 0.03
(2)	-0.89 ± 0.03	-0.31 ± 0.03	-0.65 ± 0.03
FAIRBANKS (GPS-VLBI)			
(1)	0.41 ± 0.02	0.19 ± 0.04	-1.86 ± 0.06
(2)	0.82 ± 0.01	-0.19 ± 0.02	-2.31 ± 0.03

is significantly improved in the North and Up components (0.59 and 0.60 mm/yr, respectively), demonstrating the good performance of the parametric model, while the agreement in the Est component is marginally degraded by 0.16 mm/yr. For Tsukuba, we notice a slight improvement in the horizontal components (0.17 and 0.22 mm/yr, in East and North, respectively) and an insignificant degradation in the Up component (0.07 mm/yr). For Fairbanks, however, we notice a degradation of the agreement between GPS and VLBI when applying the parametric model corrections in the three components. We assert here that the reason for this degradation is not due to a weakness of the parametric model, but rather to other factors. Indeed, the disagreement between the two techniques is significantly high when using the data before the earthquakes only, especially in the Up component (-1.86 mm/yr). We believe that the VLBI data covering 18.3 years before the earthquake is robust enough to estimate a reliable and precise long-term velocity. We noticed, in particular, that the velocity change after the earthquake is insignificant in case of VLBI (almost zero change in the horizontal and -0.12 (± 0.10) mm/yr in the vertical), while the change is higher for GPS (up to -0.52 (± 0.07) and 0.45 (± 0.13) mm/yr in the horizontal and Up components, respectively) which could point out a problem of undetected small discontinuities in the GPS series or processing reliability. Unfortunately, for budget reasons NASA decided to stop operating the VLBI radio-telescope at the end of 2006. This ITRF co-location

site deserves a special attention in the ITRF2013 analysis, using reprocessed solutions from the IGS.

6. Conclusion

New post-seismic parametric models are suggested to improve ITRF modeling of displacements for stations affected by earthquakes. The benefits of these models combining logarithmic and exponential functions compared with piece-wise linear functions are clear. Post-fit residuals are always reduced and the accuracy of predictions are improved, by a factor 6 in the best case. We provide a methodology to select the most suitable parametric model to account for post-seismic deformation. Unlike the piece-wise linear function method used so far in the ITRF analysis, applying parametric post-seismic deformation models at co-location sites subject to earthquakes, has the advantage to enhance the station velocity link between techniques and therefore improve the velocity determination of ITRF sites as demonstrated here (see Table 5). So, we suggest to use these new parametric models for the future realizations of ITRF. Other models as the geophysical models using finite element techniques [22] or spherical harmonic developments [7, 16, 23] could have been considered but they are still being discussed. Such models are not systematically estimated for all earthquakes, while it is feasible and practical to fit parametric models to correct post-seismic deformations which affect space geodesy stations.

Acknowledgments

We thank JPL for calculating and providing the GPS time series used in this study.

References

- [1] Akaike, H. (1973). Maximum likelihood identification of Gaussian autoregressive moving average models. *Biometrika*, 60:255–265.
- [2] Altamimi, Z., Collilieux, X., Legrand, J., Garayt, B., and Boucher, C. (2007). ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 112:9401.
- [3] Altamimi, Z., Collilieux, X., and Métivier, L. (2011). ITRF2008: an improved solution of the International Terrestrial Reference Frame. *Journal of Geodesy*.

- [4] Bevis, M. and Brown, A. (2014). Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. *Journal of Geodesy*.
- [5] Ekstrom, G., M. N. and Dziewonski, A. M. (2012). The global cmt project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Phys. Earth Planet. Inter.*
- [6] Ergintav, S., McClusky, S., Hearn, E., Reilinger, R., Cakmak, R., Herring, T., Ozener, H., Lenk, O., and Tari, E. (2009). Seven years of postseismic deformation following the 1999, $M = 7.4$ and $M = 7.2$, Izmit-Düzce, Turkey earthquake sequence. *Journal of Geophysical Research*, 114:7403.
- [7] Grafarend, E. W. (1986). Three-dimensional deformation analysis: Global vector spherical harmonic and local finite element representation. *Tectonophysics*, 130:337–359.
- [8] Heinkelmann, R., Freymueller, J., and Schuh, H. (2008). A Postseismic Relaxation Model for the 2002 Denali Earthquake from GPS Deformation Analysis Applied to VLBI Data. In Finkelstein, A. and Behrend, D., editors, *Measuring the Future, Proceedings of the Fifth IVS*, page 335.
- [9] Herring, T. (2003). Matlab tools for viewing gps velocities and time series. *GPS Solutions*, 7(3):194–199.
- [10] Kreemer, C., Blewitt, G., and Maerten, F. (2006). Co- and postseismic deformation of the 28 March 2005 Nias Mw 8.7 earthquake from continuous GPS data. *Geophysical Research Letters*, page L07307.
- [11] Marone, C. J., Scholtz, C. H., and Bilham, R. (1991). On the mechanics of earthquake afterslip. *Journal of Geophysical Research*, 96:8441–8452.
- [12] Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., and Hudnut, K. (1998). Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture. *Journal of Geophysical Research*, 103:30131.
- [13] Perfettini, H., Avouac, J., Kositsky, A., Rémy, D., Tavera, H., Nocquet, J., Chlieh, M., and Sladen, A. (2010). Seismic and aseismic slip on the central Peru megathrust (Invited). *Nature*, 465.
- [14] Perfettini, H. and Avouac, J.-P. (2007). Modeling afterslip and aftershocks following the 1992 Landers earthquake. *Journal of Geophysical Research*, 112:7409.
- [15] Petit, G., Luzum, B., and et al. (2010). IERS Conventions (2010). *IERS Technical Note*, 36:1.
- [16] Pollitz, F. F., Bürgmann, R., and Banerjee, P. (2006). Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth. *Geophysical Journal International*, 167:397–420.
- [17] Pollitz, F. F., Peltzer, G., and Bürgmann, R. (2000). Mobility of continental mantle: Evidence from postseismic geodetic observations following the 1992 Landers earthquake. *jgr*, 105:8035–8054.
- [18] Rebischung, P., Griffiths, J., Ray, J., Schmid, R., Collilieux, X., and Garayt, B. (2012). IGS08: The IGS Realization of ITRF2008. *GPS Solutions*, 16(4):483–494.
- [19] Savage, J. C. and Prescott, W. H. (1978). Asthenosphere readjustment and the earthquake cycle. *Journal of Geophysical Research*, 83:3369–3376.
- [20] Schwarz, G. (1978). Estimating the dimension of a model. *Annals of Statistics*, 6:461–464.
- [21] Thatcher, W. (1993). The earthquake cycle and its role in the long-term deformation of the continental lithosphere. *Annales di Geofisica*, 36:13–24.
- [22] Trubienko, O., Fleitout, L., Garaud, J.-D., and Vigny, C. (2013). Interpretation of interseismic deformations and the seismic cycle associated with large subduction earthquakes. *Tectonophysics*, 589:126–141.
- [23] Zhang, Y., Kreemer, C., Hammond, W. C., and Blewitt, G. (2013). Evidence for Viscoelastic Relaxation following the 2011 Mw 9.0 Tohoku Earthquake using GPS. *AGU Fall Meeting Abstracts*, page C7.

7.3 Commentaires des relecteurs

Les principaux commentaires des relecteurs portent sur :

1. l'interprétation géophysique des résultats de nos estimations.

Les paramètres estimés sont peu commentés dans la version actuelle de l'article. Il est délicat d'en proposer une interprétation géophysique pertinente dans la mesure où les modèles sont estimés sur chaque composante indépendamment. Néanmoins, nous envisageons une comparaison des valeurs de temps de relaxation fournis par nos estimations à des valeurs publiées par d'autres auteurs.

2. la quantification des autres phénomènes géophysiques à l'origine de déformations crustales enregistrées par les stations de géodésie spatiale.

Les séries temporelles de positions utilisées pour l'estimation des modèles de déformations post-sismiques ne sont corrigées d'aucun modèle géophysique. On peut s'interroger sur la contribution d'autres phénomènes géophysiques sur les stations considérées et sur leur impact dans l'estimation des déplacements post-sismiques. On propose de comparer nos résultats actuels à ceux issus d'estimation à partir de séries corrigées des effets de surcharge atmosphérique et hydrologique par le modèle GLDAS. Ce type de déformations étant saisonnier, leur modélisation devrait avoir peu d'impact sur les modèles post-sismiques proposés dès lors que les séries de positions utilisées contiennent suffisamment de données.

Recherche empirique de lois comportementales

Sommaire

8.1	A partir des observations des déformations posts-sismiques	87
8.1.1	Zones d'étude	87
8.1.2	Résultats préliminaires	88
8.2	A partir de la modélisation en éléments finis	88
8.2.1	En 2 dimensions	88
8.2.2	En 3 dimensions	90
8.3	Bilan	92

On se place ici dans le cas particulier de l'étude des déformations post-sismiques dues aux grands séismes de subduction. L'objectif de ce dernier chapitre est d'étudier les systématismes qui existent dans la réponse post-sismique de la croûte terrestre après ce type de phénomènes. Pour cela, nous travaillons à la fois à partir des observations des stations GNSS, et à la fois à partir des prédictions de déplacements obtenues avec les modèles en éléments finis développés par l'équipe de L. Fleitout et présentés dans le paragraphe 6.3.

8.1 A partir des observations des déformations posts-sismiques

8.1.1 Zones d'étude

Les grands séismes qui servent à notre étude sont ceux de Sumatra en décembre 2004 (Mw 9.0), de Maule au Chili en février 2010 (Mw 8.8) et de Tohoku au Japon (Mw 9.1). Ils sont localisés sur la figure 8.1. Ces séismes ont la particularité de produire des déformations co- et post-sismiques à plusieurs milliers de kilomètres de la zone de rupture (Kreemer et al. [2006]; Tregoning et al. [2013]).

Les déformations ayant lieu en champ proche ne sont pas analysées car elles ne sont pas seulement les conséquences de la réponse post-sismique au séisme majeur. Elles sont également issues du rejeu de failles secondaires plus ou moins nombreuses qui perturbe aléatoirement la déformation visco-élastique principale. Les déformations étudiées sont donc celles enregistrées en champ lointain, à une distance supérieure à 500 km de l'épicentre des séismes considérés.

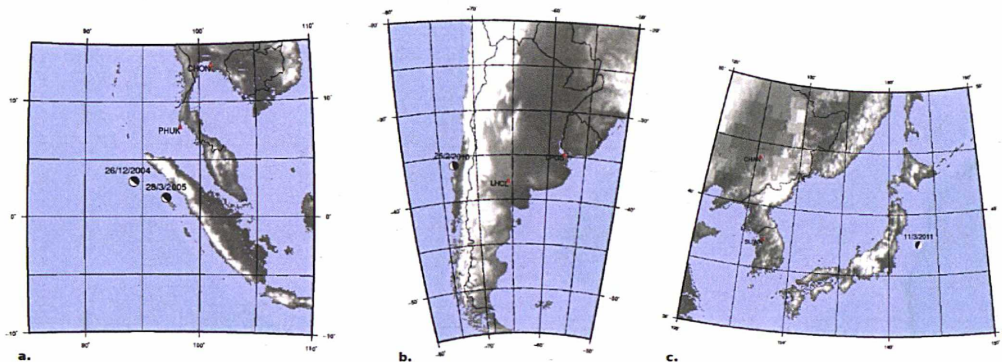


FIGURE 8.1 – Localisation des séismes géants étudiés (a) de Sumatra en décembre 2004 (Mw 9.0), (b) du Chili en février 2010 (Mw 8.8) et de Tohoku en mars 2011 (Mw 9.1). Les stations marquées sont celles dont les déplacements sont comparés dans la figure 8.2.

8.1.2 Résultats préliminaires

En étudiant les déformations post-sismiques produites par les trois grands séismes présentés précédemment, [Trubienko et al. \[2014\]](#) ont mis en évidence des similitudes dans les déplacements provoqués sur la composante perpendiculaire à la faille. La figure 8.2 montre de nettes ressemblances de l'évolution du ratio de déplacement post-sismique sur le déplacement cosismique après séisme pour des stations affectées par des séismes différents. Cette grandeur avait déjà été partiellement analysée par [Baek et al. \[2012\]](#) dans leur étude des déformations de la péninsule coréenne après le séisme de Tohoku. Ainsi quelque soient la géométrie de la subduction et la magnitude du séisme, dès lors que l'intensité est suffisamment forte pour exciter la relaxation visqueuse du manteau, à une distance donnée, le rapport du déplacement post-sismique sur le déplacement cosismique est le même.

Ces observations nous conduisent à étudier l'évolution de ce ratio à partir des estimations de déformations fournies par les modèles en éléments finis disponibles afin d'en avoir une meilleure compréhension. De cette façon, ces séismes nous donnent l'occasion exceptionnelle d'en apprendre d'avantage sur les paramètres rhéologiques du manteau définis sur toute la planète.

8.2 A partir de la modélisation en éléments finis

L'ensemble des résultats présentés ici est issu de modélisations en éléments finis, telles que celles décrites dans le paragraphe 6.3, des déformations produites par le séisme de Tohoku.

8.2.1 En 2 dimensions

[Trubienko et al. \[2014\]](#) ont décrit les principales caractéristiques des mouvements post-sismiques ayant lieu face à la ligne de faille. Leur étude porte sur l'influence des paramètres retenus dans la modélisation en éléments finis sur les déformations post-

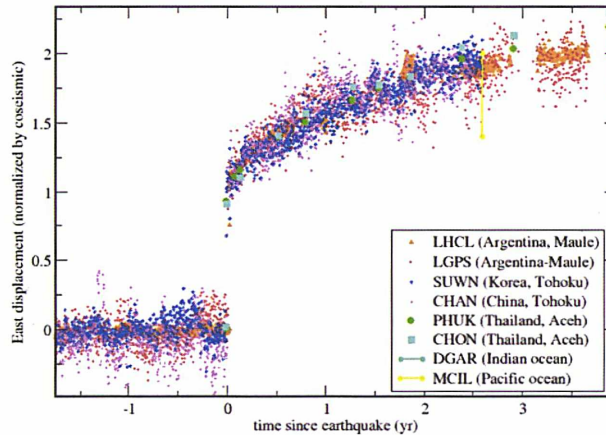


FIGURE 8.2 – Déplacements observés sur la composante Est normalisés par le décrochement cosismique pour plusieurs stations de la plaque chevauchante dans le champ lointain des séismes de Maule (LHCL, LPGS), Tohoku (SUWN, CHAN) et Aceh (PHUK, CHON) en fonction du temps. La date 0 correspond à la date du séisme affectant la station. Une estimation des déplacements cosismiques normalisés est aussi donnée pour deux stations en champ lointain de la plaque subductante (MCIL, océan Pacifique, composante Nord et DGAR, océan Indien, composante Est). [Trubienko et al. [2014]]

sismiques (normalisées par le déplacement cosismique) prédites 4 ans après le séisme. Ils montrent que :

- quelque soit l'épaisseur de la lithosphère (50, 80 ou 120 km), le ratio des déformations post-sismiques sur le déplacement cosismique double à des distances comprises entre 400 et 1200km de la faille.
- quelque soit l'épaisseur de l'asthénosphère (60, 120, 250 ou 600 km), le ratio des déformations post-sismiques sur le déplacement cosismique double à des distances supérieures à 400 km.
- quelque soit l'angle de la plaque plongeante, le ratio des déformations post-sismiques sur le déplacement cosismique double à des distances comprises entre 500 et 1100 km de la faille.
- quelque soit la profondeur de blocage (25, 40, 55 km), le ratio des déformations post-sismiques sur le déplacement cosismique double à des distances comprises entre 500 et 1100 km de la faille.
- quelque soit la présence de coin asthénosphérique, le ratio des déformations post-sismiques sur le déplacement cosismique double à des distances comprises entre 400 et 1400 km de la faille.

Malgré la variabilité de ces paramètres, le maximum des déplacements post-sismiques normalisés par le déplacement cosismique associé est atteint à des distances comprises entre 500 km et 1500 km de la zone de rupture. C'est à ces distances, correspondant au champ lointain, que nous étudions les réponses post-sismiques de la croûte terrestre.

Des observations initiales présentées dans la figure 8.2 et de l'étude en deux dimensions réalisée par Trubienko [2013], on obtient une courbe modèle permettant de prédire les déplacements post-sismiques à partir de la seule information d'amplitude du glissement cosismique.

8.2.2 En 3 dimensions

Nous nous demandons désormais quelle est la zone de validité de la courbe modèle qui ressort de la figure 8.2, et plus particulièrement quelle est l'erreur faite lorsque l'on s'écarte de la perpendiculaire à la ligne de rupture. Pour cela, on définit 9 profils, chacun formant un angle allant de 20 à 160 degrés avec le plan de faille. Chaque profil contient cinq points placés à des distances égales à 500, 750, 1000, 1250 et 1500 km de la faille.

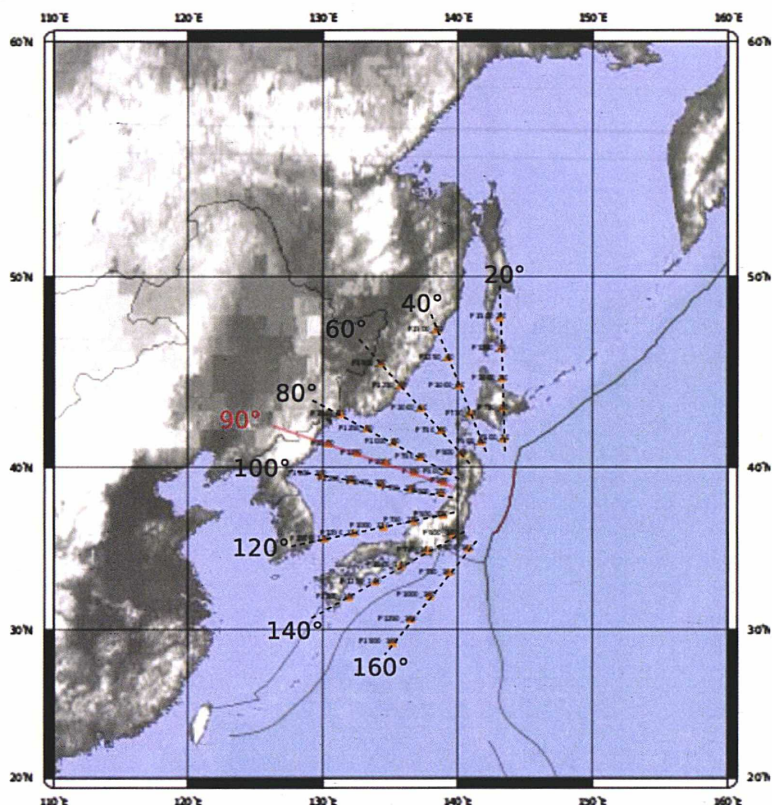


FIGURE 8.3 – Points disposés le long de profils formant un angle de 20 à 160 degrés avec la ligne de rupture, à des distances comprises entre 500 et 1500 km de celle-ci, servant à l'étude dans les 3 dimensions des déformations post-sismiques.

On observe qu'en chacun de ces points, la norme et la direction des vecteurs de déformations post-sismiques varient au cours du temps. On calcule donc, pour chacun d'eux et à chaque époque, l'amplitude de leur vecteur de déformation post-sismique ainsi que l'angle qu'il forme avec le vecteur de déformation cosismique. L'évolution temporelle de ces deux grandeurs est tracée dans les figures 8.4 et 8.5. Les mécanismes généraux mis en évidence sont les suivants :

- en s'écartant de la perpendiculaire à la ligne de faille, l'amplitude des déformations post-sismiques diminue et les angles post-sismiques augmentent ;
- en s'éloignant de la ligne de faille, alors que les amplitudes des déformations post-sismiques diminuent, les rapports de ces déformations sur le déplacement cosismique augmentent. Par ailleurs, les angles post-sismiques augmentent également.

Des groupes de points peuvent être identifiés suite à cette étude. Le comportement des points situés sur les profils formant un angle de 20 ou 160° avec la ligne de faille est

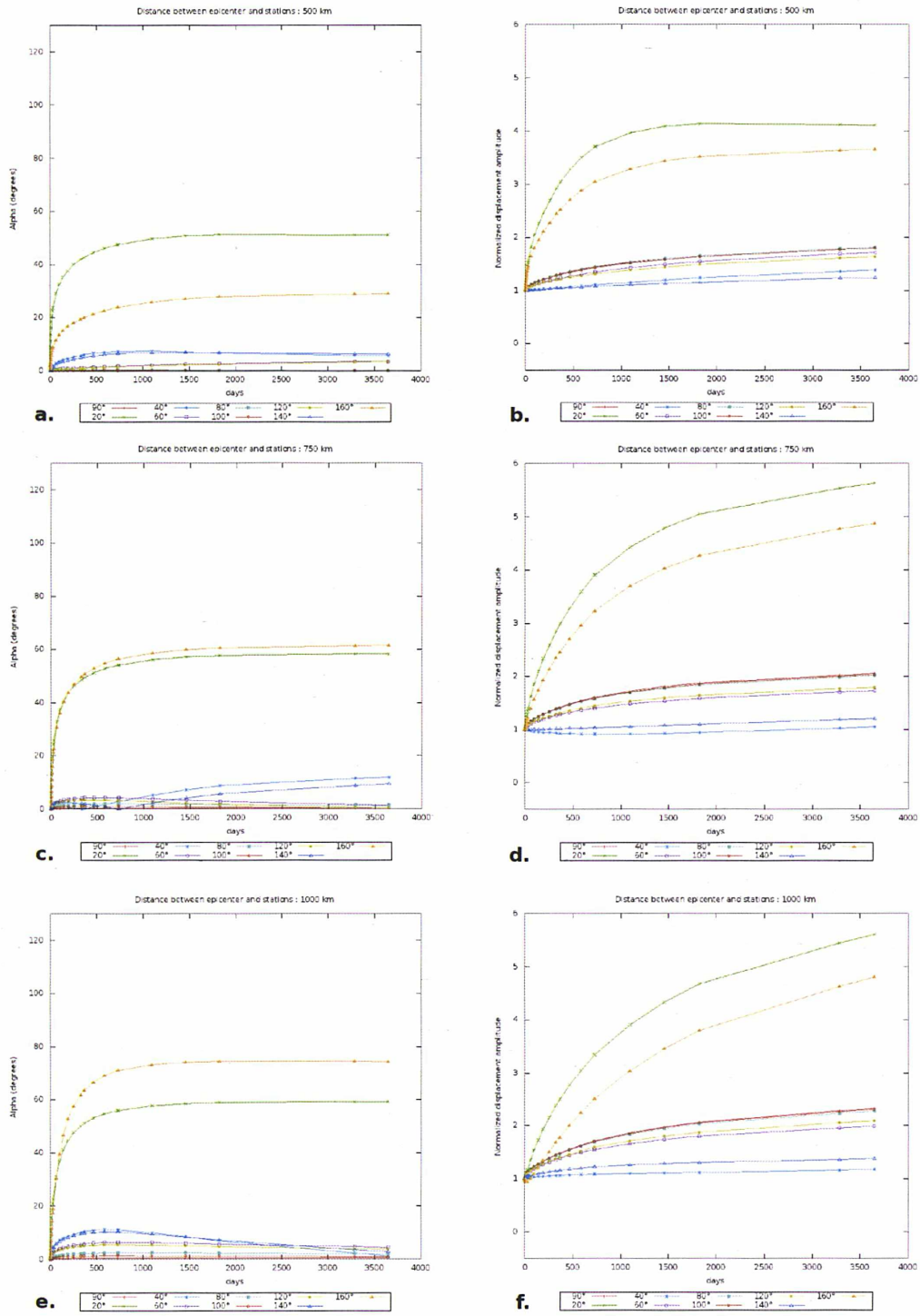


FIGURE 8.4 – Evolution des vecteurs de déplacements post-sismiques issus du modèle en éléments finis en fonction du temps le long des profils définis dans la figure 8.3. Les vecteurs sont caractérisés par leur angle (a, c, e) et leur amplitude (b, d, f). Chaque graphique regroupe les prédictions à une distance de la ligne de faille fixée (entre 500 et 1500 km). Les couleurs des courbes correspondent à l'angle du profil avec la ligne de faille.

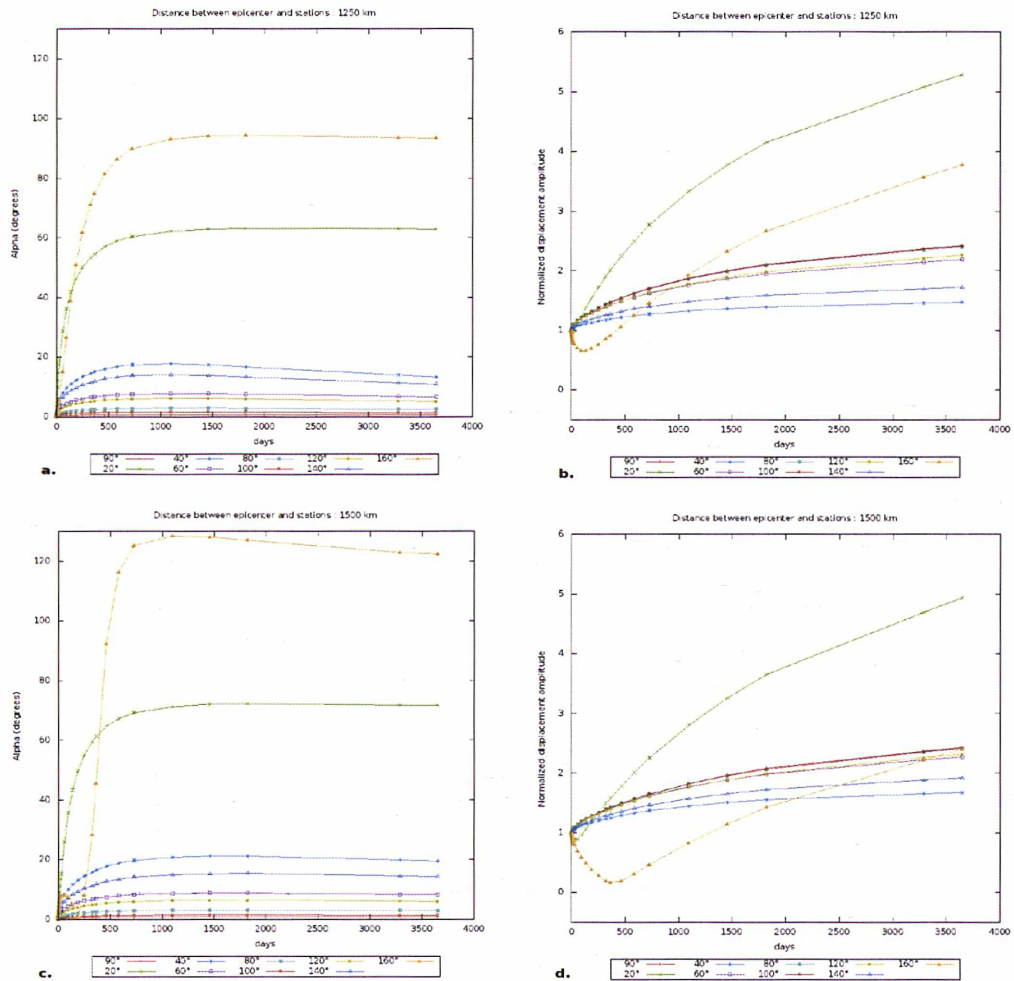


FIGURE 8.5 – Suite de la figure 8.4

incohérent avec ceux des autres points. Ceci peut s'expliquer par un défaut structurel du modèle. En effet, il n'y a pas de zones à faible viscosité aux extrémités de la ligne de faille, on se situe donc en limite de modèle.

Au vu de cette analyse comportementale, la zone de validité de la courbe modèle correspond à la région formée par les profils s'écartant de plus ou moins 30° du profil central (perpendiculaire à la ligne de faille).

8.3 Bilan

Le modèle en éléments finis permet de mieux comprendre les comportements systématiques identifiés dans les observations disponibles. Cette description des déformations post-sismiques nous permet d'envisager une nouvelle forme de modélisation. Dans le cas d'un nouveau séisme géant, nous sommes en mesure de fournir une prédiction des déplacements post-sismiques à partir de la seule mesure du déplacement cosismique.

Ceci sera particulièrement utile lorsque l'on dispose de moins de trois ans de données puisque l'estimation des modèles paramétriques décrits au chapitre 7 est mal contrainte.

Conclusion

Les séismes produisent deux types de déformations qu'il est nécessaire d'identifier et de prendre en compte dans la réalisation de l'ITRF, il s'agit des déformations appelées déformations co- et post-sismiques. L'identification et l'évaluation des décrochements cosismiques dans les séries temporelles de positions des stations de géodésie spatiale sont des étapes primordiales pour la détermination des vitesses des stations, ainsi que pour la correction des déformations post-sismiques qui suivent. Ces déplacements plus lents sont des déformations non-linéaires qu'il est désormais essentiel de modéliser dans la détermination de repères de référence terrestres.

Trois approches ont été présentées dans ce manuscrit pour la prédictions des mouvements post-sismiques.

La première stratégie envisagée a été l'utilisation de modèles dits « géophysiques » construits autour des équations de mécanique des matériaux. Le développement de ce type de modèles est propre à chaque séisme, et obtient rarement le consensus de la communauté géophysicienne. Les débats portent sur la proportion avec laquelle agissent les différents mécanismes de réponses post-sismiques (l'afterslip, la relaxation visco-élastique, la poro-élasticité), ainsi que sur la structure locale retenue. Les modèles actuellement proposés s'accorderont probablement dans le futur dès lors que l'on disposera de plus de mesures (dans le temps et l'espace) pour contraindre leur paramétrisation.

On s'est donc ensuite orienté vers une approche plus pragmatique dans le contexte de la réalisation d'un système de référence terrestre en ayant recours à des modèles dits « paramétriques ». Ces modèles approximent les déformations post-sismiques par des combinaisons de fonctions logarithmiques et/ou exponentielles. Ils nous offrent beaucoup plus de degrés de liberté que les modèles géophysiques puisqu'au lieu de chercher à exprimer les déplacements post-sismiques par un nombre réduit de paramètres (élasticité, viscosité, glissement, durée du cycle sismique), on exprime ces mêmes déplacements avec au minimum $2 \times 3 \times n$ paramètres où n est le nombre de stations dans la région du séisme. L'estimation de ces paramètres sera implémentée dans le logiciel CATREF pour le cumul et la combinaison de séries temporelles de positions de stations géodésiques. On a tout de même conservé la possibilité de fournir en entrée des calculs un fichier de corrections post-sismiques. Les utilisateurs auront accès aux positions, vitesses et corrections post-sismiques pour chaque station (ainsi qu'éventuellement aux paramètres d'amplitude et temps de relaxation estimés).

Néanmoins l'estimation des modèles paramétriques s'est montré difficile lorsque l'on dispose de moins de trois ans de données. Dans le cas particulier des séismes géants de subduction, l'étude des systématismes dans la réponse post-sismique de la croûte terrestre a fait émerger une fonction modèle applicable avec la simple connaissance du

vecteur de déformation cosismique. Cette loi de comportement est très prometteuse dans la mesure où elle permet une prédiction des mouvements post-sismiques dès le lendemain du séisme.

Les limites de la modélisation paramétrique proposée pour les futures réalisations de l'ITRF se situent dans l'absence de prise en compte des corrélations spatiales des déformations post-sismiques. Des travaux basés sur des analyses spatiales pour des séismes ayant eu lieu dans des régions bien couvertes par un réseau de stations géodésiques pourraient apporter des éléments de réponses sur cette question, et ainsi améliorer les estimations -actuellement très variables- des temps de relaxation. Cependant, des difficultés liées à la variabilité temporelle de ces corrélations sont à prévoir puisque, comme nous l'avons montré, la direction des mouvements post-sismiques change au cours du temps.

Idéalement, il faudrait envisager un modèle géophysique planétaire efficace. Il est encore trop tôt et d'autres séismes de subduction seront nécessaires pour que l'on dispose de modèles géophysiques précis sur toutes les zones de subduction susceptibles d'affecter les stations du réseau ITRF. Il sera aussi important de travailler en champ proche, ainsi qu'autour des failles continentales, régions qui ne sont actuellement pas correctement modélisées.

Bibliographie

- Altamimi, Z., Boucher, C., Sillard, P., Jul. 2002a. New trends for the realization of the international terrestrial reference system. *Advances in Space Research* 30, 175–184. *Cité page 13*
- Altamimi, Z., Collilieux, X., Legrand, J., Garayt, B., Boucher, C., Sep. 2007a. ITRF2005 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 112, 9401. *Cité pages 12 et 13*
- Altamimi, Z., Collilieux, X., Métivier, L., Rebischung, P., Lercier, D., September 2013. The International Terrestrial Reference Frame : current status and future challenges, presented at IAG Scientific Assembly, Potsdam, Germany. *Cité page 108*
- Altamimi, Z., Collilieux, X., Métivier, L., Rebischung, P., Lercier, D., December 2014a. Analysis and Results of ITRF2013, aGU Fall Meeting 2014. *Cité page 107*
- Altamimi, Z., Collilieux, X., Métivier, L., Rebischung, P., Lercier, D., April 2014b. ITRF2013 : preliminary analysis and early results, presented at EGU General Assembly, 2014. *Cité page 107*
- Altamimi, Z., Collilieux, X., Métivier, L., 2011. ITRF2008 : an improved solution of the International Terrestrial Reference Frame. *Journal of Geodesy*. *Cité page 12*
- Altamimi, Z., Lercier, D., Métivier, L., Collilieux, X., jul 2014c. Impact of Earthquakes on the International Terrestrial Reference Frame, international Symposium on Geodesy for Earthquake and Natural Hazards (GENAH 2014). *Cité page 107*
- Altamimi, Z., Métivier, L., Collilieux, X., 2012. ITRF2008 plate motion model. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 117 (B7). *Cité page 8*
- Altamimi, Z., Sillard, P., Boucher, C., Oct. 2002b. ITRF2000 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 107, 2214. *Cité page 13*
- Altamimi, Z., Sillard, P., Boucher, C., 2007b. CATREF software : combination and analysis of terrestrial reference frames. Tech. rep., IGN, Paris, France. *Cité page 43*
- Baek, J., Shin, Y.-H., Na, S.-H., Shestakov, N. V., Park, P.-H., Cho, S., 2012. Coseismic and postseismic crustal deformations of the Korean Peninsula caused by the 2011 Mw 9.0 Tohoku earthquake, Japan, from global positioning system data. *Terra Nova* 24 (4), 295–300. *Cité page 88*

- Banerjee, P., Pollitz, F., Nagarajan, B., Burgmann, R., 2007. Coseismic Slip Distributions of the 26 December 2004 Sumatra-Andaman and 28 March 2005 Nias Earthquakes from GPS Static Offsets. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97 (1A), S86–S102. *Cité page 57*
- Bar-Sever, Y. E., Kroger, P. M., Borjesson, J. A., 1998. Estimating horizontal gradients of tropospheric path delay with a single GPS receiver. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 103 (B3), 5019–5035. *Cité page 41*
- Bertiger, W., Desai, S. D., Haines, B., Harvey, N., Moore, A. W., Owen, S., Weiss, J. P., May 2010. Single receiver phase ambiguity resolution with GPS data. *Journal of Geodesy* 84, 327–337. *Cité pages 39 et 40*
- Blewitt, G., 2003. Self-consistency in reference frames, geocenter definition, and surface loading of the solid Earth. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 108 (B2), n/a–n/a. *Cité page 41*
- Blewitt, G., Kreemer, C., Hammond, W. C., Goldfarb, J. M., Dec. 2013. Terrestrial reference frame NA12 for crustal deformation studies in North America. *Journal of Geodynamics* 72, 11–24. *Cité pages 38 et 40*
- Boehm, J., Heinkelmann, R., Schuh, H., 2007. Short Note : A global model of pressure and temperature for geodetic applications. *Journal of Geodesy* 81 (10), 679–683. *Cité page 41*
- Boehm, J., Niell, A., Tregoning, P., Schuh, H., 2006. Global Mapping Function (GMF) : A new empirical mapping function based on numerical weather model data. *Geophysical Research Letters* 33 (7), n/a–n/a. *Cité page 40*
- Böhm, J., Schuh, H., 2003. Vienna mapping functions. *Cité page 40*
- Boucher, C., Altamimi, Z., Feissel, M., Jun. 1989. A combined terrestrial reference frame based on space geodesy. *IERS Technical Note* 1, 1. *Cité page 14*
- Burgers, J. M., 1939. Some considerations on the fields of stress connected with dislocations in a regular crystal lattice I. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen* 42, 293–378. *Cité page 56*
- Bürgmann, R., Dresen, G., 2008. Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle : Evidence from Rock Mechanics, Geodesy, and Field Observations. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 36 (1), 531–567. *Cité page 56*
- Collilieux, X., Feb. 2011. Introduction aux Systèmes de Référence Terrestres. Tech. rep., IGN, Paris, France, cours du mastère spécialisé "Photogrammétrie, Positionnement et Mesure de Déformations", ENSG. *Cité page 13*
- Collilieux, X., Altamimi, Z., Métivier, L., Lercier, D., feb 2013. Un système de référence pour mesurer les déformations de la Terre : l'ITRF2008, journées porte ouverte de l'ENSG. *Cité page 108*
- Collilieux, X., van Dam, T., Ray, J., Coulot, D., Métivier, L., Altamimi, Z., Jan. 2012. Strategies to mitigate aliasing of loading signals while estimating GPS frame parameters. *Journal of Geodesy* 86, 1–14. *Cité pages 37 et 48*
- Collilieux, X., Wöppelmann, G., 2011. Global sea-level rise and its relation to the terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy* 85 (1), 9–22. *Cité page 1*

- Dach, R., Yoomin, J., 2013. IGS Technical Report. Tech. rep. *Cité page 40*
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International* 181 (1), 1–80. *Cité page 15*
- Dow, J. M., Neilan, R. E., Rizos, C., Mar. 2009. The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems. *Journal of Geodesy* 83, 191–198. *Cité page 11*
- Ekström, G., Nettles, M., Dziewoński, A. M., Jun. 2012. The global CMT project 2004–2010 : Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 200, 1–9. *Cité page 23*
- Flügge, W., 1975. *Viscoelasticity*. Springer-Verlag. *Cité page 56*
- Freed, A. M., Bürgmann, R., Calais, E., Freymueller, J., Hreinsdóttir, S., 2006. Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 111 (B1). *Cité pages 21 et 22*
- Fu, Y., Freymueller, J., van Dam, T., 2012. The effect of using inconsistent ocean tidal loading models on GPS coordinate solutions. *Journal of Geodesy* 86 (6), 409–421. *Cité page 41*
- Greff-Lefftz, M., Legros, H., 1997. Some remarks about the degree-one deformation of the Earth. *Geophysical Journal International* 131 (3), 699–723. *Cité page 57*
- Hsu, Y.-J., Bechor, N., Segall, P., Yu, S.-B., Kuo, L.-C., Ma, K.-F., 2002. Rapid after-slip following the 1999 Chi-Chi, Taiwan Earthquake. *Geophysical Research Letters* 29 (16), 1–4–1–4. *Cité page 21*
- Jäggi, A., Hugentobler, U., Bock, H., Beutler, G., 2007. Precise orbit determination for {GRACE} using undifferenced or doubly differenced {GPS} data. *Advances in Space Research* 39 (10), 1612 – 1619. *Cité page 38*
- Kouba, J., Springer, T., 2001. New IGS Station and Satellite Clock Combination. *GPS Solutions* 4 (4), 31–36. *Cité pages 39 et 40*
- Kovalevsky, J., Mueller, I. I., Kolaczek, B. (Eds.), 1989. Reference frames in astronomy and geophysics. Vol. 154 de *Astrophysics and Space Science Library*. *Cité page 7*
- Kreemer, C., Blewitt, G., Hammond, W., Plag, H.-P., 2006. Global deformation from the great 2004 Sumatra-Andaman Earthquake observed by GPS : Implications for rupture process and global reference frame. *Earth, Planets and Space* 58 (2), 141–148. *Cité page 87*
- Lercier, D., 2012. Prise en compte des déformations pré et post-sismiques dans la représentation future de l’ITRF, poster présenté aux Journées de la Recherche de l’IGN, 8-9 mars 2012, Saint-Mandé, France. *Cité page 108*
- Lercier, D., Altamimi, Z., Collilieux, X., Vigny, C., July 2012. A focus on estimated coseismic displacements using IGS weekly station positions, iGS workshop 2012. *Cité pages 26 et 108*
- Lercier, D., Collilieux, X., Altamimi, Z., Métivier, L., Vigny, C., 2014a. Improvement of post-seismic deformations modeling in reference frame determination. *Journal of Geodynamics*. Submit. *Cité page 107*

- Lercier, D., Collilieux, X., Altamimi, Z., Métivier, L., Vigny, C., 2014b. Modélisation des mouvements post-sismiques et application à l'ITRF, présentation faite aux Journées de la Recherche de l'IGN, 20-21 mars 2014, Saint-Mandé, France. *Cité page 108*
- Lercier, D., Collilieux, X., Métivier, L., Altamimi, Z., Vigny, C., September 2013a. Assessment of parametric post-seismic models in reference frame determination, presented at IAG Scientific Assembly, Potsdam, Germany. *Cité page 108*
- Lercier, D., Collilieux, X., Métivier, L., Altamimi, Z., Vigny, C., December 2013b. Evaluation of parametric post-seismic models and application in reference frame determination, aGU Fall Meeting 2013. *Cité page 107*
- Lercier, D., Collilieux, X., Métivier, L., Altamimi, Z., Vigny, C., April 2014c. Evaluation of parametric post-seismic models and application in reference frame determination, eGU General Assembly 2014. *Cité page 107*
- Lercier, D., Trubienko, O., Fleitout, L., Vigny, C., Collilieux, X., Altamimi, Z., 2013c. Analyse des déformations post-sismiques à partir de modèles en éléments finis, poster présenté aux Journées de la Recherche de l'IGN, 24-25 avril 2013, Marne-la-Vallée, France. *Cité page 108*
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides : modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics* 56 (5-6), 394–415. *Cité page 41*
- Métivier, L., Collilieux, X., Altamimi, Z., Lercier, D., September 2013a. The ITRF and its scientific applications, journées 2013 Systèmes de référence spatio-temporels, Paris, France. *Cité page 108*
- Métivier, L., Collilieux, X., Altamimi, Z., Lercier, D., 2014a. The ITRF and its scientific applications. In : Proceedings « Systèmes de référence spatio-temporels »2013. *Cité page 107*
- Métivier, L., Collilieux, X., Lercier, D., Altamimi, Z., Beauducel, F., 2014b. Global co-seismic deformations, GNSS time series analysis and earthquake scaling laws. *Journal of Geophysical Research*. In press. *Cité pages xii, 23, 24, 27, 29, 107 et 108*
- Métivier, L., Lercier, D., Collilieux, X., Altamimi, Z., dec 2012. Modeling co- and post-seismic deformations in reference frame determination, aGU fall meeting 2012. *Cité page 108*
- Métivier, L., Lercier, D., Collilieux, X., Altamimi, Z., December 2014c. Coseismic deformations impact on geodetic time series and reference frame determination, aGU Fall Meeting 2014. *Cité page 107*
- Métivier, L., Lercier, D., Collilieux, X., Altamimi, Z., Vigny, C., April 2013b. Handling station position discontinuities in reference frame determination using co-seismic deformations modelling, eGU General Assembly 2013. *Cité page 108*
- Métivier, L., Greff-Lefftz, M., Altamimi, Z., 2010. On secular geocenter motion : The impact of climate changes. *Earth and Planetary Science Letters* 296 (3–4), 360 – 366. *Cité page 1*
- Okada, Y., august 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75 (4), 1135–1154. *Cité page 23*

- Pearlman, M. R., Degnan, J. J., Bosworth, J. M., Jul. 2002. The International Laser Ranging Service. *Advances in Space Research* 30, 135–143. *Cité page 11*
- Peltier, W. R., 1974. The impulse response of a Maxwell Earth. *Reviews of Geophysics* 12 (4), 649–669. *Cité pages 15 et 57*
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., Hudnut, K., 1997. Crustal deformation in Southern California using SAR interferometry. In : Guyenne, T.-D., Danesy, D. (Eds.), *Third ERS Symposium on Space at the service of our Environment*. Vol. 414 de ESA Special Publication. p. 545. *Cité page 22*
- Perfettini, H., Avouac, J.-P., 2004. Postseismic relaxation driven by brittle creep : A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth* 109 (B2). *Cité page 21*
- Petit, G., Luzum, B., 2010. IERS Conventions (2010). IERS Technical Note 36, 1. *Cité pages 8, 14, 15, 30 et 41*
- Piersanti, A., Spada, G., Sabadini, R., Bonafede, M., 1995. Global post-seismic deformation. *Geophysical Journal International* 120 (3), 544–566. *Cité page 57*
- Pollitz, F., aug 1997. Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth. *Journal of Geophysical Research* 1021, 17921–17942. *Cité page 57*
- Pollitz, F., Banerjee, P., Grijalva, K., Nagarajan, B., Bürgmann, R., apr 2008. Effect of 3-D viscoelastic structure on post-seismic relaxation from the 2004 Mw = 9.2 Sumatra earthquake. *Geophysical Journal International* 173, 189–204. *Cité pages 57, 58 et 59*
- Pollitz, F., Bürgmann, R., Banerjee, P., oct 2006. Post-seismic relaxation following the great 2004 Sumatra-Andaman earthquake on a compressible self-gravitating Earth. *Geophysical Journal International* 167, 397–420. *Cité pages 57 et 58*
- Pollitz, F. F., 2003. Post-seismic relaxation theory on a laterally heterogeneous viscoelastic model. *Geophysical Journal International* 155 (1), 57–78. *Cité page 57*
- Pollitz, F. F., 2014. Post-earthquake relaxation using a spectral element method : 2.5-D case. *Geophysical Journal International*. *Cité page 57*
- Reischung, P., Griffiths, J., Ray, J., Schmid, R., Collilieux, X., Garayt, B., 2012. IGS08 : the IGS realization of ITRF2008. *GPS Solutions* 16 (4), 483–494. *Cité pages 37 et 38*
- Rolland, L., Nocquet, J., Bosser, P., Vergnolle, M., Fund, F., Yahagi, T., 2013. Search for a short-term transient deformation prior to the 2011 great Tohoku earthquake using GPS high-resolution positioning. In : *AGU Fall Meeting Abstracts*. Vol. 1. p. 0789. *Cité page 38*
- Rundle, J. B., Jackson, D. D., 1977. A three-dimensional viscoelastic model of a strike slip fault. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 49 (3), 575–591. *Cité page 56*
- Satirapod, C., Trisirisatayawong, I., Fleitout, L., Garaud, J., Simons, W., 2013. Vertical motions in Thailand after the 2004 Sumatra–Andaman Earthquake from {GPS} observations and its geophysical modelling. *Advances in Space Research* 51 (8), 1565 – 1571, satellite Altimetry Calibration and Deformation Monitoring using {GNSS}. *Cité pages 20 et 60*

- Savage, J. C., Church, J. P., 1974. Evidence for postearthquake slip in the Fairview Peak, Dixie Valley, and Rainbow Mountain fault areas of Nevada. *Bulletin of the Seismological Society of America* 64 (3-1), 687–698. *Cité page 21*
- Schlüter, W., Behrend, D., Jun. 2007. The International VLBI Service for Geodesy and Astrometry (IVS) : current capabilities and future prospects. *Journal of Geodesy* 81, 379–387. *Cité page 11*
- Segall, P., January 2010. *Earthquake and Volcano Deformation, STU - Student edition*. Princeton University Press. *Cité pages 22 et 56*
- Simons, W. J. F., Socquet, A., Vigny, C., Ambrosius, B. A. C., Haji Abu, S., Promthong, C., Subarya, C., Sarsito, D. A., Matheussen, S., Morgan, P., Spakman, W., Jun. 2007. A decade of GPS in Southeast Asia : Resolving Sundaland motion and boundaries. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 112, 6420. *Cité page 36*
- Steigenberger, P., Boehm, J., Tesmer, V., 2009. Comparison of GMF/GPT with VMF1/ECMWF and implications for atmospheric loading. *Journal of Geodesy* 83 (10), 943–951. *Cité page 41*
- Stern, R. J., 2002. SUBDUCTION ZONES. *Reviews of Geophysics* 40 (4), 3–1–3–38. *Cité page 19*
- Thatcher, W., may 1993. The earthquake cycle and its role in the long-term deformation of the continental lithosphere. *Annales di Geofisica* 36, 13–24. *Cité pages 19 et 20*
- Tregoning, P., Burgette, R., McClusky, S. C., Lejeune, S., Watson, C. S., McQueen, H., May 2013. A decade of horizontal deformation from great earthquakes. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)* 118, 2371–2381. *Cité pages 23 et 87*
- Trubienko, O., December 2013. Déformations pré- et post-sismiques et modèles de cycle sismique associé aux séismes de subduction. *Cité pages 60 et 89*
- Trubienko, O., Fleitout, L., Garaud, J.-D., Vigny, C., 2013. Interpretation of interseismic deformations and the seismic cycle associated with large subduction earthquakes. *Tectonophysics* 589, 126 – 141. *Cité page 61*
- Trubienko, O., Garaud, J.-D., Fleitout, L., Jan. 2014. Models of postseismic deformation after megathrust earthquakes : the role of various rheological and geometrical parameters of the subduction zone. *Solid Earth Discussions* 6, 427–466. *Cité pages 61, 88 et 89*
- van der Marel, H., Brockmann, E., de Haan, S., Dousa, J., Johansson, J., Gendt, G., Kristiansen, O., Offiler, D., Pacione, R., Rius, A., et al., 2003. COST-716 near real-time demonstration project. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. *Cité page 38*
- Vandam, T. M., Herring, T. A., Mar. 1994. Detection of atmospheric pressure loading using very long baseline interferometry measurements. *Journal of Geophysical Research* 99, 4505–5417. *Cité page 15*
- Wang, 2000. *Theory of linear poroelasticity with applications to geomechanics and hydrogeology*. Princeton University Press. *Cité page 22*
- Wang, K., Hu, Y., He, J., Apr. 2012. Deformation cycles of subduction earthquakes in a viscoelastic Earth. *Nature* 484 (7394), 327–332. *Cité pages 22 et 56*

- Willis, P., Fagard, H., Ferrage, P., Lemoine, F. G., Noll, C. E., Noomen, R., Otten, M., Ries, J. C., Rothacher, M., Soudarin, L., Tavernier, G., Valette, J.-J., Jun. 2010. The International DORIS Service (IDS) : Toward maturity. *Advances in Space Research* 45, 1408–1420. *Cité page 11*
- Wu, X., Collilieux, X., Altamimi, Z., Vermeersen, B. L. A., Gross, R. S., Fukumori, I., 2011. Accuracy of the International Terrestrial Reference Frame origin and Earth expansion. *Geophysical Research Letters* 38. *Cité page 1*
- Yuan, Y., Zhang, K., Rohm, W., Choy, S., Norman, R., Wang, C.-S., 2014. Real-time retrieval of precipitable water vapor from GPS precise point positioning. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 119 (16), 10044–10057. *Cité page 38*
- Zhang, X., Andersen, O., 2006. Surface Ice Flow Velocity and Tide Retrieval of the Amery Ice Shelf using Precise Point Positioning. *Journal of Geodesy* 80 (4), 171–176. *Cité page 38*
- Zumberge, J. F., Heflin, M. B., Jefferson, D. C., Watkins, M. M., Webb, F. H., Mar. 1997. Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research* 102, 5005–5018. *Cité page 38*

Annexes

Publications associées

A.1 Liste des publications associées

Les travaux présentés dans ce manuscrit ont été le support (partiel ou total) de diverses publications dont en voici la liste :

- **Publications dans des revues scientifiques à comité de lecture**

[Lercier et al. \[2014a\]](#) : Lercier, D., Collilieux, X., Altamimi, Z., Métivier, L., Vigny, C., 2014. Improvement of post-seismic deformations modeling in reference frame determination. *Journal of Geodynamics*. Submit.

[Métivier et al. \[2014b\]](#) : Métivier, L., Collilieux, X., Lercier, D., Altamimi, Z., Beauducel, F., 2014. Global co-seismic deformations, GNSS time series analysis and earthquake scaling laws. *Journal of Geophysical Research*. In press.

[Métivier et al. \[2014a\]](#) : Métivier, L., Collilieux, X., Altamimi, Z., Lercier, D., 2014. The ITRF and its scientific applications. In *Proceedings « Systèmes de référence spatio-temporels » 2013*.

- **Participations en conférences internationales**

[Altamimi et al. \[2014a\]](#) : Altamimi, Z., Collilieux, X., Métivier, L., Rebischung, P., Lercier, D., December 2014. Analysis and Results of ITRF2013, AGU Fall Meeting 2014.

[Métivier et al. \[2014c\]](#) : Métivier, L., Lercier, D., Collilieux, X., Altamimi, Z., December 2014. Coseismic deformations impact on geodetic time series and reference frame determination, AGU Fall Meeting 2014.

[Altamimi et al. \[2014c\]](#) : Altamimi, Z., Lercier, D., Métivier, L., Collilieux, X., July 2014. Impact of Earthquakes on the International Terrestrial Reference Frame, International Symposium on Geodesy for Earthquake and Natural Hazards (GENAH 2014).

[Altamimi et al. \[2014b\]](#) : Altamimi, Z., Collilieux, X., Métivier, L., Rebischung, P., Lercier, D., April 2014. ITRF2013 : preliminary analysis and early results, presented at EGU General Assembly, 2014.

[Lercier et al. \[2014c\]](#) : Lercier, D., Collilieux, X., Métivier, L., Altamimi, Z., Vigny, C., April 2014. Evaluation of parametric post-seismic models and application in reference frame determination, EGU General Assembly 2014.

[Lercier et al. \[2013b\]](#) : Lercier, D., Collilieux, X., Métivier, L., Altamimi, Z., Vigny, C., December 2013b. Evaluation of parametric post-seismic models and application in reference frame determination, AGU Fall Meeting 2013.

- Altamimi et al. [2013]** : Altamimi, Z., Collilieux, X., Métivier, L., Rebischung, P., Lercier, D., September 2013. The International Terrestrial Reference Frame : current status and future challenges, presented at IAG Scientific Assembly, Potsdam, Germany.
- Lercier et al. [2013a]** : Lercier, D., Collilieux, X., Métivier, L., Altamimi, Z., Vigny, C., September 2013. Assessment of parametric post-seismic models in reference frame determination, presented at IAG Scientific Assembly, Potsdam, Germany.
- Métivier et al. [2013b]** : Métivier, L., Lercier, D., Collilieux, X., Altamimi, Z., Vigny, C., April 2013b. Handling station position discontinuities in reference frame determination using co-seismic deformations modelling, EGU General Assembly 2013.
- Métivier et al. [2012]** : Métivier, L., Lercier, D., Collilieux, X., Altamimi, Z., December 2012. Modeling co- and post-seismic deformations in reference frame determination, AGU Fall Meeting 2012.
- Lercier et al. [2012]** : Lercier, D., Altamimi, Z., Collilieux, X., Vigny, C., July 2012. A focus on estimated coseismic displacements using IGS weekly station positions, IGS Workshop 2012.
- **Participations en conférence grand public, vulgarisation**
 - Lercier et al. [2014b]** : Lercier, D., Collilieux, X., Altamimi, Z., Métivier, L., Vigny, C., 2014. Modélisation des mouvements post-sismiques et application à l'ITRF, présentation faite aux Journées de la Recherche de l'IGN, 20-21 mars 2014, Saint-Mandé, France.
 - Métivier et al. [2013a]** : Métivier, L., Collilieux, X., Altamimi, Z., Lercier, D., September 2013. The ITRF and its scientific applications, Journées « Systèmes de référence spatio-temporels » 2013, Paris, France.
 - Lercier et al. [2013c]** : Lercier, D., Trubienko, O., Fleitout, L., Vigny, C., Collilieux, X., Altamimi, Z., 2013. Analyse des déformations post-sismiques à partir de modèles en éléments finis, poster présenté aux Journées de la Recherche de l'IGN, 24-25 avril 2013, Marne-la-Vallée, France.
 - Collilieux et al. [2013]** : Collilieux, X., Altamimi, Z., Métivier, L., Lercier, D., feb 2013. Un système de référence pour mesurer les déformations de la Terre : l'ITRF2008, Journées portes ouvertes de l'ENSG.
 - Lercier [2012]** : Lercier, D., 2012. Prise en compte des déformations pré et post-sismiques dans la représentation future de l'ITRF, poster présenté aux Journées de la Recherche de l'IGN, 8-9 mars 2012, Saint-Mandé, France.
 - **Support de cours et travaux dirigés**
 - Cours et travaux dirigés de statistiques, Lercier, D., 2013 - 2014, élèves géomètres 1^{ère} année de l'ENSG.
 - Cours et travaux dirigés d'estimation par moindres carrées, Lercier, D., 2013 - 2014, élèves géomètres 1^{ère} année de l'ENSG.

A.2 Article sous presse : **Métivier et al. [2014b]**

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JB011280

Global coseismic deformations, GNSS time series analysis, and earthquake scaling laws

Laurent Métivier¹, Xavier Collilieux¹, Daphné Lercier¹, Zuheir Altamimi¹, and François Beauducel²¹IGN LAREG, Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, Paris CEDEX 13, France, ²Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, CNRS UMR7154, Paris, France

Key Points:

- Global modeling of coseismic deformations during two decades
- Improved detection of discontinuities in GPS time series induced by seismicity
- Consistency between earthquake scaling laws and geodetic observations

Supporting Information:

- Readme
- Table S1
- Figure S1

Correspondence to:

L. Métivier,
laurent.metivier@ign.fr

Citation:

Métivier, L., X. Collilieux, D. Lercier, Z. Altamimi, and F. Beauducel (2014), Global coseismic deformations, GNSS time series analysis, and earthquake scaling laws, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 119, doi:10.1002/2014JB011280.

Received 14 MAY 2014

Accepted 29 OCT 2014

Accepted article online 5 NOV 2014

Abstract We investigate how two decades of coseismic deformations affect time series of GPS station coordinates (Global Navigation Satellite System) and what constraints geodetic observations give on earthquake scaling laws. We developed a simple but rapid model for coseismic deformations, assuming different earthquake scaling relations, that we systematically applied on earthquakes with magnitude larger than 4. We found that coseismic displacements accumulated during the last two decades can be larger than 10 m locally and that the cumulative displacement is not only due to large earthquakes but also to the accumulation of many small motions induced by smaller earthquakes. Then, investigating a global network of GPS stations, we demonstrate that a systematic global modeling of coseismic deformations helps greatly to detect discontinuities in GPS coordinate time series, which are still today one of the major sources of error in terrestrial reference frame construction (e.g., the International Terrestrial Reference Frame). We show that numerous discontinuities induced by earthquakes are too small to be visually detected because of seasonal variations and GPS noise that disturb their identification. However, not taking these discontinuities into account has a large impact on the station velocity estimation, considering today's precision requirements. Finally, six groups of earthquake scaling laws were tested. Comparisons with our GPS time series analysis on dedicated earthquakes give insights on the consistency of these scaling laws with geodetic observations and Okada coseismic approach.

1. Introduction

The stress accumulation induced by plate tectonics usually releases in earthquake (EQ) ruptures along faults close to plate boundaries or within deforming regions. EQs induce coseismic deformations in the crust and may generate large abrupt changes in the position of geodetic stations, which are particularly visible in Global Navigation Satellite System (GNSS) position time series, in particular Global Positioning System (GPS). Coseismic deformations have been investigated for many years with geodetic techniques, particularly for selected EQs of interest [e.g., *Fialko et al.*, 2001; *Subarya et al.*, 2006; *Shestakov et al.*, 2012]. The detection of far-field coseismic displacements caused by the Sumatra–Andaman EQ [e.g., *Vigny et al.*, 2005; *Fu and Sun*, 2006; *Kreemer et al.*, 2006], for instance, showed the power of using GPS estimates to quantify global deformation. More generally, *Tregoning et al.* [2013] showed that EQs with magnitude larger than 8 significantly impact the position of GPS stations thousands of kilometers away from the EQ epicenters, considering the precision of measurement of GPS today, which is at the level of a few millimeters.

In the present work, we address the question of the global impact of coseismic deformations, from all types of EQs, on geodetic measurements and on the International Terrestrial Reference Frame (ITRF) elaboration. In return, we investigate what information a global GPS homogeneous data set gives on EQ parameter scaling relations considering the approach that we use.

The ITRF solutions are presently published as reference tables of positions and long-term linear velocities for a set of globally distributed geodetic stations, which are updated every 3–5 years in order to comply as much as possible with the International Terrestrial Reference System specifications. The ITRF is classically constructed by a combination of station position time series provided by the four space geodetic techniques: GNSS, very long baseline interferometry, satellite laser ranging, and Doppler orbitography and radiopositioning integrated by satellite. Coordinates in these tables are supplied as piecewise linear functions of time [e.g., *Altamimi et al.*, 2002, 2007, 2011]. The main linear component of the ITRF coordinates is largely due to plate tectonics [*Altamimi et al.*, 2012] in the horizontal components. However, it is well known that station positions also exhibit nonlinear behaviors due to various geophysical phenomena and

systematic technical errors [Dong *et al.*, 2002; Collilieux *et al.*, 2007; Ray *et al.*, 2008; Métivier *et al.*, 2012]. When Earth deformation models are available with sufficient accuracy like for solid Earth tides (see the discussion in Métivier *et al.* [2005, 2006, 2007] and Métivier and Conrad [2008]), pole tides, or the ocean tidal loading, they are used to correct geodetic observations and so are no longer delivered in ITRF coordinates. EQs also induce nonlinear changes in station positions. Currently, the EQ effects are partially modeled in ITRF coordinates through coordinate discontinuities and velocity changes. Those discontinuities in station position time series are usually detected by visual inspection, but such analysis is very fastidious and strongly depends on the operator. Moreover, the presence of a misplaced or undetected offset generally strongly impacts the velocity estimations. The problem is particularly important in GNSS analysis due to the density of GPS stations in EQ-impacted areas and due to GPS precision. Considering that the scientific community requires a terrestrial reference frame that is accurate and stable at the level of 1 mm and 0.1 mm/yr in its defining parameters and their time evolutions, respectively [Plag and Pearlman, 2009], a great effort has to be made to reduce errors in position time series and station velocity determinations, which calls for more investigation on the treatment of discontinuities in geodetic time series. A few approaches have been proposed for automated detection of discontinuities in GNSS time series based on various statistical methods [Williams, 2003; Perfetti, 2006; Vitti, 2012; Gazeaux *et al.*, 2013]. Unfortunately, up to now, automated methods do not give better results than the classical manual method [Gazeaux *et al.*, 2013].

Discontinuities are typically due to equipment changes or malfunctions, EQ ruptures, or changes in the environment of the stations. We propose to investigate here offsets related to EQs. Based on geophysical modeling, we develop a method to predict the effect of coseismic deformations on position series (section 2). We show here that intermediate EQs (magnitudes 6 to 8) can also have a significant impact on GPS station displacements. In section 3, we apply our method on coordinates of a global GPS network in order to improve the detection of discontinuities in position time series. We study and outline the interest to rely on such a prediction process for determining station long-term velocities and, therefore, for the construction of a terrestrial reference frame. Our aim is not to propose a general method for discontinuity detection in GPS time series. We only focus on the particular case of EQ-related discontinuities. We aim to show that simple coseismic modeling assumptions combined with geophysical information allow to detect many small discontinuities that are usually missed. Such information could be used as a priori information in a more general automated method for change point detection in GPS time series. As a by-product of this work, we plan to set up a Web service that will provide coseismic offsets on demand for a list of stations that would be given by the Web user. Finally, in section 4, the predicted coseismic displacements are compared to the amplitudes of the estimated offsets in GPS time series. We take the example of the Hector Mine EQ and study global EQ scaling laws with respect to GPS observations.

2. Theoretical Coseismic Displacements

2.1. Modeling of Deformation

Every EQ generates coseismic deformations in a region surrounding its epicenter with various geographical extents and patterns [e.g., Aki and Richards, 1980]. A perfect modeling of coseismic deformations would be extremely complex because it would strongly depend on the local topographical and geological characteristics of the region. The present work aims at globally evaluating the impact of coseismic deformations during a given period. For this reason, we choose here to model coseismic deformations with a general simple method that may be less precise than a local numerical model but offers the benefit of rapidity and nevertheless gives realistic geographical patterns and correct orders of magnitude. We used the so-called Okada approach [Okada, 1985], which provides analytical solutions for deformations due to shear and tensile faults in an elastic half space.

We investigate here 20 years of theoretical global surface deformations induced by successive EQs using a U.S. Geological Survey (USGS) National Earthquake Information Center (NEIC) catalog of seismic source parameters (provided by the global centroid moment tensor (CMT) project [Dziewonski *et al.*, 1981; Ekström *et al.*, 2012]). The catalog provides a list of worldwide EQs containing more than 25,000 events from 1977 to 2010, with their magnitude (larger than 4 but probably complete only for magnitude larger than 5.5), epicenter locations, principal axes, and nodal plane characteristics. The catalog is no longer provided by the USGS NEIC, but an updated version can be found on the CMT website. We calculated the coseismic ground deformations due to all the EQs. Considering that we did not know which nodal plane corresponds to the actual fault plane, we calculated the solution for both nodal planes for each EQ.

Table 1. The Different Published Statistics That We Used as Earthquake (EQ) Scaling Laws With a Few Details on the EQ Database Investigated by the Authors

Acronym	EQ Scaling Model	Comments
WC94	<i>Wells and Coppersmith</i> [1994]	All type of EQs; worldwide
MB00	<i>Mai and Beroza</i> [2000]	All type of EQs; worldwide
BL10	<i>Blaser et al.</i> [2010]	All type of EQs; worldwide
ST10	<i>Strasser et al.</i> [2010]	Subduction zone EQ; worldwide
YM11a	<i>Yen and Ma</i> [2011]	All type of EQs; mostly Taiwan orogenic belt
YM11b	<i>Yen and Ma</i> [2011]; moment threshold	Same database but two distinct scaling regimes depending on EQ moment

However, the EQ catalog does not provide all the necessary information for applying the Okada approach. Indeed, the length and the width of the fault plane need to be known as well as the magnitude of the EQ slip. We therefore investigated different published EQ scaling statistics to determine those values from EQ magnitude or moment magnitude. EQs are generally thought to follow self-similar scaling, in which the source dimensions are scale invariant [Scholz, 1990; *Mai and Beroza*, 2000]. Based on source parameter compilations of historical EQs and local observations, many studies propose global scaling laws that link the EQ magnitude, the fault surface dimension, and the fault slip. These scaling laws typically assume linear relations between the EQ magnitude and the logarithm of the different fault rupture parameters such as

$$\log P = a M + b \quad (1)$$

where P denotes a given fault parameter, M is the EQ magnitude, and a and b are real constants. P here may be the mean width or the mean length of the rupture area or the average fault slip. Table 1 gives the different statistics that we used in the present work with a few details on the EQ database that has been investigated by the authors who inferred the statistics. The *Wells and Coppersmith's* [1994] scaling relations are among the most widely used in seismology, but many authors have compiled more recent scaling laws using different or larger databases. In addition to *Wells and Coppersmith* [1994], we investigated scaling relations from *Mai and Beroza* [2000], *Blaser et al.* [2010], *Strasser et al.* [2010], and finally two groups of scaling laws from *Yen and Ma* [2011]. The second group of laws from *Yen and Ma* [2011] is by itself composed of two groups of scaling laws, one dedicated to EQs with moment magnitude larger than 10^{20} Nm (EQ magnitude approximately equal to 7.3) and the other to EQs with moment magnitude smaller. The aim of the present paper is not to investigate all the published scaling relations but rather to see if different scaling laws significantly impact our results. Many other studies have been published on the subject of scaling laws, for example, by *Murotani et al.* [2008] or *Romanowicz and Ruff* [2002].

Note that observations and definitions of the fault lengths and widths may be different in the different studies. *Wells and Coppersmith* [1994], for example, determine fault rupture dimensions from the spatial extent of early aftershocks, while *Mai and Beroza* [2000], *Strasser et al.* [2010], and *Yen and Ma* [2011] determine the fault parameters from finite fault rupture models derived from inversion of strong motion recording and/or geodetic observations [e.g., *Frey Mueller et al.*, 1994; *Peltzer et al.*, 2001; *Ji et al.*, 2002; *Jacobs et al.*, 2002; *Simons et al.*, 2002; *Hreinsdottir et al.*, 2003; *Salichon et al.*, 2004]. As a consequence, the geometrical quantities derived from finite fault models are only effective parameters that may be different to what is really observed in the field but that are believed to better contribute to explain the deformation observations [*Mai and Beroza*, 2000]. Finally, *Blaser et al.* [2010] compile many published observations, including *Wells and Coppersmith's* [1994] and *Mai and Beroza's* [2000] fault parameter databases, which are, as we mentioned before, quite different in nature.

It is worth mentioning that the fault models that can be inferred from these statistics are very simple. It is well known, for instance, that fault slips, in reality, are spatially variable along fault ruptures. In addition, we assume here that the fault brakes uniformly around the epicenter, while it is well known that EQ rupture sometimes propagates unilaterally. We also note that some EQ hypocenters, particularly for small teleseismic EQs, may not be precisely determined. Finally, we calculated the global coseismic deformation induced by an EQ with a method that assumes an infinite half space around the epicenter. All these issues may affect the accuracy of coseismic deformation determinations. But we must insist here that we do not aim to develop a precise method for coseismic deformation calculations but investigate if simple methods help to

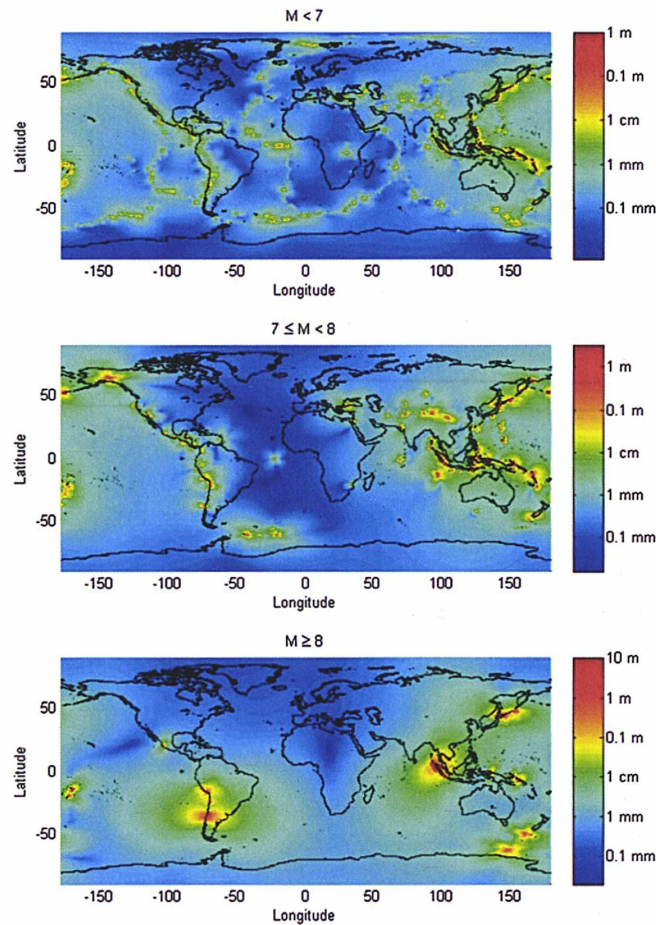


Figure 1. Theoretical cumulative coseismic ground displacement between 1 January 1991 and 31 December 2010 depending on the magnitude (M) range of EQ.

infer EQ-related discontinuities in GNSS (or other geodetic techniques) time series. The precision of hypocenter determinations may be an issue only for small EQs, and we will see in section 3 that the ratio of EQs with magnitude smaller than 7 that generate significant discontinuities in time series is very small. Finally, considering that the magnitude of coseismic deformations tends to zero away from the epicenter with a rate decreasing exponentially with the EQ magnitude, neglecting the Earth's sphericity may be an issue only for very large EQs. And for these EQs, the comparison between our results and the results from *Tregoning et al.* [2013], who used a method assuming a spherical Earth, show very similar solutions in magnitudes and patterns.

2.2. Theoretical Cumulative Coseismic Surface Deformation

Figure 1 shows the theoretical cumulative coseismic displacement from 1991 to 2010, calculated with our model, all over the world. The total displacement U for a given GPS station has been calculated as follows:

$$U = \sqrt{\left(\sum_i u_E^i\right)^2 + \left(\sum_i u_N^i\right)^2 + \left(\sum_i u_Z^i\right)^2} \quad (2)$$

where u_E^i , u_N^i , and u_Z^i are, respectively, the east, north, and up components of the station coseismic displacement induced by the EQ number i . Note that for a given EQ, if we did not know which nodal plane did actually brake, we choose the nodal plane that produces the maximum displacement. Actually, we tested different rules for the nodal plane choice and we found that it does not change the presented map substantially. Indeed, for a given EQ, both nodal planes induce very similar deformations except in the close neighborhood of the epicenter. In section 3, we use a GPS network in which we observed that SAMP station (Sampali, Medan, Indonesia) was the only station sufficiently close to an epicenter (Sumatra–Andaman EQ in 2004) to induce a critical nodal plane choice. In order to limit this type of issue, the right fault nodal planes have been specified at least for the largest EQs, which have the advantage to be largely studied (notably EQs studied in Table 3) [e.g., *Frey Mueller et al.*, 1994; *Fialko et al.*, 2001; *Hreinsdottir et al.*, 2003; *Fu and Sun*, 2006].

EQs with magnitude larger than 8 (Figure 1c) induce very large ground displacements, sometimes larger than 10 m with a wide geographical impact that can be at the centimeter level thousands of kilometers away from the epicenter [see also *Tregoning et al.*, 2013]. However, we see that the accumulated displacements induced by smaller EQs can also be particularly large. Figure 1b shows the ground cumulative displacements induced by all EQs with magnitude between 7 and 8, whereas Figure 1a shows those induced by EQs with magnitude less than 7. We see that the cumulative displacements may be locally larger than 1 m in both cases but with different geographical patterns. As expected, displacements in extensive regions (e.g., close

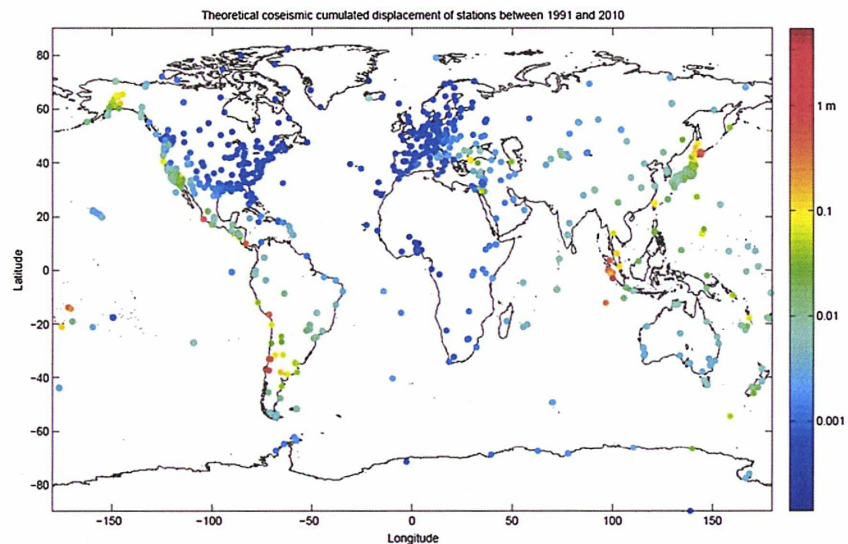


Figure 2. Theoretical cumulative coseismic motions of the GPS stations between 1 January 1991 and 31 December 2010.

to mid-oceanic ridges) are mostly induced by EQs smaller than 7, but the cumulative contribution of these EQs may be at the level of EQs with larger magnitude in the convergent regions (e.g., close to subduction zones). Note that in Figure 1c, the coseismic deformations from the largest EQs have been smoothed around the meridians that are 180° distant from epicenters in order to limit the visual impact of the error due to the half-space assumption. This error is negligible (at a level smaller than 0.1 mm) but is enhanced visually in the map due to the logarithmic scale.

We only investigate coseismic-accumulated deformations here. Postseismic deformations also induce additional deformations usually in the same direction as the coseismic offsets. In general, postseismic deformations remain far smaller than coseismic deformations. However, for mega earthquakes, *Trubienko et al.* [2014] showed that at a distance between 500 km to 1500 km to the epicenter, postseismic-accumulated deformations reach typically a value as large as the coseismic offset after 3–4 years of deformation. As a consequence, adding postseismic contributions may locally double the signal presented in Figure 1c.

3. Application on a GNSS Global Network: Handling Discontinuities

We investigate the impact of coseismic deformations on a global GPS solution. Our global GPS network is largely constituted of IGS network stations plus a few other stations. We used reprocessed combined GPS position time series as output of the first IGS reprocessing campaign (repro1) from 1997 to 2008. For the most recent data period (2008 to 2011), operational IGS solutions have been used. Station coordinates have been processed by the IGS as weighted averages of weekly station positions estimated using different software packages or parameterizations. For the first data period, we choose the recombined IGS repro1 solutions in order to ensure self-consistent time series over the whole period [*Rebischung et al.*, 2012]. Apparent geocenter motion and rotational biases were removed following *Collilieux et al.* [2012] to derive the station position time series that we use. In total, the network contains 949 globally distributed stations (see Figure 2).

3.1. Cumulative Displacement

Figure 2 shows an interpolation of the global coseismic deformation on our GPS networks between 1991 and 2010 induced by all EQs with magnitude larger than 4. We see that a wide set of GPS stations may have accumulated more than a few meters motion due to successive seismic ruptures. This figure shows how a global GPS network will distort over time due to cumulative coseismic deformations, even from smaller EQs, and illustrates the importance of carefully taking into account coseismic discontinuities when one wants to construct a terrestrial reference frame.

Table 2. Discontinuities Detected in All the GPS Time Series^a

	Initial Discontinuity Selection	New Discontinuity Selection
EQ discontinuity	235	439
Equipment discontinuity	364	362
Unknown discontinuity	264	231
Other discontinuity	44	41
Total number of discontinuity	907	1073

^aIn the "initial" case, the discontinuities have been selected classically; in the "new" case, the selection has been helped by our coseismic modeling. "Equipment discontinuity" stands for discontinuities due to equipment changes. "Other discontinuity" stands for discontinuities due to reasons other than equipment changes or EQs (e.g., firmware upgrade, local roadwork, and postseismicity treatment). "Unknown discontinuity" stands for discontinuities due to undetermined reasons.

3.2. Discontinuity Detection

The amplitude of EQ discontinuities is most of the time at the level of a few millimeters. For this reason, many EQ discontinuities may be missed in a visual inspection procedure. Thus, we would like to evaluate the importance of these undetected EQ discontinuities in position time series and reference frame analyses, particularly in the estimation of station velocities.

We conducted an experiment in which we compared global

estimations of station velocities when discontinuities in GPS time series are detected classically, i.e., visually, and when discontinuities induced by coseismic deformations are determined from criteria based on our modeling approach. In the first approach, the list of discontinuity was based on IGS records and completed by our own direct visual observations. A comment is generally associated to the discontinuity when it is explained, such as the EQ name or magnitude when a correlation was observed between the epoch of an offset and the epoch of the event. The magnitude of the offset was tested with respect to a autoregressive (AR(1) type) background noise process in order to add only significant discontinuities [Herring, 2003; Reilinger *et al.*, 2006]. In the second approach, we considered as relevant discontinuities those theoretical coseismic displacements with at least one component (east, north, or up component) larger than 2 mm in magnitude. The test has been made using the first model of EQ scaling statistics, i.e., the WC94 model. The threshold limit of 2 mm has been chosen empirically considering the general noise level of GPS station time series and the general consistency between the obtained new discontinuities and the actual time series. While this threshold limit may be relevant only for the present test, our aim here is only to illustrate how helpful a coseismic modeling approach can be, even a simple one, for EQ discontinuity detection, compared to what is classically done today. More sophisticated statistical tests may be investigated in the future for the development of generalized techniques for discontinuity detections in GPS time series.

Using the classical approach, for a total of 907 discontinuities referenced in GPS time series, 235 discontinuities were associated with EQ coseismic deformations (EQ discontinuities, see Table 2). When adding the list of discontinuities from the second approach, the number of discontinuities significantly increases. Indeed, 204 new EQ discontinuities were added for a total of 1073 discontinuities in the GPS time series (a 22% increase of the discontinuity number). We could also explain some of the visually detected discontinuities that were unexplained in our previous list of offsets. Nevertheless, a large number of unexplained discontinuities remain in the database and most of the new EQ discontinuities were actually new discontinuities. We note that in the initial set of discontinuities, a few were retrieved by our method with slight differences in their epochs. Figure 3a shows all stations, in our network, that are suspected to include an EQ discontinuity following our approach, grouped by EQ magnitude (M). Figure 3b presents a histogram of the number of EQ discontinuity versus the magnitude of the EQ that induced the discontinuities. Figure 3c presents a histogram of the number of EQs that are at the origin of EQ discontinuities in our GPS time series versus their magnitude. Only 103 EQs are responsible for all the EQ discontinuities during the period of observation. Sixty-five percent of these EQs have a magnitude greater than or equal to 7, but they are responsible for approximately 89% of all the EQ discontinuities. We see that EQs with magnitude smaller than 7 rarely induce significant discontinuities in our network GPS time series. Indeed, in Figure 3c, there are 33 EQs in the magnitude range of 6–7, which represents 2% of the EQs that occurred during this period in this magnitude range. Only two EQs can be found in the magnitude range of 5–6 (approximately 0.01% of the EQs that occurred in this magnitude range). On the contrary, only one EQ with magnitude greater than or equal to 8 did not generate a detectable EQ discontinuity in a GPS time series between 1998 and 2010. This EQ occurred in 2000 in the neighborhood of the Solomon Islands. All our GPS time series in this region actually begin after 2001, which explains why this EQ did not generate any discontinuity in our GPS time series.

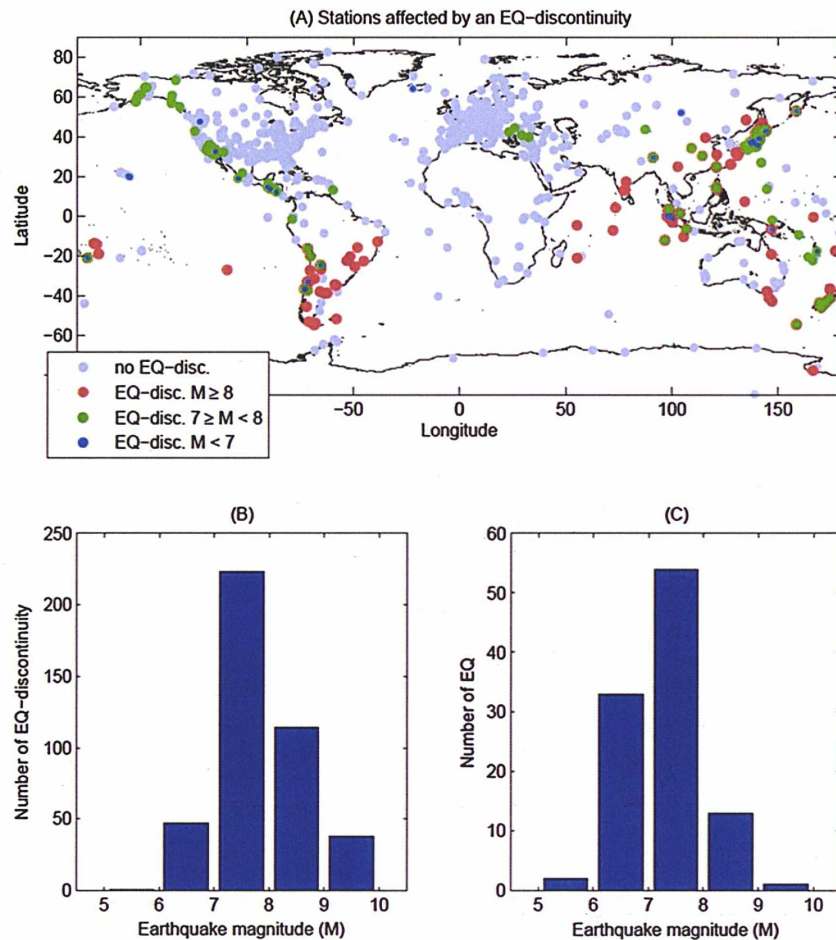


Figure 3. (a) Map of GPS stations that present an EQ discontinuity in their time series. (b) Total number of EQ discontinuities versus the magnitude of EQ. (c) Total number of EQ that induced an EQ discontinuity versus their magnitude.

In practice, the largest EQ discontinuities in our time series were already detected visually. Our approach is particularly interesting for the detection of smaller discontinuities that are, most of the time, clearly visible when one knows their existence but difficult to apprehend otherwise due to noise and seasonal variations. Figure 4 shows typical new EQ discontinuities detected in our GPS time series. From our experiment, we can distinguish between four types of situations in which a new EQ discontinuity may not be found without help from modeling:

1. A small discontinuity is clearly visible in the time series, but other large nonlinear components in the station time series make it minor or difficult to qualify as an EQ discontinuity, particularly if no large EQ occurred at this date (Figure 4, stations P106, WUHN, and SEAT).
2. The discontinuity is visible in the time series, but it can be confounded with natural variations, particularly when the time series present interannual variations or if there is not sufficient data before or after the EQ (Figure 4, stations SEAT, WUHN, and MOBS).
3. A discontinuity in position is not evident considering the seasonal variations and the measurement noise, but a clear change in velocity can be seen at the date of the EQ (Figure 4, stations AUCK and TOW2).
4. A discontinuity may be there, but it is not visible due to a lack of data in the time series (see Figure 6 and section 4.1)

Note the particular case of the Japanese station P106, whose time series presents two EQ discontinuities in 2003 that have not been detected using the classical protocol, because the operator would not expect that two EQs occurred during the same year and induced almost exact opposite displacements to the station. In such a case, the shifted points in the time series between the two EQ dates would typically be considered as outliers.

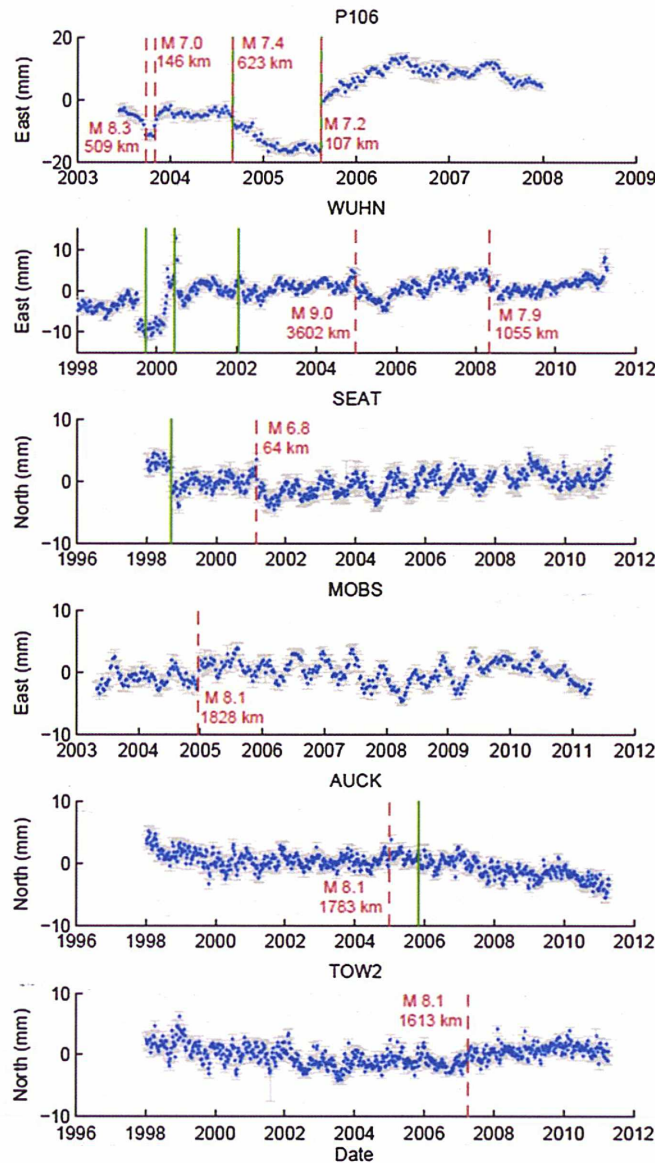


Figure 4. Examples of position time series from different GPS stations that present at least one EQ discontinuity detected using our approach (in red). The discontinuities that were already identified before using our approach are shown in green. These last ones are most of the time due to equipment changes, but some are also due to EQ (see P106 time series for instance).

total number of stations present velocity variations larger than 1 mm/yr, 13% larger than 0.5 mm/yr, and 28% larger than 0.1 mm/yr. Note that Figure 5 does not show a particular spatial coherence. The reason is that the largest discontinuities were detected in both approaches. As a consequence, the velocity variations only concern stations that present in their time series small discontinuities that were initially missed.

4. Comparisons Between Models and Observations

4.1. Hector Mine Earthquake

As an example, we look more closely at the Hector Mine EQ (magnitude 7.1) that occurred in 1999 in the United States, in a region where the GPS station network is very dense. Figure 6 presents the theoretical coseismic ground motion that the region experienced. The ground motion shows a typical pattern associated with a strike dip rupture with coseismic displacements larger than 10 cm close to the epicenter. Note that

To conclude, in all of these different situations, one would need help from an external theoretical indicator to identify the discontinuities in the time series. This is what motivates our approach.

A list of theoretical offsets for the GPS network that we investigated is provided as supporting information. The offsets in this list have been determined using the EQ scaling laws most adapted to each EQ (see section 4.2; we essentially used MB00 and YM11b models as a function of the EQ magnitude).

3.3. Impact on Velocities

We compared station velocities estimated using the two approaches discussed in section 3.2. For most of the stations, we constrained the velocity to be equal before and after the EQ discontinuity as it is classically done in geodetic time series analyses (we use the CATREF software for time series analyses, see *Altamimi et al.* [2002, 2007]). But some stations clearly show velocity changes after the discontinuity, for example, GPS stations subject to postseismic relaxation. In these particular cases, we did not constrain the velocity to be unique; therefore, these stations present distinct velocities at different time periods.

Figure 5 shows in color the maximum change in velocity that has been determined for each station. We see that many stations show velocity variations at the level of a few mm/yr, and in some extreme cases up to tens of mm/yr. Approximately 8% of the

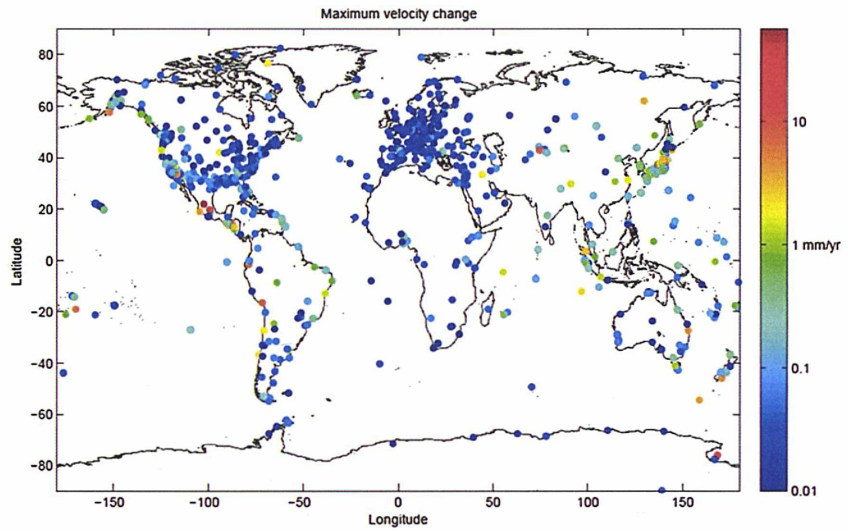


Figure 5. Maximum velocity changes of GPS stations induced by the addition of the new EQ discontinuities in the time series treatment.

in order to better see the pattern of the ground vertical motion, the colors have been saturated in the figure. Figure 7 presents the GPS station motions in the regions as estimated by the coseismic model (magenta arrows) and our time series analysis (white arrows). Here the EQ scaling model that has been used is the YM11b that appears here to be the most suited for the Hector Mine EQ (see Table 3 and section 4.2). Note that if YM11b is the model that works here the best, it does not mean that the fault geometry provided

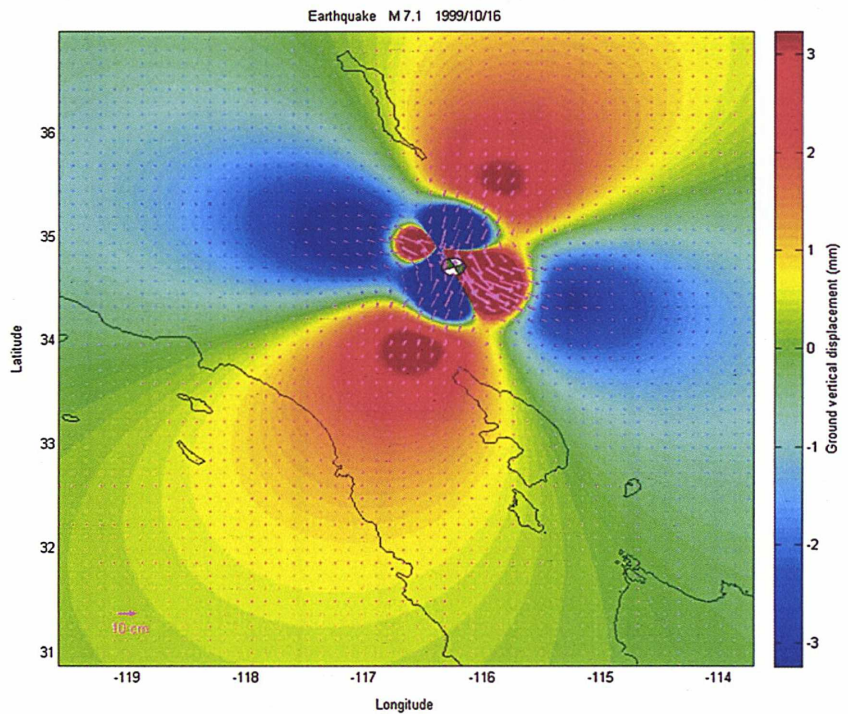


Figure 6. Theoretical ground motion induced by the Hector Mine Earthquake in 16 October 1999 calculated using the Okada approach [Okada, 1985]. In order to better see the pattern of the ground vertical motion, the colors have been saturated.

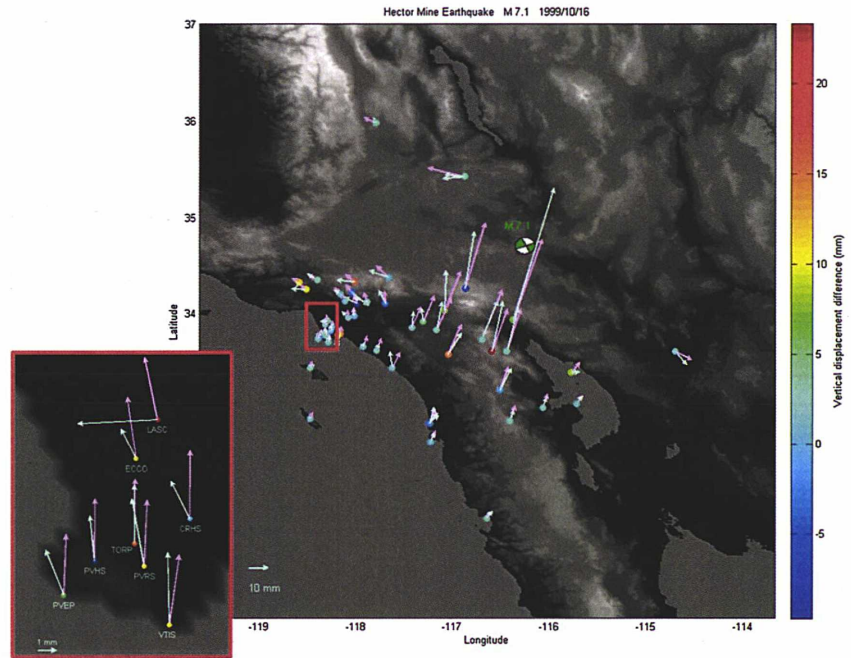


Figure 7. GPS station coseismic displacements induced by the Hector Mine EQ from our theoretical model (pink arrows based on YM11b scaling laws) and from the actual shift that we observe on GPS positions after the time series stacking using our discontinuity selection (white arrows). The differences between vertical velocities are shown in color. The red box shows a zoom on a few Los Angeles GPS stations.

by YM11b is the more realistic. Indeed, YM11b scaling laws assume square rupture faults with a very small mean slip. As mentioned by *Yen and Ma* [2011], these are effective geometrical parameters that have been used to better fit observations, not the real mean parameters that should be observed in the field. If we compare various published estimations of the Hector Mine EQ slip history [e.g., *Peltzer et al.*, 2001; *Ji et al.*, 2002; *Jacobs et al.*, 2002; *Simons et al.*, 2002; *Salichon et al.*, 2004], we see that the real geometrical characteristics of the fault are closer to those provided by WC94 scaling laws, which have been determined from ground or aftershock-related observations (see section 2.1 for more explanations), i.e., a mean fault length of 56 km, a mean fault width of 18 km, and a mean slip about 1.3 m (the maximum slip being typically 6 m locally on the fault [e.g., *Simons et al.*, 2002]).

In Figure 7, the arrows are only plotted for stations that present an EQ discontinuity (using the approach from section 3.2). The arrows from the model and the observations do not match exactly, but they are nevertheless quite close and show the same general coseismic pattern. Initially, only 26 discontinuities were detected

Table 3. Three-Dimensional RMS (in mm) of the Difference Between the GPS Estimated and the Theoretical Calculations of Coseismic Offsets for Different Earthquakes (EQs) and Depending on the EQ Scaling Model Used in the Coseismic Modeling^a

EQ (M)	SU (9.0)	CH (8.8)	HO (8.3)	MA (8.1)	DE (7.9)	NZ (7.8)	HS (7.4)	BA (7.2)	HM (7.1)
GPS Stations	40	26	20	21	12	14	19	20	52
Scaling model									
WC94	26.0	530.8	125.2	4.80	11.16	19.90	4.04	6.29	5.74
MB00	9.0	89.9	69.6	5.02	13.57	19.88	4.25	6.51	5.71
BL10	19.0	167.5	115.5	4.79	10.84	19.94	3.98	6.44	5.23
ST10	49.7	180.1	98.3	4.87	10.83	19.95	3.88	6.50	5.37
YM11a	190.2	312.1	79.8	5.06	13.17	20.17	4.56	7.01	5.39
YM11b	21.8	358.5	90.8	4.88	11.08	19.92	3.85	5.93	5.17

^aIn bold: the smallest RMS for each EQ.

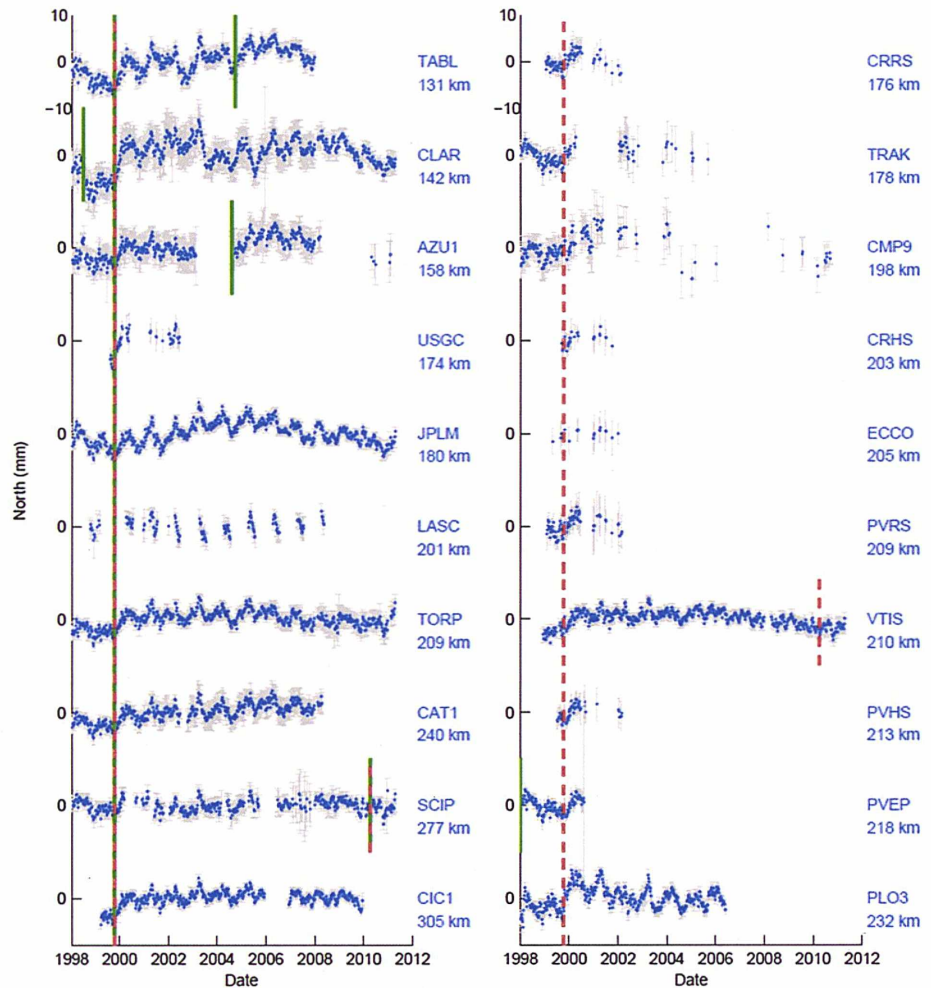


Figure 8. Examples of GPS position time series (north component) in the region surrounding the Hector Mine EQ epicenter (1999). The distance between the GPS station and the hypocenter is indicated under each station code. These time series do not present large shift at the time of the EQ, but they show a global mean shift of a few millimeters before and after the EQ date. The indicated EQ discontinuities that have been identified by our method are shown in red, and all the discontinuities that were already identified before using our approach (due to equipment changes and/or EQ) are shown in green.

in the station time series; after our treatment, the number increased to 50. A few stations close to the epicenter do not show arrows because their time series actually begin after the date of the Hector Mine EQ. A few station time series present very clear discontinuities at the date of the EQ, particularly on the north component position time series. However, it can be noted that many stations, particularly on the northwestern part of the region, do not show a clear instantaneous discontinuity, while the whole time series shows a global mean shift of a few millimeters before and after the EQ date (see Figure 8). It means that the discontinuity in these station time series is partially hidden by data noise and can be easily missed visually, particularly if the time series do not present sufficient points (as for stations in Figure 8 (right)). Yet neglecting this discontinuity in these time series would be problematic for the estimation of station velocities.

Note that the weekly average of GPS station positions may also hide an instantaneous coseismic offset if the later occurred in the middle of the week. This could make the visual detection of small offsets even more difficult and may explain, in Figure 7, that the observed offsets are most of the time slightly smaller than the theoretical ones.

4.2. GNSS Constraint on EQ Scaling Statistics

If coseismic modeling helps to detect EQ discontinuities in GPS time series, our observations may in return give information on the quality or the relevance of the different scaling laws that have been used in our

study. Table 3 shows the root-mean-square (RMS) calculation of the difference between modeled and estimated coseismic 3-D displacements on the GPS stations for different selected EQs that impacted at least 12 stations (in our experiment in section 3.2). Ordered by decreasing magnitude, the investigated EQs are Sumatra EQ in 2004 (SU), Chile EQ in 2010 (CH), Hokkaido EQ in 2003 (HO), Macquarie EQ in 2004 (MA), Denali EQ in 2002 (DE), New Zealand EQ in 2009 (NZ), Honshu EQ in 2004 (HS), Baja EQ in 2010 (BA), and Hector Mine EQ in 1999 (HM). The absolute values of the RMS, as well as comparisons between the different EQs in terms of RMS value, are meaningless because the EQ did not affect the same number of stations with the same magnitude and with the same local network configuration. However, for each EQ, we can determine which scaling laws tend to better reproduce our GPS measurements, i.e., which gives the smaller RMS (in bold in Table 3). The global answer is at first sight obscured because the preferred scaling laws vary strongly with the EQ. However, despite small differences, one can see a general tendency that seems to depend on the magnitude of the EQ. We see that the classical WC94 is not the best model here for EQ source calibration. One may distinguish three distinct groups depending on the EQ magnitude. For great EQs with magnitude larger than 8.1–8.2, the preferred scaling laws are those presented by MB00. For smaller magnitudes, particularly in the magnitude range of 7.4 to 8.1, there is no clear preferred model. Three different EQs give three different preferred scaling laws between the ST10, BL10, and MB00 models. But the RMS given by all the scaling law models are relatively close to each other. For smaller magnitude EQs, the preferred scaling laws are always those from YM11b. As a consequence, the ideal EQ scaling law statistics for an Okada approach might be a combination of the different published statistics depending on the magnitude of EQ (see the next section for discussions).

5. Discussions and Conclusions

We investigated theoretical coseismic deformations at global scale during approximately two decades. It appears that the accumulated coseismic displacements can be very large and that almost no region in the world is spared.

As shown by *Tregoning et al.* [2013], EQs with magnitude larger than 8 induce ground displacements sometimes larger than 10 m, with a geographical extent that can be thousands of kilometers away from the epicenter (for a displacement at the centimeter level). However, we see that the accumulated displacements induced by smaller EQs can also be particularly large, up to a few meters, with different geographical patterns than greater EQs. Considering the current precision in geodetic techniques, we see that 20 years of coseismic motions have a wide impact on the Earth's surface. In particular, the accumulation of large but also very small motions leads to large visible cumulative displacements not only in the neighborhood of giant EQs. *Tregoning et al.* [2013] concluded that Australia and North Atlantic/Arctic ocean regions did not undergo significant deformation due to great EQs during a decade. We show here that these regions did undergo cumulative coseismic deformations, during the same period due to smaller EQs, that may be locally at the centimeter to meter level.

We then showed that a global modeling of coseismic deformations helps to detect discontinuities in GPS time series. We conducted an experiment in which we estimated GPS station positions and velocities on a global network with or without the help of discontinuity detection from a simple coseismic model. We see that the approach with coseismic modeling significantly increases the number of detected discontinuities in the GPS time series, almost doubling the detected EQ discontinuities in our case. It suggests that numerous EQ discontinuities are too small to be visually qualified because seasonal variations and GPS noise perturb the identification. However, not taking the discontinuity into account may have a strong impact on the station velocity estimation. As a consequence, if we want to gain an order of magnitude in the precision of estimated geodetic station positions and velocities, we cannot rely anymore on visual assumptions only. We need to develop techniques based on numerical criteria to detect the presence of discontinuities in time series using all types of external information including geophysical information. A limitation in our modeling approach is that the detection of a discontinuity depends on an arbitrary threshold value in coseismic displacement, which highly depends on the EQ scaling model that we use. A way to overcome this point might be to combine geophysical modeling with statistical methods for automatic discontinuity detection in time series [*Williams, 2003; Perfetti, 2006; Vitti, 2012; Gazeaux et al., 2013*]. As a by-product of our work, we plan to set up a Web service that will provide coseismic offsets on demand for a list of stations that would be given by the user. Users would then freely define their own criteria to decide whether a coseismic offset would induce a discontinuity in

a GPS time series or not. The information could also be used as a priori information in automated methods for discontinuity detection. For the time being, we provide, as supporting information, a list of theoretical offsets for the GPS network that we investigated here.

Note that in our approach, we suppose that coseismic stresses are fully transferred across plate boundaries. Yet one may expect stress changes to only propagate across locked plate boundaries. However, this issue, which would affect the coseismic deformation pattern, is not straightforward to address here. Indeed, if we can expect mid-oceanic ridges to be unlocked, the question is far more complex for subduction zones and strike-slip faults, where it would depend on local tectonic configurations. Moreover, observations tend to comfort the approach that we used even across mid-oceanic ridges. For instance, if no stress was able to propagate beyond the Indian mid-oceanic ridge, then stations like REUN should not have any discontinuity induced by the Sumatra–Andaman EQ, yet a small discontinuity may be visible in REUN time series at that date (see Figure S1 in the supporting information). We therefore prefer assuming full stress transfer and leave this fundamental issue, which goes beyond the scope of the paper, for dedicated studies.

We then compared the predicted coseismic displacements to the estimated offsets in GPS time series. As an example, we look at the Hector Mine EQ. The EQ has been recorded in many stations due to a local dense GPS network. But many EQ discontinuities had not been detected in the time series because the instantaneous seismic shift was sometimes small, sometimes invisible due to a lack of data. Yet neglecting these discontinuities would be problematic in the estimation of station velocities. Indeed, even if the instantaneous seismic offset is sometimes not visible, all the time series show the same tendency with a general shift between the time series before and after the EQ.

Finally, we studied the EQ scaling laws with respect to global GPS observations. We investigated nine EQs whose coseismic deformations were recorded by at least 12 stations and calculated RMS between recorded and calculated offsets in time series. We see that for great EQs with magnitude larger than 8.1–8.2, the preferred scaling laws are those presented by MB00. For smaller magnitudes, particularly in the magnitude range of 7.4 to 8.1, there is no clear preferred model. Three different EQs give three different preferred scaling laws, between ST10, BL10, and MB00 models. For even smaller magnitudes, despite small differences, the preferred scaling laws are always those from YM11b. Note that this last model is in reality composed of two groups of scaling laws, one dedicated for EQs with moment magnitude larger than 10^{20} Nm (EQ magnitude approximately equal to 7.3) and the other for EQs with moment magnitude smaller. This means that the good consistency between our GPS observations and the coseismic modeling is only for the second group of scaling laws in which the effective fault plane is assumed to be square. We see also that the classical WC94 is not the best model here for representing the EQ source. Its performance remains equivalent to the other models in the range of magnitudes 7.4 to 8.1. The results that we obtain do not mean that WC94 statistics give wrong mean fault geometries; it only shows that MB00 and YM11b are particularly well adapted here. It may be logical because these two statistics are inferred from finite fault rupture models. These models propose effective fault parameters that fit surface deformations and geodetic observations, assuming faults and rupture slips, whatever their complexity, in an infinite half elastic medium as in the Okada approach for coseismic deformations. Therefore, the statistics proposed by MB00 and YM11b may lead to effective fault geometries that are not consistent with what is really observed in the field but that give the most consistent results in terms of surface deformations when using an Okada model for coseismic deformations. To conclude, we show that the EQ scaling law statistics based on finite fault rupture models are better adapted for an Okada approach, and among those statistics, the choice of a preferred one tends to depend on the magnitude of the EQ.

References

- Aki, K., and P. G. Richards (1980), *Quantitative Seismology*, Freeman & Co., New York.
- Altamimi, Z., P. Sillard, and C. Boucher (2002), ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth science applications, *J. Geophys. Res.*, *107*(B10), 2214, doi:10.1029/2001JB000561.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, J. Legrand, B. Garayt, and C. Boucher (2007), ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth orientation parameters, *J. Geophys. Res.*, *112*, B09401, doi:10.1029/2007JB004949.
- Altamimi, Z., X. Collilieux, and L. Métivier (2011), ITRF2008: An improved solution of the International Terrestrial Reference Frame, *J. Geod.*, *85*(8), 457–473, doi:10.1007/s00190-011-0444-4.
- Altamimi, Z., L. Métivier, and X. Collilieux (2012), ITRF2008 Plate Motion Model, *J. Geophys. Res.*, *117*, B07402, doi:10.1029/2011JB008930.
- Blaser, L., F. Krüger, M. Ohmberger, and F. Scherbaum (2010), Scaling relations of earthquake source parameter estimates with special focus on subduction environment, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *100*(6), 2914–2926, doi:10.1785/0120100111.

Acknowledgments

We thank Matt King and Jeff Freymueller for their careful reviews of our work and the Editor Paul Tregoning. We use a USGS National Earthquake Information Center (NEIC) catalog of seismicity and information from the global Centroid Moment Tensor (CMT) catalog for earthquake source parameters. The earthquake source database can be downloaded at www.globalcmt.org website (<http://www.globalcmt.org/CMTfiles.html>). The Okada coseismic code that we used is available at the address www.ipgp.fr/~beaudu/. Finally, the GPS data are available through the International GNSS service (IGS) website at the address <http://webigs.ign.fr/en/>. We thank Centre National d'Études Spatiales for financial support through the TOSCA committee. This work is IPGP contribution number 3586.

- Collilieux, X., Z. Altamimi, D. Coulot, J. Ray, and P. Sillard (2007), Comparison of VLBI, GPS, SLR height residuals from ITRF2005 using spectral and correlation methods, *J. Geophys. Res.*, *112*, B12403, doi:10.1029/2007JB004933.
- Collilieux, X., T. van Dam, J. Ray, D. Coulot, L. Métivier, and Z. Altamimi (2012), Strategies to mitigate aliasing of loading signals while estimating GPS frame parameters, *J. Geod.*, *86*, 1–14, doi:10.1007/s00190-011-0487-6.
- Dong, D., P. Fang, Y. Bock, M. Cheng, and S. Miyazaki (2002), Anatomy of apparent seasonal variations from GPS-derived site position time series, *J. Geophys. Res.*, *107*(B4), 2075, doi:10.1029/2001JB000573.
- Dziewonski, A. M., T.-A. Chou, and J. H. Woodhouse (1981), Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, *86*, 2825–2852, doi:10.1029/JB086iB04p02825.
- Ekström, G., M. Nettles, and A. M. Dziewonski (2012), The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, *200–201*, 1–9, doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002.
- Fialko, Y., M. Simmons, and D. Agnew (2001), The complete (3-D) surface displacement field in the epicentral area of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine earthquake California from space geodetic, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(16), 3063–3066, doi:10.1029/2001GL013174.
- Frey Mueller, J., N. E. King, and P. Segall (1994), The co-seismic slip distribution of the landers earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *84*(3), 646–659.
- Fu, G., and W. Sun (2006), Global co-seismic displacements caused by 2004 Sumatra-Andaman earthquake (Mw 9.1), *Earth Planets Space*, *58*, 149–152.
- Gazeaux, J., et al. (2013), Detecting offsets in GPS time series: First results from the detection of offsets in GPS experiment, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *118*, 2397–2407, doi:10.1002/jgrb.50152.
- Herring, T. (2003), MATLAB Tools for viewing GPS velocities and time series, *GPS Solutions*, *7*, 194–199, doi:10.1007/s10291-003-0068-0.
- Hreinsdóttir, S., J. T. Freymueller, H. J. Fletcher, C. F. Larsen, and R. Bürgmann (2003), Coseismic slip distribution of the 2002 MW 7.9 Denali fault earthquake, Alaska, determined from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(13), 1670, doi:10.1029/2003GL017447.
- Jacobs, A., D. Sandwell, Y. Fialko, and L. Sichoix (2002), The 1999 (Mw =7.1) Hector Mine, California earthquake: Near-field post seismic deformation from ERS interferometry, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *92*(4), 1433–1442.
- Ji, C., J. D. Wald, and D. V. Helmberger (2002), Source description of the 1999 Hector Mine, California earthquake. II. Complexity of slip history, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *92*(4), 1208–1226.
- Kreemer, C., G. Blewitt, W. C. Hammond, and H.-P. Plag (2006), Global deformation from the great 2004 Sumatra-Andaman Earthquake observed by GPS: Implications for rupture process and global reference frame, *Earth Planets Space*, *58*, 141–148.
- Mai, M., and G. C. Beroza (2000), Source scaling properties from finite-fault-rupture models, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *90*(3), 604–615.
- Métivier, L., and C. P. Conrad (2008), Body tides of a convecting, laterally heterogeneous, and aspherical Earth, *J. Geophys. Res.*, *113*, B11405, doi:10.1029/2007JB005448.
- Métivier, L., M. Greff-Lefftz, and M. Diament (2005), A new approach to compute accurate gravity time variations for a realistic Earth model with lateral heterogeneities, *Geophys. J. Int.*, *162*, 570–574.
- Métivier, L., M. Greff-Lefftz, and M. Diament (2006), Mantle lateral variations and elasto-gravitational deformations - I. Numerical modeling, *Geophys. J. Int.*, *167*, 1060–1076, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03159.x.
- Métivier, L., M. Greff-Lefftz, and M. Diament (2007), Mantle lateral variations and elasto-gravitational deformations - II. Possible effects of a superplume on body tides, *Geophys. J. Int.*, *168*, 897–903, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.03309.x.
- Métivier, L., X. Collilieux, and Z. Altamimi (2012), ITRF2008 contribution to glacial isostatic adjustment and recent ice melting assessment, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L01309, doi:10.1029/2011GL049942.
- Murotani, S., H. Miyake, and K. Koketsu (2008), Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, *60*, 987–991.
- Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *75*(4), 1135–1154.
- Peltzer, G., F. Crampé, and P. Rosen (2001), The Mw 7.1, Hector Mine, California earthquake: Surface rupture, surface displacement field and fault slip solution from ERS SAR data, *C. R. Acad. Sci. Paris*, *333*, 545–555.
- Perfetti, N. (2006), Detection of station coordinate discontinuities within the Italian GPS Fiducial Network, *J. Geod.*, *80*, 381–396, doi:10.1007/s00190-006-0080-6.
- Plag, H.-P., and M. Pearlman (2009), *The Global Geodetic Observing System: Meeting the Requirements of a Global Society on a Changing Planet in 2020*, Springer, Berlin, Germany.
- Ray, J., Z. Altamimi, X. Collilieux, and T. van Dam (2008), Anomalous harmonics in the spectra of GPS position estimates, *GPS Solutions*, *12*(1), 55–64, doi:10.1007/s10291-007-0067-7.
- Reibschung, P., B. Garayt, X. Collilieux, and Z. Altamimi (2012), IGS Reference Frame Working Group Coordinator Report 2011, IGS Tech. Rep., 2011, Astronomical Institute of the Univ. of Bern.
- Reillinger, R. S., et al. (2006), GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, *111*, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Romanowicz, B., and L. J. Ruff (2002), On moment-length scaling of large strike slip earthquakes and the strength of faults, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(12), 1604, doi:10.1029/2001GL014479.
- Salichon, J., P. Lundgren, B. Delouis, and D. Giardini (2004), Slip history of the 16 October 1999 Mw 7.1 Hector Mine Earthquake (California) from the inversion of InSAR, GPS and Telesismic data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *94*(6), 2015–2027.
- Scholz, C. H. (1990), *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Shestakov, N. V., et al. (2012), Analysis of the far-field crustal displacements caused by the 2011 Great Tohoku earthquake inferred from continuous GPS observations, *Tectonophysics*, *524–525*, 76–86, doi:10.1016/j.tecto.2011.12.019.
- Simons, M., Y. Fialko, and L. Rivera (2002), Coseismic deformation from the 1999, Mw =7.1, Hector Mine earthquake as inferred from InSAR and GPS observations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, *92*(4), 1390–1402.
- Strasser, F. O., M. C. Arango, and J. J. Bommer (2010), Scaling of the source dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with moment magnitude, *Seismol. Res. Lett.*, *81*(6), 941–950, doi:10.1785/gssrl.81.6.941.
- Subarya, C., M. Chlieh, L. Prawirodirdjo, J.-P. Avouac, Y. Bock, K. Sieh, A. J. Meltzner, D. H. Natawidjaja, and R. McCaffrey (2006), Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra–Andaman earthquake, *Nature*, *440*, 46–51, doi:10.1038/nature04522.
- Tregoning, P., R. Burgette, S. C. McClusky, S. Lejeune, C. S. Watson, and H. McQueen (2013), A decade of horizontal deformation from great earthquakes, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *118*, 2371–2381, doi:10.1002/jgrb.50154.
- Trubienko, O., J.-D. Garaud, and L. Fleitout (2014), Models of postseismic deformation after megathrust earthquakes: The role of various rheological and geometrical parameters of the subduction zone, *Solid Earth Discuss.*, *6*, 427–466, doi:10.5194/sed-6-427-2014.
- Vigny, C., et al. (2005), Insight into the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from GPS measurements in southeast Asia, *Nature*, *436*, 201–206, doi:10.1038/nature03937.

- Vitti, A. (2012), SIGSEG: A tool for the detection of position and velocity discontinuities in geodetic time-series, *GPS Solutions*, 16, 405–410, doi:10.1007/s10291-012-0257-9.
- Wells, D. L., and K. J. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84(4), 974–1002.
- Williams, S. D. P. (2003), Offsets in global positioning system time series, *J. Geophys. Res.*, 108(B6), 2310, doi:10.1029/2002JB002156.
- Yen, Y.-T., and K.-F. Ma (2011), Source-scaling relationship for M 4.6–8.9 earthquakes, specifically for earthquakes in the collision zone of Taiwan, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 101(2), 464–481, doi:10.1785/0120100046.