



Simulation parallèle de la relaxation post-sismique dans la région de Sumatra

Jean-Didier Garaud, Luce Fleitout, Georges Cailletaud

► To cite this version:

Jean-Didier Garaud, Luce Fleitout, Georges Cailletaud. Simulation parallèle de la relaxation post-sismique dans la région de Sumatra. Neuvième colloque en calcul des structures, May 2009, Giens, France. pp.585-590. hal-00399738

HAL Id: hal-00399738

<https://hal.science/hal-00399738>

Submitted on 29 Jun 2009

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.

Simulation parallèle de la relaxation post-sismique dans la région de Sumatra

J.D. Garaud^{1,2}, L. Fleitout¹, G. Cailletaud²

¹ Laboratoire de Géologie (ENS & CNRS UMR 8538)
24 rue Lhomond, 75231 Paris Cedex 5
{garaud,fleitout}@geologie.ens.fr

² Centre des Matériaux (MINES ParisTech & CNRS UMR 7633)
BP 87 91003 Évry Cedex
cailletaud@mat.ensmp.fr

Résumé — On s'intéresse ici au calcul des déformations post-sismiques, dues principalement au phénomène de relaxation dans l'asthénosphère visqueuse. Ces simulations font intervenir un comportement viscoélastique et des éléments de zone cohésive pour modéliser le glissement sur la faille. La prise en compte de la géométrie particulière de cette zone, ainsi que la nécessité de couvrir une zone géographique allant de la Chine à l'Australie conduit à des calculs par éléments finis de très grande taille, que l'on aborde par décomposition de domaines sur ordinateur parallèle.

Mots clés — sismologie, relaxation, calcul parallèle

1 Introduction

L'île de Sumatra est située au bord d'une zone de subduction, point de rencontre entre la plaque Indo-Australienne et la micro-plaque Sundaland. Le séisme géant du 26 décembre, d'une magnitude de 9.2, a eu lieu en profondeur et a causé le tsunami qui a ravagé les côtes de la Thaïlande.

Les déplacements des plaques en surface sont suivis par de nombreuses stations GPS. L'intensité de ce séisme a été telle que des déplacements co-sismiques de l'ordre du centimètre ont été observés jusqu'à 3000 km de distance ; à Phuket, située à 400 km de l'épicentre, on a mesuré des déplacements de 27 cm. Alimentés par ces mesures, des calculs co-sismiques [1] ont montré que la faille a glissé sur une longueur de plus de 1000 km ce jour là. Les déplacements verticaux sont aussi suivis grâce aux données gravimétriques.

Le déplacement co-sismique, réponse instantanée à la rupture, est un processus essentiellement élastique. Au contraire, les déformations post-sismiques sont liées à différents phénomènes, suivant l'échelle de temps considérée. À celle qui nous intéresse (quelques années), les déformations sont principalement liées aux propriétés viscoélastiques de l'asthénosphère.

Les paramètres qui influencent le comportement sont donc à la fois d'ordre géométrique, mais aussi rhéologique. Cette rhéologie reste en grande partie l'une des inconnues du modèle, bien que chaque nouveau tremblement de Terre, et en particulier les séismes géants, vienne enrichir la base de données.

La modélisation que nous proposons est réalisée en deux temps : tout d'abord un modèle bidimensionnel, léger, permet la vérification des divers paramètres du modèle. En jouant sur les

paramètres matériaux, mais aussi sur la géométrie, ou encore sur l'angle de plongée de la plaque de subduction, la dynamique de la relaxation se trouve modifiée quantitativement (bien entendu), mais aussi qualitativement.

Dans un deuxième temps, nous passons à l'extension tridimensionnelle de ces calculs. Vue l'étendue du séisme (de l'ordre du millier de km), ainsi que de la zone de subduction, il est nécessaire de couvrir une large zone géographique (d'environ 5000 km de diamètre). Ces calculs nécessitent donc le recours à des méthodes de décomposition de domaines.

2 Modèle 2D

Le modèle 2-D que nous étudions est une section verticale, située au niveau de la zone de subduction, et respectant certaines données réelles : la plaque (lithosphère) est d'une épaisseur de 80 km, son angle de plongée est de 10° en surface pour finir à 70° en profondeur, tel que présenté sur la figure 1.

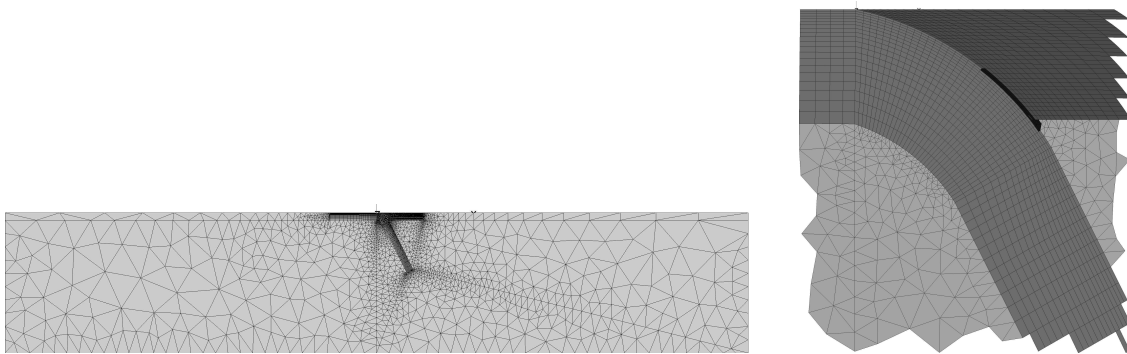


Figure 1 – Maillage de la zone de subduction : vue générale et zoom au niveau de la zone sismique. Les deux plaques sont mises en évidence, ainsi que la fine couche de serpentine (en gris plus foncé), dont la viscosité est plus faible que celle du manteau. La zone de contact entre les plaques est prise en compte par des éléments de zone cohésive.

Le modèle mécanique retenu est celui d'un comportement élastique pour la lithosphère, et un modèle visco-élastique pour l'asthénosphère (partie située à plus de 80 km de profondeur), la viscosité de cette dernière étant dépendante de la température et de la profondeur. La zone de contact entre les deux plaques est modélisée par des éléments de zone cohésive. Ceux-ci permettent d'empêcher le décollement et l'interpénétration des deux plaques, tout en autorisant leur glissement relatif. On tient aussi compte de la gravité dans ce modèle. Celle-ci crée un important champ de contraintes hydrostatiques, qui jouent un rôle clé dans le comportement global des zones de subduction. Enfin, on utilise une formulation en grandes déformations, afin principalement de tenir compte de la mise à jour des altitudes dans le calcul du paramètre de gravité.

Le scénario commun retenu pour l'ensemble des calculs 2D et 3D est le suivant : la première journée de simulation est laissée libre, sans appliquer de condition particulière. Un « séisme » numérique (déplacement tangentiel instantané d'une amplitude d'une vingtaine de mètres, appliqué entre les deux plaques, cf. Fig. 2) est appliqué à la fin de la première journée, sur un intervalle de temps court. Ce déplacement est ensuite maintenu pendant toute la durée de la simulation, quelques centaines d'années, temps pendant lequel la relaxation dans l'asthénosphère et la serpentine continue de déplacer l'ensemble du domaine.

La rhéologie des profondeurs de la Terre est en grande partie inconnue. Ces calculs 2D ont été l'occasion de tester divers jeux de paramètres matériaux ; nous présentons ici l'un d'entre eux.

La lithosphère, constituant la plaque de subduction et la plaque Sundaland, est représentée

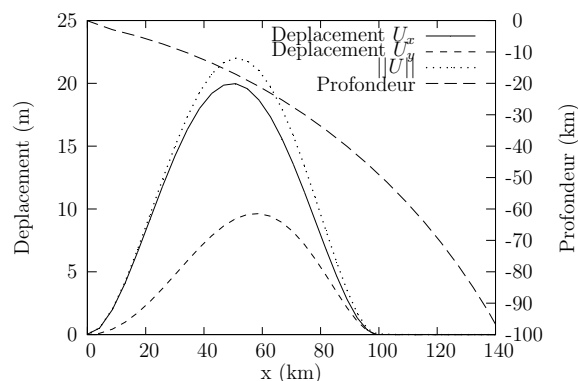


Figure 2 – Déplacement appliqué au niveau de l'interface entre les plaques.

par un matériau élastique, ici de module d'Young $E = 400$ GPa, et de ratio de Poisson $\nu = 0,3$. L'asthénosphère est par contre modélisée par un comportement viscoélastique, avec une viscosité dépendant de la profondeur. Plus précisément, les paramètres de l'écoulement de Norton, sont $K = 3\eta$, qui varie entre $3 \cdot 10^{18}$ Pa.s en surface, pour augmenter jusqu'à $3 \cdot 10^{21}$ Pa.s à -1500 km de profondeur. L'exposant de viscosité n est pour le moment pris égal à 1.

Les deux zones de serpentine (cf. Fig. 1) sont elles aussi équipées d'un comportement viscoélastique. Le paramètre de viscosité K est dans ce cas choisi 10 fois inférieur à ce qu'il est dans l'asthénosphère. Enfin, les éléments de zone cohésive suivent une loi de type Needleman [2].

3 Résultats 2D

Le calcul conduit à des résultats tels que ceux présentés sur la figure 3.

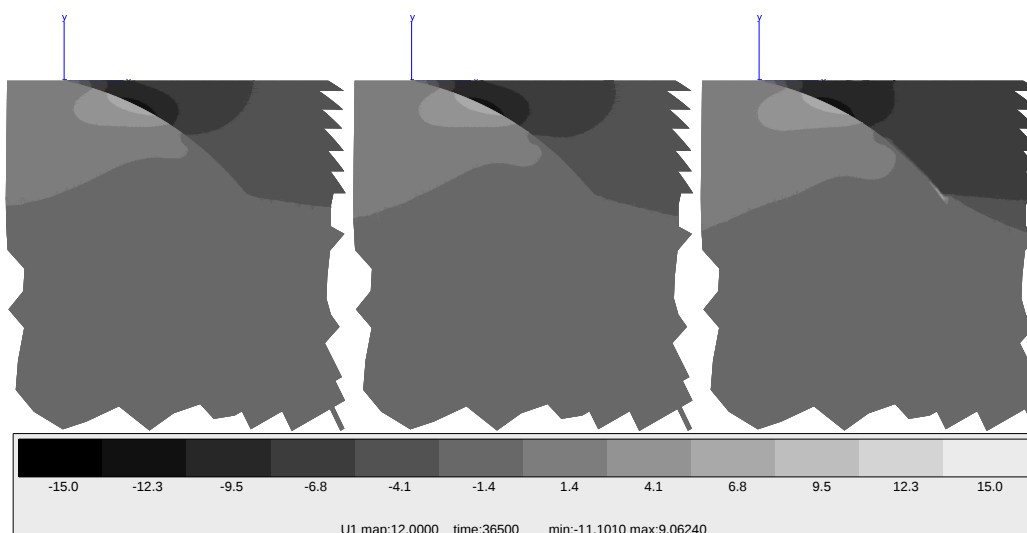


Figure 3 – Déplacements horizontaux (en m) dans la zone proche du séisme au bout d'1, 10 et 100 ans.

À partir du glissement initialement appliqué, on y constate par exemple la prolongation de l'effet de glissement en surface des deux plaques, l'une par rapport à l'autre. Les déformations initiales sont en effet progressivement relaxées dans la zone de serpentine.

Si l'on s'intéresse plus précisément aux déplacements surfaciques, seules mesures auxquelles on ait physiquement accès, on retrouve plus précisément ce phénomène (Fig. 4).

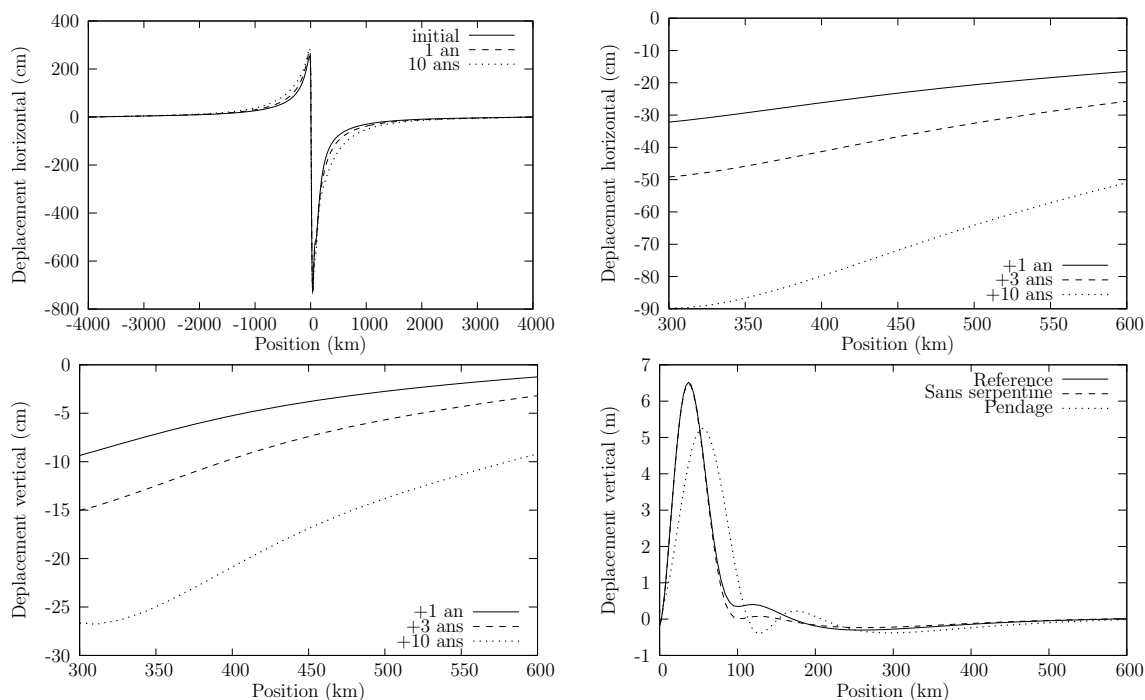


Figure 4 – Déplacements surfaciques : la première courbe présente une vue d’ensemble des déplacements horizontaux en surface ; les deuxième et troisième courbes présentent la *différence* entre le déplacement (horizontal, resp. vertical) au bout de diverses périodes et le déplacement initial ; la dernière courbe présente la comparaison de trois modèles détaillés dans le texte ci-dessous.

On y présente les résultats entre 300 et 600 km à l’Est de l’épicentre (correspondant à la localisation des stations GPS qui suivent les déplacements des plaques dans ces régions). On retrouve sur ces résultats des ordres de grandeurs tels que ceux mesurés par certaines stations GPS.

La quatrième courbe présente les résultats de soulèvement de la plaque Sundaland au bout de 10 ans, obtenus pour différents modèles. La courbe nommée « référence » correspond au cas décrits précédemment. La courbe « sans serpentine » correspond à un modèle dans lequel la zone de serpentine n’est pas prise en compte. Enfin, la courbe « pendage » correspond à un modèle pour lequel le pendage (angle de plongée de la plaque de subduction) est moins important. Les résultats calculés se montrent donc très sensibles au modèle choisi.

Cependant, le modèle 2D reste trop grossier d’un point de vue géométrique, et ne peut donc prétendre représenter qu’une petite zone de la faille de Sumatra.

C’est pourquoi nous passons maintenant à la réalisation de calculs 3D, permettant de prendre en compte la géométrie courbe de la faille, ainsi qu’une plus large zone sismique.

4 Modèle géométrique

Le maillage utilisé est présenté sur la figure 5. Il a été généré en utilisant certains paramètres géographiques, tels que la localisation de la faille. Afin de bien représenter la zone de subduction, un maillage réglé est utilisé dans sa proximité ; dans le reste du domaine, le maillage est laissé libre en augmentant progressivement la taille des éléments.

Le maillage linéaire présenté ici comporte 600 000 nœuds et 1 500 000 éléments ; le maillage quadratique correspondant comporte quant à lui 3 000 000 de nœuds.

La mise en place du calcul (rhéologie, conditions au bord, etc...) reste par contre similaire à ce qui a été fait en 2D ; nous ne la détaillons donc pas plus ici.

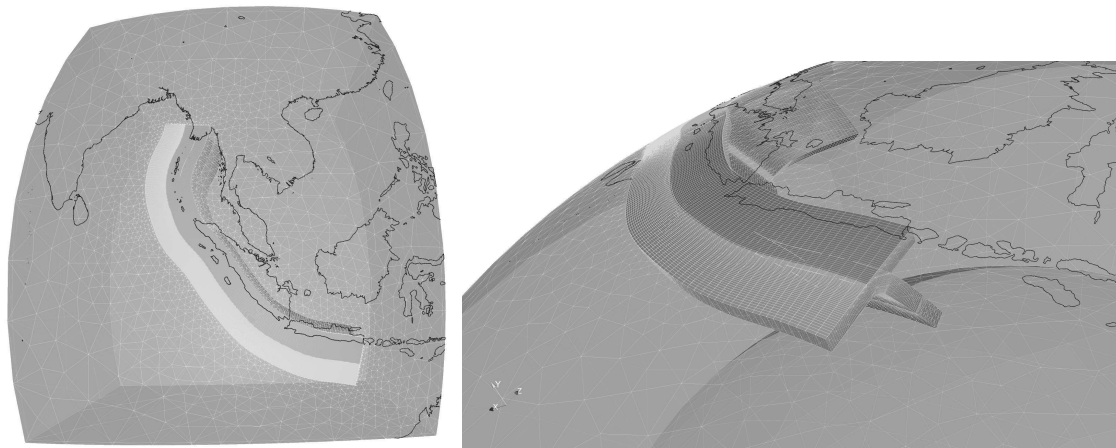


Figure 5 – Maillage 3D de la faille de Sumatra

5 Calculs parallèles

Ces deux maillages sont suffisamment gros pour nécessiter un recours à une méthode de décomposition de domaines de type FETI [3].

Le premier calcul présenté comporte un certain nombre de simplifications, la principale étant de limiter la zone sismique à un sous-domaine de calcul, c'est-à-dire à une région d'une cinquantaine de kilomètres de diamètre. Par simplicité ce calcul est aussi réalisé sur le maillage linéaire, le domaine de calcul étant découpé en 14 sous-domaines.

Les résultats de ce calcul sont présentés sur la figure 6.

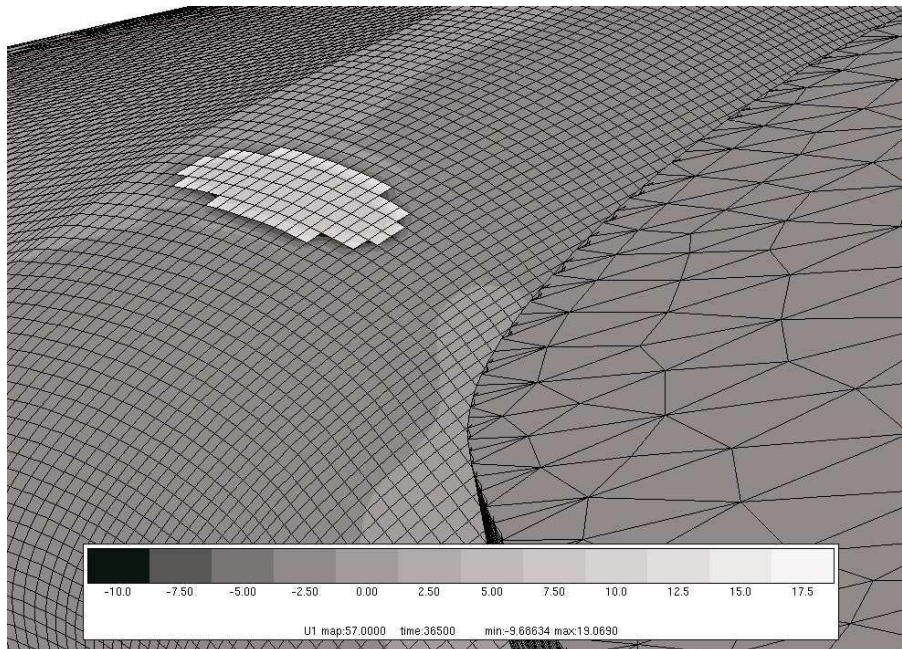


Figure 6 – Calcul parallèle réalisé sur le maillage linéaire, pour un séisme d'amplitude de 20 m localisé dans une zone de 50 km de diamètre. On présente les contraintes de von Mises, au bout de 10 ans, à l'interface entre la plaque de subduction et la plaque Sundaland. La partie proche de la plaque Sundaland a été effacée pour les besoins de la visualisation.

Ces résultats de calcul, bien que réalisés sur une configuration simplifiée, et une zone sismique

réduite, présentent déjà des résultats intéressants. Regardons par exemple les déplacements relatifs des plaques, à 300 km de part et d'autre de la faille (cf. Fig. 7). Ces déplacements correspondent à ceux que peuvent mesurer une station GPS située à Phuket par exemple.

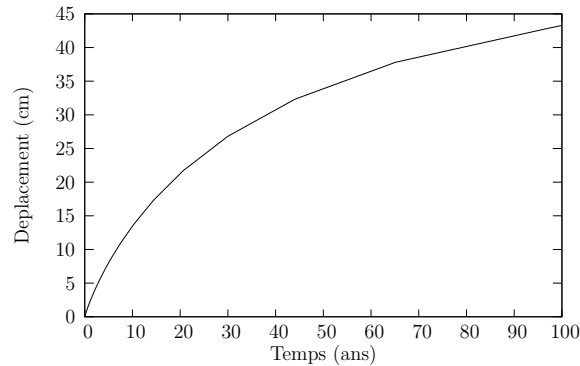


Figure 7 – Déplacement consécutifs au séisme, au cours des 100 années suivantes.

On constate par exemple un rapprochement des deux plaques de 2,1 cm au bout d'un an, de 3,8 cm au bout de 2 ans et de 6,7 cm au bout de 4 ans. L'étendue de ce séisme appliqué est pour le moment trop faible pour pouvoir le comparer qualitativement aux mesures GPS à notre disposition. Elles restent cependant d'un ordre de grandeur raisonnable.

L'extension à un séisme de dimension « normale » s'est avérée plus complexe : les algorithmes parallèles à notre disposition ont des difficultés à converger dans cette situation. La situation regroupe en effet plusieurs points qui peuvent dégrader le conditionnement matriciel du problème : quelques zones du maillage sont de mauvaise qualité ; les relations multi-points traitées par pénalisation peuvent faire apparaître des mauvais pivots.

6 Conclusion

Le modèle 2D se présente finalement comme bien représentatif des mesures, d'un point de vue qualitatif ; il permet de retrouver les diverses phases de mouvement consécutives au séisme, sur les quelques années qui suivent (période pour laquelle nous disposons de telles données). Les différents jeux de paramètres testés permettent un premier tri de ceux qu'on utilisera dans les modèles 3D.

L'extension au calcul volumique est pour le moment possible sur des cas simples, soit de globale taille réduite, soit de domaine d'application du séisme réduits. Ils fournissent eux aussi des résultats prometteurs, mais encore trop loin de la réalité. Les difficultés sont d'ordre numérique, et nécessitent maintenant un investissement dans cette direction.

D'autres paramètres restent aussi à intégrer dans le modèle, afin de le rendre plus réaliste : prise en compte de la dérive des continents (déplacement au loin de quelques cm par année), prise en compte des répliques, qui ont eu lieu le long de cette faille à une fréquence d'environ 6 mois.

Références

- [1] C. Vigny, W. J. F. Simons, S. Abu, R. Bamphenyu, C. Satirapod, N. Choosakul, C. Subarya, A. Socquet, K. Omar, H. Z. Abidin, and B. A. C. Ambrosius. Insight into the 2004 Sumatra-Andaman earthquake from GPS measurements in southeast Asia. *Nature*, 436 :201–206, 2005.
- [2] A. Needleman. A continuum model for void nucleation by inclusion debonding. *J. of Applied Mechanics*, 54 :525–531, 1987.

- [3] C. Farhat and F.X. Roux. A method of finite element tearing and interconnecting and its parallel solution algorithm. *Int. J. Num. Meth. Eng.*, 32 :1205–1227, 1991.