

Caractérisation de l'endommagement d'une argile par mesures de la vitesse des ondes de cisaillement

Florence Rénalier, Grégory Bièvre, Luc Valldosera, Denis Jongmans, Etienne Flavigny, Pierre Foray

▶ **To cite this version:**

Florence Rénalier, Grégory Bièvre, Luc Valldosera, Denis Jongmans, Etienne Flavigny, et al.. Caractérisation de l'endommagement d'une argile par mesures de la vitesse des ondes de cisaillement. Journées Nationales de Géotechnique et de Géologie de l'Ingénieur, Jul 2010, Grenoble, France. 9 p. insu-00522852

HAL Id: insu-00522852
https://insu.hal.science/insu-00522852

Submitted on 2 Oct 2010

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.

CARACTERISATION DE L'ENDOMMAGEMENT D'UNE ARGILE PAR MESURES DE LA VITESSE DES ONDES DE CISAILLEMENT

DAMAGE CHARACTERIZATION OF A CLAY USING SHEAR-WAVE VELOCITY

Florence RENALIER[(1)], Grégory BIÈVRE[(1,2)], Luc VALLDOSERA[(3)], Denis JONGMANS[(1)], Etienne FLAVIGNY[(3)], Pierre FORAY[(3)]
[(1)] LGIT, CNRS, Université J. Fourier, Grenoble
[(2)] CETE de Lyon, Laboratoire Régional d'Autun, Autun
[(3)] 3S-R, CNRS, Université J. Fourier, Grenoble

RÉSUMÉ – Les glissements de terrain dans les argiles génèrent un endommagement interne du versant. Des essais de laboratoire et *in situ* ont montré que la mesure du paramètre sismique Vs (vitesse de propagation des ondes de cisaillement) permet de caractériser l'endommagement du matériau argileux et d'imager la zone affectée par le glissement de terrain.

ABSTRACT – Landslides in clay generate internal damage in the slope. Laboratory and *in situ* tests have shown that Vs (shear wave velocity) measurements allowed the clayey material damage to be characterized and the area affected by the landslide to be imaged.

1. Introduction

La vitesse des ondes de cisaillement (Vs) est devenue un paramètre géophysique essentiel pour caractériser les sols et les roches en géotechnique. Par rapport à la vitesses des ondes de compression, Vs présente les avantages d'investiguer les milieux avec une plus petite longueur d'onde (meilleure résolution) et d'être peu sensible à la présence d'eau (Dasios et al., 1999). Alors que les contrastes en Vp sont généralement faibles dans les sols saturés, les mesures de Vs montrent une variation importante de valeurs, permettant une meilleure détection de la lithologie et des changements de compacité du sous-sol. De nombreuses études récentes ont montré la forte corrélation entre Vs et la résistance à la pénétration mesurée lors d'essais CPT et SPT (Andrus et al., 2004; Hasancebi et Ulusay, 2007). Il en a résulté une utilisation croissante de Vs dans une large gamme d'applications en géotechnique, en particulier pour l'identification de la stratigraphie de la sub-surface (Hunter et al., 2002), pour l'estimation de la consolidation du sol (Kim et Park, 1999) ou du potentiel de liquéfaction (Finn, 2000), ou encore pour la caractérisation des effets du sol dans les codes de construction en génie parasismique (Finn et Wightman, 2003). De nombreuses méthodes permettent de mesurer Vs in-situ : essais en forage, essais de sismique réfraction ou réflexion (ondes SH), inversion des ondes de surface générées par des sources actives ou passives (Jongmans, 1992; Dasios et al., 1999; Hunter et al., 2002; Socco et Jongmans, 2004, Boore, 2006). Ces dernières années, les techniques d'inversion de la dispersion des ondes de surface ont été de plus en plus appliquées pour mesurer les profils verticaux en Vs (Socco et Strobbia, 2004). Les méthodes utilisant les sources actives sont cependant limitées à une profondeur de pénétration de quelques dizaines de mètres, en raison de la difficulté de générer des ondes de surface à basse fréquence (Park

et al., 1999). Au contraire, le bruit sismique est généralement riche en basses fréquences (Satoh et al., 2001), ce qui rend les méthodes actives et passives complémentaires. Par ailleurs, les techniques d'inter-corrélation appliquées au bruit sismique ont récemment connu un essor considérable dans les milieux de l'acoustique ou de la sismologie par exemple. Des études théoriques et expérimentales ont montré que la fonction d'inter-corrélation du bruit sismique enregistré à deux stations convergeait vers la fonction de Green du milieu entre ces deux stations (Sanchez-Sesma et Campillo, 2006; Gouédard et al., 2008). Si un réseau de stations est déployé à la surface du sol, cette propriété peut être utilisée pour imager la structure géologique en Vs, comme Brenguier et al. (2007) l'ont réalisé sur le volcan du Piton de la Fournaise.

Le but de cette étude est de montrer l'intérêt du paramètre Vs pour caractériser et imager les glissements de terrain affectant des argiles, avec comme objet d'étude le grand glissement d'Avignonet situé dans la région du Trièves (France). Après une présentation de ce glissement, la relation entre l'endommagement résultant de l'instabilité gravitaire et Vs est étudiée à partir d'essais en laboratoire et d'acquisitions sur le terrain. L'applicabilité des différentes méthodes de mesure de Vs est évaluée pour imager cette structure géologique d'extension latérale kilométrique caractérisée par une épaisseur de l'ordre de 50 m.

2. Le glissement de terrain d'Avignonet : contexte géologique et investigations géotechniques et géophysiques

Le grand glissement d'Avignonet (40.10^6 m^3) est localisé dans la région du Trièves située au Sud de Grenoble (Figure 1a). Cette zone de 300 km^2 est recouverte par une épaisse couche d'argile quaternaire, pouvant atteindre 250 m, qui résulte de la sédimentation dans un lac créé par le barrage glaciaire de la vallée du Drac lors de la dernière glaciation (Giraud et al. 1991). Ces dépôts argileux reposent sur un substratum constitué de calcaire marneux et de formations alluvionnaires anciennes, compactes et localement cimentées (Figure 1a,b). Après la fonte du glacier, les rivières ont rapidement incisé les formations géologiques et ont déclenché de très nombreux glissements de terrain dans ces argiles litées. Le glissement d'Avignonet a été reconnu par de nombreux essais géotechniques et géophysiques étalés sur différentes périodes (voir Giraud et al., 1991 et Jongmans et al., 2009). Cinq forages (B_0 à B_4) ont été conduits dans la partie Sud du glissement (Figure 1c) où est situé le hameau du Mas d'Avignonet. L'analyse des forages et des données inclinométriques a mis en évidence la présence d'au moins trois niveaux de surfaces de rupture qui peuvent éventuellement se dédoubler : une surface superficielle à quelques mètres de profondeur, une surface située à une profondeur intermédiaire (entre 10 et 16 m) et une surface profonde rencontrée entre 42 et 47 m de profondeur. Selon les mesures piézométriques, la nappe phréatique est très superficielle (1 à 3 m sous le niveau du sol). Des relevés GPS réalisés depuis 1995 ont montré que le pied du glissement était plus actif (7 à 15 cm/an) que le sommet (1 à 2 cm/an), avec la présence de deux zones plus actives à proximité des forages B2 et de B4 (Figure 1c).

Le glissement d'Avignonet a fait l'objet de plusieurs campagnes de reconnaissance sismique entre 2006 et 2009 (profils sismiques P1 à P9, Figure 1c). Ces profils, de longueur variable, ont été réalisés avec des géophones 4,5 Hz et une source constituée d'un marteau frappant une poutre (enregistrements horizontaux)

ou une plaque (enregistrements verticaux). Seuls les profils P6 et P7, plus longs, ont été acquis avec une source explosive. Les valeurs de Vs le long de ces profils ont été obtenues à partir de la méthode de sismique réfraction SH ou à partir de l'inversion des ondes de surface (Jongmans et al., 2009). Un réseau de six stations sismologiques a été déployé à proximité du profil P5 en 2007 (voir Figure 1c pour la localisation). Le bruit sismique a été enregistré durant 1 heure pour trois ouvertures croissantes avec un rayon de 20 m, 40 m et 60 m. Enfin, un réseau de onze stations sismologiques d'ouverture kilométrique (A_0 à A_{10} ; Figure 1) a été installé durant 15 jours en 2007.

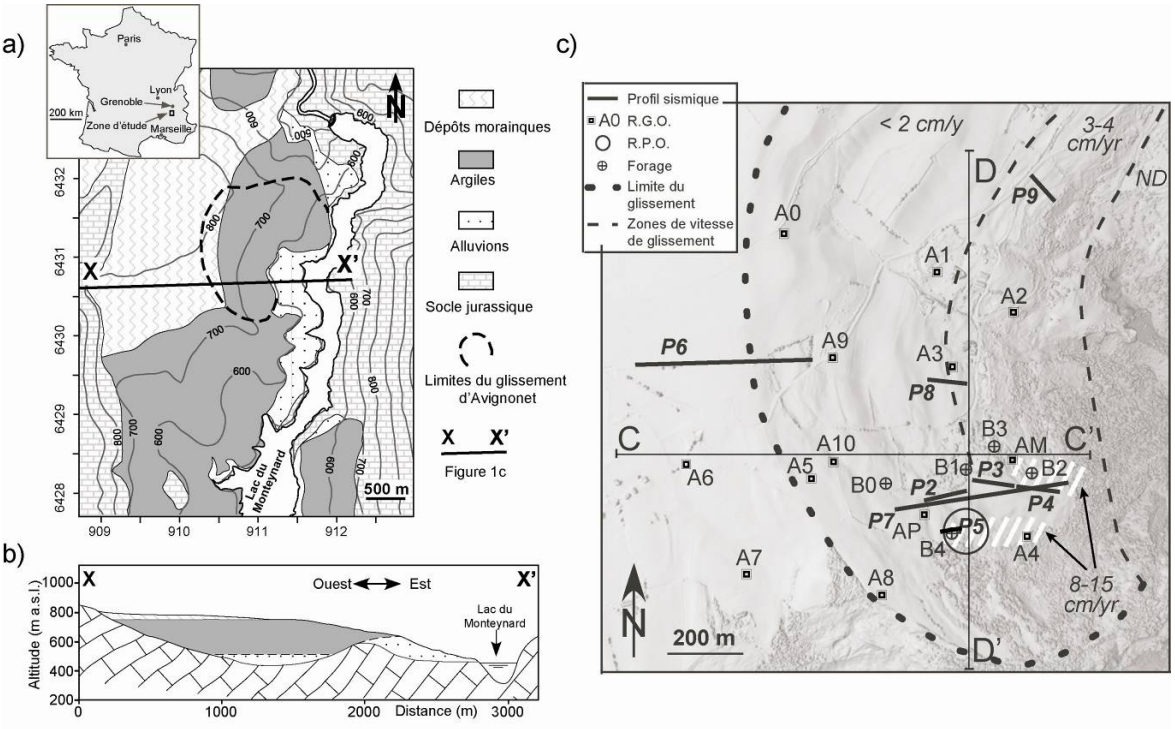


Figure 1. Description du site d'étude et des investigations géophysiques. a) Carte géologique de la vallée du Drac et localisation du glissement de terrain d'Avignonet (pointillés). b) Coupe X-X' (localisation est indiquée en a)). c) Position des acquisitions réalisées sur le glissement d'Avignonet, délimité par la ligne épaisse en pointillés. P2 à P9 : profils sismiques (P1 est en dehors de l'aire représentée, environ 300 m à l'ouest du haut de la figure). B0 à B4 : forages, A0 à A10 : stations sismologiques du réseau de grande ouverture (RGO). Cercle : réseau de petite ouverture (RPO). 3 zones présentant des taux de déplacements différents (ND : pas de déplacement, <2cm/yr et 3-4 cm/yr) sont délimitées par les lignes en pointillés fins, les deux zones très actives sont indiquées par des hachures blanches.

3. Stratigraphie en Vs et endommagement des argiles

Un essai down-hole de 17 m de long a été réalisé à proximité du forage B4 (Figure 2) dans une zone très perturbée qui a aussi été investiguée avec le profil sismique P5. Les deux méthodes présentent des résultats cohérents, avec une couche superficielle à faible vitesse (Vs inférieure à 200 m/s) au-dessus de la première surface de rupture trouvée à 5 m de profondeur. En dessous de cette interface, Vs est de l'ordre de 250 m/s et augmente jusqu'à 400 m/s à 15 m de

profondeur, au niveau d'une autre surface de rupture mise en évidence dans le forage. Ces résultats mettent en évidence l'endommagement du matériau par la déformation gravitaire générée au niveau de deux des surfaces de rupture rencontrées dans le forage. La tomographie sismique en ondes S apporte des informations complémentaires quant aux variations latérales de Vs. Elle montre en particulier l'épaississement vers l'est de la couche superficielle à faible vitesse. Par contre cette méthode n'offre pas une pénétration suffisante (même avec des profils de 100 m de long) pour imager le sol jusqu'à la surface de rupture profonde qui a été trouvée à 42 m de profondeur dans B4.

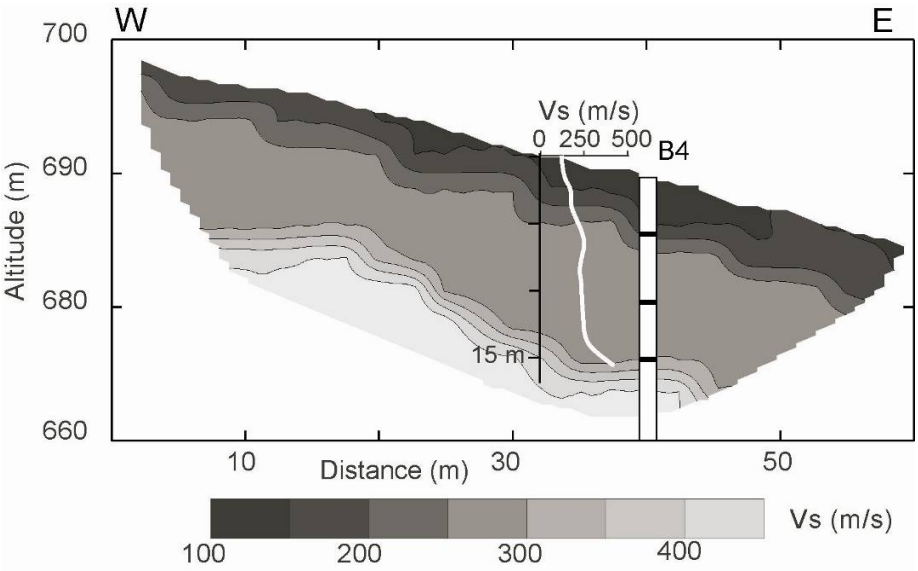


Figure 2. Tomographie sismique en ondes SH le long du profil P5 (cf. figure 1). L'inversion a été réalisée à partir d'un modèle tri-couche déduit de la sismique réfraction (erreur RMS inférieure à 5%). Le profil Vs vertical obtenu lors de l'essai down-hole est aussi reporté, ainsi que la profondeur des surfaces de rupture superficielle (5 m) et intermédiaires (10,3 m et 15 m) observées dans le forage B4.

Les valeurs de Vs mesurées à 10 m de profondeur le long de tous les profils sismiques P1 à P9 sont reportées sur la figure 3a, en fonction de la vitesse de déplacement mesurée en surface. Les valeurs de Vs montrent une forte diminution en fonction du taux de déplacement, de 630 m/s en dehors du glissement jusqu'à atteindre 225 m/s dans les zones les plus affectées par le glissement. Ces résultats, obtenus pour des longueurs d'onde métriques, suggèrent que le glissement le long des surfaces de rupture à plusieurs profondeurs affecte fortement la valeur de Vs dans l'ensemble du matériau argileux, en le fissurant intensément à différentes échelles. Cette fissuration intense augmente l'indice des vides et la teneur en eau du matériau saturé, qui peut alors se rapprocher de sa limite de liquidité.

Des essais de laboratoire ont été réalisés pour étudier la relation entre les valeurs de Vs dans l'argile et l'indice des vides. Trois échantillons de 40 cm de long (deux laminés, un non laminé), prélevés à 8,3 m, 9,8 m et 15,5 m de profondeur, ont été placés dans une cellule triaxiale et soumis à des contraintes isotropes croissantes, de 0 à 400 kPa. Des mesures de Vs ont été réalisées en conditions saturées (avec des longueurs d'onde centimétriques) et la figure 2b montre l'évolution de Vs en fonction de l'indice des vides (e) et de la teneur en eau correspondante. Les valeurs de Vs décroissent de façon significative avec l'accroissement de l'indice des vides, passant de 300 m/s pour e=0,52 à 70 m/s pour e=0,92. Dans le forage, des valeurs de Vs de 180 m/s et 250 m/s ont été respectivement obtenues à 5 et 10 m de profondeur, pour des indices de vide de 0,79 et 0,62. Ces deux couples de valeur sont en accord avec les mesures sismiques réalisées en laboratoire. Même si les échantillons ont pu être légèrement remaniés lors de leur extraction, ces résultats suggèrent que l'argile est aussi fissurée à l'échelle centimétrique qu'à l'échelle métrique, et que l'endommagement résultant de la déformation gravitaire est pénétratif.

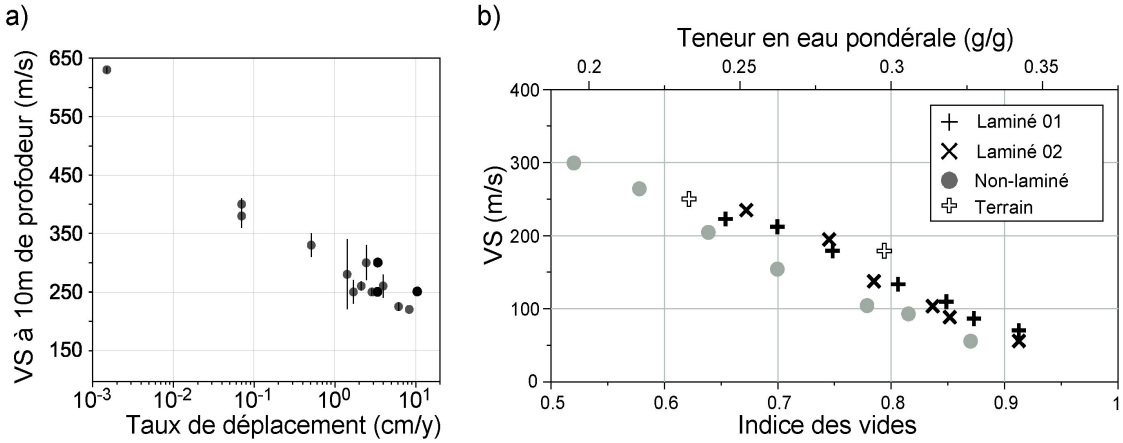


Figure 3. Variations des valeurs de Vs mesurées sur le terrain et en laboratoire. a) Evolution de la vitesse Vs (avec barres d'erreur) mesurée à 10 m de profondeur (par inversion des ondes de surface et sismique réfraction SH [cf. figure 1]), en fonction du taux de déplacement en surface (mesures GPS). Une valeur arbitraire très faible de taux de déplacement a été attribuée au point le plus à gauche (Vs=630 m/s). b) Evolution de Vs en fonction de l'indice des vides et de la teneur en eau pondérale pour trois échantillons d'argile saturée. Deux points correspondant à des mesures en forage avec détermination de la teneur en eau ont été reportés.

4. Inversion des ondes de surface

La technique d'inversion de la dispersion des ondes de surface a également été appliquée pour obtenir Vs au niveau du forage B4. La partie haute fréquence de la courbe de dispersion des ondes de Rayleigh (entre 9 et 18 Hz) a été obtenue par sismique active sur le profil P5 (Figures 4a,b). La partie basse fréquence, entre 3 et 8 Hz, a été estimée à partir des mesures de bruit ambiant réalisées successivement sur les trois cercles concentriques du réseau de petite ouverture (Figure 4c,d). Les profils verticaux de Vs inversés à partir de cette courbe de dispersion combinée

(actif/passif) en supposant la présence de deux interfaces (Figure 4e,f) montrent une première couche d'environ 8 à 12 m d'épaisseur, avec une vitesse comprise entre 150 et 200 m/s. Celle-ci correspond à peu près au niveau le plus perturbé au-dessus de la surface de rupture intermédiaire mesurée entre 10 et 14,5 m dans le forage B4. En accord avec les résultats trouvés par réfraction SH et essai down-hole, la deuxième couche a une vitesse comprise entre 300 et 400 m/s. Elle descend jusqu'à une profondeur comprise entre 35 et 60 m, en dessous de laquelle Vs est supérieure à 700 m/s. Cette dernière interface correspond probablement à la surface de glissement la plus profonde, trouvée dans les forages entre 42 et 47 m.

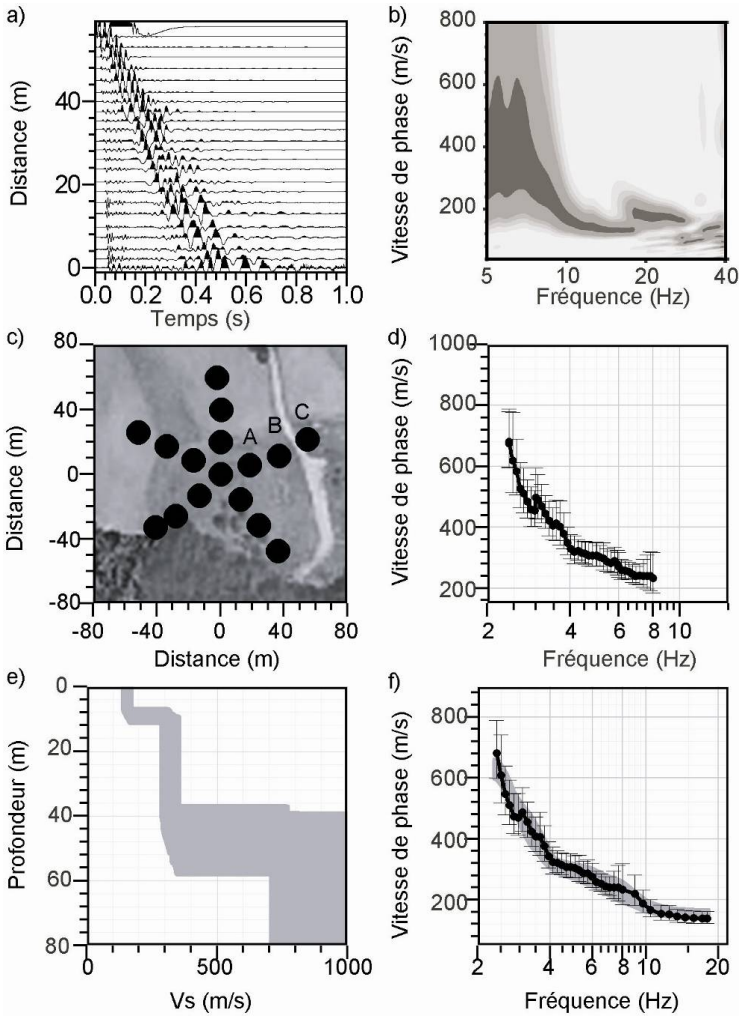


Figure 4. Profil P5 et réseau à petite ouverture (RPO sur la Figure 1). a) Sismique active : Sismogrammes enregistrés le long du profil P5. b) courbe de dispersion des ondes de Rayleigh correspondante. c) Sismique passive : Position des 3 cercles concentriques formant le réseau de petite ouverture. d) courbe de dispersion des ondes de Rayleigh correspondante. e) et f) Profils de Vs et courbes de dispersion théoriques correspondantes (gris) inversés à partir de la courbe de dispersion résultant de la combinaison actif/passif (noir).

La combinaison des mesures de sismique active et passive permet ainsi de retrouver la courbe de dispersion sur une large gamme de fréquence pour atteindre des profondeurs plus importantes que la sismique réfraction SH. Cependant, cette méthode ne permet de retrouver que localement le profil vertical de Vs. Caractériser

l'ensemble du glissement de terrain par cette technique demanderait un gros effort à la fois en termes d'acquisition sur le terrain et de traitement des données.

Pour contourner cet inconvénient, la technique des inter-corrélations a été appliquée au bruit ambiant enregistré par les treize stations sismologiques du réseau de grande ouverture (Figure 1). Afin d'estimer la qualité des fonctions de propagation reconstruites par inter-corrélation, des tirs à l'explosif ont été réalisés à chacune des stations. Pour chacun des couples de stations, les courbes de dispersion ont été estimées en combinant les informations données par les tirs (en général entre 3 et 7 Hz) et les corrélations (environ entre 1,5 et 5 Hz). A chaque fréquence entre 1,5 et 7 Hz, une inversion tomographique des temps correspondant a permis de retrouver des cartes fréquentielles de la vitesse de groupe des ondes de Rayleigh. Des courbes de dispersion locales ont ainsi pu être reconstruites en chacun des points de la grille tomographique. Leur inversion, réalisée en supposant l'existence de trois interfaces, a permis de reconstruire un modèle 3D de Vs sur l'ensemble de la partie couverte par le réseau. La Figure 5 présente deux coupes à travers ce modèle 3D, localisées sur la figure 1.

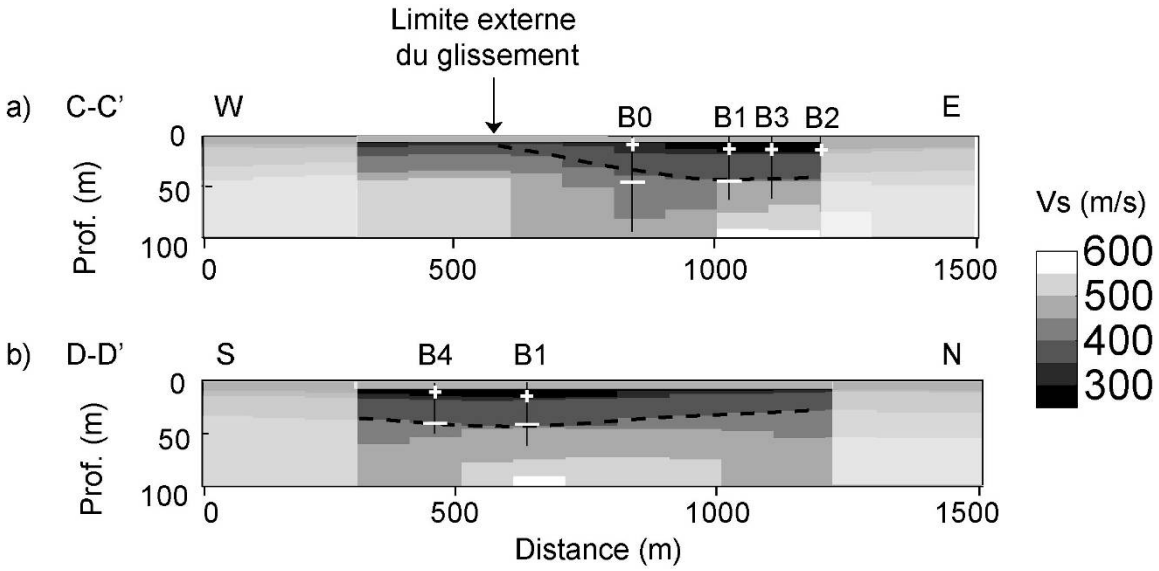


Figure 5 : coupes du modèle 3D de Vs sur les sections C-C' et D-D' (cf. figure 1). a) Dans le sens de la pente. b) Perpendiculairement à la pente. L'exagération verticale de l'échelle est de 2. Croix et traits blancs : surfaces de glissement intermédiaire et profonde ; pointillés noirs : surface de glissement estimée à partir de ce modèle ; zones grisées en bord de modèle : zones non résolues par l'investigation.

La profondeur du contraste de vitesse le plus profond correspond très bien à la dernière surface de glissement, mesurée dans les forages entre 42 et 47 m. Le glissement de terrain se caractérise par une vitesse Vs inférieure à 400 m/s et est moins épais vers l'ouest, en accord avec les résultats obtenus par les autres méthodes d'investigations et avec la position de la limite externe du glissement visible en surface. Bien que proche de la limite supérieure de résolution de l'étude, un autre contraste de vitesse apparaît à plus faible profondeur et correspond à la surface de glissement intermédiaire trouvée dans les forages entre 10 et 15 m.

5. Conclusions

Les mesures de Vs réalisées sur le glissement argileux d'Avignonet ont permis de caractériser l'état d'endommagement du massif, résultant de mouvements gravitaires localisés sur des surfaces de rupture à plusieurs profondeurs (à environ 5 m, 15 m et 45 m). Les variations verticales et latérales de Vs observées ont été mises en relation avec l'activité du glissement et la localisation des surfaces de rupture. Différentes techniques de mesures de Vs *in situ* ont été testées. Les techniques de prospection sismique utilisant des sources actives (sismique réfraction SH, inversion des ondes de surface) ont permis de détecter les deux surfaces de rupture les plus superficielles, mises en évidence par des contrastes verticaux de Vs. Par contre, leur profondeur de pénétration s'est avérée insuffisante pour imager la surface de rupture profonde (45 m). La mesure du bruit ambiant par sismique passive en réseau a permis d'atteindre cette profondeur mais l'imagerie de l'ensemble du glissement nécessiterait un trop grand nombre de points de mesure pour être efficace. Par contre, le déploiement d'un réseau à grande ouverture de 11 stations sismologiques et l'application de la technique d'inter-corrélation à des enregistrements de bruit sismique ont permis d'obtenir une imagerie 3D en Vs du glissement de terrain d'Avignonet. Ces résultats offrent de nouvelles perspectives pour l'imagerie et le suivi temporel (à l'échelle hebdomadaire) de l'endommagement dans les grands glissements de terrain qui affectent les sols et les roches meubles.

6. Références bibliographiques

Andrus R.D., Piratheepan P., Ellis B.S., Zhang J., Juang C.H. (2004) Comparing liquefaction evaluation methods using penetration-V_S relationships, *Soil Dyn. and Earth. Eng*. 24, (9-10), 713-721

Boore D.M. (2006) Determining subsurface shear-wave velocities: a review. Proc. 3rd Int. *Symp. On the effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Grenoble, France. 103.

Brenguier F., Shapiro N. M., Campillo M., Nercessian A., Ferrazzini V. (2007) 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations. *Geophysical Research Letters*, 34 :L02305

Dasios A., McCann C., Astin T.R., McCann D.M., Fenning P. (1999) Seismic imaging of the shallow subsurface: shear wave case histories, *Geophysical Prospecting* 47, 565–591.

Finn W.D.L. (2000) State-of-the-art of geotechnical earthquake engineering practice, *Soil Dyn. and Earth. Eng.* 20, 1-15.

Finn, W., and A. Wightman (2003) Ground motion amplification factors for the proposed 2005 edition of the National Building Code of Canada: *Canadian Journal of Civil Engineering*, 30, 272–278

Giraud A., Antoine P., van Asch T.W.J., Nieyuwenhuis J.D. (1991) Geotechnical problems caused by glaciolacustrine clays in the French Alps. *Engineering Geology* 31, 185–195.

Gouédard, P. et al. (2008) Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications*: Geophysical Prospecting*, 56, 375–393

Hasancebi N., Ulusay R. (2007) Empirical correlations between shear wave velocity and penetration resistance for ground shaking assessments, Bull. of Eng. Geol. and Env. 66, 203-213.

Hunter, J., B. Benjumea, J. Harris, R. Miller, S. Pullan, and R. A. Burns (2002) Surface and downhole shear wave seismic methods for thick soil site investigations: *Soil Dyn. and Earth.Eng*. 22, 931–941

Jongmans D. (1992) The application of seismic methods for dynamic characterization of soils in earthquake engineering. *Bull. of the Int. Ass. of Eng. Geol*. 46, 63-69.

Jongmans D., Bièvre G., Schwartz S., Renalier F., Beaurez N., Orengo Y. (2009) Geophysical investigation of a large landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). *Engineering geology* 109, 45-56.

Kim, D., and H. Park (1999) Evaluation of ground densification using SASW method and resonant column tests: *Canadian Geotechnical Journal*, 36, 291–299

Park C.B., Miller R.D., Xia J. (1999) Multi-channel analysis of surface waves. *Geophysics* 64 (3), 800–808.

Satoh, T., H. Kawase, and S. Matsushima, 2001, Estimation of S-wave velocity structures in and around the Sendai Basin, Japan, using array records of microtremors: *Bull. of the Seismol. Soc. of Am.* 91, 206–218

Sánchez-Sesma, F. J., and M. Campillo, 2006, Retrieval of the Green function from cross correlation: the canonical elastic problem: *Bull. of the Seismol. Soc. of Am.* 96, 1182–1191

Socco L. V., Jongmans D. (2004) Special issue on Seismic Surface Waves. *Near Surface Geophysics* 2, 163-165.

Socco L. V., Strobbia, C. (2004) Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial. *Near Surface Geophysics* 2, 165-185.