

UNIVERSITE DE RENNES 1
Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes

Master de Sciences de la Terre et Environnement
2^{ème} année
2016-2017

Travail Encadré de Recherche (T.E.R)

Impact des séismes sur le signal gravimétrique GRACE

Par Michaël PONS

Sous la direction de : **Maxime MOUYEN, Philippe STEER et Laurent
LONGUEVERGNE**

Géosciences Rennes

Bâtiment 15, Université Rennes 1,
263 Avenue du général Leclerc,
35042 Rennes Cedex

Table des matières

1	INTRODUCTION	5
2	MÉTHODE.....	6
2.1	PRÉSENTATION GÉNÉRALE	6
2.2	SOLUTION ANALYTIQUE D'OKUBO	7
2.3	MODÈLE DE RUPTURE SISMIQUE.....	9
2.3.1	Géométrie de rupture des séismes de forte magnitude	9
2.3.2	Lois d'échelles de rupture sismique.....	10
2.3.3	Les lois d'échelles sélectionnées.....	11
2.3.4	Plan Nodal	13
2.4	SOLUTIONS GRACE.....	14
3	RÉSULTATS.....	16
3.1	EXEMPLE AVEC LES SÉISMES DE SUMATRA ET DE TOHOKU.....	16
3.2	GLOBAL.....	18
4	DISCUSSION.....	21
4.1	RÉSULTATS	21
4.2	APPROXIMATIONS ET LIMITES	23
5	CONCLUSION.....	24
6	PERSPECTIVES.....	24
	RÉFÉRENCES	25

Remerciements

Je souhaite tout d'abord remercier mes encadrants pour m'avoir épaulé au cours de ces 6 mois de stage de recherche de M2 à savoir Maxime MOUYEN, Philippe STEER et Laurent LONGUEVERGNE.

Je tiens aussi à remercier toutes les personnes avec qui j'ai partagé des bons moments au cours de cette année, (Sarah Visage, Loris Bacquier, Maxime Bernard, Thomas Bernard, Aurore Muracciole, Jerome Grumel, Joseph Collot, Eloise Bretagne, Mohamed Mandouri, Louis-Marie Canot, Jehiel Nteme Oussama, Lucile Noel, Solenne Schneider) et ceux que j'ai oublié de citer mais pour qui j'ai une pensée.

Je remercie le département de Dynamique, Imagerie et Modélisation des systèmes environnementaux de m'avoir accueilli ainsi que les personnes qui le constituent en particulier Edwin R.C.Baynes, Dimitri Lague, Jean Reynald de Dreuzy, Alain Crave et Philippe Davy.

Je tiens à remercier l'administration de Géosciences Rennes et l'équipe des services généraux.

Enfin je remercie les Directeurs et Jurys de la formation Master STE de Rennes.

Je dédie ce travail et ces heures passées à ma famille, ma mère, ma sœur, mon père.

Résumé

La mission GRACE (*Gravity Recovery And Climate Experiment*) a permis d'acquérir des mesures détaillées des variations du champ de gravité à l'échelle globale et mensuelle depuis avril 2002. Ces variations sont dues à des redistributions de masse qui peuvent être hydrologiques (fonte des glaces, circulation des fluides souterrains), sédimentaires (transport des sédiments) mais aussi sismiques. Le but de cette étude est de modéliser le signal gravimétrique co-sismique associé à la sismicité mondiale, recensée dans le catalogue GCMT (*Global Centroid Moment Tensor*), sur la période d'observation de GRACE, pour le corriger et ainsi ouvrir la voie à l'étude des signaux gravimétriques de plus petites amplitudes. Le signal est modélisé à partir des paramètres de rupture des séismes définis soit par des modèles soit par des lois d'échelles. Une carte de variation globale co-sismique cumulée de la gravité entre 2002 et 2014 est ainsi obtenue. Les modèles sont ensuite comparés aux données GRACE, fournis par le *Center for Space Research* (CSR, Austin Texas). Pour les séismes de fortes magnitudes ($M_w \geq 8$), on met en évidence une bonne cohérence spatiale entre les variations de gravité observées par GRACE et celles que nous avons modélisées. Cependant l'effet gravimétrique des plus petits séismes ($M_w < 8$) est difficilement vérifiable.

Abstract

GRACE Satellite (Gravity Recovery And Climate Experiment) allows to measure monthly tiny variation of the terrestrial gravity field since april 2002. These variations are due to mass redistribution and can come from hydrology (Glacial melting, fluids circulation in groundwater), sedimentary (transport of sediments) and also seismic. The goal of this study is to model the co-seismic gravimetric signal associated to the global seismicity recorded in the GCMT (Global Centroid Moment Tensor) catalog on the observable time period of GRACE to finally correct it. This will give us access to gravity signal of reduced amplitude. The co-seismic signal is modelled using seismic rupture parameters defined either by model or by scaling law. A global cumulated co-seismic map of gravity variations between 2002 and 2014 is calculated. Models are then compared to GRACE data from the Center for Space Research (CSR, Austin Texas). For high magnitude ($M_w \geq 8$), similitude are shown between the model and gravity variations observed from GRACE. However for smaller magnitude ($M_w < 8$) gravimetric effect is hardly verifiable.

Mots clefs : GRACE, LOI D'ECHELLE, SÉISMES, VARIATION DE GRAVITÉ

1 INTRODUCTION

Il y soixante ans le premier satellite Spoutnik 1 (1957) était mis en orbite et permettait d'acquérir les premières mesures du champ de gravité depuis l'espace. Aujourd'hui, la mission spatiale GRACE (*Gravity Recovery And Climate Experiment*) vise à acquérir des mesures détaillées de la gravité terrestre. GRACE a été lancé le 17 mars 2002 et les premières données gravimétriques sont disponibles en avril 2002. Depuis son lancement il y a 15 ans, la mission a permis de mieux comprendre comment les masses se redistribuent continuellement à la surface et à l'intérieur de la Terre. GRACE offre la possibilité de documenter des variations de gravité de l'ordre du microGal (soit 10^{-8} m/s^2). Il est composé d'un couple de satellites séparés d'environ 200 km et qui se suivent avec une orbite polaire à une altitude de 480 km. Le principe est de mesurer la distance entre les 2 satellites de manière continue. Les variations de distance sont dues à des variations de la gravité, elles-mêmes dues à des gains et à des pertes de masses (Figure 1). Ces variations sont traitées de différentes façons par des groupes (CSR, GFZ, GRGS) qui déterminent le champ de gravité et le traduisent sous forme de coefficients d'harmoniques sphériques. GRACE acquiert des nouvelles mesures chaque mois (soit tous les 30 jours) du champ de gravité avec une résolution spatiale de $\sim 400 \text{ km}$ (Tapley et al, 2004). Cette résolution offre un moyen d'analyser les processus tectoniques actifs sur des courtes périodes de temps.

Un cycle sismique est constitué de plusieurs phases de déformation : co-sismique, inter-sismique et post-sismique. Dans cette étude nous nous intéressons au signal généré au moment de la rupture par la déformation co-sismique. Aussi, les séismes peuvent faire varier le champ de gravité via 4 processus (Figure 1) : 1) la déformation de la surface terrestre (Okada, 1985 ; Okubo, 1992) ; 2) la dilation ou la compression des roches dans la zone de rupture de la faille, qui respectivement diminue ou augmente leur densité (Okubo, 1992) ; 3) dans le cas d'un séisme marin, la redistribution des masses d'eau océaniques suite à la déformation du plancher océanique (De linage, 2008) ; 4) la déformation post-sismique due au comportement viscoélastique du manteau supérieur, qui peut générer des redistributions de masses durant plusieurs mois voire plusieurs années après la rupture (Tanaka, 2017). **On souhaite étudier dans quelle mesure les variations gravimétriques co-sismiques cumulées de tous les séismes survenus depuis 2002 affectent les mesures de GRACE. Une tentative de correction du signal GRACE par notre modèle sera proposée.** Dans une première partie, nous présentons la méthode de l'étude c'est à dire comment nous sommes parvenus à modéliser l'impact co-sismique sur la variation du champ de gravité à travers l'utilisation de modèles de rupture et de lois d'échelles. Les résultats obtenus sont décrits dans une seconde partie. Puis dans une troisième partie, nous discutons des résultats, et des limites de nos modèles. Enfin la conclusion reprend les points clefs de cette étude.

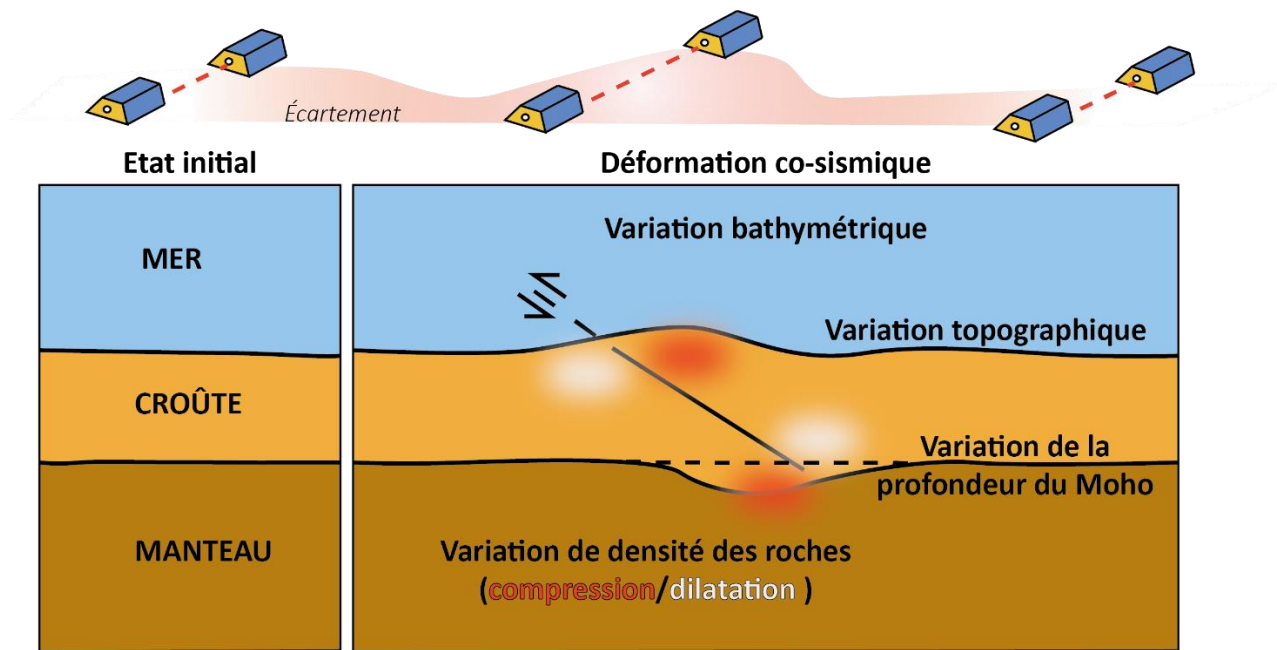


Figure 1 : Mécanismes majeurs responsables des variations co-sismique de gravité (pas à l'échelle).
(modifié d'après Tanaka, 2017)

2 MÉTHODE

2.1 PRÉSENTATION GÉNÉRALE

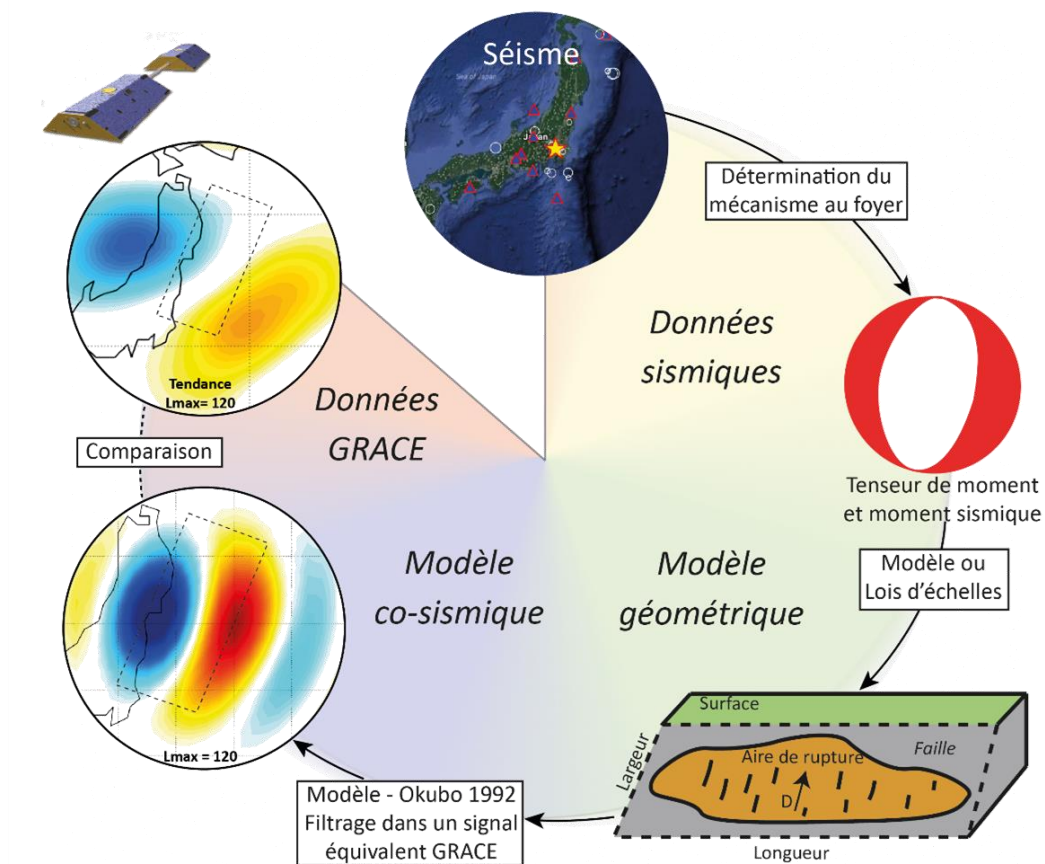


Figure 2 : Méthodologie suivie

Notre but est de modéliser la variation co-sismique de gravité théoriquement mesurée par GRACE suite à un séisme. Pour cela des solutions analytiques basées sur des modèles de dislocations existent pour calculer la variation de gravité (e.g Okubo, 1992). Mais celles-ci imposent de connaître la géométrie de la rupture. Lorsqu'aucun modèle de rupture n'est fourni, il est nécessaire d'utiliser des lois d'échelles qui nous permettent d'estimer empiriquement la longueur, la largeur de la rupture ainsi que le déplacement moyen sur le plan de rupture. Pour les utiliser, il nous faut connaître le mécanisme au foyer du séisme et le moment sismique associé à l'évènement sismique. Ces données sont fournies dans le catalogue GCMT (*Global Centroid Moment-Tensor*: Dziewonski et al, 1981 ; Ekström et al, 2012). Une fois la géométrie de la rupture connue, et en connaissant la densité du milieu on peut calculer un potentiel de gravité sur la dislocation et en le dérivant par rapport à la profondeur obtenir la variation de gravité en surface, tel que le réalise la solution analytique d'Okubo (1992). Les modèles obtenus de variation de gravité sont ensuite convertis en un signal équivalent aux données GRACE, c'est-à-dire sous la forme de champs de gravité décomposés en harmoniques sphériques. La figure 2 fait une synthèse de la méthode.

Au cours de ce stage, j'ai développé un programme MATLAB permettant de réaliser toutes ces opérations.

2.2 SOLUTION ANALYTIQUE D'OKUBO

En 1958 Steklee formule la théorie pilier de cette étude : la Théorie de la Dislocation Élastique (E.T.D) qui permet de calculer des variations d'élévation en surface dues à des déplacements en profondeur. Entre 1989 et 1992, Okubo reprend ces travaux ainsi que ceux plus récents d'Okada (1985) pour développer des expressions analytiques qui permettent de calculer le changement co-sismique de gravité Δg . La variation de gravité est calculée à partir de la dislocation d'un plan de faille supposé fini et rectangulaire dans un milieu semi-infini, homogène et élastique. Ces expressions ne prennent pas en compte l'effet de courbure de la Terre (ou sphéricité) ou encore l'hétérogénéité des couches internes.

Les paramètres à connaître pour utiliser ces expressions et déterminer des variations de gravité co-sismiques sont : 1) la géométrie de la rupture de la faille : azimuth, pendage, longueur, largeur, 2) le déplacement sur le plan de rupture, 3) le mécanisme (inverse, normal ou décrochant), 4) la densité du milieu, 5) la profondeur du foyer sismique.

Les variations de gravité calculées tiennent compte de : 1) la déformation verticale et horizontale de la surface (Tanaka, 2017), 2) la dilatation et la compression qui contribuent à hauteur de 30 % au changement de gravité (Okubo, 1992), 3) l'effet à l'air libre qui dépend de

l'éloignement au centre de la Terre et qui ne fait pas intervenir de variation de masse, 4) du remplissage par de la matière dans le cas où le déplacement est perpendiculaire au plan de rupture (mode d'ouverture).

La solution analytique d'Okubo (Figure 3) est constituée de 3 composantes : 1) la première concerne l'effet gravimétrique associé à la dilatation/compression et au déplacement (U_1 , U_2 , U_3) dans les différentes directions par rapport au plan de faille, 2) la deuxième composante concerne l'effet gravimétrique associé au remplissage de la cavité lorsque le déplacement se fait en ouverture. 3) La troisième composante concerne l'effet gravimétrique associé aux variations d'altitude de la surface topographique.

Les divers tests que nous avons effectués montrent que le déplacement contrôle majoritairement l'amplitude du changement de gravité tandis que la dimension de la faille contrôle son extension spatiale. Par ailleurs, le catalogue GCMT, qui nous donne accès aux événements sismiques, ne fournit pas de valeurs pour le vecteur de déplacement en ouverture, U_3 est donc considéré nul dans nos modèles.

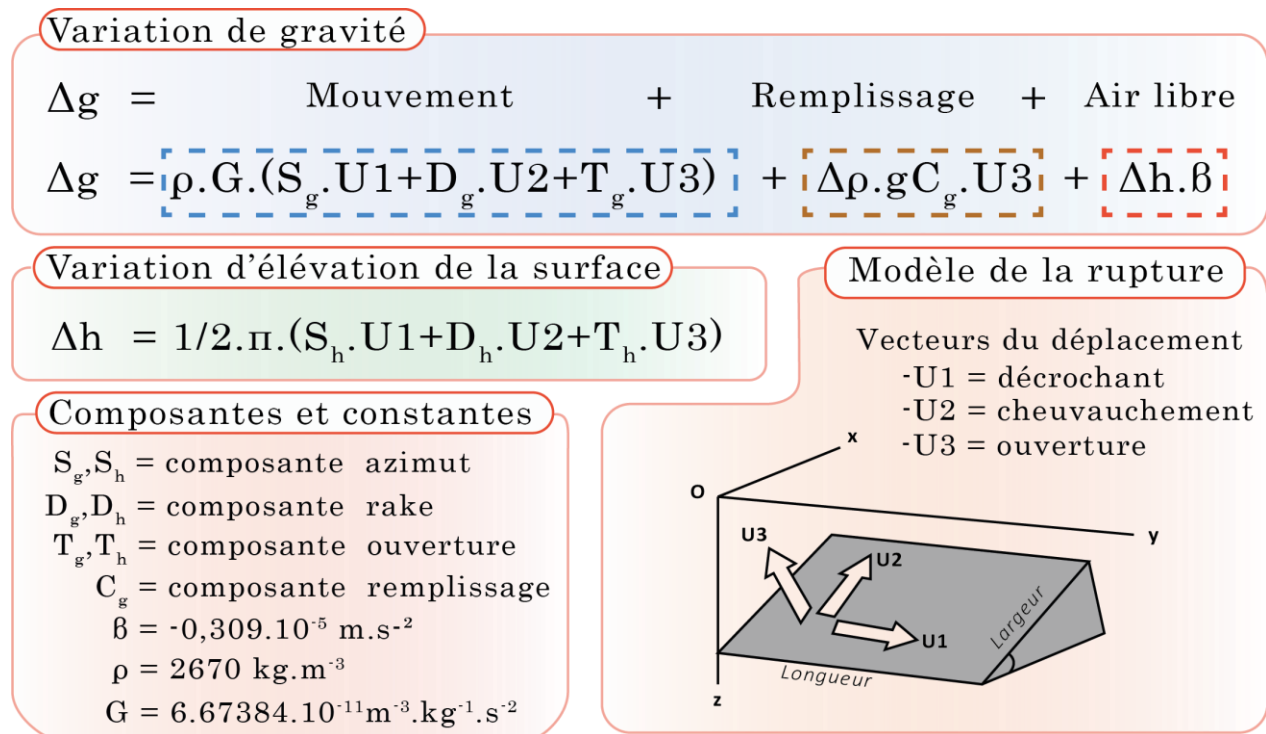


Figure 3 : Géométrie du modèle source (d'après Okubo, 1992) et solution analytique du changement de gravité et du changement d'élévation du géoïde.

L'effet de la variation de la surface peut être mieux apprécié à l'aide de la figure 4 qui représente les solutions obtenues pour une faille inverse. Le signal prend la forme d'un dipôle, constitué d'un pôle négatif et d'un pôle positif car le sens de déplacement (rake) des blocs adjacents à la rupture est purement perpendiculaire à l'azimut. Le déplacement induit une

variation de l'altitude de la surface topographique ce qui génère un signal très fort lorsque les mesures sont acquises au sol avec des gravimètres terrestres (figure 4C). Or, en spatial, cet effet est nul car le satellite ne se déplace pas avec la surface, la composante à l'air libre est donc nulle dans nos modèles.

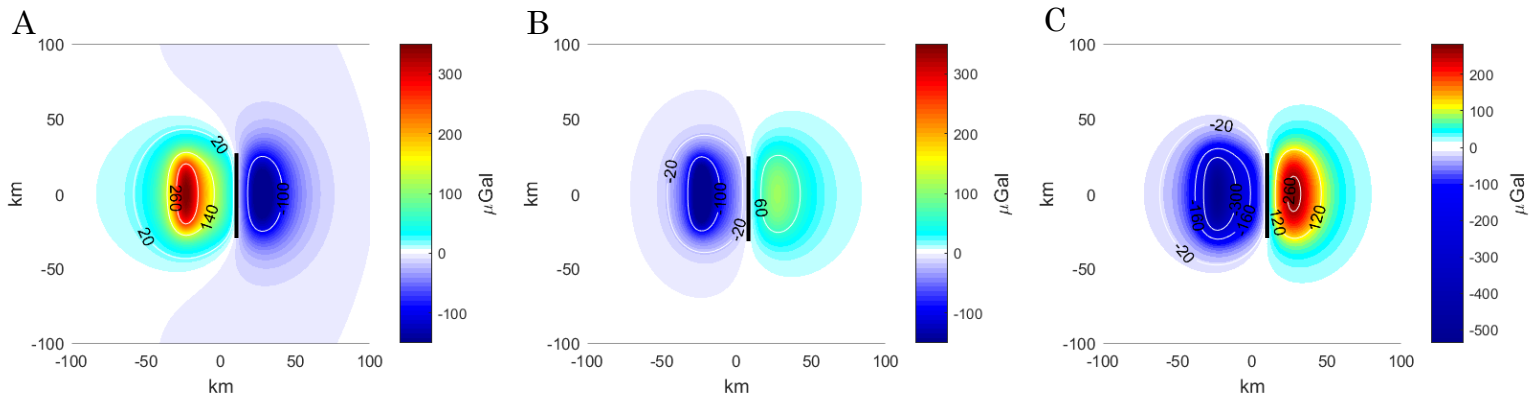


Figure 4 : Effet de la correction à l'air libre pour une faille inverse de dimension planaire 50x50 km, profondeur 15 km, inclinée de 9 degrés vers l'est et un déplacement de 5 m. Les valeurs sont en μGal soit 10^{-8} m/s^2 . A) Changement de gravité avec correction à l'air libre. B) Changement de gravité sans correction à l'air libre. C) Changement de gravité dû à l'effet d'air libre = $B - A$.

En pratique, les solutions analytiques d'Okubo (1992) sont calculées avec la fonction Matlab Okubo92.m écrite par François Beauducel¹. Elle permet de calculer le changement gravimétrique induit par une rupture sismique.

2.3 MODÈLE DE RUPTURE SISMIQUE

La géométrie de la rupture qui sert à générer un signal gravimétrique à l'aide de la solution analytique d'Okubo (1992) peut être obtenue de deux manières. Soit à partir d'un modèle de rupture quand il est fourni par la bibliographie soit à l'aide des lois d'échelles.

2.3.1 Géométrie de rupture des séismes de forte magnitude

Les séismes de plus forte magnitude ($M_w > 8$) induisent des changements majeurs du champ de gravité. Il est donc important de bien contraindre les paramètres géométriques de ces événements ainsi que le déplacement de leur rupture. Ainsi, lorsque les paramètres géométriques de rupture des failles sont déjà contraints par d'autres études, ils sont utilisés. C'est pourquoi 28 modèles de ruptures, déterminés par Caltech² par inversion, parmi les plus importants événements depuis 2001, ont été intégrés au programme. Pour ces séismes, la zone de rupture principale est discrétisée en sous zones de rupture rectangulaires de plusieurs

¹ Téléchargement à <http://www.ipgp.fr/~beaudu/matlab.html>

² http://www.tectonics.caltech.edu/slip_history/index.html

kilomètres. Pour chaque sous rupture, l'orientation, l'inclinaison, ainsi que le déplacement sont déterminés. Pour les autres séismes, dont les modèles de ruptures ne sont pas connus, il est nécessaire d'utiliser des lois d'échelles avec le moment sismique, obtenues empiriquement (Yen et Ma 2011 ; Wells et Coppersmith, 1994), pour inférer ces grandeurs.

2.3.2 Lois d'échelles de rupture sismique

Pour pouvoir utiliser les expressions analytiques d'Okubo (1992) et calculer des variations des gravité co-sismiques, on a besoin des paramètres de rupture, c'est à dire de : l'azimut, le pendage, la profondeur, la largeur, la longueur, le déplacement et le sens de déplacement. Les paramètres d'azimut, de pendage, de sens de déplacement (rake) et de profondeur sont obtenus par inversion du tenseur de moment sismique à partir des formes d'ondes (Dziewonski et *al*, 1981). Il nous faut encore déterminer la longueur, la largeur de la rupture et son déplacement. Pour cela il est nécessaire de connaître le moment sismique « M_0 » (AKI, 1966) de l'évènement qui est donné par le catalogue GCMT. Celui-ci est lié à la dimension de la faille ainsi qu'au déplacement moyen sur le plan de faille à travers la relation $M_0 = \mu.D.A$ où μ est le coefficient de friction, D est le déplacement moyen sur le plan de faille et A est l'aire de la faille. Il représente le travail (Nm) ou encore une fraction de l'énergie libérée sous forme d'onde (J).

Les lois d'échelles considérées ici sont des relations empiriques qui lient la géométrie de la rupture ou le déplacement des blocs tectoniques sur la rupture au moment sismique mesuré. Ces relations sont obtenues à partir de régressions faites sur des sets d'évènements sismiques, dont la magnitude, la géométrie de la rupture et le déplacement co-sismique sont connus (Figure 5).

Par convention les lois d'échelles sont présentées sous la forme :

$$\log_{10} P = a + b.Mw \quad \text{ou} \quad \log_{10} P = a + b.\log_{10}(M_0)$$

Où P est soit le déplacement, soit la longueur, soit la largeur, a et b sont des constantes de la régression. La relation empirique qui lie le moment sismique M_0 à la magnitude de moment Mw est décrite par Kanamori (1977) : $Mw = 2/3 \log_{10}(M_0) - 6.07$

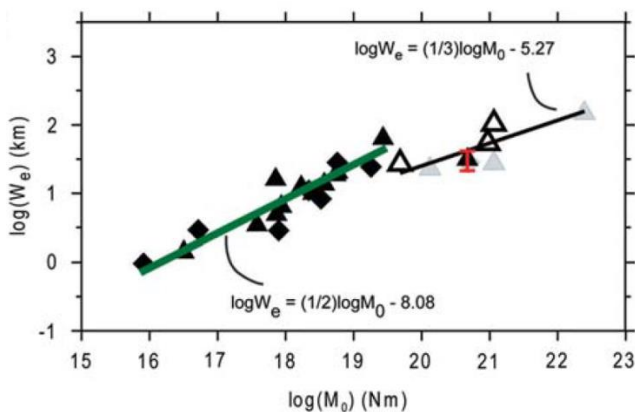


Figure 5 : Exemple d'une loi d'échelle pour la largeur obtenue par régression sur un set de données d'évènements sismiques. La loi d'échelle est elle-même sous-compartmentée en 2 lois d'échelles avec un seuil pour $M_0 = 10^{20}$ Nm ($Mw = 6.63$). (D'après Yen et Ma, 2011)

2.3.3 Les lois d'échelles sélectionnées

Nous avons comparé plusieurs lois d'échelles extraites des articles de Wells et Coppersmith (1994), Leonard (2010), Yen et Ma (2011), Leonard (2014). Les lois de Leonard (Leonard, 2010) impliquent une complexité supplémentaire quant à la détermination géographique des zones sismiques (continentale stable, interplaque, intraplaque). C'est pourquoi ces lois ne seront pas utilisées par la suite dans cette étude.

Le tableau 1 présente les lois d'échelles utilisées dans cette étude pour chaque paramètre de rupture : la longueur (L), la largeur (W) et le déplacement (D).

Lois d'échelles	Relations	Unités
Yen et Ma (2011) Tous les mécanismes $M_o \leq 10^{20}$ Nm	$\text{Log}_{10} L = (1/2) \log_{10} M_o - 8,08$ $\text{Log}_{10} W = (1/2) \log_{10} M_o - 8,08$ $\text{Log}_{10} D = 1,68 \pm 0,33$	km km cm
Yen et Ma (2011) Tous les mécanismes $M_o > 10^{20}$ Nm	$\text{Log}_{10} L = (1/3) \log_{10} M_o - 4,84$ $\text{Log}_{10} W = (1/3) \log_{10} M_o - 5,27$ $\text{Log}_{10} D = (1/3) \log_{10} M_o - 4,37$	km km cm
Wells et Coppersmith (1994) Tous les mécanismes	$\text{Log}_{10} L = 0.59M_w - 2.44$ $\text{Log}_{10} W = 0.32M_w - 1.01$ $\text{Log}_{10} D = 0.88\log_{10} L - 1.43$	km km km

Tableau 1 : Récapitulatif sur les sets d'évènements utilisés pour l'élaboration des lois d'échelles (Modifié d'après Stirling et Goded, 2012).

La loi de Wells et Coppersmith (1994) ou WC94a est probablement la loi la plus utilisée encore actuellement en sismologie. Malgré son ancienneté et l'existence actuelle de jeux de données plus complet, cette loi mono linéaire est une loi d'échelle simple qui fournit une bonne approximation de la réalité. Cette loi vaut pour tous les mécanismes de rupture.

Notre choix s'est aussi porté sur la loi de Yen et Ma (2011) ou YM11b qui est la loi d'échelle utilisée par Metivier et al (2014) dans une étude similaire à celle de ce stage, mais portant sur le signal GPS. Elle permet par exemple d'expliquer au mieux le déplacement en surface mesuré par GPS pour le séisme d'Hector mine (1999) (Metivier et al, 2014). YM11b est établi sur un set d'évènements originaires de la région de Taiwan. C'est une loi simple qui vaut pour tous les mécanismes de rupture. La loi est bilinéaire, elle possède un seuil de moment sismique (10^{20} Nm soit $M_w = 6,63$) pour lequel les constantes de régression a et b, selon la notation conventionnelle, vont varier.

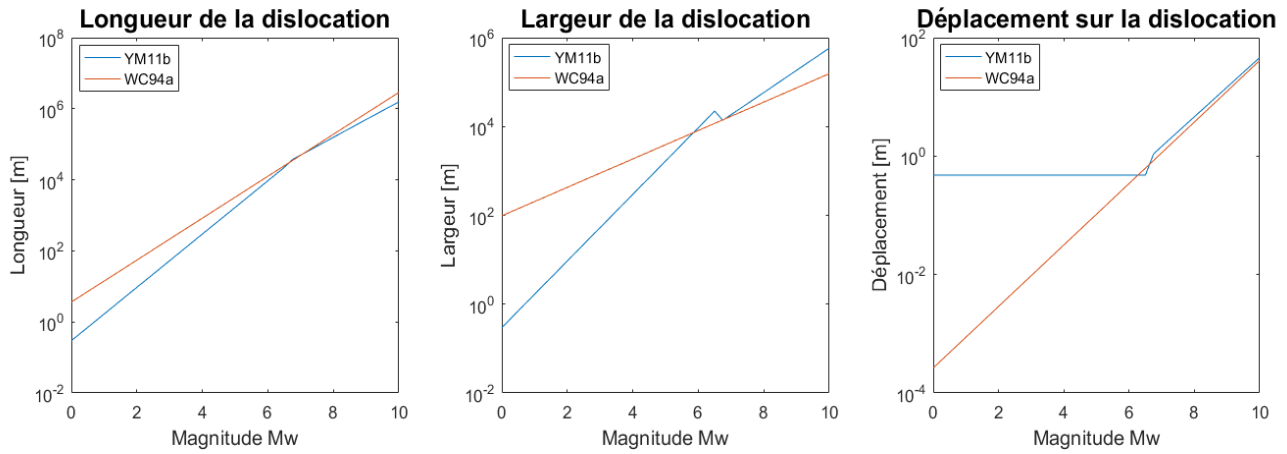


Figure 6 : Comparaison des lois d'échelles YM11b et WC94a en fonction de l'évènement sismique.

	Yen et Ma 2011b			Wells et Coppersmith 1994 a		
	Largeur [km]	Longueur [km]	Déplacement [m]	Largeur [km]	Longueur [km]	Déplacement [m]
Mw4	0.297	0.297	0.48	1.862	0.832	0.03
Mw5	1.669	1.669	0.48	3.89	3.236	0.1
Mw6	9.386	9.386	0.48	8.128	12.589	0.35
Mw7	18.408	49.545	1.46	16.982	48.978	1.14
Mw8	58.21	156.675	4.62	35.481	190.546	3.77
Mw9	184.077	495.45	14.62	74.131	741.31	12.46

Tableau 2 : Comparaison des 2 lois d'échelles en fonction de la magnitude de l'évènement sismique.

La Figure 6 et le Tableau 2 comparent ces lois d'échelles en fonction de la magnitude de l'évènement. Ces 2 lois d'échelles donnent des estimations des longueurs de failles similaires. WC94a estime des largeurs plus importantes qu'YM11b, respectivement 1.862 km contre 0.297 km pour une magnitude 4. Il y a une divergence non négligeable dans l'estimation du déplacement pour les petites magnitudes, soit un déplacement constant de 0.48 m pour des magnitudes $M_w < 6$ avec la loi de YM11b contre des déplacements inférieurs à 0.03 m ($M_w < 4$) pour WC94a.

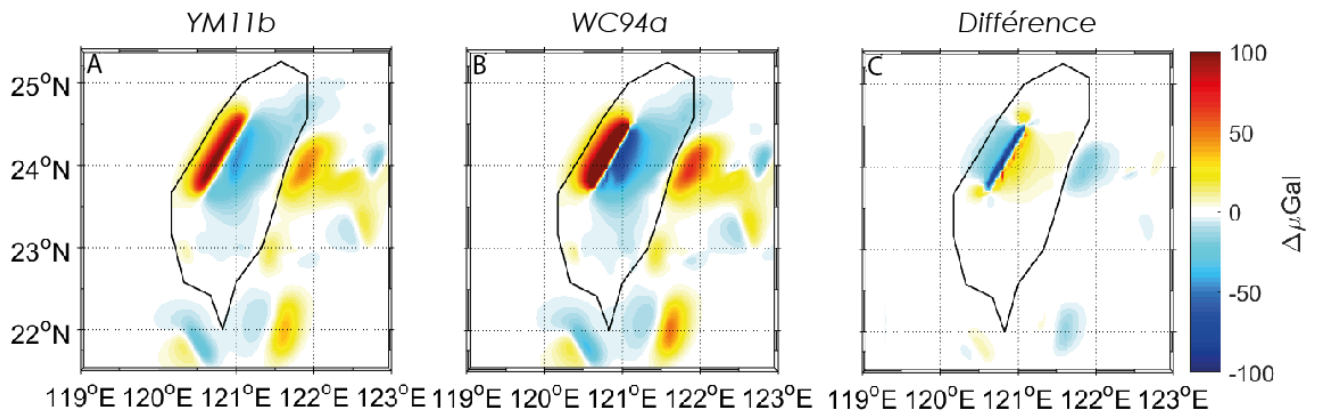


Figure 7 : Comparaison de la variation de gravité générée dans la zone de Taiwan avec les lois de A) YM11b, B) WC94a. C) Différence = YM11b-WC94a.

La figure 7 montre la variation de gravité calculée pour les deux lois d'échelles YM11b (A) et WC94a (B). La différence entre ces deux modèles (C) montre que le modèle calculé avec WC94a produit une différence d'amplitudes légèrement plus forte qu'YM11b. Cependant les modèles sont très similaires et le motif ne change pas de façon significative. C'est pourquoi dans la suite de cette étude nous modéliserons les cartes des changements de gravité, avec la loi d'échelle de Yen et Ma (2011) b.

2.3.4 Plan Nodal

Un problème réside quant à la détermination de l'orientation du plan de faille. Les mécanismes au foyer autorisent deux plans nodaux, dont l'un est un plan annexe fictif. Sans autres informations, il n'est pas possible de déterminer quel est le bon plan de rupture. On peut cependant estimer la variabilité du signal obtenu dans nos modèles par le choix d'un plan nodal ou d'un autre.

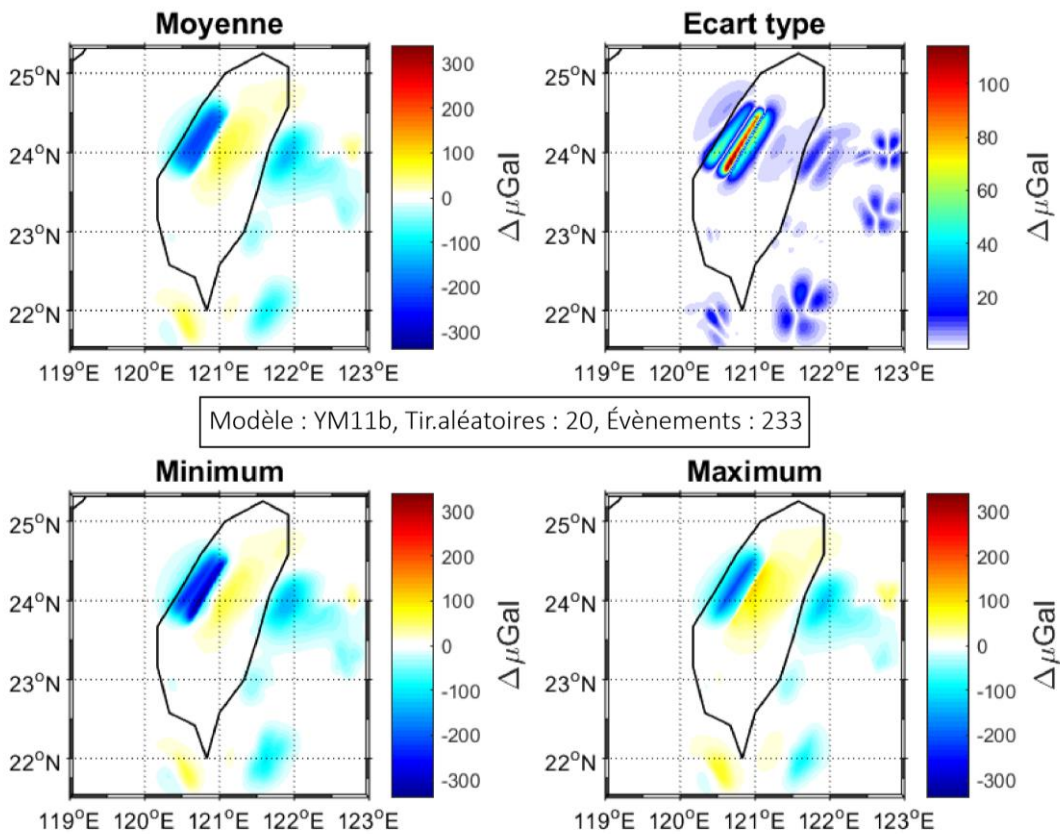


Figure 8 : Variation du champ de gravité dû à l'impact cumulé de 233 événements sismiques avec choix du plan nodal aléatoire, la carte de Taïwan est entièrement recalculée 20 fois.

Pour estimer l'erreur que nous faisons dans nos modèles par le choix d'un plan nodal ou d'un autre, nous avons calculé la variation du champ de gravité total, 20 fois, produit par le cumul des 233 événements sismiques, disponibles dans la totalité du catalogue GCMT dans la région de Taiwan, en tirant aléatoirement à chaque nouvelle itération pour chaque événement

sismique le plan nodal 1 ou 2. Le signal obtenu correspond au cumul des signaux co-sismiques produits par chaque séisme. Une moyenne, un écart type, un minimum et un maximum de la variation du champ de gravité sont calculés (Figure 8) à partir de ces 20 cartes de variation du champ de gravité pour chaque nœuds de la grille de calcul. L'écart type montre que la variation du champ de gravité due au changement aléatoire des plans nodaux est importante quand on est proche de l'épicentre et s'atténue rapidement en fonction de la distance avec celui-ci. Le choix du plan nodal ne change pas significativement le motif de la variation du champ de gravité sur de grandes longueurs d'ondes. Cependant, localement près de l'épicentre le choix du plan nodal devient crucial et l'incertitude devient élevée jusqu'à un tiers ($\sim 200 \mu\text{Gal}$) de la variation de gravité ($\sim 600 \mu\text{Gal}$).

Le programme propose de calculer le changement de gravité de 4 façons différentes :

- 1) En choisissant arbitrairement le plan nodal 1
- 2) En choisissant arbitrairement le plan nodal 2
- 3) En choisissant les plans nodaux qui génèrent les plus importants écarts de variation de l'absolu de la gravité (option « maximum »).
- 4) En choisissant les plans nodaux qui génèrent les plus faibles écarts de variation de la gravité absolue (option « minimum »).

Il nous est donc possible de fournir en fonction du modèle, des cartes du maximum et du minimum des variations du champ de gravité.

2.4 SOLUTIONS GRACE

Pour pouvoir comparer nos modèles avec les mesures GRACE il est nécessaire de les convertir en un signal équivalent GRACE.

En effet, les mesures brutes GRACE de niveau 1 sont traitées par le *Center of Spatial Research* (CSR) de l'Université du Texas à Austin³. Plusieurs corrections sont faites sur l'orbite précise des satellites obtenue par GPS, ainsi que sur les accélérations qui ne sont pas dues à des variations de la gravité. Les données finales de niveau 2 « CSR5r4 » dans leur 5ème édition régularisée (Save et al. 2012) sont fournies sous forme de coefficients de Stokes (adimensionnels) d'harmoniques sphériques (C_{nm} , S_{nm}) de degré n et d'ordre m supérieurs à 60 jusqu'à 120 (Longuevergne et al, 2010). La solution de degré 120 nous permet d'accéder à une résolution

³ <http://www2.csr.utexas.edu/grace/asdp.html>

spatiale maximale de ~ 170 km tandis que la solution de degré 60 a une résolution spatiale de ~ 400 km. Les solutions sont corrigées avec le modèle de variations de stock d'eau GLDAS-NOAH (« Global Land Data Assimilation Systems ») (Figure 9). Les solutions CSR sont converties en données gravimétriques et traitées par application d'un filtre DDK3 (Kush et *al*, 2009 ; Börgens et Eiker, 2014) et avec un degré d'expansion d'harmonique sphérique de degré maximum $L = 60$. Le filtre DDK est un filtre anisotropique qui permet de préserver le maximum du signal gravimétrique. Cette méthode de traitement communément utilisée, nous permet de valider le signal gravimétrique par des études déjà publiées (e.g Cambiotti et *al*, 2011). La figure 10 montre qu'il est difficile d'interpréter le signal gravimétrique pour les modèles en harmonique sphérique de degré 120 sans application de filtre ce qui est dû à un défaut d'approximation du signal (appelé aussi phénomène de Gibbs) et c'est pourquoi la suite de cette étude se focalisera sur l'utilisation de la première méthode de traitement (DDK3, L60).

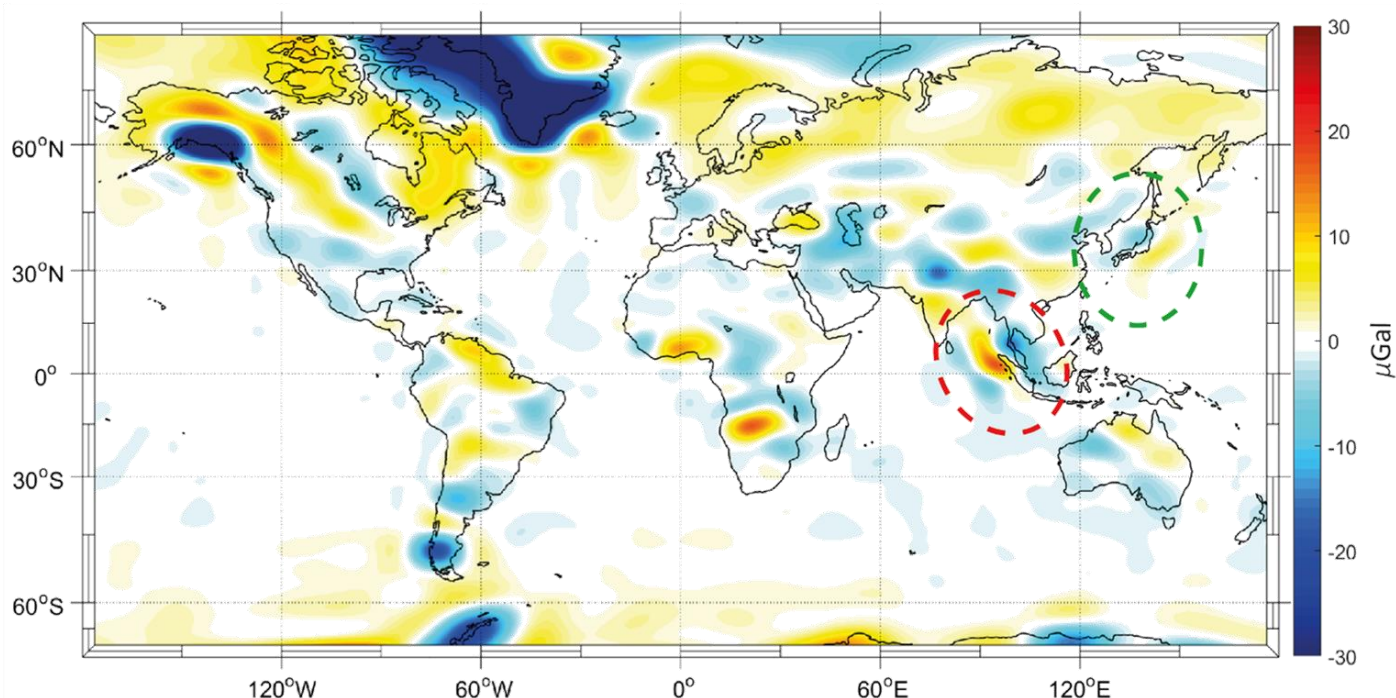


Figure 9 : Carte de la tendance gravimétrique cumulée corrigée de l'effet de l'eau en surface (GLDAS-NOAH), HS d'expansion 60, filtre ddk3, entre de 2002 à 2014, les couleurs sont saturées entre -30 et 30 μGals .

La figure 9 présente la tendance cumulée sur 12 ans des variations du champ de gravité obtenue avec la première méthode de traitement. Les fortes amplitudes au Groenland sont majoritairement liées à la fonte des glaces. Le rebond isostatique de la lithosphère (« GIA : Glacial Isostatic Adjustment ») est aussi corrigé des solutions.

Il est possible de distinguer très nettement les anomalies de gravité causées par les séismes de Sumatra (26 décembre 2004, $M_w=9$, en cercle pointillé rouges), et de Tohoku (11 mars 2011, $M_w=9.1$, en cercle pointillés vert). Mais la tendance sur 12 ans inclut certes le signal co-sismique, mais aussi le signal post-sismique. La déformation co-sismique peut être observée

comme une variation brusque de la gravité au moment de la rupture d'un mois à un autre, ce qui s'illustre par un décalage des courbes de variation de la gravité des séries temporelles (figure 10H et 10P). La déformation post-sismique suite à la rupture peut durer plusieurs mois voire des années due entre autres à la relaxation viscoélastique du manteau (Tanaka, 2017).

3 RÉSULTATS

3.1 EXEMPLE AVEC LES SÉISMES DE SUMATRA ET DE TOHOKU

Deux des plus importants et récents évènements sismiques sont présentés : Sumatra (26 décembre 2004, $M_w = 9$ CMT) et Tohoku (11 mars 2011, $M_w=9,1$ CMT). Le modèle de rupture de Sumatra provient de Banerjee (2007) et celui de Tohoku, de Caltech #1 (cf 2.3.1.1). Une fois calculés avec Okubo92, les modèles de variations de gravité co-sismiques sont convertis en un signal équivalent aux données GRACE. Bien que cette étude privilégie l'utilisation du filtre DDK3 L60, il peut être intéressant de voir dans cette partie ce que donne le signal co-sismique si on le pousse à sa meilleure résolution possible (L120). (Figure 10C, G, K, O) (cf 2.5). Pour comparer les signaux co-sismiques modélisés et issus de GRACE, deux stratégies d'échantillonnage temporel du signal gravimétrique sont proposées : 1) l'une consiste à soustraire le mois avant l'évènement avec le mois d'après (figure 10A, E, I, M), 2) l'autre fait une moyenne des 12 mois d'avant à laquelle il soustrait la moyenne des 12 mois d'après l'évènement (figure 10B, F, J, N). La deuxième stratégie permet de moyenniser les bruits de mois en mois, cependant elle sera biaisée par la présence d'une légère composante post-sismique résiduelle.

Les figures 10C, G, K, O présentent les signaux co-sismiques maximums du modèle. Les figures 10D, L présentent les *swaths profiles* des variations gravimétriques entre les signaux GRACE et le modèle. Les profils (traits pleins) correspondent aux profils moyens calculés le long du transect Est-Ouest dans une zone de 4 degrés de colatitude. Les profils traits pointillés correspondent à l'intervalle de confiance à 97,5 %. Enfin les figures 10H, P sont des séries temporelles, elles permettent de comparer la variation de gravité d'une même position (point rouge) sur plusieurs mois pour les deux filtres. Les signaux gravimétriques co-sismiques GRACE montrent des similitudes spatiales entre les modèles filtrés en DDK3 L60 (figure A, B, C, I, J, K), ce qui est plus difficilement vérifiable avec le filtre L120 (E, F, G, M, N, O). Les variations gravimétriques co-sismiques de Tohoku sont plus fortes pour le modèle que pour les solutions. De surcroît, on note un léger déphasage de $\sim 4^\circ$ de longitude entre le modèle et les solutions sur les profils comparatifs (figure 10L).

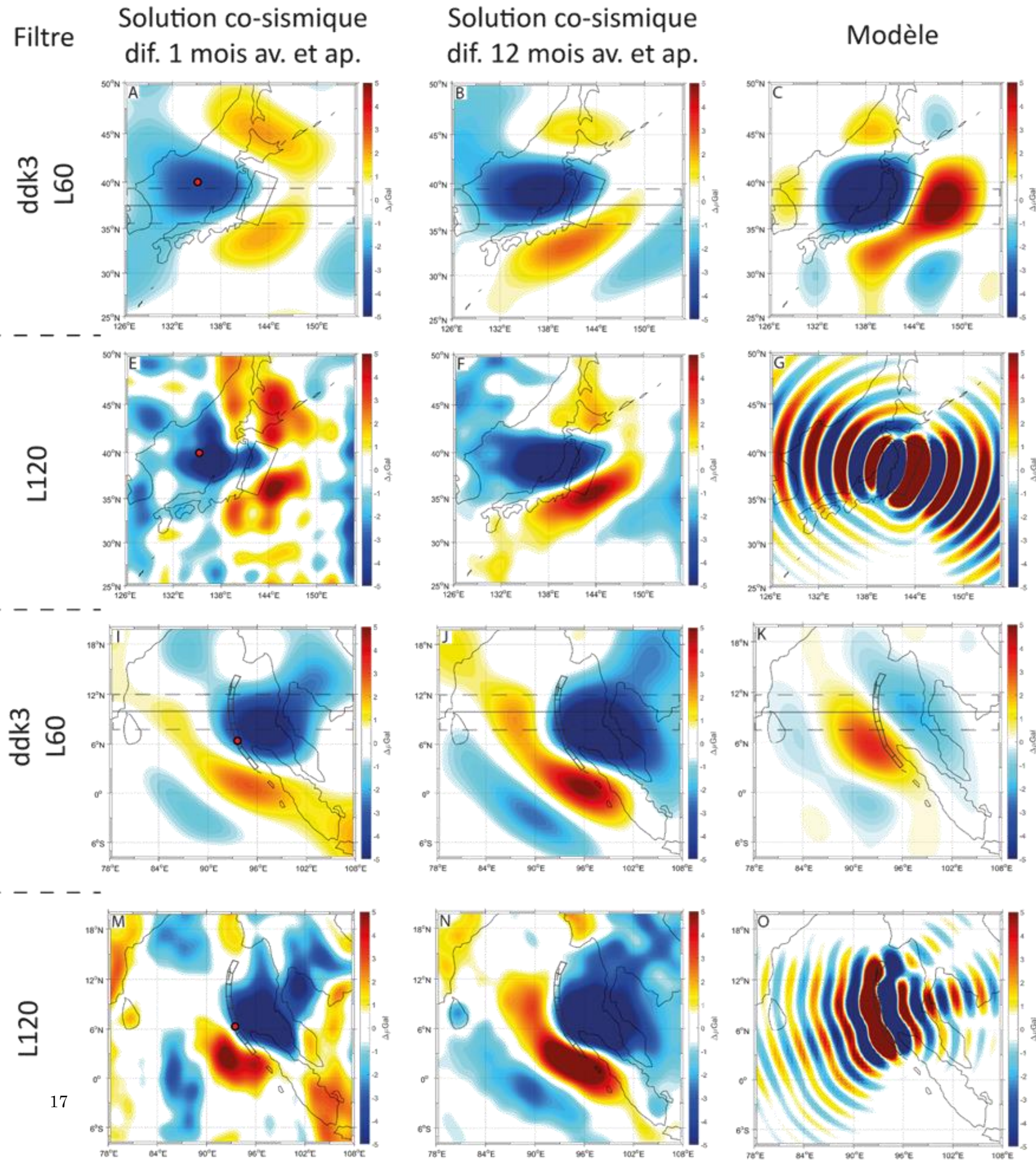
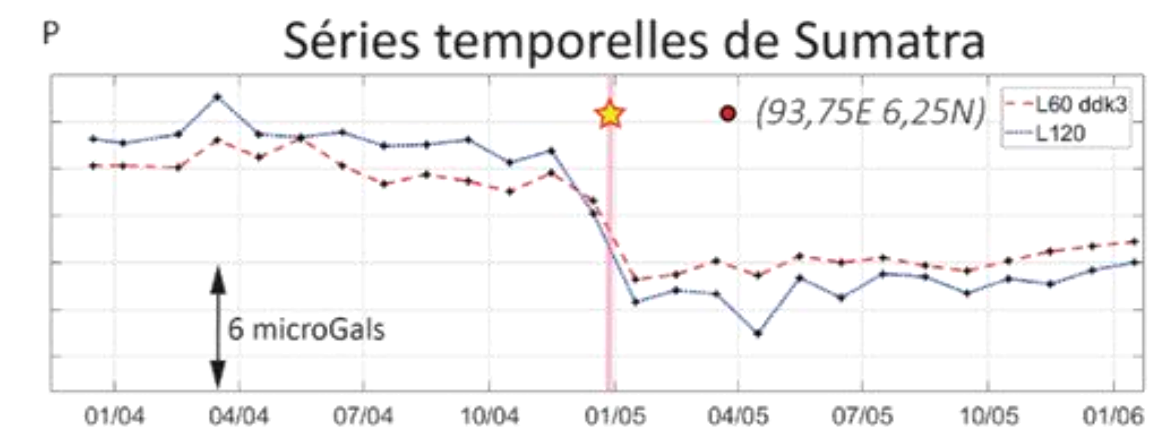
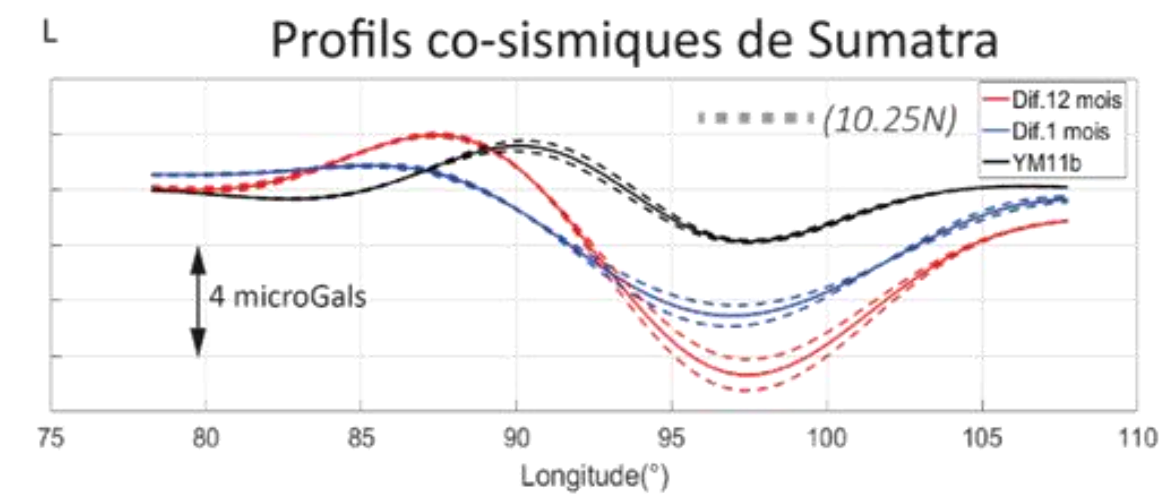
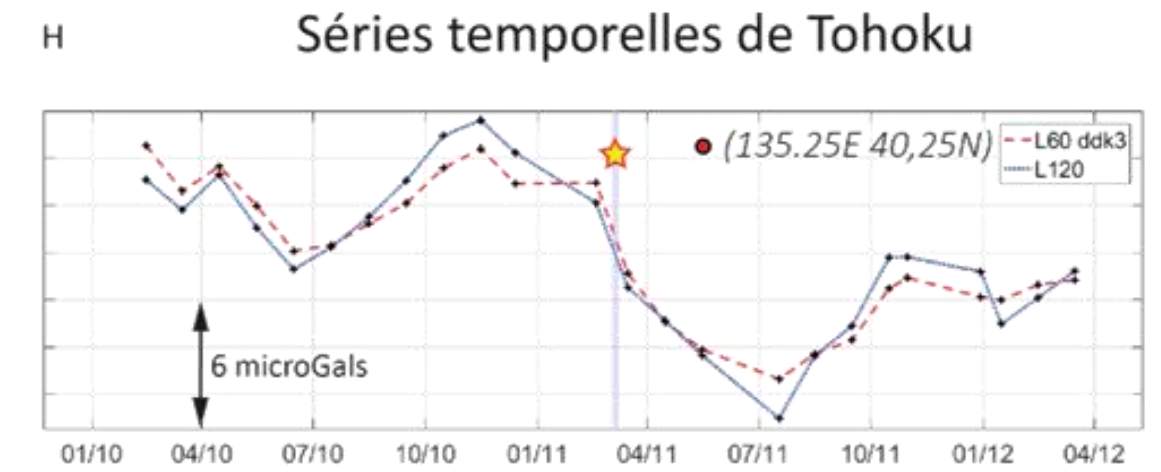
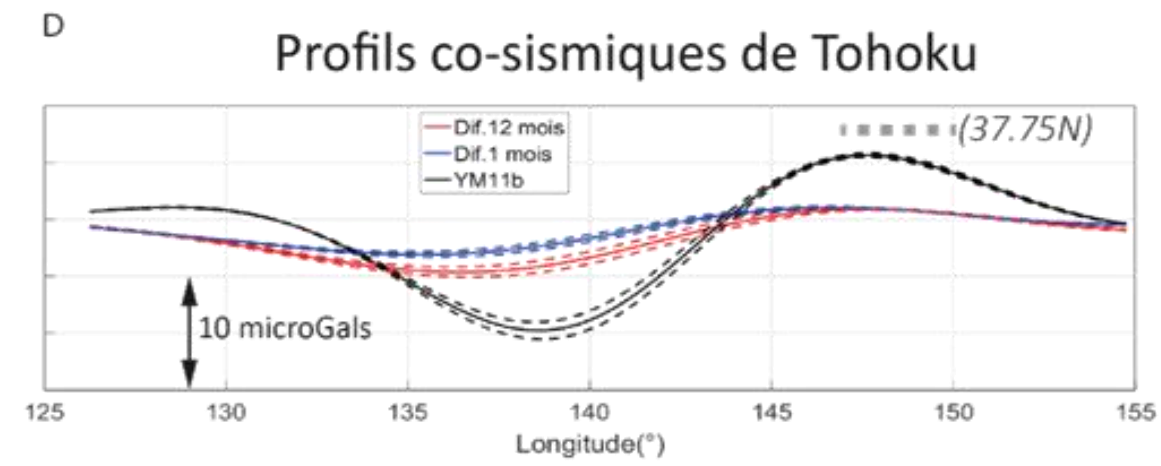


Figure 10 : Comparaison des signaux gravimétriques co-sismiques pour les événements Tohoku et Sumatra entre les modèles et les solutions GRACE. Les cartes sont saturées entre -5 et $5 \mu\text{Gals}$



3.2 GLOBAL

Comme il en a été de même pour les deux précédents évènements évoqués, il nous est maintenant possible de calculer le signal gravimétrique cumulé, pour l'ensemble des séismes considérés dans la fenêtre d'observation des solutions GRACE, entre 2002 et 2014. Ce qui équivaut à ~23 000 évènements sismique dans le catalogue GCMT.

Pour cela, le programme calcule sur une grille locale le signal gravimétrique de chaque évènement et l'interpole sur une grille globale pour pouvoir les cumuler. La résolution de la figure 11 A est de 0.1 degré de latitude-longitude celle de 11B est de 0.5 degrés après filtrage dans un signal GRACE équivalent (DDK3 L60).

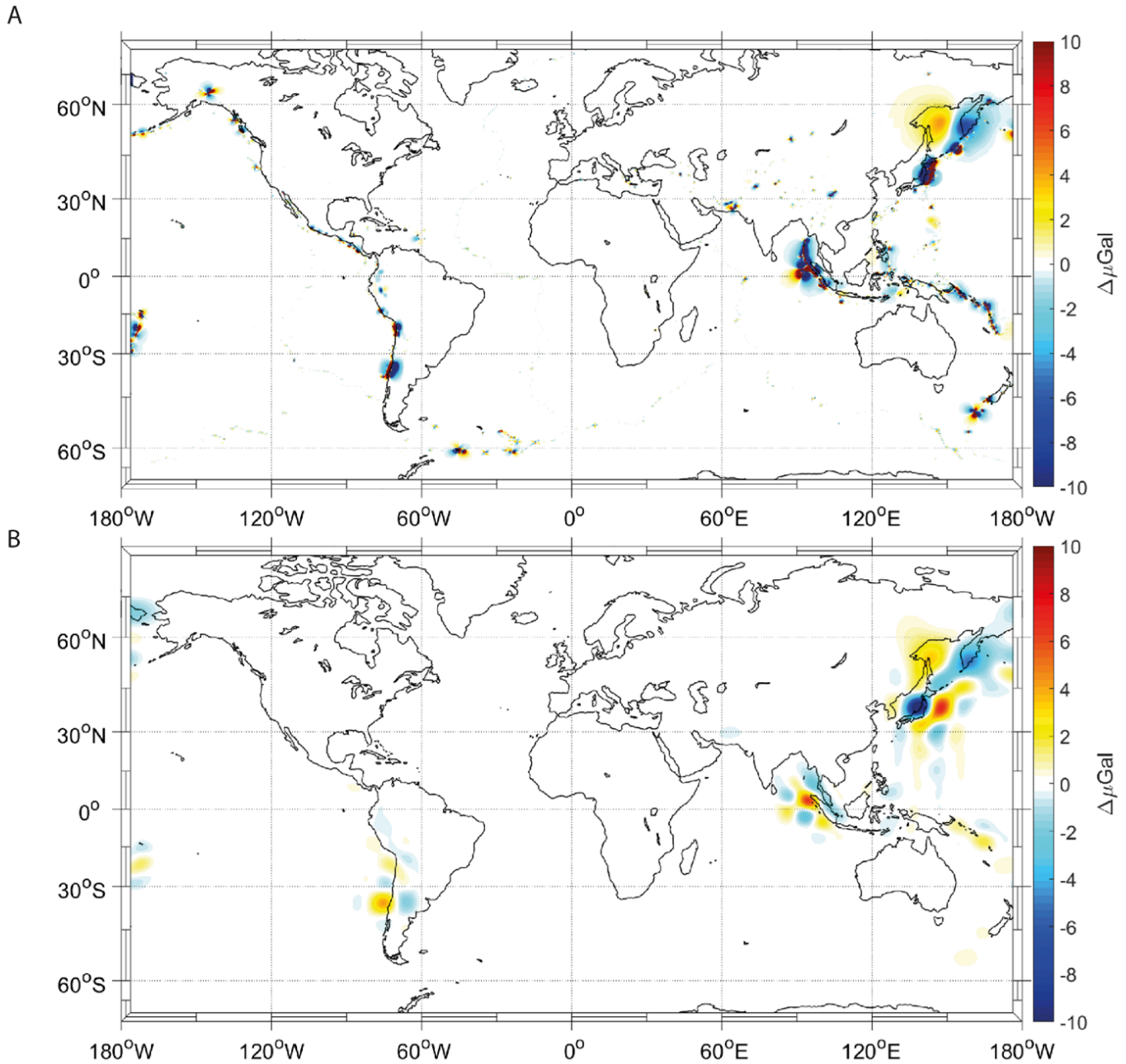
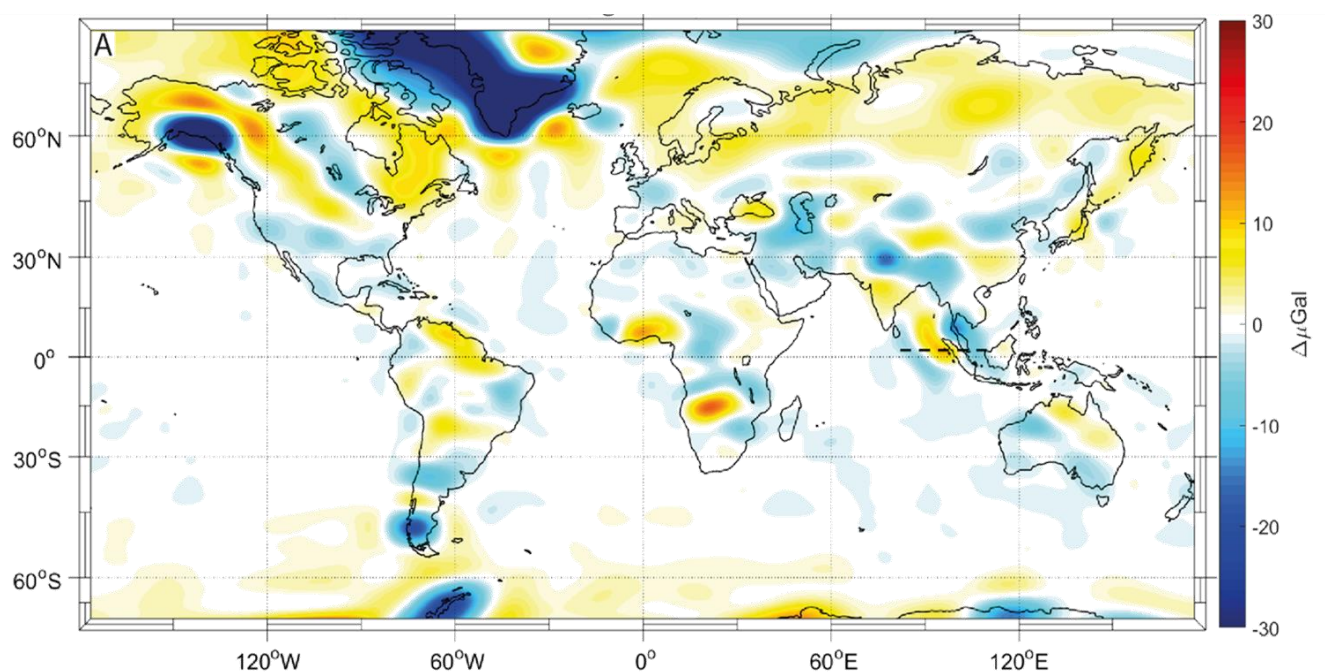


Figure 11 : A) Modèles du maximum des variations co-sismiques entre le 17-Avril-2002 et le 16-Octobre-2014 avant filtrage. B) Modèle du maximum des variations co-sismiques cumulées entre le 17-Avril-2002 et le 16-Octobre-2014 après filtrage DDK3 L60. Les couleurs sont saturées entre 10 et -10 μGals .

	$\beta = 0$	YM11b							
	Option-nodal ⁴	Maximum (3)				Minimum (4)			
	Amplitude	Min	Max	Moy	σ	Min	Max	Moy	σ
Solution analytique d'Okubo92	dH [m]	-7,75	9,18	0.00021	0.049	-4,16	7,25	0.00021	0.042
	dG [μ Gal]	-874	896	-0,002	5,47	-498	774	-0.002	4.79
Filtre ddk3, L60	dG [μ Gal]	-12	7	-0.002	0.4	-12	7	-0.0017	0.4

Tableau 3 : Synthèse sur les amplitudes maximum minimum moyennes dG et dH en fonction de la méthode de traitement selon les modèles entre 2002 et 2014

La Figure 11 montre le modèle des variations co-sismiques de gravité avant (A) et après filtrage DDK3 L60 (B). Le tableau 3 donne les amplitudes maximales, minimales, moyennes et les écart-types. L'amplitude maximal pour YM11b est de 896 μ Gal et passe à 7 μ Gals après filtrage. L'écart type (0.4 μ Gals) et la moyenne (-0.002 μ Gals) pour le signal maximum montrent : 1) Il y a une importante dispersion des données. 2) Les variations gravimétriques co-sismiques sont locales, à la surface de la Terre. Le signal est fort, proche de l'épicentre et décroît rapidement avec la distance. Les signaux les plus importants sont localisés dans les zones de convergence ou d'importants événements sismiques ont lieu plus fréquemment.



⁴ Cf 2.3.4

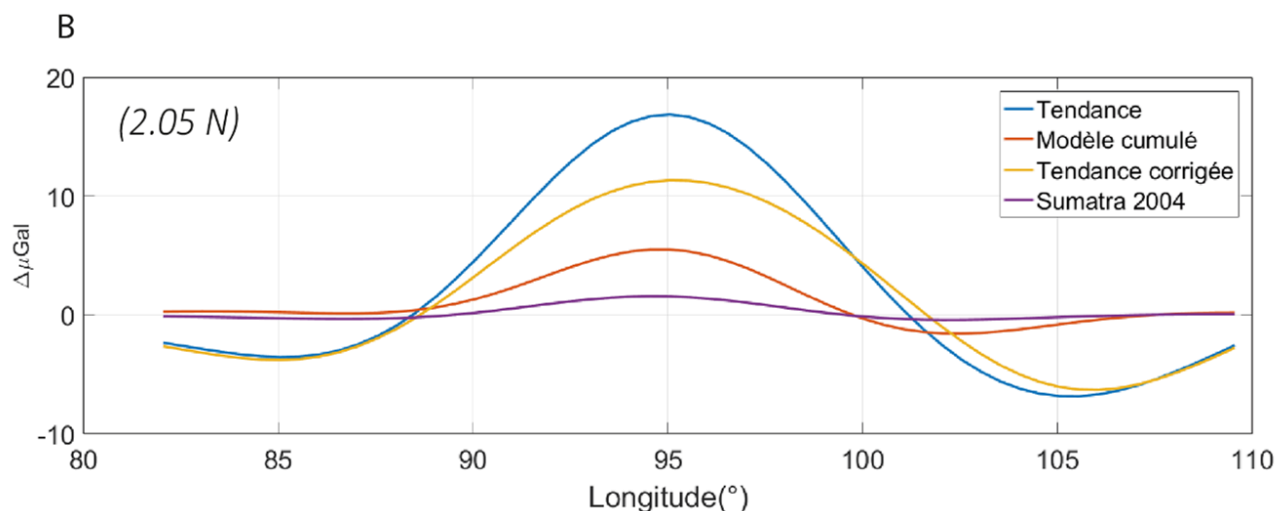


Figure 12: A) Tendance résiduelle cumulée entre 2002 et 2014 après soustraction du modèle du maximum des variations co-sismiques cumulées (figure 11B). Les couleurs sont saturées entre 30 et -30 μGals . B) Profils des amplitudes au maximum de la tendance GRACE dans la zone de Sumatra. La tendance avant correction est de couleur bleu, la tendance résiduelle est de couleur jaune. Le modèle co-sismique cumulé est en orange et le signal produit par le séisme de Sumatra 2004 d'après le modèle est en violet.

La zone de Sumatra est prise pour exemple car c'est une des zones la mieux étudiée pour ce qui est de la variation gravimétrique liée aux séismes. Notre étude montre qu'il y a une cohérence spatiale entre le signal co-sismique cumulé du modèle (figure 11B) et celui de la tendance cumulée GRACE (figure 9). Nous faisons donc l'hypothèse que le signal modélisé correspond bien au signal co-sismique GRACE entre 2002 et 2014 auquel cas je peux soustraire le modèle à la tendance. Le résidu figure 12(A) obtenue montre que les amplitudes du signal ont été réduites ce qui est particulièrement visible dans la zone de Sumatra. La Figure 12B montre des profils moyens Est-Ouest situé au maximum d'amplitude (max = 16,9 μGals) de la tendance cumulée (courbe bleue) dans la zone de Sumatra. Par soucis de lisibilité de la figure les intervalles de confiances ne sont pas affichés. Une fois le modèle (figure 11B) d'une amplitude maximum de 5,5 μGals soustrait à la tendance (figure 9). On obtient le résidu (courbe jaune, max = 11,3 μGals). L'amplitude du maximum des variations de gravité co-sismiques pour le séisme de Sumatra (26 décembre 2004) pour cette section est de 1,6 μGals . Par ailleurs le maximum des variations de gravité pour le séisme de Sumatra 2004 seul est inférieur à <4 μGals sur cette section. Dans la zone de Sumatra, L'amplitude maximum de l'évènement sismique de Sumatra 2004 seul se trouve à 5,55°N d'après le modèle tandis que le maximum d'amplitude pour le modèle co-sismique cumulé se trouve à 3,55°N. Le maximum de la tendance cumulé se trouve à une latitude de 2,55°N, et le maximum du résidu se trouve à 2,05°N.

	Co-sismique Diff.1 mois	Co-sismique Diff.12 mois	Sumatra04	Modèle cumulé	Tendance	Résiduelle
Latitude °	0,75	0,75	5,55	3,55	2,55	2,05
longitute °	95,25	95,75	92,55	94,55	94,55	95,05
maximum dG [μ Gal]	2,85	5,20	3,56	6,58	17,3	11,35

Tableau 4 : Maximum des amplitudes des signaux dans la zone de Sumatra pour les modèles et les données co-sismiques et de tendance GRACE.

4 DISCUSSION

4.1 RÉSULTATS

Les différentes lois d'échelles, que nous avons testées, donnent des estimations de la géométrie du modèle de rupture similaire entre les magnitudes M_w 5 à M_w 7,5. Un écart important en particulier pour les évènements sismiques inférieurs (figure 7) a été observé. Ceci est principalement due au fait que les sets de données des évènements sismiques utilisés pour établir ces relations empiriques ne permettent pas de bien contraindre le modèle de rupture pour les évènements sismiques de magnitude inférieurs à la magnitude de complétude. En effet, il existe une magnitude en dessous de laquelle la sensibilité des stations sismiques ne permet plus d'enregistrer l'entière du signal sismique des évènements de petite magnitude. D'autre part les évènements de magnitudes supérieures à 7 sont trop peu fréquents pour permettre de bien contraindre les lois d'échelles d'où l'utilité d'utiliser des modèles de ruptures prédéterminés quand cela est possible.

Le choix de l'orientation du plan de rupture peut être discuté lorsque l'étude est faite au voisinage proche de l'épicentre d'un évènement sismique important, c'est le cas pour le séisme de Chi-Chi (1999, $M_w = 7.6$) à Taïwan. L'incertitude près de l'épicentre devient forte, en fonction du plan nodale choisi. Lorsque l'on s'éloigne de l'épicentre, le choix du plan nodal n'influe pas sur la forme spatiale que prend le signal. Dans notre modèle nous n'avons pas implémenté de moyen pour déterminer quel est le bon plan de rupture à adopter.

Lorsque les modèles de ruptures sont prédéterminés et accessibles dans la bibliographie un seul plan de rupture correspondant au bon plan de rupture est donné. Pour les évènements sismiques de fortes magnitudes dont nous n'avons pas accès au modèle de rupture, la localisation des mécanismes au foyer des répliques peut permettre de localiser le plan de rupture. Cela est moins applicable pour des évènements de plus faible magnitude. Dans une

continuité de cette étude on peut imaginer définir des zones en fonction du contexte géodynamique (convergentes, divergentes, transformantes) nous permettant de faire des hypothèses sur le pendage de théorique du bon plan nodal à adopter.

Les résultats de la figure 10 permettent de mettre en évidence que : 1) le filtre DDK3 et degré d'harmonique sphérique 60 permet d'observer des similitudes spatiales du signal co-sismique entre les modèles et GRACE, 2) ce n'est pas le cas en degré d'harmonique 120 sans filtre où le modèle montre une erreur d'approximation du signal gravimétrique (phénomène de Gibbs). Le signal gravimétrique du modèle de Sumatra pour la première méthode de traitement (DDK3 L60) semble montrer une orientation NW-SE. De plus, au nord le maximum d'amplitude du signal semble être plus distant du plan de rupture. Cela se voit aussi sur les profils co-sismique (figure 10D, L) où les modèles sont légèrement déphasés de $\sim 4^\circ$ de longitude vers l'Est comparés aux signaux GRACE. Ce qui peut être expliqué de deux manières : 1) la profondeur du plan de rupture est plus importante au nord, le signal est atténué en surface et son pic d'amplitude se retrouve donc plus distant de l'épicentre, 2) nous n'avons pas pris en compte dans notre modèle le mouvement des masses d'eaux qui fait varier la surface du niveau marin lors du séisme (De Linage, 2008) et qui peut atténuer le signal gravimétrique.

L'observation des séries temporelles (10P) de Sumatra (26 décembre 2004) donnent une information sur la clarté du signal co-sismique extrait des données GRACE. En effet, elles montrent deux plateaux, l'un 12 mois précédant le séisme et l'autre 12 mois suivant le séisme. Ces plateaux sont nettement décalés par un changement brutal de variation de gravité dû au séisme. Ainsi, la différence entre les moyennes de chacun de ces plateaux permet de bien mettre en évidence le signal co-sismique de GRACE. Ce qui n'est pas tout à fait le cas pour Tohoku (11 mars 2011) pour lequel les séries temporelles (10H) ne permettent pas de définir nettement deux plateaux avant et après le séisme. Ainsi, la différence des moyennes entre les 12 mois précédant et suivant le séisme (10B) ne permet pas d'aussi bien extraire le signal co-sismique GRACE que pour Sumatra. Le signal co-sismique de Tohoku (10B) en plus d'être biaisé par des variations saisonnières importantes est donc aussi légèrement biaisé par une composante post-sismique. Le signal co-sismique du modèle de Tohoku semble surestimer le signal co-sismique extrait des solutions GRACE (10D), en effet le modèle de rupture utilisé déterminé par Caltech, montre que le déplacement sur le plan de rupture tend à être localisé produisant localement un signal gravimétrique fort. Ce pic d'amplitude n'est pas observable à l'endroit où se trouve le modèle de rupture pour les solutions GRACE. Cependant on observe dans le cas de Tohoku comme dans celui de Sumatra des ressemblances spatiales entre les signaux co-sismiques extraits de GRACE et ceux prédits par le modèle (11A, B, C).

Afin de passer nos modèles en un signal équivalant à GRACE, nous les avons filtrés à l'aide du filtre DDK3 d'harmoniques sphériques de degré maximum L60. Mais d'autres filtres

existent et l'utilisation d'un filtre de plus haute résolution nous permettrait d'accéder à plus d'informations de GRACE. Nous avons essayé de pousser la résolution GRACE à son maximum par l'utilisation d'harmoniques sphériques de degré 120 (figure 10E, F, G, M, N, O), Néanmoins, les données deviennent difficilement vérifiables et interprétables pour ce qui est du calcul de la tendance GRACE entre 2002 et 2014.

Les profils figurent 12(B) illustrent l'importance de prendre en compte l'effet co-sismique cumulé des séismes. Ainsi dans la zone de Sumatra, où le maximum de l'amplitude de la tendance cumulée est la plus forte, le modèle prédit que l'effet co-sismique cumulé est ~ 4 fois plus important que l'effet co-sismique du séisme de Sumatra 2004 seul. Par ailleurs, le cumul des séismes a eu pour effet de déplacer le pic d'amplitude maximale de 2 degrés vers le Sud ($3,55^\circ$ N) par rapport au maximum d'amplitude généré par le séisme de Sumatra 2004 seul ($5,55^\circ$ N) (tableau 4), ce décalage permet de retrouver des latitudes proches de la latitude du pic d'amplitude maximale de la tendance cumulée (2.55° N). Il en est de même pour la longitude. La tendance cumulée GRACE est affectée par le cumul des signaux co-sismiques, ce qui est visible par comparaison entre notre modèle et l'observation des données GRACE. On observe que les signaux gravimétriques en zone de divergence sont difficilement observables, ce qui peut être dû à l'utilisation d'un filtre trop puissant (DDK3) ou d'une résolution spatiale trop basse ($L60 = \sim 400\text{km}$), c'est le cas aux dorsales. Aux dorsales, les événements sismiques de magnitude M_w 4 à M_w 5 sont plus fréquents et bien que leur mécanisme au foyer soit similaire la faible extension spatiale du signal gravimétrique de chaque événement sismique ne permet pas de cumuler de manière à amplifier leurs signaux sur de larges surfaces.

4.2 APPROXIMATIONS ET LIMITES

D'une part l'étude réalisée s'intéresse à l'impact co-sismique sur le champ de gravité, sans tenir compte de la déformation post-sismique ou de la viscosité du milieu, d'autre part plusieurs approximations sont faites dans cette étude.

- 1) La solution analytique d'Okubo (1992) est un outil intéressant pour une première étude préliminaire, mais elle a ses limites. Elle calcule le changement de gravité sur une Terre plate, non stratifiée, homogène et élastique. En effet, la sphéricité de la Terre peut contribuer à distordre le signal. Si la variation de gravité due à un séisme couvre une surface supérieure de 20 à 30 degrés de latitude longitude, alors le signal peut être distordu (Sun et Okubo, 2002).
- 2) L'utilisation des lois d'échelles apporte une approximation supplémentaire sur la géométrie du modèle de rupture sismique. Les lois d'échelles sont des régressions faites sur des sets d'événements sismiques qui sont majoritairement composés d'événements

sismiques de magnitude $M_w = 5$ ($M_0 = 3,5 \cdot 10^{17}$ Nm) à $M_w = 7,5$ ($M_0 = 2 \cdot 10^{21}$ Nm). Or le manque de données pour les petits événements sismiques ($M_w < 4$) ainsi que pour les forts événements ($M_w > 7,5$) biaise ces régressions.

- 3) Lorsque l'utilisation d'une loi d'échelle s'impose, le choix du plan nodal peut avoir des conséquences sur la variation de gravité proche de l'épicentre. Nous n'avons pour le moment pas implémenté de moyen nous permettant de déterminer quel plan nodal est le bon plan de rupture.
- 4) Le catalogue GCMT référence un nombre d'événements sismiques conséquent soit $\sim 47\,000$ de magnitude $M_w > \sim 4$. Le calcul du signal cumulé de la variation de gravité liée au co-sismique ne prend donc pas en compte les magnitudes inférieures.

5 CONCLUSION

Pour conclure, notre étude constitue une première étude préliminaire encourageante. En effet, pour la première fois, un modèle de l'impact co-sismique cumulé sur le champ de gravité à l'échelle du globe a été développé à l'aide des lois d'échelles de Yen et Ma 2011 et des 29 modèles de rupture (de Caltech et Banerjee, 2007) intégrés. Nous avons calculé l'effet co-sismique des séismes de Sumatra (26/12/2004) et Tohoku (11/03/2011) à l'aide de la solution analytique d'Okubo (1992) avec succès et avons comparé le modèle avec GRACE. Suite à cela des cartes des variations gravimétriques co-sismiques cumulées entre 2002 et 2014 ont été calculées à l'échelle globale. Ces modèles montrent que des séismes de magnitude $M_w > 8$ sont observables par les données GRACE, en revanche pour les magnitudes entre 7 et 8 ($7 < M_w < 8$) il est possible de les observer à condition que 1) Les épicentres ne soient pas très éloignés les uns des autres. 2) Que les mécanismes au foyer soient similaires et que leur signal co-sismique se cumule entre eux de manière à l'amplifier. Enfin, une tentative de correction de la tendance GRACE a été effectuée permettant d'atténuer les amplitudes maximales dans la zone de Sumatra d'environ $\sim 7 \mu\text{Gals}$. Le modèle du maximum des variations co-sismiques cumulées ainsi que l'effet co-sismique de Sumatra 2004 révèlent l'importance de prendre en compte l'effet cumulé de chaque événement en particulier dans les zones tectoniquement très actives.

6 PERSPECTIVES

- De la même manière qu'il a été possible de calculer des modèles de variation de la gravité pour une terre plate et homogène, il serait intéressant de prendre en compte la sphéricité de la terre et son hétérogénéité. La solution analytique de Sun et al (2010) offre cette possibilité.
- Une étude complète de l'impact des séismes permettrait de prendre en compte le post-sismique dans nos modèles.

- Les méthodes gravimétriques sont des méthodes de plus en plus utilisées en sismologie. L'acquisition de mesures gravimétriques spatiales permet d'acquérir un grand nombre de données en mer comme à terre. Ces méthodes ont un potentiel encore trop inexploité.
- Dans le futur, il serait envisageable d'élaborer des cartes spatiales globales permettant de prendre en compte des événements sismiques inférieurs à la magnitude de complétude qui viendraient étoffer le catalogue des événements sismiques. Or, si l'on suit la loi de puissance de la récurrence des séismes de Gutenberg-Richter, les petits séismes $M_w \leq 4$ sont 10^4 à 10^7 fois plus récurrents que les séismes $M_w = 8$, ce qui pourrait localement amplifier ou atténuer le signal.
- Dans un but final, on peut imaginer créer une application en temps réel qui calculerait la variation du champ de gravité due à l'impact des séismes. Une telle application serait utile à la prévention des risques sismiques.

RÉFÉRENCES

- Aki, K. (1966). Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from G-wave spectrum. *Bull Earthquake Res. Inst., Tokyo Univ.* 44, 73, 88.
- Banerjee, P., Pollitz, F., Nagarajan, B., & Bürgmann, 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.
- Börgens, E., & Eicker, A. (2014, May). Comparison of the Gaussian and the DDK filter method for GRACE data. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (Vol. 16, p. 16845).
- Cambiotti, G., Bordoni, A., Sabadini, R., & Colli, L. (2011). GRACE gravity data help constraining seismic models of the 2004 Sumatran earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B10).
- De Linage, C. (2008). Mesures gravimétriques au sol et satellitaires: étude du rapport entre variation de pesanteur et déplacement vertical et apport de la mission spatiale GRACE à l'étude des surcharges hydrologiques et des très grands séismes (Doctoral dissertation, Université Louis Pasteur-Strasbourg I).
- Dziewonski, A. M., Chou, T. A., & Woodhouse, J. H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B4), 2825-2852.
- Ekström, G., Nettles, M., & Dziewoński, A. M. (2012). The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200, 1-9.
- Kanamori, H. (1977). The energy release in great earthquakes. *Journal of geophysical research*, 82(20), 2981-2987.
- Kusche, J., Schmidt, R., Petrovic, S., & Rietbroek, R. (2009). Decorrelated GRACE time-variable gravity solutions by GFZ, and their validation using a hydrological model. *Journal of geodesy*, 83(10), 903-913.
- Leonard, M. (2010). Earthquake fault scaling: Self-

- consistent relating of rupture length, width, average displacement, and moment release. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A), 1971-1988.
- Leonard, M. (2014). Self-consistent earthquake fault-scaling relations: Update and extension to stable continental strike-slip faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Longuevergne, L., Scanlon, B. R., & Wilson, C. R. (2010). GRACE Hydrological estimates for small basins: Evaluating processing approaches on the High Plains Aquifer, USA. *Water Resources Research*, 46(11).
- Métivier, L., Collilieux, X., Lercier, D., Altamimi, Z., & Beauducel, F. (2014). Global coseismic deformations, GNSS time series analysis, and earthquake scaling laws. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(12), 9095-9109.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America*, 75(4), 1135-1154.
- Okubo, S. (1992). Gravity and potential changes due to shear and tensile faults in a half-space. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B5), 7137-7144.
- Saito, M. (1967). Excitation of free oscillations and surface waves by a point source in a vertically heterogeneous earth. *Journal of Geophysical Research*, 72(14), 3689-3699.
- Save, H., Bettadpur, S., & Tapley, B. D. (2012). Reducing errors in the GRACE gravity solutions using regularization. *Journal of Geodesy*, 86(9), 695-711.
- Steketee, J. A. (1958). Some geophysical applications of the elasticity theory of dislocations. *Canadian Journal of Physics*, 36(9), 1168-1198.
- Stirling, M. W., and T. Goded (2012), *Magnitude Scaling Relationships, GEM Faulted Earth and Regionalisation Global Components*, edited, pp. 1-35, Lower Hutt: GNS Science.
- Sun, W., & Okubo, S. (2002). Effects of earth's spherical curvature and radial heterogeneity in dislocation studies—for a point dislocation. *Geophysical research letters*, 29(12).
- Sun, W., Fu, G., & Okubo, S. (2010). Co-seismic Gravity Changes Computed for a Spherical Earth Model Applicable to GRACE Data. In *Gravity, Geoid and Earth Observation* (pp. 11-17). Springer Berlin Heidelberg.
- Tanaka, Y. 田中優作. (2017). Geophysical modelings of co-and postseismic gravity changes from satellite gravimetry (Doctoral dissertation, Hokkaido University).
- Tapley, B. D., Bettadpur, S., Watkins, M., & Reigber, C. (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophysical Research Letters*, 31(9).
- Wells, D. L., & Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Yen, Y. T., & Ma, K. F. (2011). Source-scaling relationship for M 4.6–8.9 earthquakes, specifically for earthquakes in the collision zone of Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(2), 464-481.