

De l'utilisation du bruit de fond sismique pour l'imagerie et le suivi temporel des glissements de terrain argileux. Application au glissement d'Harmalière (Isère, France)

On the use of seismic ambient noise for imaging and monitoring of clayey landslides. Application to the Harmalière landslide (Isère, France)

Grégory BIÈVRE^{1*}, Stéphane GARAMBOIS¹, Agnès HELMSTETTER¹, Ludovic MÉTIVIER^{1,2}, Giuseppe PROVENZANO¹, Thomas CONDOM³

1 Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, Univ. Gustave Eiffel, ISTerre, 38000 Grenoble, France

2 CNRS, LJK, 38000 Grenoble, France

3 Univ. Grenoble Alpes, CNRS, INRAe, IRD, Grenoble INP, IGE, 38000 Grenoble, France

*bievreg@univ-grenoble-alpes.fr

RESUME : Le glissement d'Harmalière présente des réactivations soudaines, sous forme plastique à l'amont et qui évoluent en coulée à l'aval. Depuis sa dernière réactivation majeure (juin 2016), le site est instrumenté avec, notamment, des sismomètres. Pour comprendre ce qui pourrait contrôler la transition glissement-coulée dans la partie centrale, une tomographie 3D par bruit de fond sismique a été conduite à l'aide de 100 capteurs. Ceux-ci ont été disposés dans la partie centrale du glissement durant un mois en juin 2021, et couvraient une surface de $800 \times 650 \text{ m}^2$. Les résultats suggèrent la présence, à quelques dizaines de mètres de profondeur, d'un bombement de matériaux rigides (paléo terrasses fluviales). Ceux-ci pourraient servir de butée mécanique à l'amont de laquelle les matériaux argileux qui s'accumulent progressivement augmentent la contrainte cisailante au sein du glissement. Une fois la contrainte critique atteinte, les sédiments argileux adoptent un comportement fluide et évoluent en coulée.

En parallèle, l'analyse du bruit de fond sismique a permis de déterminer les variations relatives de la vitesse des ondes de surface entre différentes configurations de capteurs. Les résultats montrent deux chutes importantes de vitesse jusqu'à quelques jours avant deux réactivations d'un volume d'environ $100\,000 \text{ m}^3$ chacune (janvier 2017, février 2021). Ces deux réactivations ont été causées par des événements de foehn, durant lesquels des augmentations brutales de température ont permis de faire fondre rapidement la couverture neigeuse et d'infiltrer l'eau dans le sol.

Ces résultats confirment l'intérêt du bruit de fond sismique pour l'imagerie des glissements, mais également dans le but de développer des systèmes de surveillance opérationnelle.

ABSTRACT: The Harmalière landslide exhibits sudden reactivations, and evolves from a slide upstream into a flow downstream. Since its last major reactivation (June 2016), the site has been instrumented with seismometers, among other devices. In order to understand what might control the transition from sliding to flowing in the central part, a 3D seismic ambient noise tomography was conducted using 100 sensors. These were placed in the central part of the landslide for one month in June 2021, covering an area of $800 \times 650 \text{ m}^2$. The results suggest the presence, at a depth of several tens of metres, of a bulge of rigid material (paleo-fluvial terraces). These could serve as a mechanical barrier upstream of which the clay materials that gradually accumulate increase the shear stress within the landslide. Once the critical stress is reached, the clay sediments behave like a fluid and evolve into a flow.

At the same time, the analysis of seismic ambient noise has made it possible to determine the relative variations in surface wave velocity between different sensor configurations. The results show two significant drops in velocity up to a few days before two reactivations, each with a volume of approximately $100,000 \text{ m}^3$ (January 2017, February 2021). These two reactivations were caused by foehn events, during which sudden increases in temperature caused the snow cover to melt rapidly and water to infiltrate the ground.

These results confirm the value of seismic ambient noise for landslide imaging, but also for the development of operational monitoring systems.

Mots-clés: glissement argileux ; bruit sismique ; tomographie ; suivi temporel ; précurseur.

1 INTRODUCTION

Le glissement d'Harmalière (Isère) présente des réactivations soudaines, sous forme plastique à l'amont et qui évoluent en coulée à l'aval. Depuis sa dernière réactivation majeure (juin 2016), le site est instrumenté, notamment avec des sismomètres. Dans le cadre du projet RESOLVE, un réseau dense de 100 géophones 3 composantes et large bande a également été déployé afin d'enregistrer en continu la sismicité naturelle pendant un mois, en juin 2021, au sein du glissement-coulée (Figure 1a). Ce dispositif a été complété par des acquisitions sismiques actives. L'objectif était d'imager la zone centrale du

glissement et de comprendre ce qui contrôle la transition observée entre glissement et coulée, et de mettre en évidence un éventuel contrôle structural, comme par exemple un bombement du substratum jurassique (Figure 1b). Ici, nous utilisons à la fois les enregistrements issus des sources actives (20-40 Hz) et ceux du bruit sismique ambiant (1-6 Hz), afin d'estimer la distribution tridimensionnelle des vitesses des ondes P (V_p) et S (V_s) au sein du corps du glissement de terrain, et potentiellement dans le substratum rocheux sous-jacent. Les résultats présentés par la suite sont comparés aux connaissances géologiques disponibles à ce jour.

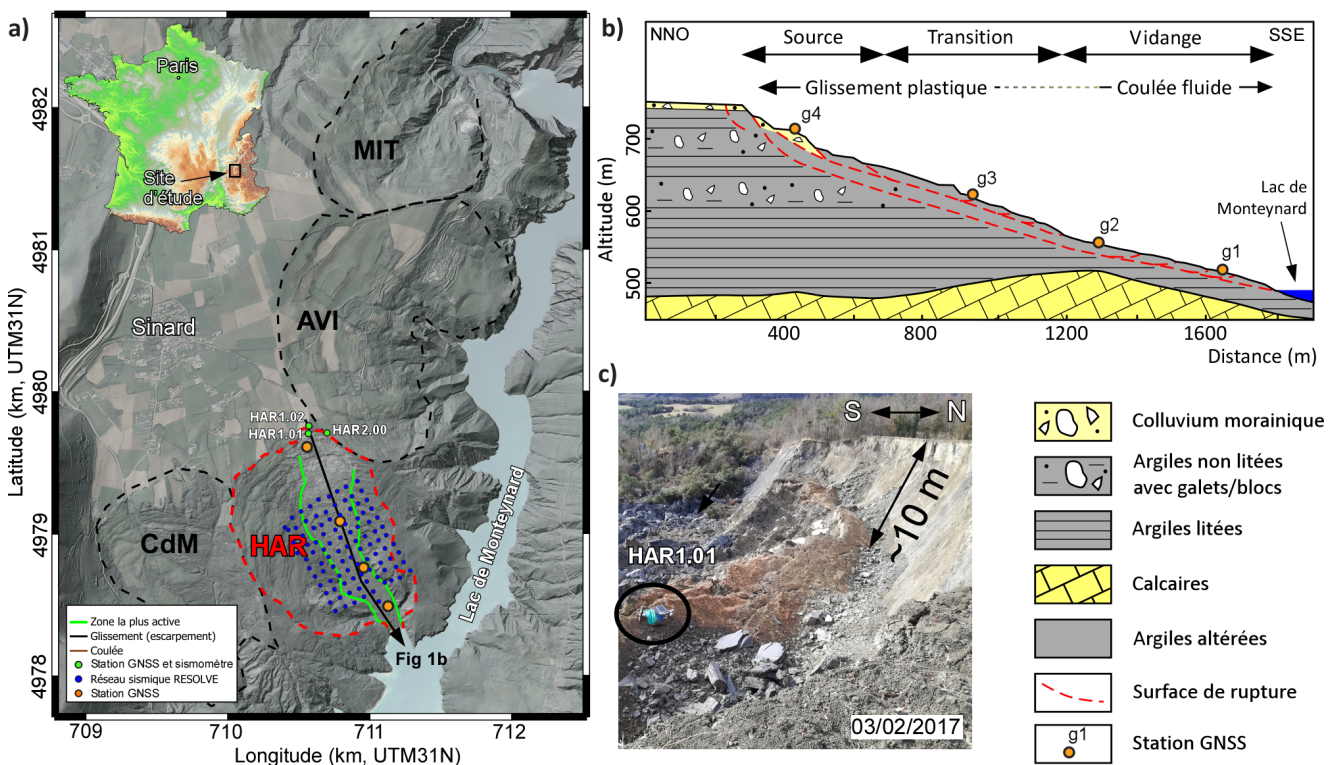


Figure 1. Présentation et localisation du site d'étude. **a)** Localisation du plateau de Sinard et des 4 glissements de terrain qui l'affectent (MIT : Mitraire ; AVI : Avignonet ; HAR : Harmalière ; CdM : Champ du mouton). **b)** Coupe géologique le long du glissement d'Harmalière (localisation sur la Figure 1a). **c)** Photographie de la rupture du 29 janvier 2017, prise le 3 février 2017.

En parallèle, et depuis les travaux de Mainsant *et al.* (2012) qui avaient détecté des chutes de vitesse des ondes de surface par inter-corrélation de bruit de fond sismique plusieurs jours avant la réactivation et la rupture du glissement de Pont-Bourquin (Suisse), peu d'études ont reporté des observations similaires. Il y a quelques années, Fiolleau *et al.* (2020) ont confirmé la possibilité de détecter des signaux sismiques précurseurs à la chute d'une petite écaille argileuse au sein du glissement d'Harmalière. Les vitesses sismiques mesurées (ondes de surface) sont principalement contrôlées par celle des ondes de

cisaillement, elles-mêmes dépendantes en partie de la rigidité du matériau. Ainsi, reconstruire les séries temporelles de ces vitesses à partir du bruit de fond ambiant peut permettre un suivi relativement direct de la rigidité d'un massif instable. Nous profitons ici de plusieurs réactivations (exemple sur la Figure 1c) pour tenter de confirmer le potentiel de ces méthodes, et nous les mettons en relation avec leur contexte météorologique.

2 LE GLISSEMENT D'HARMALIÈRE

Le plateau de Sinard est situé environ 30 km au sud de Grenoble. Il est affecté par 4 glissements de terrain (Figure 1a) dont le plus actif est celui d'Harmalière. Ce glissement lent affecte une surface d'environ 3 km². Le versant instable est constitué de formations quaternaires (Figure 1b), d'une épaisseur variant entre 0 et 250 m, et saturées à partir de quelques mètres de profondeur. Cette unité est composée d'alternances de 1) limons et argiles glacio-lacustres laminés, et, 2) de sédiments lacustres non laminés mélangés à des moraines (Figure 1b). La base de cette unité appelée argiles du Trièves, repose sur un substratum rocheux de forme irrégulière constitué de calcaires marneux jurassiques, et aussi localement des paléoterrasses du Drac. Le sommet des Argiles du Trièves est surmonté par des moraines. Ce glissement connaît des réactivations soudaines, les plus importantes ayant eu lieu en mars 1981 et juin 2016 (une réactivation modérée en janvier 2017 est illustrée sur la Figure 1c). Suite à la réactivation de juin 2016, des déplacements atteignant environ 40 m en un mois ont été observés (Lacroix *et al.* 2018). En outre, la partie centrale montre une transition entre glissement à l'amont et coulée à l'aval, la zone de transition étant encore difficile à localiser précisément et à interpréter à ce jour. Une synthèse des connaissances du site est disponible dans Fiolleau *et al.* (2021).

3 MATÉRIELS ET MÉTHODES

3.1 Tomographie d'équations d'ondes

Cent vélocimètres autonomes, large-bande et 3 composantes, ont été déployés durant 1 mois en juin 2021 dans la partie centrale du glissement selon une maille d'environ 70 m de côté (Figure 2). La fréquence d'échantillonnage a été fixée à 200 Hz. Dans le but de pouvoir déterminer la vitesse des ondes P, des sources sismiques verticales ont été générées à chaque station à l'aide d'une masse de 5 kg, seulement, pour cause d'accès difficile dans le glissement. Finalement, les positions des capteurs ont été déterminées par positionnement satellite.

Pour chaque source sismique, 3 tirs ont été réalisés par station, puis sommés. Toutefois, les sources sismiques générées à la masse étant de faible énergie (Figure 1a) en regard de l'atténuation (distance source capteur maximum de l'ordre de 950 m), elles ne permettent pas de pointer les premières arrivées sur de grandes distances. La technique de Super-Virtual Refraction Interferometry (SVRI ; Bharadwaj *et al.*, 2012) a été utilisée.

Succinctement, elle consiste à corrélérer et sommer les signaux pour calculer une onde réfractée théorique, puis à convoluer celle-ci avec les signaux expérimentaux, dans le but d'augmenter le rapport signal-sur-bruit. Par rapport à une première approche de type pointé semi-automatique (Figure 1b), elle a permis d'accroître le nombre de pointés des premières arrivées, notamment pour des distance source-capteur de 400 à 700 m (Figure 1c). Au-delà de cette distance, les pointés sont restés difficiles à réaliser. La comparaison des temps de propagation réciproques a permis d'évaluer la qualité des pointés, et les différences supérieures à 9 % ont été éliminées. Au final, environ 6 200 pointés ont été obtenus (sur 9 800 théoriquement possibles). Ils ont été inversés à l'aide du code TOMO-TV (*e.g.* Latorre *et al.*, 2004) en prenant en compte la topographie, très complexe à l'intérieur du glissement, et qui ne peut être négligée.

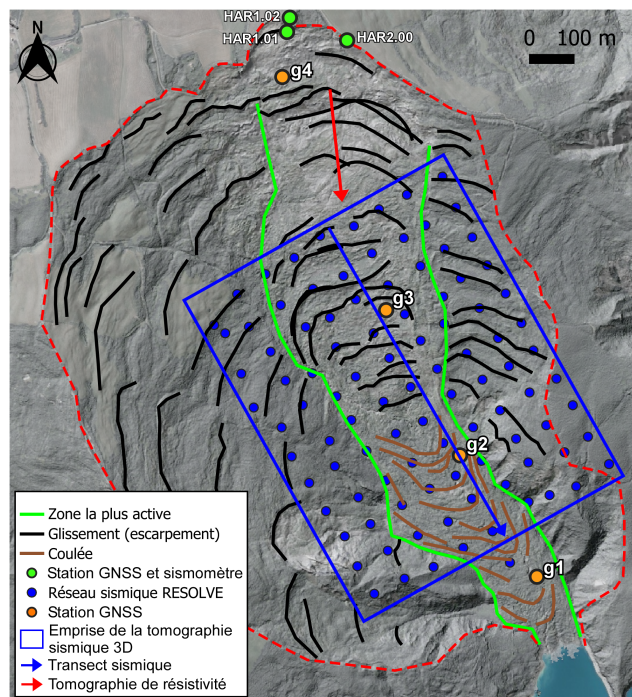


Figure 2. Marqueurs morphologiques du glissement d'Harmalière et localisation des mesures.

Pour ce qui concerne les ondes S, les fonctions de Green ont été calculées pour chaque couple possible de capteurs par inter-corrélation de bruit de fond. Les traitements ont montré une limite de fréquence supérieure utilisable de 6 Hz, ce qui rend la résolution limitée dans la première dizaine de mètres. Puis, la technique de tomographie d'équation d'onde (*wave-equation tomography*, WET) a été utilisée en 3D, à l'aide du code SEM46 (Trinh *et al.* 2019). La topographie a également été prise en compte. Succinctement, la méthode consiste à utiliser deux modèles 3D de départ : l'un de la vitesse des ondes P

obtenu par inversion des temps des premières arrivées des ondes P, l'autre de la vitesse des ondes S obtenu par inversion 1D des courbes de dispersion reconstruites par intercorrélation entre différents couples de capteurs puis rassemblées dans un modèle pseudo 3D. Ensuite, l'approche WET consiste, à partir de ces deux modèles de départ, à minimiser au mieux les résidus entre les intercorrélogrammes théoriques et expérimentaux.

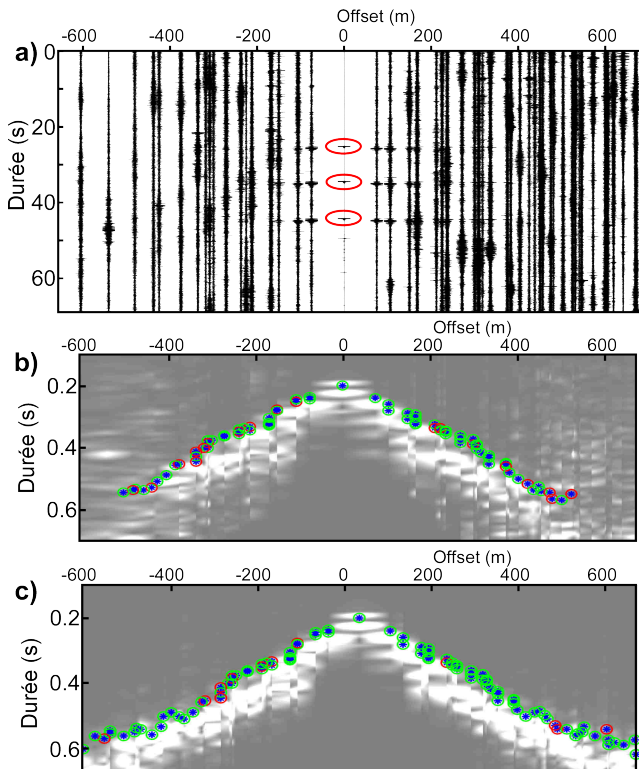


Figure 3. Enregistrements sismiques actifs et pointés des premières arrivées (modifié d'après Provenzano et al., 2025). **a)** Exemple de 3 tirs par station (cercles rouges). **b)** Pointé semi-automatique. **c)** Approche SVRI (voir détails dans le manuscrit). vert: pointés validés; rouge: pointés rejetés.

3.2 Suivi temporel des vitesses sismiques

L'ensemble des données utilisées dans ce travail proviennent de l'Observatoire Multidisciplinaire sur les Instabilités de Versant (OMIV/RESIF, 2006). L'implantation des stations est présentée sur la Figure 2. Les 3 stations sismologiques permanentes utilisées ici sont des vélocimètres 3 composantes et large bande, avec une fréquence d'échantillonnage de 200 Hz sur ce site. Les stations HAR1.01 et HAR2.00 ont été installées à l'arrière de l'escarpement principal en juillet 2016, à la suite de la réactivation du 27 juin 2016. La station HAR1.01 a chuté le 29 janvier 2017, suite à une réactivation du glissement (Figure 1c). La station HAR1.02 a été installée début février 2017. Les séries temporelles sismologiques

ont été traitées afin d'obtenir 1) la variation relative de la vitesse des ondes sismique (dv/v) et le coefficient de corrélation (cc) associé selon les techniques d'inter-corrélation sismique et de *stretching*, 2) et également l'activité sismique endogène (*landquakes*) à l'aide d'une technique de *template matching*, qui permet d'identifier automatiquement des signaux sur la base de leur ressemblance avec des clusters dont la typologie (amplitude, fréquence, durée, etc.) a été déterminée à partir d'événements connus. Ces méthodologies sont décrites dans Fiolleau et al. (2020, 2021). Par la suite, les résultats de dv/v seront présentés dans une bande de fréquence comprise entre 8 et 10 Hz, ce qui correspond à une profondeur d'investigation maximale de l'ordre d'une quinzaine de mètres, concordante avec les profondeurs de rupture de l'escarpement principal (Figure 1c).

Les données GNSS (g1 à g4 sur la Figure 2) ont été traitées par la méthode des double-différences (logiciel RTKlib) implémentée par l'observatoire OMIV et les résultats sont fournis sous forme de séries temporelles quotidiennes. Les données météorologiques proviennent d'une station OMIV implantée environ 300 m au nord-est du site d'étude, au sein du glissement d'Avignonet.

4 RÉSULTATS

4.1 Tomographie d'équation d'ondes

La Figure 4 présente les tomographies 3D de V_p (Figure 4a) et V_s (Figure 4b) sous forme de coupes extraites des volumes et les interprétations sont présentées et discutées dans la Figure 5. La Figure 4b illustre également le maillage utilisé pour l'inversion. La vitesse des ondes P (Figure 5a) montre des vitesses inférieures à 1 300 m/s pour la première dizaine de mètres sous la surface à l'amont et à l'aval, ce qui correspond à des matériaux argileux non saturés. Cette profondeur augmente jusqu'à environ 50 m entre 550 et 900 m le long du profil et pourrait indiquer un approfondissement de la zone non saturée à cet endroit. Ces résultats restent à confirmer par des expériences à plus haute résolution spatiale. En dessous, la vitesse augmente rapidement jusqu'à plus de 1 500 m/s, ce qui correspond aux argiles saturées. Cette couche a une épaisseur de plus de 100 m à l'amont et diminue jusqu'à moins de 50 m à l'aval. Finalement, des vitesses supérieures à 2 200 m/s sont observées dans la partie la plus profonde du modèle. Cet horizon pourrait correspondre au substratum carbonaté.

Pour les ondes S (Figure 5b), la première couche, de vitesse inférieure à 200 m/s, montre une diminution d'épaisseur depuis l'amont (environ 30 m) vers l'aval (environ 10 m). En dessous, les vitesses sont de l'ordre de 450 m/s, ce qui correspond à des argiles glissées mais assez peu remaniées. Dans la partie aval, il est possible d'observer un plongement du toit de cette couche vers le sud et qui semble disparaître vers l'abscisse 1 000 m. Finalement, dans la partie centrale du modèle des zones avec des vitesses localement plus élevées (environ 600 m/s) sont détectées à quelques dizaines de mètres de profondeur.

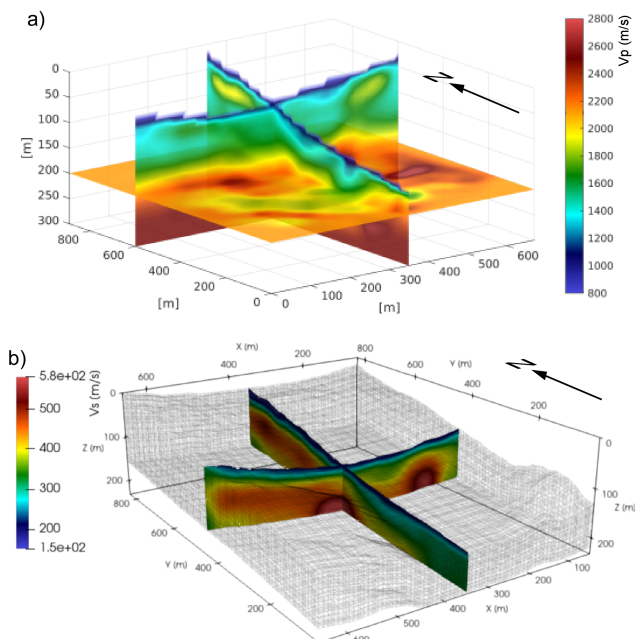


Figure 4. Coupes extraites des modèles tomographiques 3D. **a)** Vitesse des ondes P ; **b)** vitesse des ondes S. Sur cette dernière figure, le maillage du modèle 3D est représenté. Modifié d'après Provenzano *et al.* (2025).

La première couche d'une épaisseur d'une trentaine de mètres à l'amont est en accord avec les résultats de Fiolleau *et al.* (2021) qui avaient trouvé cette même épaisseur suite à l'inversion des courbes de dispersion d'un réseau de bruit de fond déployé en juillet 2017, environ 50 m à l'amont du réseau sismique utilisé ici (Figure 5b). La base de cette couche pourrait correspondre à la base du glissement d'Harmalière. La diminution de l'épaisseur de la couche active du glissement est également en accord avec les interprétations conduites à ce jour (Cf coupe géologique de la Figure 1b). En dessous, les couche de vitesse intermédiaire (environ 450 m/s) correspondent à des argiles très faiblement remaniées (Fiolleau *et al.* 2021). Puis, dans la partie centrale de l'image en Vs entre 350 et 500 m de distance, un bombement de vitesse élevée (jusqu'à plus de

600 m/s) est détecté à 60 m de profondeur. Il reste difficile de dire si ces couches correspondent à des argiles non remaniées, du substratum carbonaté altéré (V_s de l'ordre de 650 m/s), ou bien une paléo-terrasse du Drac. À l'aval, et en dessous du glissement actif, les vitesses sont de l'ordre de 350 m/s. Ces couches ne peuvent correspondre à du substratum, même très altéré. Par analogie avec ce qui est connu sur le glissement d'Avignonnet notamment, ces vitesses pourraient correspondre à des argiles remaniées, qui signeraient un ancien glissement de terrain à cet endroit.

Il est notable que le bombement observé en partie centrale du modèle correspond à la transition glissement-coulée. Il pourrait ainsi jouer le rôle d'un butée mécanique qui permettrait de bloquer l'évolution du glissement vers l'aval. Puis, quand suffisamment de matériaux argileux sont accumulés à l'amont, la contrainte cisailante exercée dépasserait la contrainte critique admissible, favorisant la génération d'un écoulement à l'aval (Fiolleau *et al.* 2021).

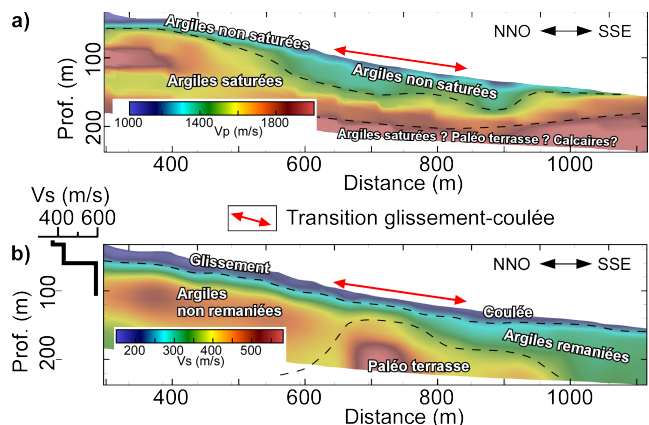


Figure 5. Interprétation géologique des paramètres issus des tomographies : **a)** V_p ; **b)** V_s . Le profil 1D de V_s sur la gauche a été obtenu par un réseau de bruit de fond (Fiolleau *et al.*, 2021).

Ces résultats sont également comparés avec ceux d'une tomographie de résistivité électrique conduite dans le glissement en janvier 2025 (implantation sur le Figure 2). De façon très succincte, la tomographie a été conduite à l'aide 64 électrodes espacées de 4 m et selon un protocole Wenner-Schlumberger. L'inversion des 736 mesures expérimentales a fourni une erreur relative (au sens des moindres carrés) inférieure à 2 %. Les résultats sont présentés sur la Figure 6. Ils montrent une première couche de résistivité inférieure à 30 $\Omega.m$ en surface et dont l'épaisseur diminue depuis 50 m en début de profil à 30 m en fin de profil. En dessous, la résistivité est comprise entre 30 et 50 $\Omega.m$. La figure montre une bonne continuité latérale de la position de cette

interface entre les deux paramètres géophysiques (résistivité électrique et vitesse des ondes S ; ligne pointillée noire qui traverse toute la figure). Le bon agrément entre ces deux paramètres augmente la robustesse de l'interprétation de cette interface

comme pouvant correspondre à la base du glissement d'Harmalière.

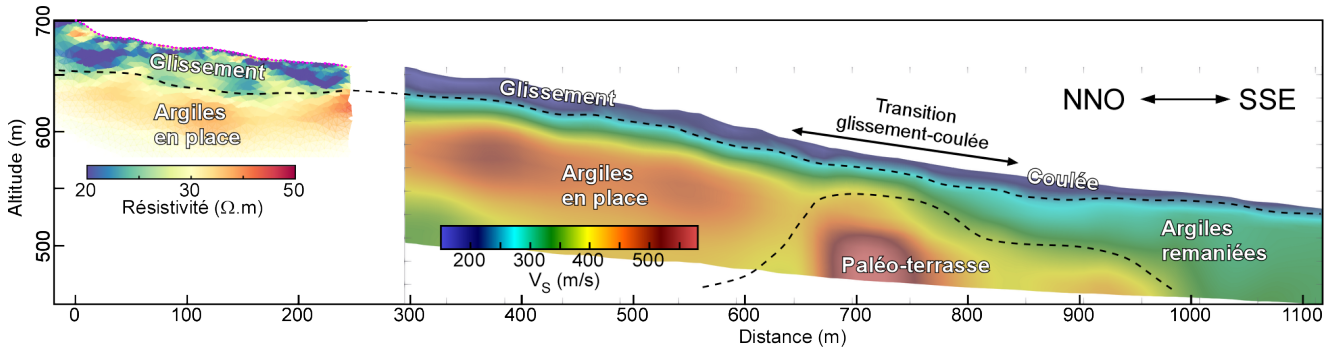


Figure 6. Comparaison des résultats de la tomographie de résistivité électrique, à gauche, avec le transect sismique de V_s , à droite, (localisation des profils sur la Figure 2). Noter le très bon accord entre les deux paramètres géophysiques pour la localisation de la base du glissement.

4.2 Suivi temporel des vitesses sismiques

4.2.1 Estimation des dates et volumes des réactivations

Dans un premier temps, l'horodatage des réactivations a été recherché à l'aide de plusieurs méthodes (déplacements des stations GNSS dans le glissement, images satellites, etc.) qui ne seront pas détaillées ici. Les volumes ont pu être estimés au premier ordre à l'aide de la comparaison de modèles numériques de terrain obtenus par scanner laser aérien (LiDAR). Les résultats sont présentés dans la Figure 7 sous forme de différence d'altitude de MNT

datés de juillet 2016, novembre 2019 et été 2021 (issu du LiDAR HD de l'IGN pour ce dernier) et de cartographie de la position de l'escarpement principal mesurée par GNSS différentiel au sol. La rupture du 29 janvier 2017 montre une régression d'une quinzaine de mètres (en accord avec la photo de la Figure 1c) et un volume estimé à environ 100 000 m³ (Figure 7a). La Figure 7b montre deux ruptures. La première est datée du 28 décembre 2020 et présente un faible volume (environ 10 000 m³). La deuxième est datée du 3 février 2021 et s'est produite au sein du glissement (volume d'environ 115 000 m³).

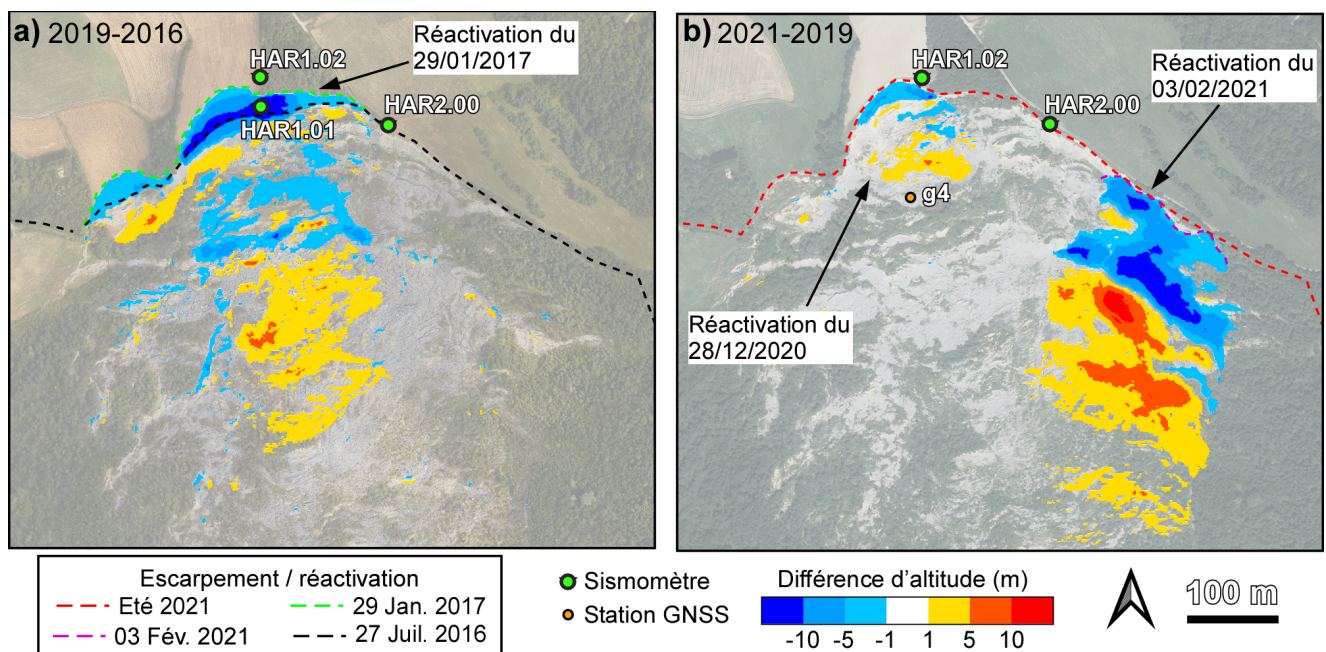


Figure 7. Différences d'altitude et localisation des réactivations entre a) juillet 2016 et novembre 2019 et b) entre novembre 2019 et l'été 2021.

4.2.2 Détection de signaux précurseurs à la rupture

L'ensemble des séries temporelles environnementales et sismologiques sont présentées dans les Figures 8 et 9 pour les ruptures des 29 janvier 2017 et 03 février 2021, respectivement. Elles ne seront pas décrites intégralement pour des raisons de place.

La rupture du 29 janvier 2017 a été précédée par un épisode de forte hausse de la température de l'air, de -6 à 7.5 °C entre le 25 et le 27 janvier et avec peu de précipitations (Figures 8a,b). Ensuite, la hausse de température a induit une fonte de neige puis une infiltration de l'eau dans le sol. Le début de cette infiltration est synchrone avec le début de l'activité sismique endogène (Figure 8c) et de la baisse du dv/v (en dehors de l'intervalle de confiance à 95 % ; Figure 8d). Le début de la rupture (29 janvier 2017, 13:30 UTC) est daté précisément par la diminution d'altitude de la station sismique (déterminé par la puce GPS associée au sismomètre ; Figure 8c) et correspond également au pic de *landquakes*. Les enregistrements sismiques, à partir de la mi-journée du 27 janvier, ne permettent plus de faire d'intercorrélations de bonne qualité, probablement en partie à cause de l'activité sismique endogène. Pour cette réactivation, l'association des *landquakes* et du dv/v permet de mettre en évidence un signal précurseur 2.5 jours avant la rupture.

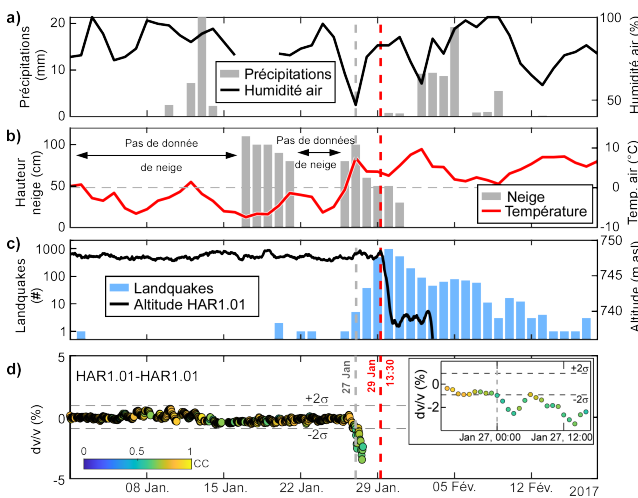


Figure 8. Séries temporelles de la rupture du 29 janvier 2017. **a)** Précipitations et humidité de l'air quotidiennes ; **b)** Hauteur de neige et température de l'air quotidiennes ; **c)** Landquakes quotidiens et altitude du capteur sismique HAR1.01. **d)** dv/v horaire et cc associés. L'intervalle $[-2\sigma ; 2\sigma]$ correspond à l'intervalle de confiance à 95 % calculé sur la série avant le 27 janvier. La ligne verticale pointillée grise matérialise le début de l'épisode de fonte de neige et la rouge le début de la rupture.

La deuxième séquence de rupture est présentée sur la Figure 9. Deux événements se sont produits (28 décembre 2020, environ $10\,000\text{ m}^3$) et 3 février 2021 (environ $115\,000\text{ m}^3$) provoqués par les mêmes phénomènes météorologiques (hausse de température, fonte de neige et infiltration d'eau dans le sol ; Figures 9a,b). La première est mise en évidence par le déplacement de la station GNSS g4 et un pic d'activité sismique (Figure 9c) mais ne montre aucune diminution du dv/v (Figures 9d,e). La deuxième a mobilisé un volume plus important et montre une forte augmentation de l'activité sismique endogène (Figure 9c). Le dv/v montre, pour deux couples de capteurs (Figures 9d,e) une baisse significative 2 à 4 jours avant la rupture.

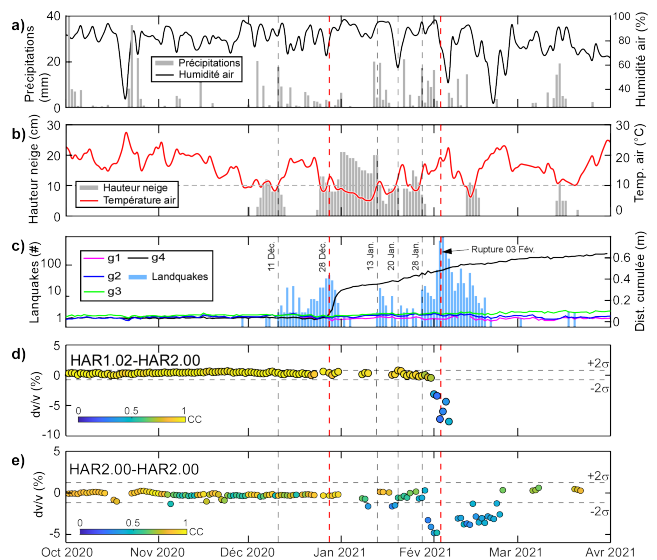


Figure 9. Séries temporelles des ruptures de décembre 2020 et février 2021. **a)** Précipitations et humidité de l'air quotidiennes ; **b)** Hauteur de neige et température de l'air quotidiennes ; **c)** Landquakes quotidiens et déplacements cumulés des stations GNSS g1 à g4. **d)** dv/v et cc quotidiens (couple de stations HAR1.02 et HAR2.00). **e)** dv/v et cc quotidiens (station HAR2.00). Les lignes verticales pointillées grises matérialisent les épisodes de fonte de neige et la rouge le début de la rupture.

Ces deux réactivations particulières se sont produites en hiver et à l'occasion de phénomènes météorologiques particuliers. Chacun de ces épisodes s'est produit suite à une augmentation brutale de température de plus de 10 °C dans les deux cas en 2 à 3 jours, passant de températures négatives à positives. Ceci a induit la fonte totale du manteau neigeux (quelques cm à quelques dm) dont une partie s'est infiltrée dans le sous-sol. Ces conditions ont favorisé la diminution des caractéristiques mécaniques le long des surfaces de rupture en développement, et le déclenchement de ruptures dans des conditions de stabilité sous l'équilibre limite.

5 CONCLUSIONS

Ce travail présente l'application de l'interférométrie de bruit de fond sismique pour l'imagerie 3D et le suivi temporel du glissement-coulée argileux d'Harmalière. La tomographie 3D a été conduite à l'aide d'un réseau sismique dense de 100 vélocimètres centré sur la zone de transition entre glissement et coulée, avec l'objectif de comprendre ce qui la contrôle. Des sources actives à chaque station ont permis de conduire une tomographie en 3D des ondes P. La tomographie en ondes S a été conduite à l'aide de la méthode d'équation d'ondes. Les résultats sont cohérents avec ce qui était connu ou supposé jusqu'à présent. La présence d'un bombement en zone centrale est confirmée et sa position correspond à celle de la transition entre glissement et coulée. Elle pourrait servir de butée mécanique et permettre l'accumulation de matériaux jusqu'à ce que la contrainte seuil soit dépassée. Finalement, en pied de glissement, des argiles sont détectées en profondeur, au contraire de ce qui était supposé jusqu'à présent. Des prospections complémentaires dans cette zone (e.g. tomographie de résistivité électrique) devraient permettre de confirmer ces observations.

En parallèle, ce travail reporte deux nouvelles observations de chute significative de la vitesse des ondes sismiques jusqu'à quelques jours avant des ruptures du glissement argileux d'Harmalière. Ils confirment deux observations précédentes et soulignent le potentiel de ces méthodes pour le suivi des versants instables. En complément, les ruptures étudiées ici se sont produites durant des événements météorologiques particuliers, où une augmentation rapide de température en hiver a permis de faire fondre le manteau neigeux et d'infiltrer rapidement de l'eau dans le sous-sol. Cette infiltration a permis de diminuer significativement la rigidité du matériau le long de surfaces de rupture en développement, jusqu'à passer sous le seuil d'équilibre limite et d'ainsi pouvoir déclencher la rupture du versant.

REMERCIEMENTS

Les données d'observation ont été fournies par l'Observatoire Multidisciplinaire des Mouvements de Versant (ano-omiv.cnrs.fr). L'installation du réseau de 100 capteurs dans le glissement a été possible dans le cadre du projet RESOLVE. Le travail de tomographie de bruit de fond sismique a été partiellement financé par le consortium SEISCOPE.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bharadwaj, P., Schuster, G., Mallinson, I., Dai, W. (2012). Theory of supervirtual refraction interferometry. *Geophysical Journal International*, 188: 263–273. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05253.x>
- Fiolleau, S., Jongmans, D., Bièvre, G., Chambon, G., Baillet, L., Vial, B. (2020). Seismic characterization of a clay-block rupture in Harmalière landslide, French Western Alps. *Geophysical Journal International*, 221(3): 1777–1788. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa050>
- Fiolleau, S., Jongmans, D., Bièvre, G., Chambon, G., Lacroix, P., Helmstetter, A., Wathelet, M., Demierre, M. (2021). Multi-method investigation of mass transfer mechanisms in a retrogressive clayey landslide (Harmalière, French Alps). *Landslides*, 8: 1981–2000. <https://doi.org/10.1007/s10346-021-01639-z>
- Lacroix, P., Bièvre, G., Pathier, E., Kniess, U., Jongmans, D. (2018) Use of Sentinel-2 images for the detection of precursory motions before landslide ruptures. *Remote Sensing of Environment*, 215: 507–516. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.03.042>
- Latorre, D., Virieux, J., Monfret, T., Monteiller, V., Vanorio, T., Got, J.L., Lyon-Caen, H. (2004) A new seismic tomography of Aigion area (Gulf of Corinth, Greece) from the 1991 data set. *Geophysical Journal International*, 159: 1013–1031. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02412.x>
- OMIV/RESIF (2006) French Multidisciplinary Observatory of Versant Instabilities. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français. <https://doi.org/10.15778/resif.mt>
- Provenzano, G., Bièvre, G., Brossier, R., Garambois, S., Métivier, L. (2025). Combining interferometry and wave equation tomography for near surface characterization: 3-D imaging of the Harmalière alpine landslide. *Geophysical Journal International*, 243: 1–19. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaf354>
- Trinh, P.T., Brossier, R., Métivier, L., Tavard, L., Virieux, J. (2019). Efficient 3D time-domain elastic and viscoelastic Full Waveform Inversion using a spectral-element method on flexible Cartesian-based mesh, *Geophysics*, 84(1): R75–R97. <https://doi.org/10.1190/geo2018-0059.1>