

Utilisation des ondes sismiques pour comprendre et contraindre la dynamique des effondrements gravitaires

A. MANGENEY^a, P. FAVREAU^a, L. MORETTI^a, A. LUCAS^b, F. BOUCHUT^c, and G. CROSTA^d

a. Equipe de Sismologie, Institut de Physique du Globe de Paris, Université Paris-Diderot, PARIS

b. Geological & Planetary Sciences Division, Caltech, PASADENA (USA)

c. LAMA, UMR8050, Université Marne la Vallée Paris-Est, PARIS

d. Department of Geology and Geotechnologies, Università di Milano Bicocca, MILAN (ITALIE)

Résumé :

Malgré le grand nombre de travaux sur ce sujet, la mécanique des glissements de terrain reste une question ouverte, en particulier dû au manque de données relatives à leur dynamique. Nous proposons ici d'utiliser le signal sismique généré par les glissements de terrain pour en extraire des informations sur les propriétés de l'écoulement en couplant modèles d'avalanches et modèles de propagation d'ondes et en comparant les simulations au signal sismique observé. Nous montrons que cette méthodologie permet de discriminer entre différents scénarios d'écoulement et de donner une première estimation des paramètres rhéologiques mis en jeu.

Abstract :

Despite the great amount of studies, the understanding of landslides mechanics is still an open question, in particular due to the lack of field data relevant to their dynamics. We propose here to make use of the seismic signal generated by landslides to extract information on flow properties, by coupling landslide and wave propagation models and by comparing simulated and recorded seismic signal. We show that this methodology makes it possible to discriminate between possible alternative scenarios for flow dynamics and to provide first estimates of the rheological parameters.

1 Introduction

Les instabilités gravitaires comme les avalanches de débris jouent un rôle clé dans les processus d'érosion à la surface de la Terre. Elles représentent un des risques majeurs en région montagneuse ou sur les îles volcaniques où des effondrements de flanc catastrophiques participent aux phases de construction et de destruction des dômes de lave. Malgré les nombreux travaux de modélisation et d'expérimentation de laboratoire et de terrain, la détection et la compréhension de la dynamique des instabilités gravitaires restent des problèmes ouverts. Un des freins majeurs à l'avancée de ces recherches est le manque de données de terrain sur la dynamique des instabilités, lié au caractère imprévisible et destructeur de ces catastrophes naturelles. Dans ce contexte, l'analyse des ondes sismiques générées par des instabilités gravitaires fournit un outil unique pour les détecter et les caractériser, sachant que ces instabilités sont enregistrées de manière continue sur les réseaux sismologiques régionaux et globaux. Ces données sismiques sont largement sous-exploitées en partie car leur interprétation nécessite un effort important de modélisation pour extraire du signal sismique des informations pertinentes sur la source. Le couplage entre simulation des instabilités gravitaires et des ondes sismiques générées représente un moyen efficace pour s'attaquer à ce problème, comme le montre l'approche novatrice développée par Favreau et al. [1].

A l'heure actuelle, les modèles d'écoulements gravitaires sont au mieux comparés à des données sur l'aire du dépôt, rendant très difficile la discrimination des lois rhéologiques et des processus physiques mis en jeu lors de ces instabilités. Des études récentes ont montré le potentiel du signal sismique généré par ces instabilités à fournir des informations uniques sur leur propriétés géométriques et sur la nature de l'écoulement (masse, volume, contenu en fluide, ...) ainsi que sur leur dynamique et leur comportement rhéologique (vitesse, coefficient de friction, ...) [2-6]. Pourtant, jusqu'à très récemment, les modèles de source (i. e. glissement de terrain) utilisés pour simuler les ondes sismiques étaient extrêmement simplifiés, ne permettant pas de distinguer les effets liés aux incertitudes du modèle considéré des effets liés à d'autres paramètres comme la topographie ou la dynamique de l'écoulement sur le signal enregistré. En couplant simulation détaillée du glissement sur une topographie réaliste et des ondes générées Favreau *et al.* [1] ont montré que les caractéristiques globales du signal basse fréquence peuvent être reproduites par la simulation si les effets de la topographie sur l'écoulement sont pris en compte.

Nous proposons ici de simuler le glissement de terrain de Thurwieser, Italie et le signal sismique généré. Les données très précises recueillies sur ce glissement nous permettent de tester différents scénarios d'écoulement ainsi que l'influence sur le signal sismique simulé des termes de courbure intervenant dans le modèle de glissement de terrain et des coefficients de friction utilisés. Cette analyse montre que le signal sismique basse fréquence est très sensible aux détails de l'écoulement.

2 Observations

L'avalanche rocheuse de Punta Thurwieser qui a eu lieu à 13.41 pm le 18 septembre 2004 en Italie dans les Alpes a mis en jeu un volume de 2.5 millions m³ de débris [7]. Le glissement de terrain a parcouru 2.9 km depuis sa source (N46.495, E10.526) le long de la vallée Marè, recouverte dans sa partie sommitale par le glacier Zeburu sur une longueur de 650 m (figure 1). L'avalanche est passée sur le glacier avant de s'écouler sur une rupture de pente et d'être chenalisée dans la vallée où elle a formé un dépôt. Sur le trajet de l'avalanche, la pente varie de 42° dans la partie sommitale à environ 9° sur le glacier. Après la rupture de pente, l'avalanche s'écoule sur une pente d'environ 15°. Ce glissement est le seul à avoir été filmé par caméra vidéo et à avoir été étudié lors de plusieurs campagnes de terrain juste après l'évènement, permettant ainsi d'avoir des données très fines sur la durée du glissement, la vitesse du front, et la géométrie des dépôts [7].

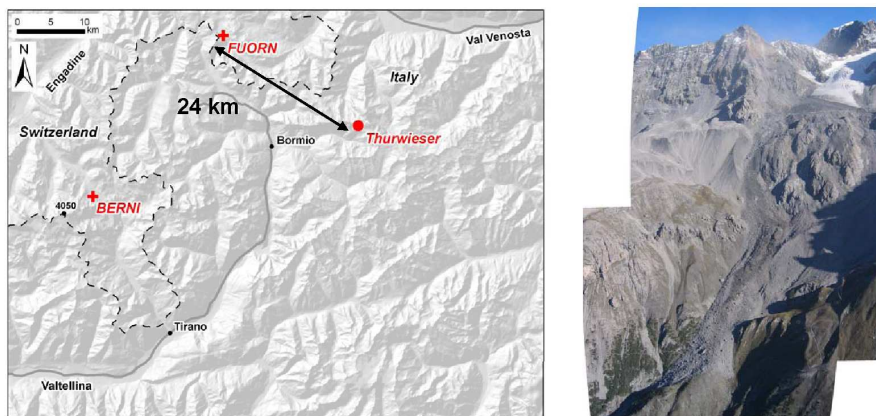


FIG.1 – Glissement de terrain de Thurwieser, Italie et stations sismiques FUORN et BERNI sur lesquelles ce signal a été enregistré.

3 Simulation du glissement de terrain et des ondes sismiques générées

Le fait que les instabilités gravitaires génèrent des ondes élastiques est intuitif. La manière la plus simple de simuler cet effet est (1) de simuler numériquement l'avalanche elle-même et ainsi de calculer le champ

de contrainte spatio-temporel appliqué par la masse en écoulement sur le sol, et (2) d'utiliser ce champ de contrainte comme condition aux limites de surface dans un modèle de propagation d'ondes [1]. Un schéma illustrant cette méthodologie est représenté sur la figure 2.

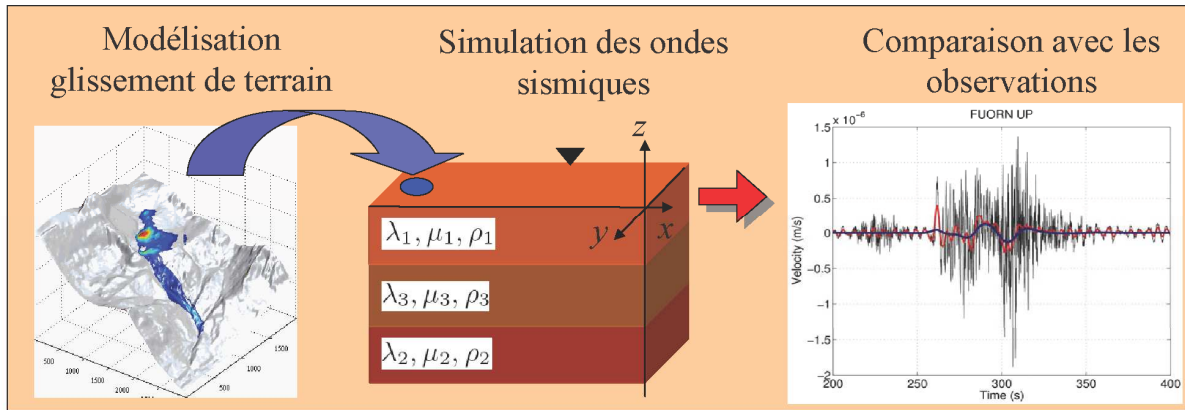


FIG. 2 – Méthodologie utilisée. Le signal sismique représenté à droite est la composante verticale du signal observé à la station FUORN lors du glissement de terrain de Thurwieser. Le trait noir représente les données brutes, le trait rouge les données filtrées entre 5 et 20 s et en bleu les données filtrées entre 20 et 50 s.

Pour simuler le glissement de terrain nous utiliserons le modèle SHALTOP développé dans le cadre d'une collaboration entre l'IPGP et le Département de Mathématiques Appliquées, ENS Ulm. Ce modèle est basé sur l'approximation de couche mince et résout les équations de conservation de la masse et du moment moyennées dans la direction normale à la topographie [8-11]. Cette approximation est classiquement utilisée pour simuler les avalanches naturelles car les modèles en résultant permettent de prendre en compte la topographie 3D avec un temps de calcul raisonnable. Le modèle décrit l'évolution spatio-temporelle de l'épaisseur de l'avalanche $h(x, y, t)$ dans la direction perpendiculaire à la topographie et de la vitesse moyennée sur l'épaisseur $\mathbf{u}(x, y, t)$, où (x, y, z) sont les coordonnées dans un repère cartésien horizontal/vertical. Contrairement à la majorité des modèles utilisés en géophysique, ce modèle prend en compte de manière rigoureuse le tenseur des courbures complet \mathcal{H} . SHALTOP a été comparé avec succès à des expériences de laboratoire [10, 11] et à des écoulements naturels [e. g. 1, 12]. Le comportement mécanique des avalanches naturelles est largement inconnu. C'est pourquoi, nous avons choisi d'utiliser la loi de comportement la plus simple proposée dans la littérature : la friction de Coulomb. Cette loi, intégrée dans un modèle de couche mince ne fait intervenir qu'un seul paramètre empirique, le coefficient de friction $\mu = \tan \delta$ où δ est l'angle de friction du matériau mis en jeu. La masse en écoulement génère un champ de contrainte basal \mathbf{T} s'exerçant sur le lit rocheux, à l'origine des ondes sismiques :

$$\mathbf{T} = \rho g h \left(\cos \theta + \frac{\mathbf{u}_h^t \mathcal{H} \mathbf{u}_h}{g \cos^2 \theta} \right) \left(\mu \frac{u_X}{\|\mathbf{u}\|}, \mu \frac{u_Y}{\|\mathbf{u}\|}, -1 \right) \quad (1)$$

La source simulée (équation (1)) reflète essentiellement les conditions de chargement/déchargement liées à la variation de l'épaisseur de l'écoulement qui, elle-même, est le résultat de l'équilibre entre les forces d'inertie, de gradient de pression, de gravité et de friction. L'accélération centrifuge liée au tenseur des courbures de la topographie contribue également à la contrainte. La contrainte tangentielle fait intervenir le coefficient de friction μ . Ce champ de contrainte est imposé comme condition aux limites d'un code de propagation d'ondes.

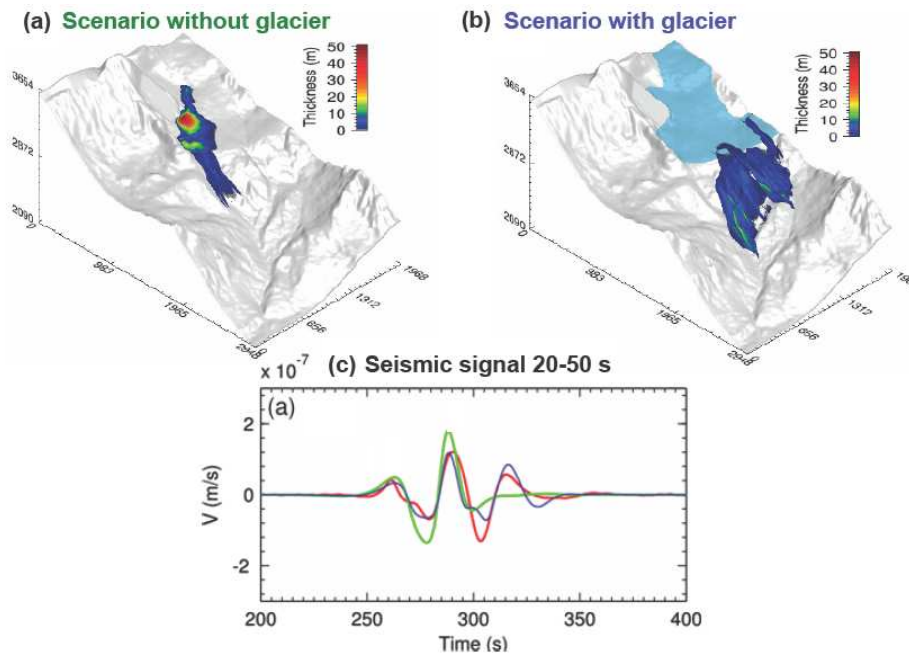


FIG. 3 -Simulation du glissement de Thurwieser, 2004, Italie (a) sans prendre en compte le glacier situé en amont de la pente, et (b) avec le glacier (en bleu clair) ; (c) montre la composante verticale du signal sismique filtré entre 20-50 secondes, observé à 24 km de la source (rouge), et simulé à partir des scénarios sans glacier (vert) et avec glacier (bleu). La prise en compte du glacier améliore significativement le signal simulé.

Concernant la propagation des ondes sismiques, nous utiliserons le modèle développé par Pascal Favreau basé sur une méthode de fréquence/nombre d'onde discrets [1]. Ce modèle résout les équations de l'élastodynamique dans un milieu stratifié verticalement. Les effets de la topographie sur la propagation des ondes sont donc négligés. Une condition de surface libre est imposée à la surface ainsi que des conditions de continuités aux interfaces et une condition de contrainte nulle à profondeur infinie.

4 Résultats

Comme l'a montré Favreau et al., 2010 [1], les simulations permettent de reproduire le signal sismique observé si la présence du glacier est prise en compte dans la simulation du glissement de terrain (figure 3). Dans la simulation du glissement de terrain, le glacier est simplement pris en compte en réduisant le coefficient de friction quand la masse s'écoule sur le glacier. Ces simulations permettent (i) de discriminer entre différents scénarios d'écoulement (avec ou sans glacier), (ii) de donner une première estimation des paramètres rhéologiques impliqués dans la loi de comportement [1]. Dans ce cas précis, le scénario qui reproduit le mieux les ondes sismiques basses fréquences (i. e. filtrées entre 20 et 50 s) observées est obtenu avec les angles de friction $\delta_r = 26^\circ$ sur le socle rocheux et $\delta_g = 6^\circ$ quand l'écoulement se fait sur le glacier.

Nous présentons ici une étude de sensibilité des ondes sismiques générées aux paramètres et conditions de la simulation. Le premier point important concerne le rôle clé des termes de courbure dans le signal sismique généré. En effet, si l'on ne prend pas en compte la force centrifuge liée à la courbure de la topographie dans le modèle d'écoulement, les simulations ne permettent plus de reproduire le signal observé (insert de la figure 4).

Le signal sismique simulé est très sensible à l'angle de friction δ_g utilisé dans la simulation pour représenter la dissipation quand l'écoulement surmonte le glacier (figure 5). A première vue, l'effet d'une augmentation de cet angle de friction est difficile à interpréter sachant que pour le deuxième pic, cet effet conduit à une augmentation de l'amplitude alors qu'au contraire l'amplitude diminue pour le troisième pic. Toutefois, ces variations peuvent être très bien expliquées par la dynamique du glissement de terrain. En effet, augmenter δ_g conduit la masse à moins s'étaler et donc génère un signal plus fort à $t \sim 40$ s. Par contre, à $t \sim 60$ s, une quantité plus importante de débris s'est déposée en amont et la masse restante s'écoulant dans la vallée est plus petite, conduisant à un signal de plus faible amplitude.

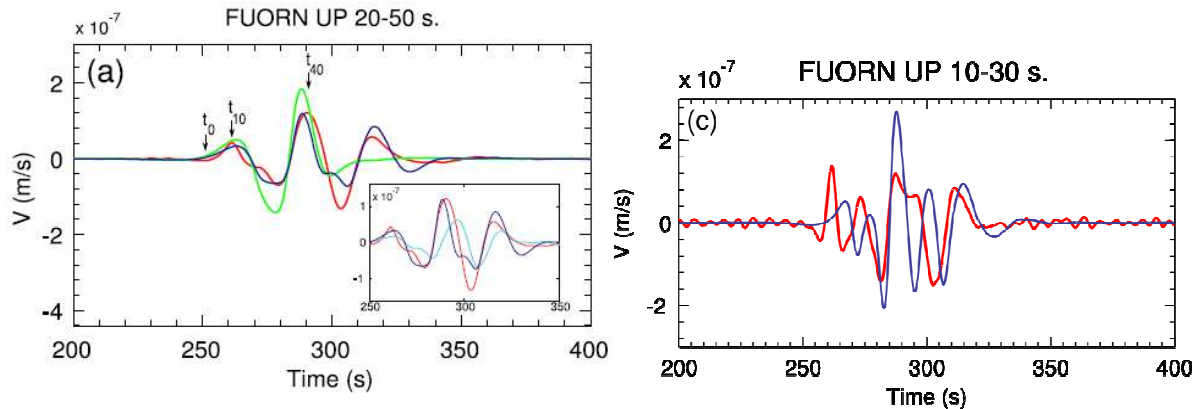


FIG. 4 - (a) Composante verticale du signal sismique basse fréquence simulé pour les scénarios avec (bleu) et sans (vert) glacier comparés au signal sismique enregistré à la station sismique FUORN (rouge). L'insert montre les mêmes simulations pour le signal sismique prenant en compte le glacier avec (bleu foncé) et sans (bleu clair) les termes de courbures. (c) Composante verticale du signal sismique simulé avec le glacier (bleu) et observé sur la station FUORN (rouge), filtré entre 10 et 30 s.

A plus haute fréquence, les simulations reproduisent beaucoup moins bien les observations (figure 4c). Cela peut résulter du modèle de glissement de terrain, basé sur une approche moyennée qui ne permet pas de reproduire des hautes fréquences. Une autre explication pourrait être liée à l'effet des hétérogénéités du milieu sur la propagation des ondes qui est plus important pour les hautes fréquences.

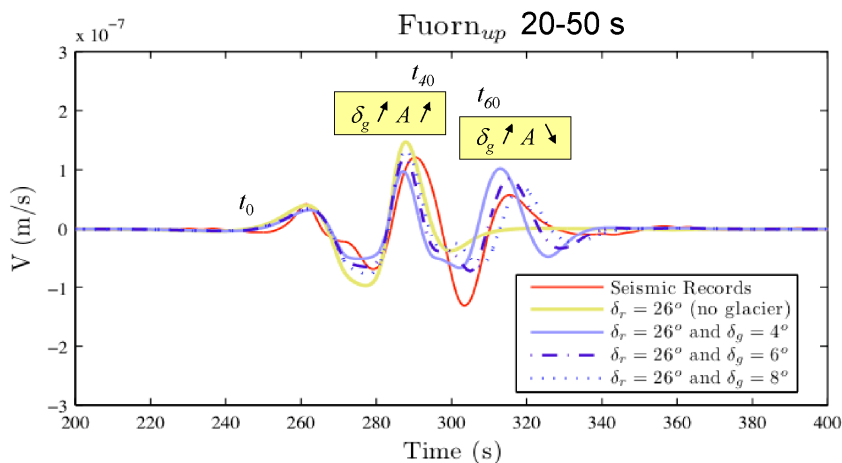


FIG. 5 - Composante verticale du signal sismique basse fréquence simulé en faisant varier l'angle de friction sur le glacier δ_g . Le signal enregistré sur la station sismique FUORN est représenté en rouge. Les temps t_0 , t_{40} et t_{60} correspondent respectivement au début du glissement de terrain, à 40 s et 60 s après l'initiation.

5 Conclusion

Nous montrons ici que le signal sismique basse fréquence généré par un glissement de terrain peut être utilisé pour discriminer entre différents scénarios d'écoulement et même pour calibrer les paramètres rhéologiques caractérisant l'écoulement. C'est un résultat très important sachant que les signaux sismiques générés par les glissements de terrain sont enregistrés par les réseaux sismologiques locaux et globaux, fournissant des données uniques sur la dynamique des écoulements naturels. Pourtant de nombreuses questions restent en suspens concernant notamment l'effet de la forme et du volume de la masse relâchée sur le signal généré ou l'effet des hétérogénéités du milieu sur la propagation des ondes sismiques.

Références

- [1] Favreau, P., Mangeney, A., Lucas, A., et al., 2010, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L15305.
- [2] Suriñach, E., G. Furdada, F. Sabot, B. et al., 2001, *Ann. Glaciol.*, 32(1) 268–274.
- [3] Brodsky, E. E., E. Gordeev, and H. Kanamori, 2003, *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 2236.
- [4] La Rocca, M., D. Galluzzo, G. Saccorotti, et al., 2004, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94(5), 1850–1867
- [5] Deparis, J., D. Jongmans, F. Cotton, et al., 2008, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98(4), 1781–1796.
- [6] Cole, S. E., S. J. Cronin, S. Sherburn, and V. Manville, 2009, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L09405.
- [7] Sosio, R., G. B. Crosta, and O. Hungr (2008), *Eng. Geol.*, 100(1–2), 11–26.
- [8] Bouchut, F., A. Mangeney - Castelnaud, B. Perthame, and J. P. Vilotte, 2003, *C. R. Acad. Sci. Paris, Ser. I*, 336, 531–536.
- [9] Bouchut, F., and M. Westdickenberg, 2004, *Commun. Math. Sci*, 2, 359–389.
- [10] Mangeney-Castelnaud, A., F. Bouchut, J. P. Vilotte, et al., 2005, *J. Geophys. Res.*, 110, B09103.
- [11] Mangeney, A., F. Bouchut, N. Thomas, et al., 2007, *J. Geophys. Res.*, 112, F02017.
- [12] Kuo, C. Y., Tai, Y. C., Bouchut, F., Mangeney, A., et al., 2009, *Eng. Geology*, 104(3-4), 181-189.