



# Étude de la géométrie des fissures d'extension hectométrique en vue de la compréhension de leur rôle dans l'infiltration d'eau au sein du glissement d'Avignonet (Trièves) : caractérisation par méthodes géophysiques

---

programme de recherche 2007 financé par le Conseil Général de l'Isère

---

## *Participants*

*Denis Jongmans<sup>1</sup>, Vilma Zumbo<sup>2</sup>, Grégory Bièvre<sup>1,2</sup>, Stéphane Schwartz<sup>1</sup>, Etienne Flavigny<sup>3</sup>, Pierre Foray<sup>3</sup>, Lluc Valldosera<sup>3</sup> et collaborateurs<sup>2,4,5</sup>*

- (1) Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique (UMR 5559 – Université Joseph Fourier – Grenoble I)
- (2) Centre d'Études Techniques de l'Équipement de Lyon, Laboratoire Régional d'Autun
- (3) Laboratoire Sols Solides Structures Risques (UMR 5521 – Université Joseph Fourier – Grenoble I)
- (4) Laboratoire des Sciences de l'Environnement, ENTPE
- (5) Laboratoire d'Etude des Transferts en Hydrologie et Environnement (Université Joseph Fourier – Grenoble I)

## Résumé

Les argiles du Trièves (sud de Grenoble) sont affectées par de nombreux glissements de terrain qui constituent un problème important d'aménagement du territoire. Le rôle de l'eau dans l'accélération et/ou le déclenchement des glissements a été mis en évidence depuis de nombreuses années. Toutefois, peu ou pas d'études ont porté sur le rôle des grandes fissures de surface, très largement ouvertes en été, dans l'alimentation en eau des surfaces de glissement qui existent à différentes profondeurs. Le projet proposé vise à caractériser la géométrie (ouverture et profondeur) d'une de ces fissures (glissement du Mas d'Avignonet) à partir de méthodes géophysiques (sismiques et électriques) appliquées en surface et en forages.

Les mesures ont été réalisées mensuellement afin de suivre l'évolution de la géométrie des fissures en fonction des saisons et de caractériser leur fonctionnement hydro-mécanique.

## Table des matières

1. Introduction.....	3
1.1 Objectifs.....	3
1.2. Cadre du projet.....	3
1.3. Compétences externes sollicitées / Collaborations engagées.....	3
1.4. Calendrier prévisionnel initial.....	4
1.5. Calendrier effectif.....	4
2. Contexte géographique et géologique.....	4
3. Instrumentation géotechnique et hydrogéologique.....	7
3.1. Reconnaissances géotechniques.....	7
3.2. Instrumentation hydrogéologique.....	9
4. Campagne géophysique initiale .....	11
4.1. Essais down-hole.....	12
4.2. Tomographies sismiques T0.....	13
4.3. Tomographies électriques.....	15
5. Instrumentation géophysique et suivi temporel .....	16
6. Essais de laboratoire .....	19
6.1. Groupe 1 – caractéristiques physiques.....	19
6.2. Groupe 2 - Caractérisation géomécanique.....	20
6.3. Groupe 2 - Caractérisation géophysique.....	22
7. Discussion, conclusions et perspectives.....	25
8. Publications dans le cadre de ce travail.....	26
9. Références bibliographiques.....	26

## **1. Introduction**

### *1.1 Objectifs*

Le projet concerne l'étude et le suivi temporel d'une fissure majeure du glissement du Mas d'Avignonet, susceptible de jouer un rôle dans l'alimentation en eau des surfaces de rupture à différentes profondeurs.

L'objectif de ce projet est de caractériser cette fissure par des méthodes géophysiques en mettant l'accent sur la détermination de sa géométrie (profondeur, ouverture) et sur son évolution en fonction du temps et des conditions climatiques. Dans ce but, des mesures sismiques et électriques périodiques ont été réalisées à la fois à partir de dispositifs fixes (en surface et en forages) et temporaires (en surface).

La reconnaissance a été prévue en deux étapes principales :

- **Campagne géophysique initiale** (avant et au moment de la mise en place de l'instrumentation) : ces mesures ont pour but d'obtenir des informations sur le milieu à l'aide de méthodes classiques (sismique cross-hole, tomographies sismiques haute résolution depuis la surface, tomographies électriques entre forages et depuis la surface) et de servir de référence pour les phases de mesures suivantes ;
- **Suivi temporel** : différentes mesures géophysiques seront répétées avec une périodicité mensuelle afin de suivre l'évolution des paramètres géophysiques (vitesses sismiques, résistivité électrique) en fonction des saisons, de l'ouverture des fissures et des conditions hydriques du sous-sol.

### *1.2. Cadre du projet*

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'une thèse en collaboration entre le LGIT et le CETE de Lyon (thèse de G. Bièvre : Étude de la géométrie et du rôle des fissures dans l'infiltration préférentielle des versants argileux instables : caractérisation par méthodes géophysiques). Ce travail de thèse, ainsi que le projet du PGRN (ce présent travail), se déroulent en étroite collaboration avec la mise au point d'un Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versant (OMIV) de même qu'avec une opération de recherche nationale du LCPC portant sur la caractérisation des effets de la sécheresse sur les sols argileux.

### *1.3. Compétences externes sollicitées / Collaborations engagées*

Afin d'appréhender au mieux les instrumentations hydrogéologiques à mettre en place (type de sondes, implantation, nombre) des contacts ont été pris avec des hydrogéologues, géologues appliqués, geotechniciens et spécialistes de l'instrumentation. Les personnes contactées, sans pour autant qu'elles aient pris une part active à ce travail particulier, sont mentionnées ci-dessous :

- T. Winiarski (Laboratoire des Sciences de l'Environnement de l'ENTPE (pour les cellules de pression interstitielle et les sondes TDR. Par ailleurs, T. Winiarski est membre du comité de pilotage de la thèse de G. Bièvre ;
- J.-P. Laurent du LTHE pour les sondes de mesure d'humidité par TDR (Time-Domain Reflectometry) ainsi que pour la réalisation d'une campagne de mesures en diagraphies gamma-gamma et neutron-neutron ;

- M. Citeau et G. Monnot de la section Reconnaissances & Mesures in situ du LR Autun (CETE de Lyon) pour la mise en place des cellules de pression interstitielle.

#### *1.4. Calendrier prévisionnel initial*

- Août - septembre 2007 : réalisation de la campagne de forages et mise en place de l'instrumentation ;
- Septembre - Octobre 2007 : campagne géophysique initiale.
- Octobre 2007 - Décembre 2007 : mesures de Vs en laboratoire sur les échantillons prélevés en forage
- Novembre 2007 - Octobre 2009 : mesures géophysiques avec une périodicité mensuelle à bi-mensuelle sur une durée de 2 ans (2 cycles hydrologiques).

#### *1.5. Calendrier effectif*

La campagne de forages a débuté au mois de septembre 2007. Suite à des problèmes mécaniques et d'emploi du temps des sondeurs, la campagne s'est effectuée en deux phases et a été achevée en novembre 2007.

L'installation de la station d'acquisition (électrodes de potentiels spontanés et sondes de température) n'a pu être effectuée qu'en d'août 2008 pour cause de livraison de matériel et de disponibilités.

Pour des problèmes de calibrage, les sondes TDR ont été installées à la fin du mois de janvier 2009.

La campagne de mesures initiales ( $T_0$ ) a donc été effectuée au mois d'août 2008. Le calendrier prévisionnel, pratiquement décalé d'une année, implique une poursuite des mesures périodiques sur la période 2008-2009 et, éventuellement, sur l'année 2009-2010.

Ce rapport présente les résultats des campagnes de mesures géophysiques. Les différentes instrumentations en place (données météorologiques, piézométriques, etc.) ainsi que les reconnaissances géotechniques sont utilisées afin d'interpréter les résultats géophysiques. Ces premières interprétations permettent de vérifier la pertinence de ces techniques pour le suivi temporel d'un système de fissures et fractures sur le glissement du Mas d'Avignonet.

Les résultats obtenus dans le cadre de ce travail seront intégrés à la base de données Géotechnique initiée en 2006 (Jongmans et al. 2006) et co-financée par le CG38 et la structure fédérative VOR (Vulnérabilité des Ouvrages aux Risques).

## **2. Contexte géographique et géologique**

Le Trièves est une vaste dépression située au sud de Grenoble au droit du sillon subalpin (figure 1). Elle est encadrée par les massifs subalpins (Vercors à l'ouest et Dévoluy au sud) et par le massif cristallin externe de Belledonne, à l'est. Cette région, d'une surface d'environ 300 km<sup>2</sup>, résulte du barrage du Drac et de ses affluents par le Glacier de l'Isère puis de la création d'un lac et de son remplissage par des argiles glacio-lacustres lors du dernier maximum glaciaire du Würm, il y a environ 45 000 ans BP (Monjuvent 1973). Ces argiles se sont déposées sur un fond à la topographie irrégulière composé d'alluvions plus ou moins indurées (principalement datées de l'interglaciaire Riss-Würm) et de calcaires marneux (Lias

et Aalénien). La séquence argileuse présente une épaisseur variant entre 0 et 250 m. Suite au retrait du glacier, il y a environ 10 000 à 15 000 ans BP, le Drac a profondément entaillé la séquence argileuse, générant de nombreux glissements qui couvrent actuellement environ 15 % du Trièves. Certains de ces glissements affectent des superficies de plus de 1 km<sup>2</sup> avec des surfaces de rupture pouvant atteindre 40 à 50 m de profondeur.

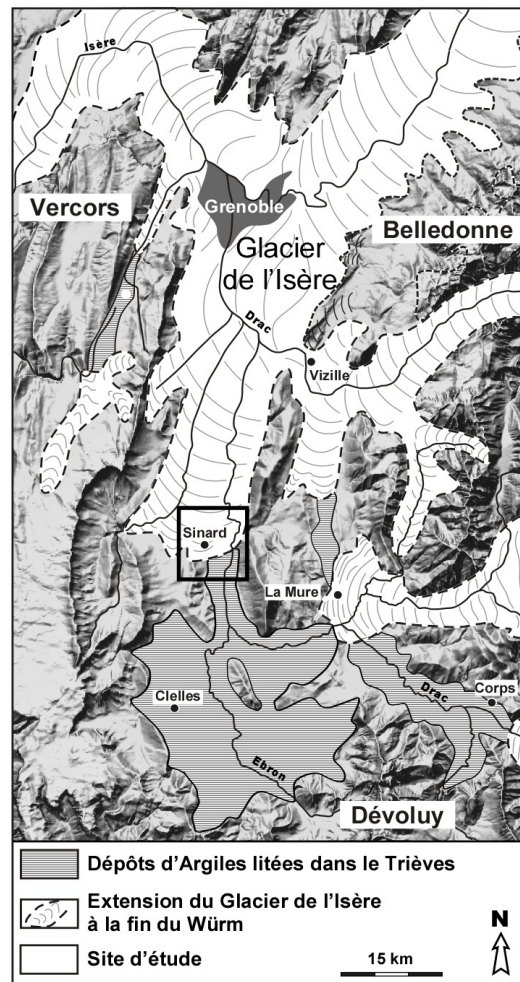


Figure 1 : Localisation et contexte paléogéographique du site étudié.

Au nord du Trièves, dans le secteur de Sinard, la rive gauche du lac de Monteynard est affectée par plusieurs glissements imbriqués. Ce travail se focalise sur le glissement translationnel du Mas d'Avignonet (figure 2) d'une superficie d'environ 2 km<sup>2</sup>. En surface, le glissement est caractérisé par des vitesses variables, depuis 0 à 2 cm/an au sommet jusqu'à plus de 14 cm/an à la base, avec une direction dirigée de façon moyenne vers le lac à l'est. Plusieurs surface de rupture ont été identifiées par essais inclinométriques à des profondeurs de 5 m, 10 à 15 m et 40 à 50 m.

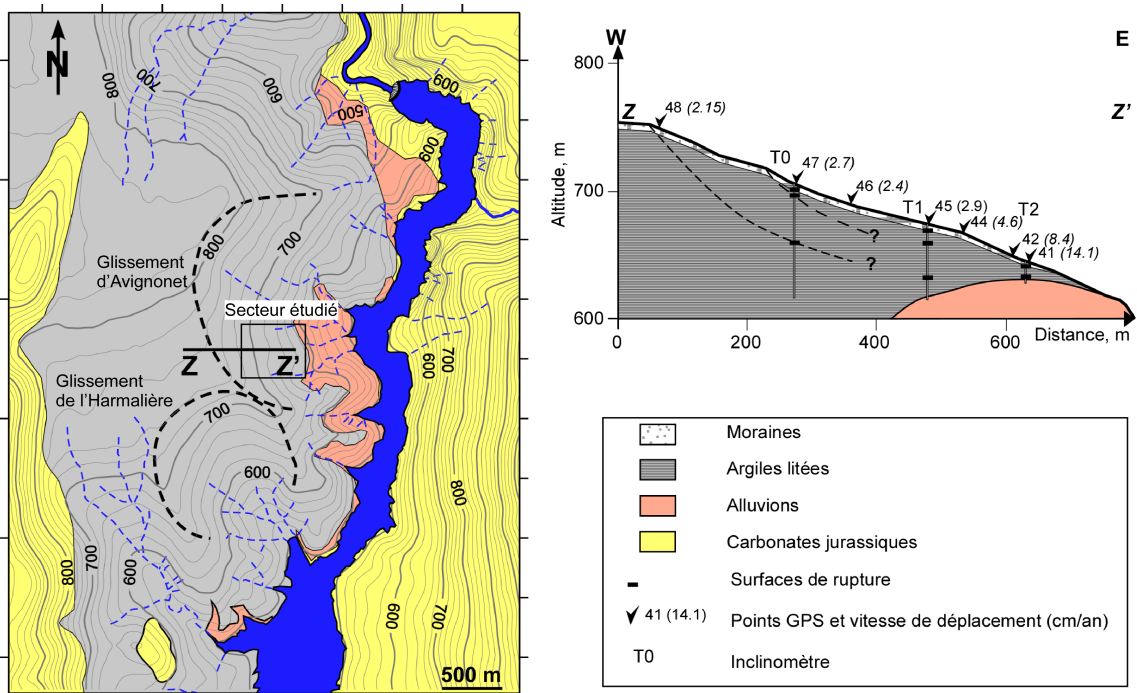


Figure 2: Contexte géotechnique du site étudié. Carte géologique simplifiée (à gauche) et coupe géotechnique identifiant les surfaces de rupture et les déplacements mesurés en surface (à droite).

Le site d'instrumentation, situé en bordure sud du glissement d'Avignonet (figure 2), a été retenu car il présente de très nombreux indices de désordre en surface (figure 3), matérialisés par des fissures et fractures, des contre-pentes, des bourrelets et des moutonnements.

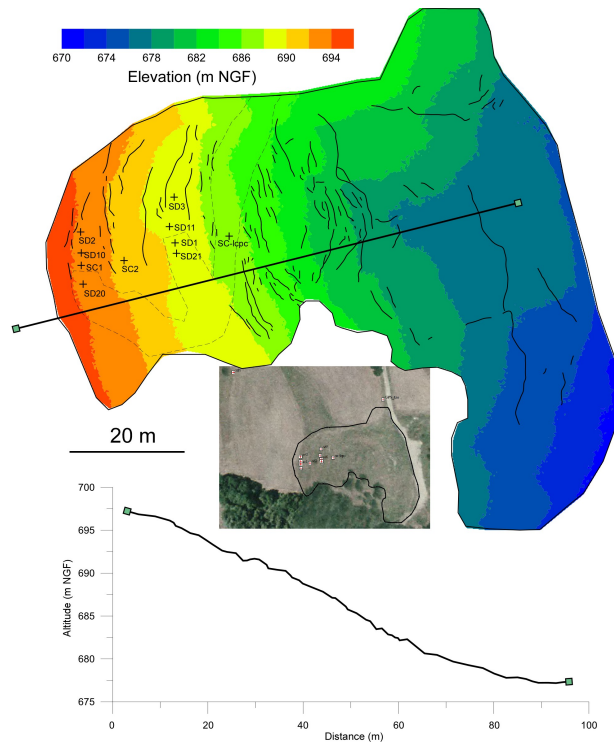


Figure 3: Localisation du site d'instrumentation et cartographie des fractures et fissures. **En haut** : modèle numérique de terrain, implantation des sondages et cartographies des fissures et fractures. **En bas** : coupe topographique.

### 3. Instrumentation géotechnique et hydrogéologique

#### 3.1. Reconnaissances géotechniques

L'implantation des 13 forages est matérialisée sur la figure 4:

- 1 forage de 10.5 m en dehors du glissement (SC03), dont les 3.5 m finaux ont été carottés en vue d'essais géotechniques au sein d'argiles non glissées ;
- 1 forage carotté de 19 m (SC01) au sein du glissement en vue d'essais géotechniques ;
- 1 forage carotté de 50 m poursuivi jusqu'à 63 m en destructif (SC02) pour la reconnaissance géologique ; ce sondage a été équipé d'une sonde de mesure de pression interstitielle (CPI) à 47 m de profondeur ;
- 4 sondages destructifs de 20 m chacun (SD02, SD03, SD20, SD21) pour la réalisation de mesures géophysiques cross-hole électrique et sismique ;
- 2 sondages destructifs de 20 m (SD10 et SD11) et un de 4 m (SC04) équipés en géophones verticaux 4.5 Hz ;
- 1 carottage de 7 m (SC\_lcp) pour réalisation d'essais de laboratoire ;
- 1 sondage de 5 m (SD04) en dehors de la zone fortement destructurée et un sondage carotté de 5 m (SC\_bas) dans cette même zone pour la mise en place de cellules CPI ;
- 1 sondage carotté de 4 m (SC05) pour mesure périodique par sondes diagraphiques neutron-neutron et gamma-gamma.

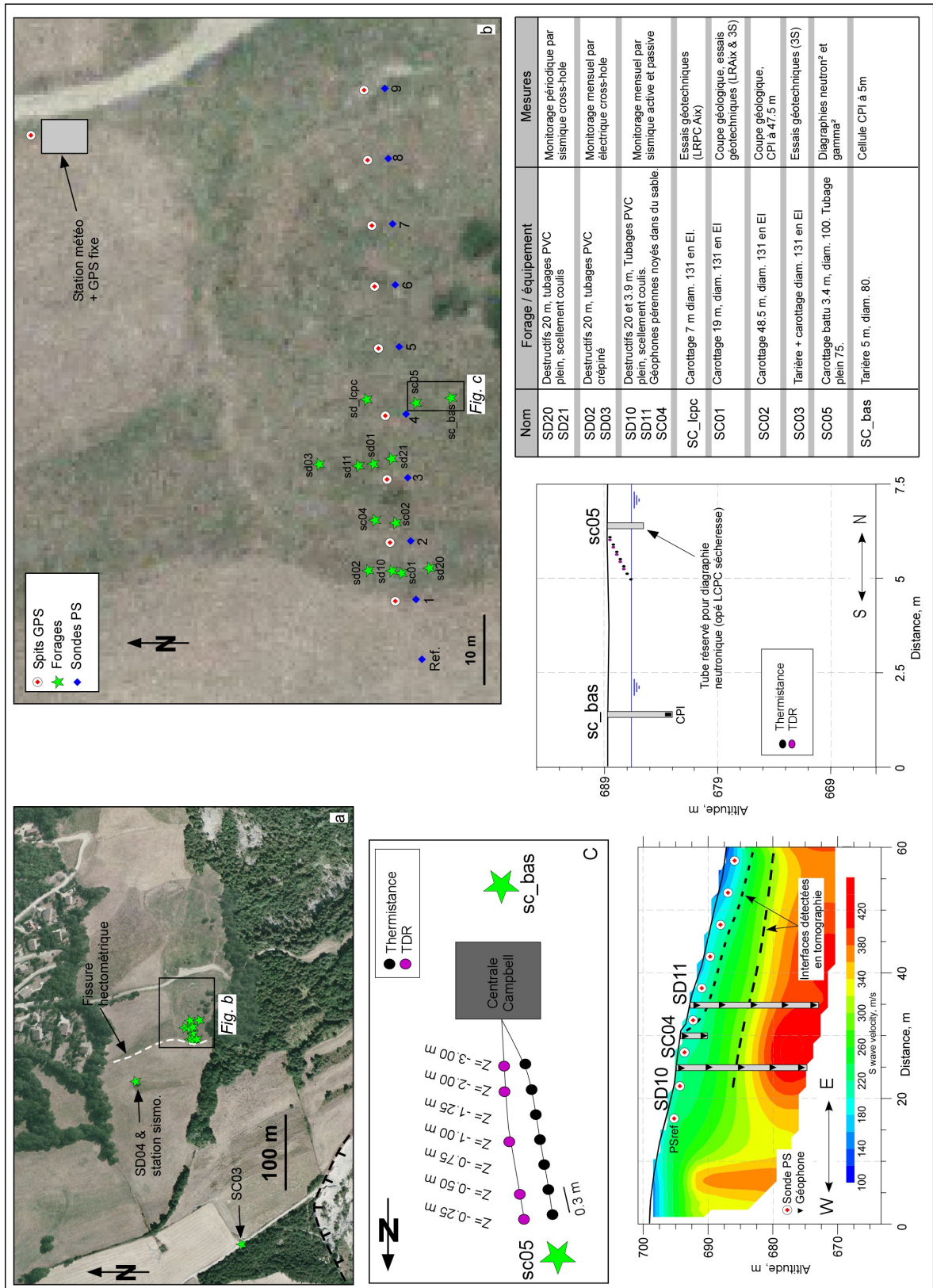


Figure 4 : Localisation et implantation des forages et instrumentations hydrogéologiques. a) Vue générale du site ; b) Détail des instrumentations ; c) focus sur la centrale d'acquisition.

La figure 5 présente la description lithologique du forage SC05 avec les mesures gamma-ray et de deux campagnes de diagraphies neutron-neutron et gamma-gamma. Les échantillons prélevés dans le forage SC05 ont fait l'objet d'analyses de laboratoire classiques : teneur en eau naturelle, masse volumique (sèche et humide), limites d'Atterberg, granulométrie.

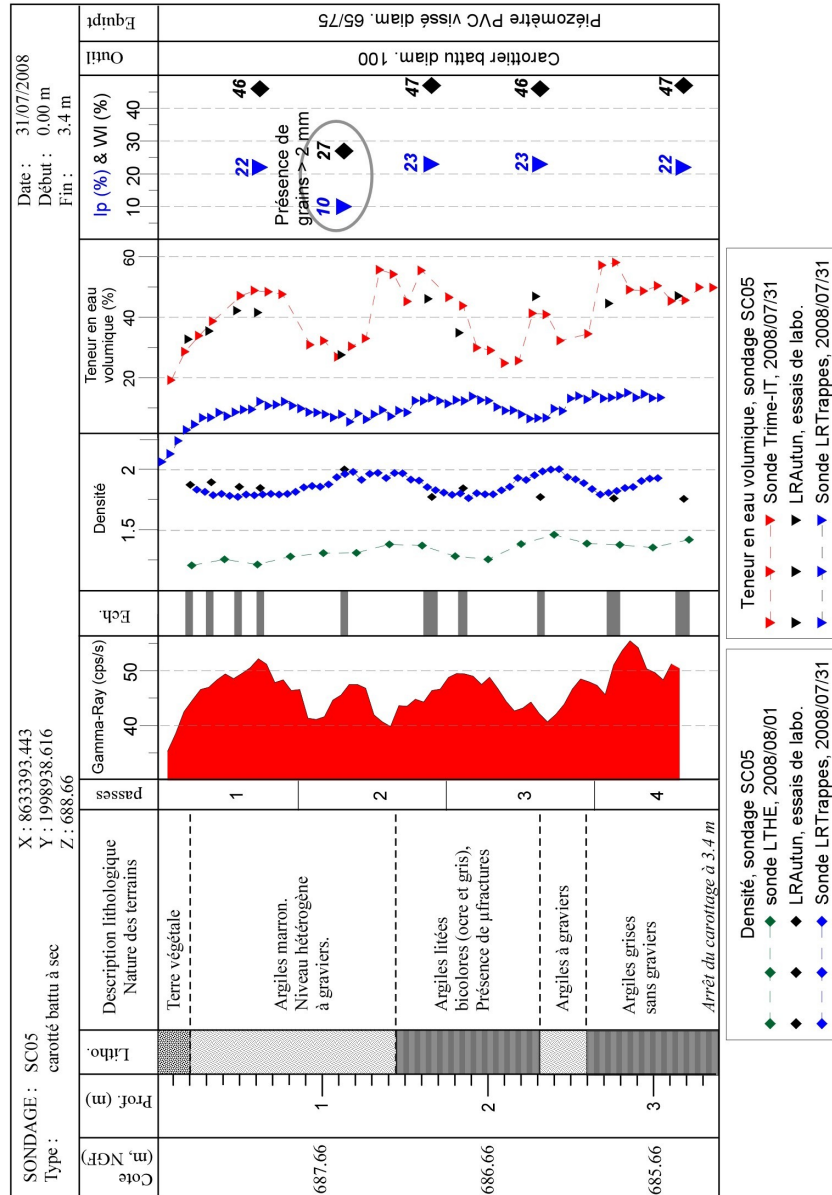


Figure 5 : Coupe du sondage carotté SC05, diagraphies et analyses de laboratoire.

### 3.2. Instrumentation hydrogéologique

L'instrumentation hydrogéologique et géotechnique (figure 4) consiste en :

- 3 cellules de mesure de la pression interstitielle (CPI) dans les forages SC\_bas, SD04 et SC02 à, respectivement, 5 m, 5 m et 47 m de profondeur (figure 4). Ces mesures fournissent un suivi piézométrique en continu à différentes profondeurs et permettront ainsi d'identifier si plusieurs nappes sont présentes ;

- 10 électrodes de mesure des potentiels spontanés (PS) espacées tous les 10 m. La mesure des différences de potentiel (ddp) entre différents dipôles devra permettre de préciser, au moins qualitativement, la présence de zones d'écoulements préférentiels en sub-surface ;
- 9 plots GPS sur un profil linéaire dans la zone fortement déstructurée et espacés de 10 m chacun ; 1 plot supplémentaire a été fixé à proximité de la station GPS fixe ;
- 7 thermistances à des profondeurs différentes (-0.25 m, -0.5 m, -0.75 m, -1 m, -1.25 m, -2 m et -3 m) ;
- 5 sondes de mesure d'humidité par réflectométrie en domaine temporel (TDR) à différentes profondeurs (-0.25 m, -0.5 m, -1 m, -2 m et -3 m) ;
- une station météorologique.

La variation des niveaux piézométriques avec la pluviométrie (figure 6) mesurés dans les sondes localisées à 5 m et 47 m de profondeur montrent la présence de deux nappes distinctes situées à environ une altitude de 668 m et 686 m

Une première analyse indique une réponse très rapide de l'aquifère profond aux événements pluvieux locaux et semble indiquer la présence de chemins d'infiltrations perméables sub-verticaux.

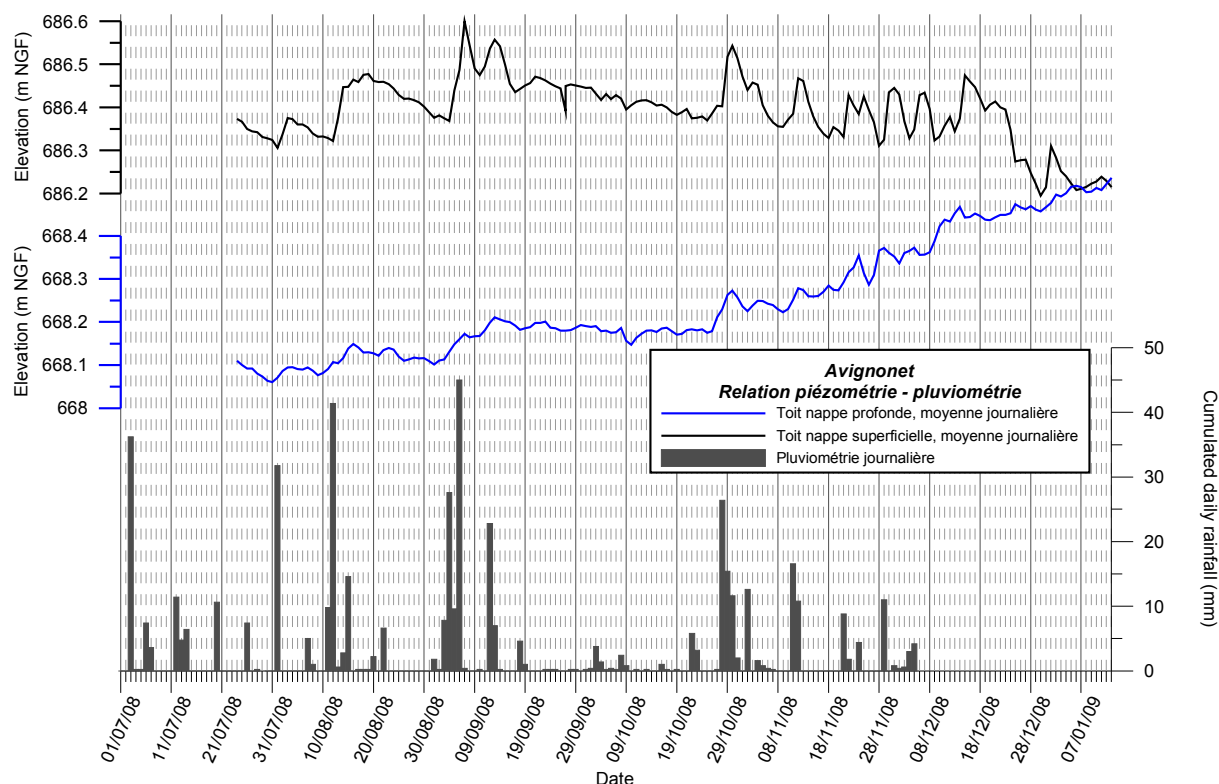


Figure 6 : Relation piézométrie-pluviométrie dans le forage SC02 (courbe bleue, nappe profonde) et SC05 (courbe noire, nappe perchée). L'échelle d'altitude est différente pour les deux courbes.

Les potentiels spontanés présentent une ligne de base comprise entre 5 et 15 mV. Des variations de forte amplitude comme, par exemple, une anomalie d'environ -30 mV pour la

voie 5 à partir du 29/10/2008 sont observées (figure 7). Elles apparaissent corrélées aux événements pluvieux locaux et, conséquemment, aux ruissellements et infiltrations induits.

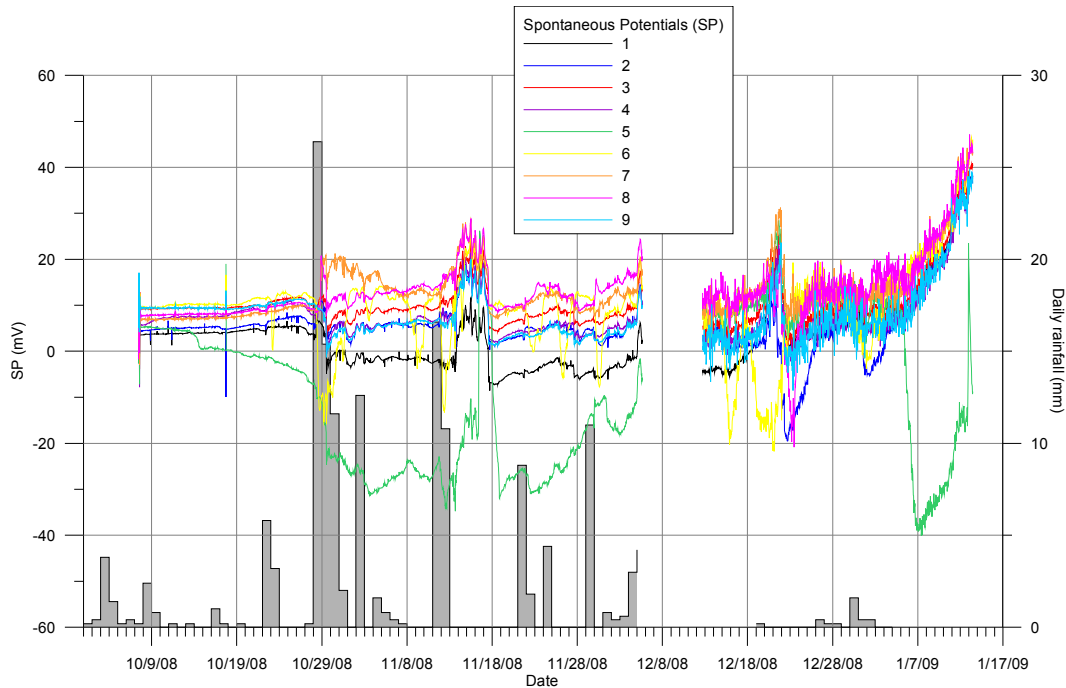


Figure 7: Mesures brutes des potentiels spontanés (la position des différentes voies est précisée sur la figure 4). Le diagramme en barres représente la somme journalière des précipitations. Les discontinuités correspondent à une absence d'enregistrement.

#### 4. Campagne géophysique initiale

Des mesures et essais de terrain préalables au suivi temporel ont été conduits afin de définir une série de données de référence (tomographies sismiques et électriques) de même que pour apporter des informations complémentaires pour l'interprétation des données (essais en forages). L'implantation des profils est matérialisée sur la figure 8.

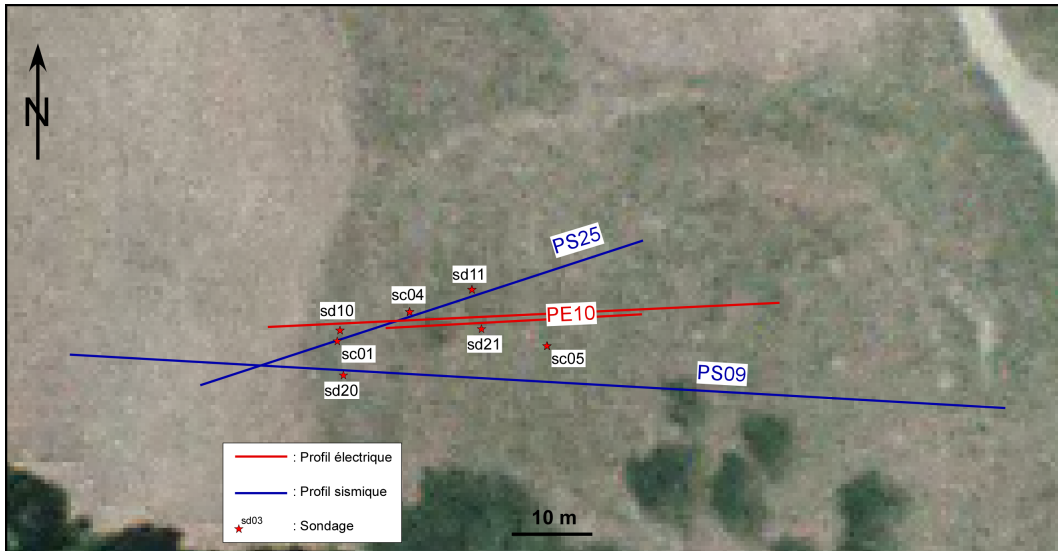


Figure 8: Implantation des reconnaissances géophysiques.

#### 4.1. Essais down-hole

Trois essais down-hole (figure 9) ont été réalisés dans 3 puits de forages différents (SD20, SD21 et SC01 ; localisation sur la figure 8). Ces essais consistent à descendre 2 séries de géophones (verticaux et horizontaux) séparés de 2 m dans ce cas, à générer un ébranlement en surface et à enregistrer les signaux pour chaque trace. La répétition de ces mesures selon un pas adapté le long du forage (1 m pour ce travail) permet d'obtenir les vitesses d'intervalle et, finalement, une coupe 1D de la vitesse des ondes de compression et de cisaillement.

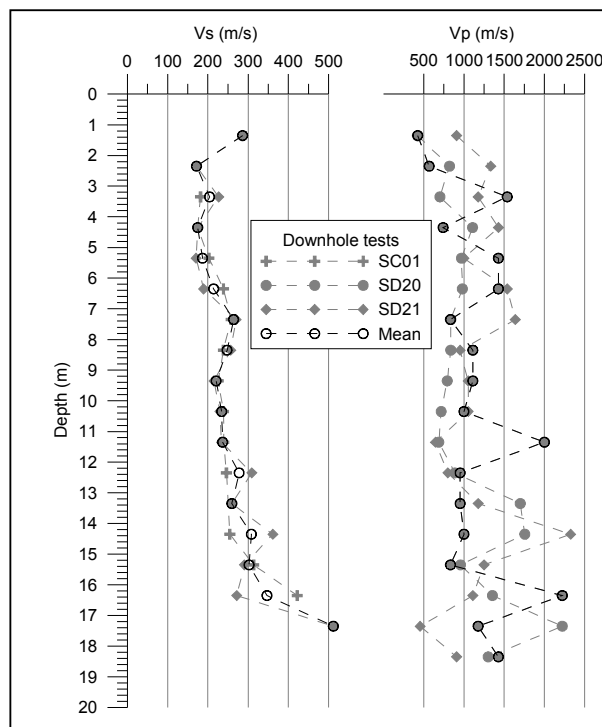


Figure 9 : Essais down-hole ondes P et S réalisés dans les forages SC01, SD20 et SD21.

L'analyse des courbes indique une bonne cohérence des vitesses entre les différents forages. En ce qui concerne les ondes P, il est possible d'observer 3 couches principales :

- 0 à 6.5 m : les vitesses augmentent progressivement de 500 à 1200 m/s ;
- 6.5 à 12.5 m : diminution progressive de 1200 à 800 m/s ;
- 12.5 à 18.5 m : les vitesses moyenne sont plus élevées et situées entre 1000 et 1700 m/s.

Les vitesses mesurées des ondes de cisaillement sont plus stables et organisées comme suit :

- 1 à 4.5 m : vitesses inférieures à 220 m/s ;
- 4.5 à 7.5 m : augmentation de 200 à 250 m/s ;
- 7.5 à 14.5 m : vitesses situées aux alentours de 250 à 300 m/s ;
- 14.5 à 17.5 m : augmentation progressive depuis 300 vers 400/500 m/s.

En plus de fournir des informations directes sur la stratification sismique du sous-sol, ces mesures permettent de construire des modèles a priori pour les tomographies sismiques et de mieux contraindre ces dernières.

#### 4.2. Tomographies sismiques $T_0$

Une acquisition de tomographie sismique en ondes P (compression) et ondes S (ondes de cisaillement) a été conduite avec un dispositif de 24 géophones espacés de 5 m et 9 sources d'ébranlement générées à la masse. Les inversions ont été menées au moyen d'un algorithme itératif de type SIRT (Demagnet 2000). Le tomogramme en ondes P (figure 10) montre une augmentation verticale régulière des vitesses (de 700 m/s en surface à 2500 m/s à 30 m de profondeur). La comparaison avec les mesures down-hole (figure 9) montre une allure globale similaire des profils de vitesse d'ondes P en fonction de la profondeur mais la diminution des vitesses montrée par les essais down-hole n'est pas imagée par la tomographie sismique réfraction qui suppose une augmentation des vitesses avec la profondeur.

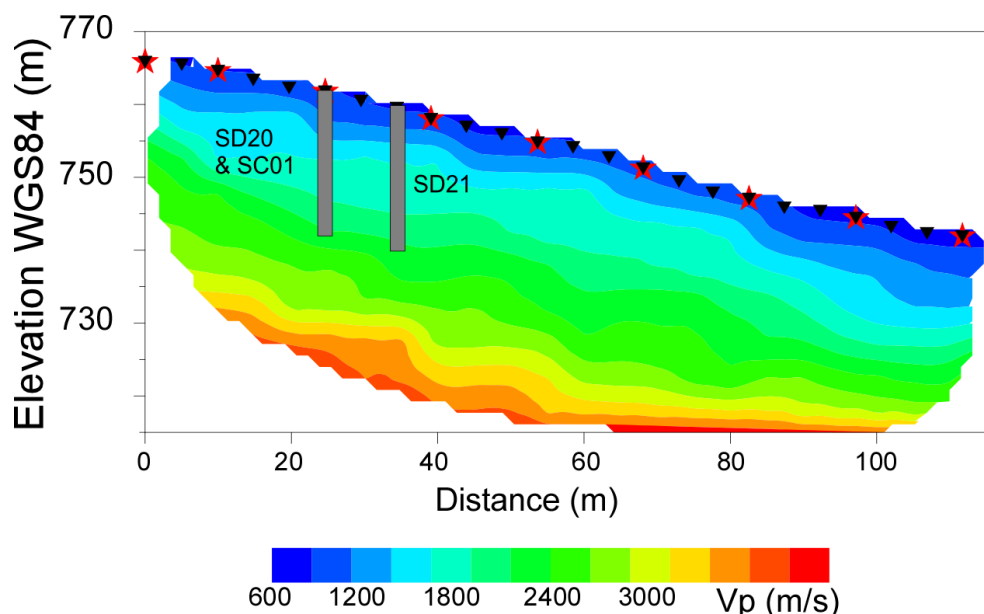


Figure 10 : tomographie PS09 en onde P (RMS = 2.83 % après 5 itérations).

Une reconnaissance similaire a été conduite en ondes S au même emplacement et dans les mêmes conditions. Les données ont été inversées par un algorithme en recuit simulé (Pullammanappallil and Louie 1994). L'image en Vs (figure 11) indique de façon claire la présence de deux interfaces, localisées à environ 5 m et 10 à 15 m. de profondeur et mises en évidence par des gradients verticaux de vitesse. Ces résultats sont cohérents avec les essais down-hole (figure 9) et indiquent que cette méthode semble adaptée à la reconnaissance de ces milieux argileux.

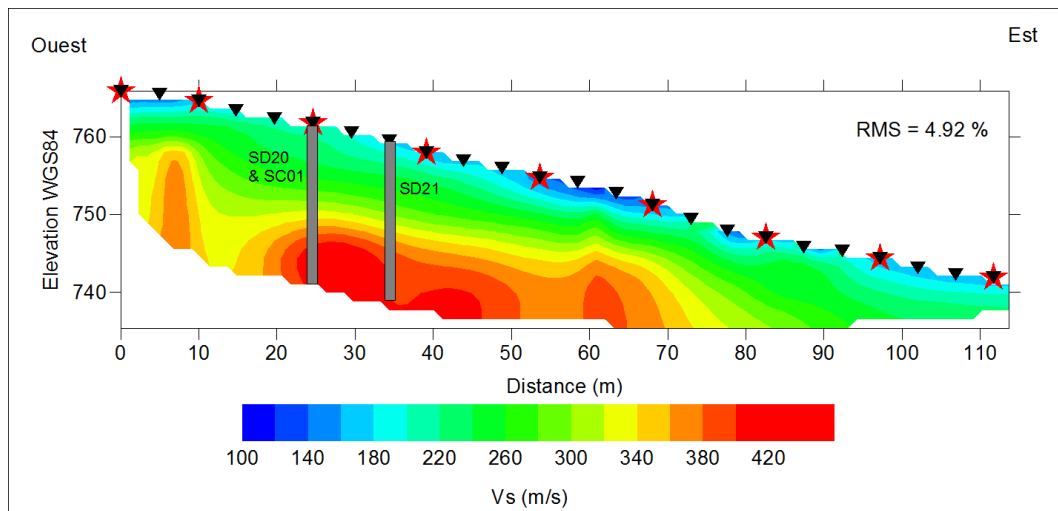


Figure 11: tomographie PS09 en ondes de cisaillement (RMS = 4.92 %).

Finalement, un profil sismique a été réalisé en couplant 12 géophones en forage (sc10, sc04, sd11) avec 12 géophones de surface. Le profil, nommé PS25, a été acquis avec des géophones verticaux 4.5 Hz. 12 vibrations ont été générées au droit de chaque géophone en surface. Les données ont été inversées par un algorithme itératif de type SIRT. Le résultat de la tomographie est présenté sur la figure 12, en utilisant la même échelle de couleur que pour la figure 10.

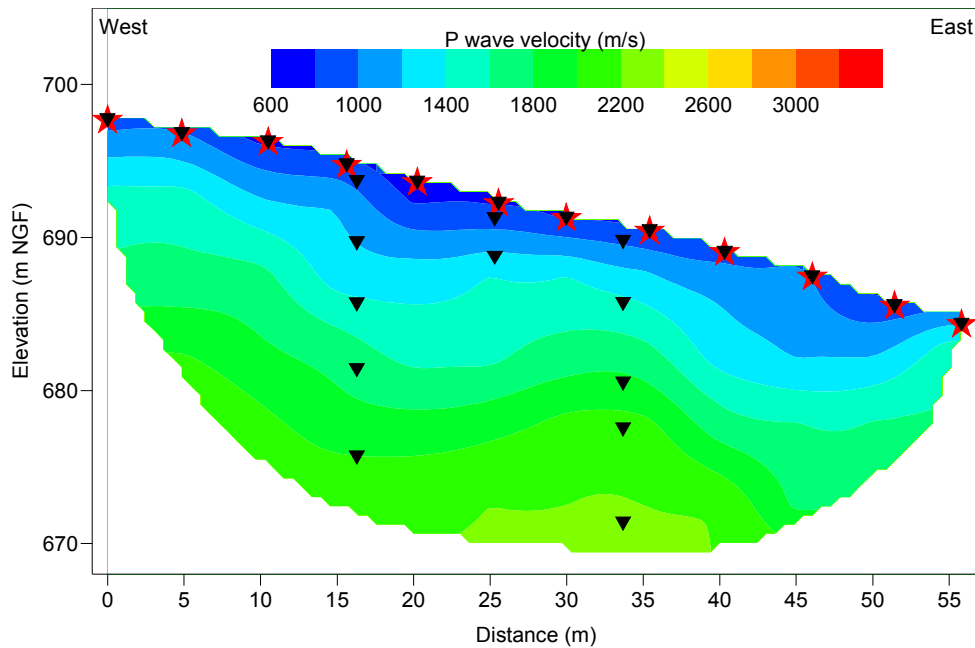


Figure 12: Tomographie en ondes P combinant des géophones en surface et en forage (5 itérations pour un RMS final de 4.19 %). Les triangles noirs représentent les géophones, les étoiles rouges les ébranlements. L'échelle de couleur est identique à celle de la figure 10

L'image présente une répartition régulièrement croissante des vitesses depuis 600 m/s en surface jusqu'à 2000 m/s en profondeur. Ces résultats sont cohérents avec les observations effectuées en réfraction sur de nombreux autres profils réalisés dans la région. Les gammes de vitesses obtenues semblent indiquer une meilleure contrainte du milieu de par la géométrie de l'acquisition.

### 4.3. Tomographies électriques

Des tomographies de résistivité électrique ont également été réalisées sur le site. Le profil (PE10) est situé plus en aval que le PS09, au niveau du forage SC05, afin de profiter d'une meilleure proximité avec les paramètres d'état enregistrés par la station de mesure (température, humidimétrie, etc.).

L'objectif étant **1)** d'imager le sous-sol afin de mettre en évidence une géométrie liée au glissement et, **2)** de permettre un suivi temporel de l'évolution des conditions hydriques dans le proche sous-sol (tranche 0-10 m), les reconnaissances ont été menées avec 64 électrodes espacées de 1 et de 0.5 m selon un protocole Wenner (bon rapport signal/bruit et bonne résolution verticale).

L'image électrique obtenue pour un espacement d'électrodes de 1 m (figure 13, en haut) indique de faibles variations de résistivités (10 à 30 ohm.m ; figure 13 en haut) pour les terrains situés en-dessous d'1 m de profondeur. Cet espacement d'électrodes semble peu adapté pour la réalisation désirée.

Au contraire, le profil du dessous (espacement de 0.5 m) montre clairement, sur la tranche 0-5 m, des variations marquées de résistivité. Il est possible d'observer des résistivités élevées sur le premier mètre, qui semblent correspondre à la partie la plus désaturée des

terrains, ainsi que des variations latérales de faible amplitude. Finalement, une lentille fortement conductrice est identifiée à 15 m de distance pour une profondeur d'environ 2 m. Ce niveau pourrait correspondre à un niveau à plus forte teneur en eau peut-être associé à une déstructuration plus marquée.

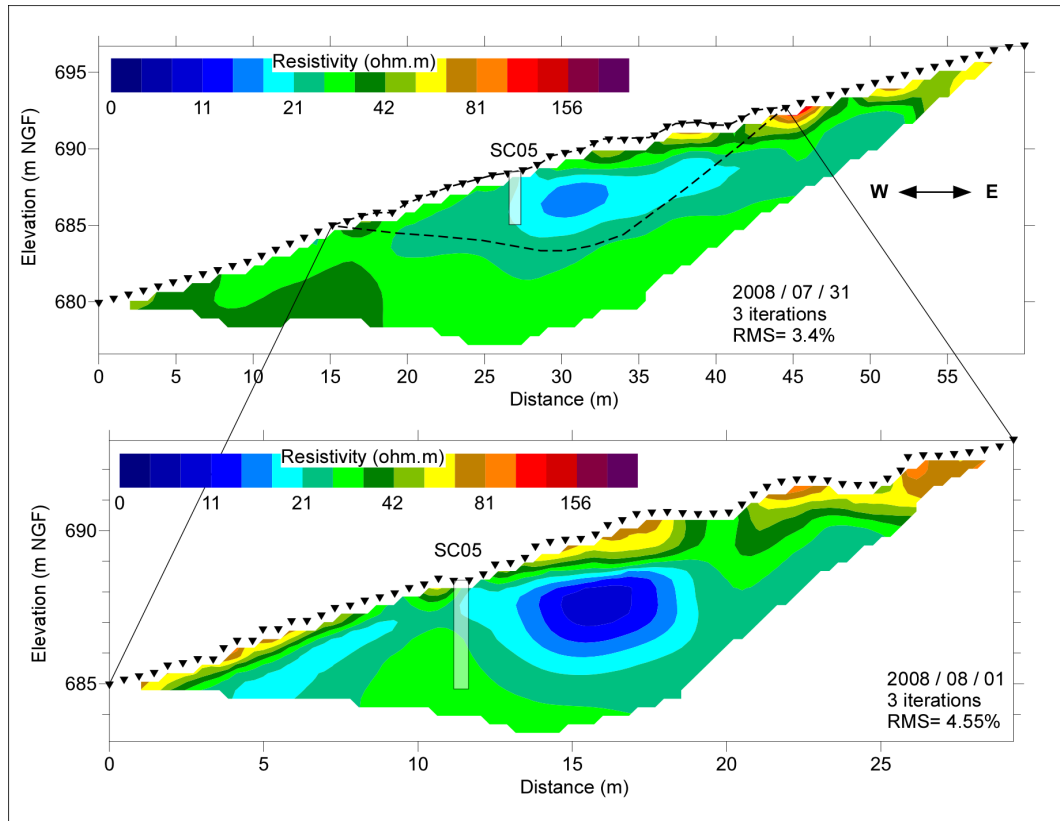


Figure 13: tomographies électriques  $T_0$ .

## 5. Instrumentation géophysique et suivi temporel

Afin de suivre l'évolution de certains paramètres du sous-sol (notamment la teneur en eau et/ou une variation de densité globale liées à l'ouverture-fermeture des fissures), des mesures de monitoring temporel ont été conduites. Les conditions pluvieuses de la période estivale de l'année 2008 n'ont pas permis de générer un retrait des terrains argileux et une ouverture marquée des fissures. Les données présentées par la suite se concentrent sur l'évolution du front d'humidité de la tranche superficielle de sol, suivie par tomographie électrique.

Le pré étant parcouru régulièrement par des vaches, il n'est pas possible de laisser les électrodes en place. Afin de permettre une implantation la plus précise possible lors de chaque campagne de mesures, des repères ont été mis en place. Trois profils temporels sont présentés sur la figure 14, correspondant à des mesures réalisées au début et à la fin du mois d'août ainsi qu'à mi-octobre. Une échelle de couleur identique a été utilisée pour permettre une meilleure comparaison. Ils indiquent une bonne répétabilité générale des

mesures et mettent en évidence des évolutions locales de résistivité. Afin de mieux préciser et quantifier ces évolutions, un traitement de type time-lapse a été effectué.

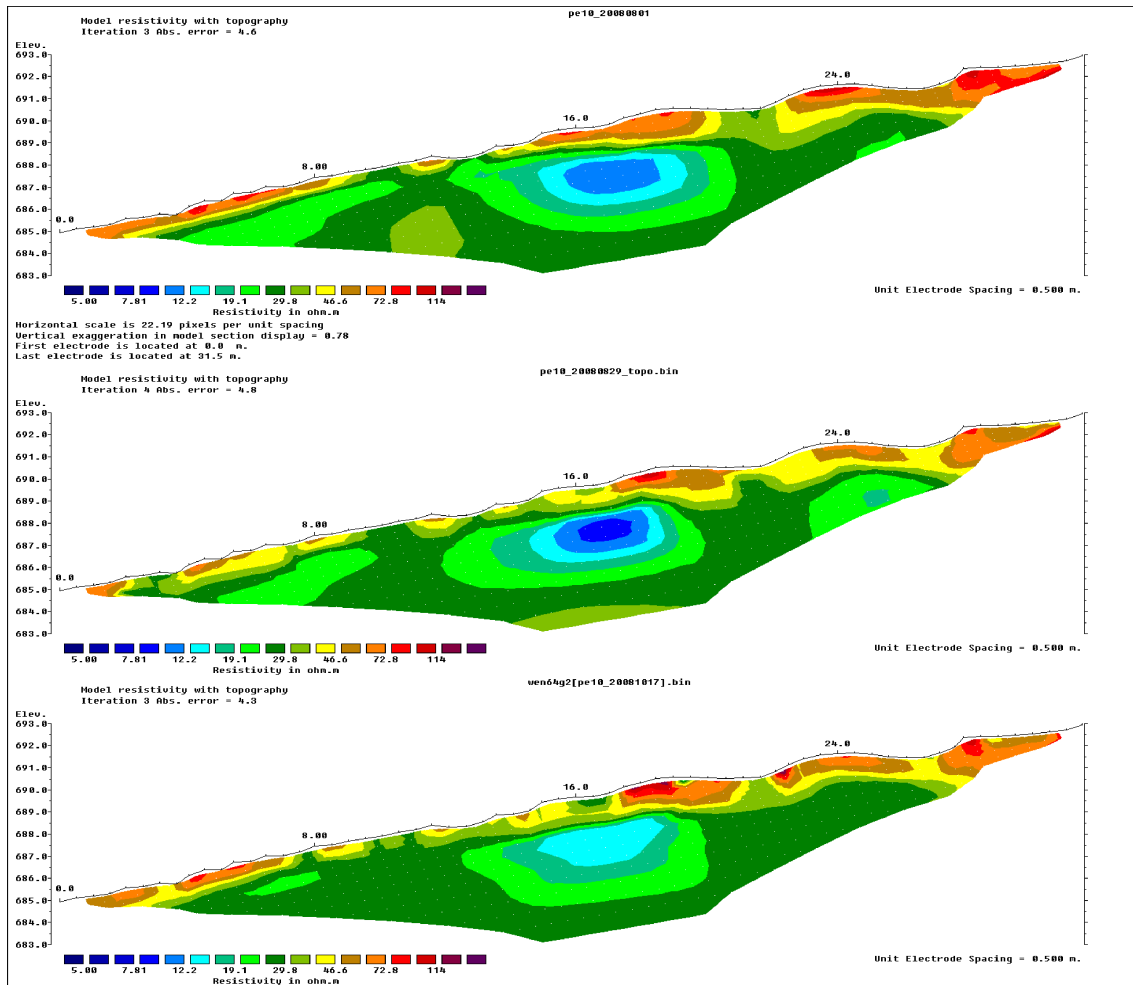


Figure 14: Tomographies électriques en protocole Wenner réalisées, de haut en bas, le 01/08/2008, le 29/08/2008 et le 17/10/2008.

Ce traitement consiste à faire la différence entre les mesures de résistivité apparente au temps  $T_{n+1}$  et les mesures d'un temps de référence  $T_n$ . Les différences de résistivités apparentes sont ensuite inversées de façon classique. La représentation graphique des résultats se fait sous la forme d'une image présentant le pourcentage de variation de résistivité entre le profil  $T_{n+1}$  et le profil  $T_n$ . Les résultats présentés sur la figure 15 sont semi-quantitatifs puisqu'aucune correction de température n'a encore été effectuée.

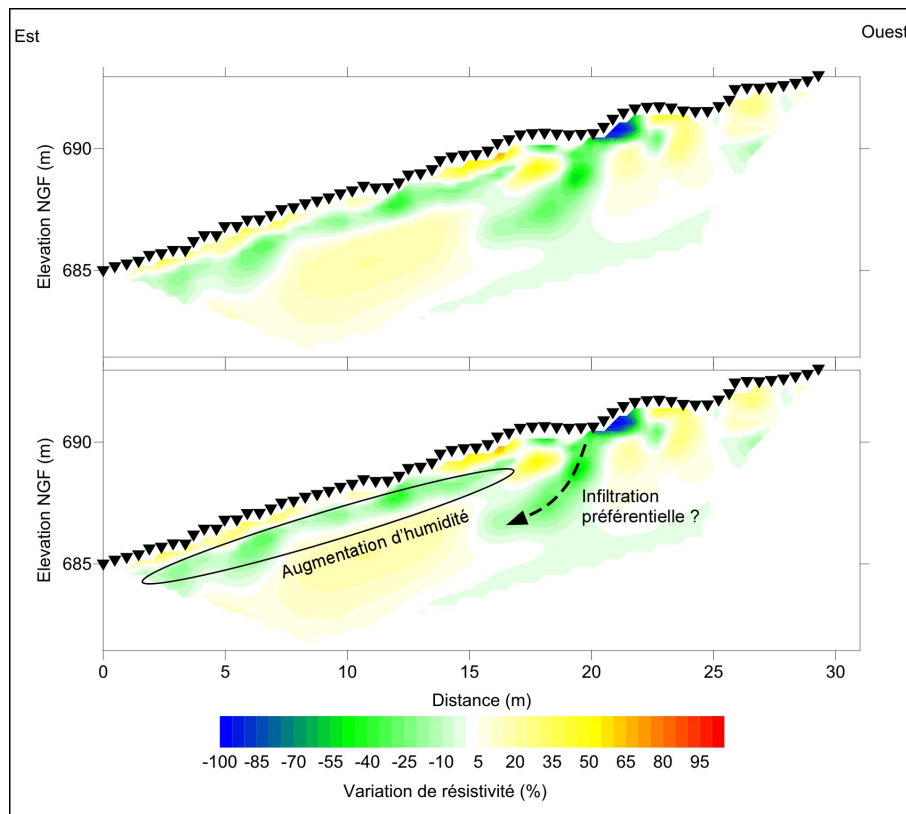


Figure 15: Exemple de traitement en monitoring temporel entre le profil du 01/08/2008 (référence) et du 29/08/2008. L'échelle indique la variation de résistivité, en pourcentage, entre la mesure du 01/08/2008 et du 29/08/2008.

L'analyse de la figure 15 indique, pour le mois d'août 2008 :

- une augmentation de résistivité pour les niveaux les plus superficiels. Ceci correspond à une absence de pluie dans la deuxième moitié du mois et, corrélativement, à une diminution de la teneur en eau de ces niveaux ;
- une diminution de la résistivité à environ 1 mètre de profondeur correspondant à une augmentation d'humidité, en accord avec les données piézométriques (élévation du toit de la nappe superficielle d'environ 10 à 15 cm sur le mois durant la première quinzaine du mois d'août) ;
- une zone de très nette diminution de résistivité (abscisse 21 m, au niveau du terrain naturel). Cette zone, très localisée, se situe en pied de pente / contrepente et pourrait signer une zone d'accumulation et de stagnation d'eau. Ce point mérite des observations complémentaires ;
- la mise en évidence d'une zone de diminution de résistivité présentant une géométrie qui semble correspondre à un chemin d'infiltration préférentiel, juste au droit d'une fissure principale observée sur le terrain.

Afin de mieux caractériser la discontinuité sub-v verticale observée entre les abscisses 15 et 20 m, les acquisitions périodiques suivantes ont été conduites selon un protocole Wenner-Schlumberger. Ce dernier permet d'obtenir, pour une résolution verticale équivalente, une meilleure résolution latérale que le protocole Wenner. La séquence Wenner-Schlumberger correspond à une séquence Wenner (651 points de mesures) complétée par 310 points de

mesures Schlumberger. Il sera ainsi possible de comparer les deux séquences entre elles en retirant les mesures supplémentaires effectuées dans les profils Wenner-Schlumberger.

## 6. Essais de laboratoire

La détermination expérimentale des propriétés des argiles du Trièves et leur caractérisation à travers des mesures locales de la vitesse des ondes de cisaillement ont été effectuées au sein du laboratoire 3S-R. Le tableau 1 résume l'ensemble des essais réalisés ainsi que les paramètres obtenus pour chaque type d'essai.

Tableau 1: Liste des essais réalisés au laboratoire.

<b>Essai</b>	<b>Nombre d'essais</b>	<b>Paramètres obtenus</b>
<b>Groupe 1 – Caractéristiques physiques</b>		
Caractéristiques physiques	8	$\gamma_n, \gamma_d, e, \omega$
Consistance du sol. Limites d'Atterberg	2	$\omega_L, \omega_P, I_P$
<b>Groupe 2 - Caractérisation géomécanique</b>		
Pénétromètre de poche	4	$R_c, C_u$
Essais œdométriques	10	$\sigma'_0, C_c$
<b>Groupe 3 - Caractérisation géophysique avec bender éléments</b>		
Essais isotropes	6	$V_s, e$

Les essais ont été réalisés sur des carottes d'argiles prélevées dans les forages situés à l'extérieur du glissement (SC03-9,10m de profondeur) ou à l'intérieur du glissement (SC01-7,50m de profondeur et 14,10m de profondeur). Dans le premier forage, la structure litée est apparente, tandis que, dans le forage situé dans le glissement, l'argile n'est pas litée aux profondeurs considérées. La carotte SC01 extraite à 14,10m n'a pas pu être exploitée correctement due à la grande quantité de graviers et cailloux présente qui rend impossible toute tentative de tailler un échantillon.

### 6.1. Groupe 1 – caractéristiques physiques

Les résultats obtenus à partir des essais de caractérisation physique sont montrés dans le tableau 2 .

Tableau 2: Résultats des essais de caractérisation physique.

<b>Carotte - profondeur</b>	<b><math>\gamma_n</math></b>	<b><math>\gamma_d</math></b>	<b><math>e</math></b>	<b><math>\omega</math></b>
SC03-9,1m	1,93 g/cm <sup>3</sup>	1,41 g/cm <sup>3</sup>	0,91	35,7%
SC01-7,5m	1,93 g/cm <sup>3</sup>	1,44 g/cm <sup>3</sup>	0,88	34,5%

Les valeurs des paramètres géotechniques ont été calculées en faisant l'hypothèse que le poids volumique des particules solides était  $2,7 \text{ g/cm}^3$ . Ces résultats suggèrent quelques petites différences (teneur en eau) entre les échantillons avec structure litée (SC03) et les échantillons sans structure litée (SC01).

Les limites d'Atterberg calculées dans les deux essais réalisés sont montrées dans le tableau 3.

Tableau 3: Limites d'Atterberg.

Essai	$\omega_L$ (%)	$\omega_P$ (%)	IP (%)
1	45	27	17
2	49	27	22

Selon la carte de plasticité de Casagrande (figure 16), les argiles étudiées se trouvent entre les groupes CL et ML&OL ce qui est tout à fait cohérent avec de l'argile de ce type.

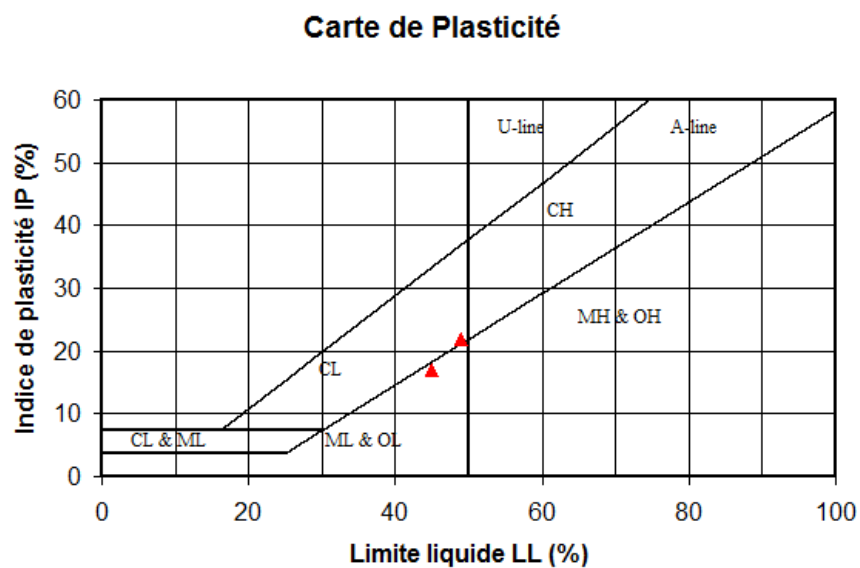


Figure 16: Carte de plasticité de Casagrande.

## 6.2. Groupe 2 - Caractérisation géomécanique

Le pénétromètre de poche a été utilisé pour estimer la cohésion des argiles étudiées à partir de la valeur obtenue de la résistance à la compression non-drainée. Les résultats obtenus sont montrés au tableau 4 :

Tableau 4: Cohésion obtenue au pénétromètre de poche.

Échantillon	$C_u$ (kPa)
Structure litée (hors glissement)	56
Structure non litée (dans le glissement)	48

Les valeurs de cohésion obtenues sont relativement faibles, montrant que la consolidation des argiles n'est pas très élevée. La cohésion des échantillons avec structure litée est plus grande que celle des argiles sans structure litée.

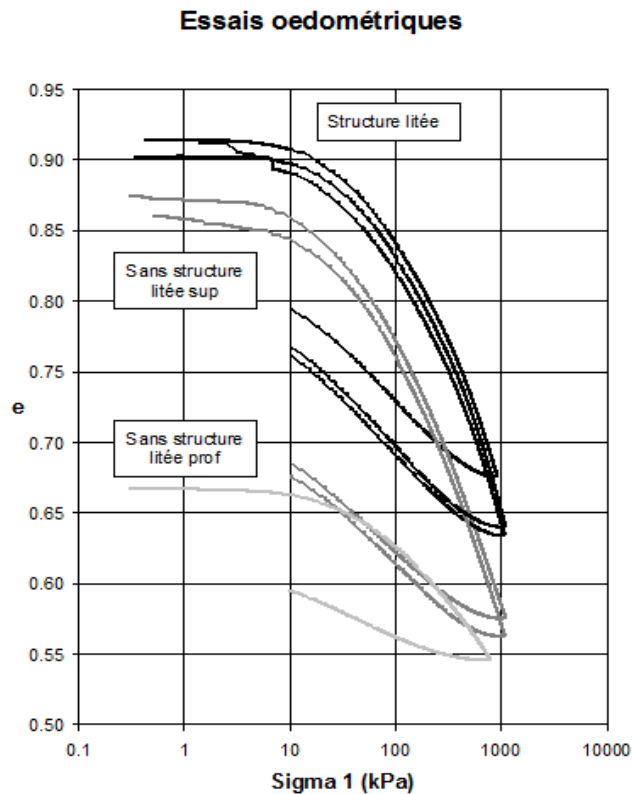


Figure 17: Essais œdométriques.

Le tableau 5 présente les résultats des essais œdométriques pour les différents types d'argiles (avec ou sans structure litée) :

Tableau 5: Essais œdométriques.  $\sigma'_0$  essai : pression de consolidation obtenue avec l'essai ;  $\sigma'_0$  tp : pression de consolidation théorique calculée par rapport à la profondeur de l'échantillon ;  $\sigma'_0$  tc : pression de consolidation théorique calculée en prenant en compte la profondeur d'enfouissement de l'échantillon.

Échantillon	$C_c$	$\sigma'_0$ essai (kPa)	$\sigma'_0$ tp (kPa)	$\sigma'_0$ tc (kPa)
Structure litée	0,22	90	100	100
Sans structure litée	0,22	50	87	520

La valeur de la pression de consolidation des échantillons sans structure litée (50 kPa) est nettement inférieure à la valeur théorique (520 kPa) calculée vis à vis de la cote du sondage selon laquelle on devrait trouver un comportement très surconsolidé. Ce résultat est normal si on tient compte du fait que les argiles ont été remaniées par le glissement. Cette valeur est aussi inférieure à celle calculée à partir du poids des terres. Cet effet nous montre un comportement *sous-consolidé* des matériaux au sein du glissement qui est tout à fait cohérent avec les valeurs du pénétromètre de poche.

Deux hypothèses peuvent être formulées pour expliquer ces résultats :

- un remaniement de l'échantillon ;
- un effet de déstructuration dû au glissement.

### 6.3. Groupe 2 - Caractérisation géophysique

Des essais isotropes avec mesure de la vitesse des ondes de cisaillement ont également été réalisés d'une part sur des échantillons taillés à partir des carottes disponibles (sauf SC01-14,10m du fait de la présence de cailloux rendant impossible la taille d'un échantillon) et d'autre part sur des échantillons constitués de la même argile remaniée à forte teneur en eau et consolidée dans l'appareillage triaxial. Pour chaque essai la vitesse des ondes de cisaillement a été mesurée en fonction de la contrainte de confinement isotrope  $p$  et de l'indice des vides  $e$ . Les échantillons sont saturés.

La figure 18 présente la vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) en fonction de la contrainte de confinement.

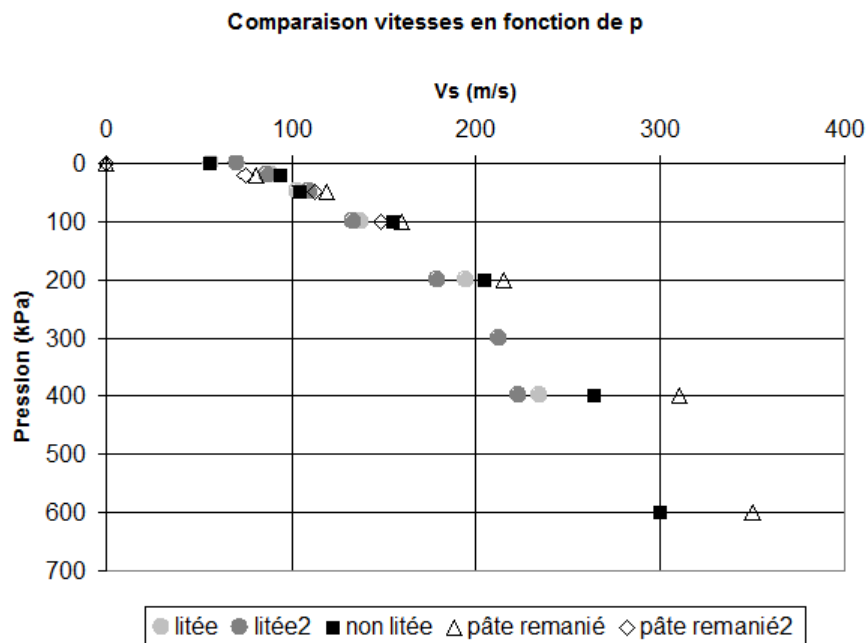


Figure 18: Variation de  $V_s$  en fonction de la contrainte de confinement.

La relation entre la vitesse des ondes de cisaillement et la pression de confinement est similaire pour tous les échantillons (quelle que soit leur structure : litée ou non, remaniée ou non). Pour chaque pression de confinement on peut donc établir un intervalle de vitesse des ondes de cisaillement, au moins à faibles contraintes ( $p < 300$  kPa).

On constate également que les échantillons sans structure litée (échantillons provenant du glissement et échantillons remaniés) ont des vitesses  $V_s$  plus grandes pour la même pression de confinement. Ceci provient sans doute d'un effet d'anisotropie : la vitesse de propagation des ondes est plus faible dans une direction perpendiculaire au litage que celle dans un échantillon sans structure litée (Sarout and Guéguen 2008).

Si on observe maintenant l'évolution de la vitesse des ondes de cisaillement en fonction de l'indice des vides (figure 19), on s'aperçoit que, pour chaque échantillon, la vitesse des ondes de cisaillement diminue avec l'indice  $e$  de façon linéaire. Cependant, deux échantillons avec le même indice des vides mais une structure différente présentent une vitesse des ondes de cisaillement différente.

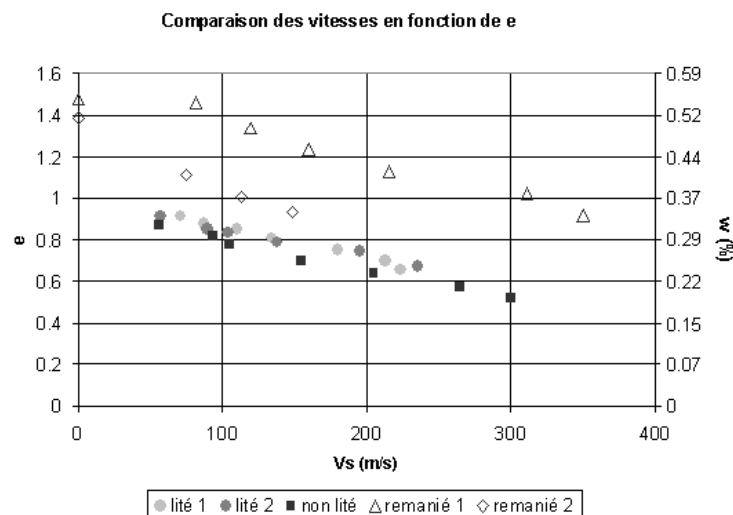


Figure 19: Relation entre l'indice des vides  $e$ , la vitesse de cisaillement  $V_s$  et la teneur en eau  $w$ .

Pour la même valeur de l'indice de vides, la vitesse des ondes de cisaillement est beaucoup plus élevée pour les échantillons reconstitués à partir de la pâte d'argile. Ce résultat suggère que la consolidation isotrope crée une structure parfaite à partir de la pâte qui est plus favorable à la transmission des ondes S.

La figure 20 montre la relation  $e$ - $V_s$  en deux cycles de charge pour l'échantillon *lité2*. La vitesse des ondes de cisaillement augmente linéairement avec la pression de consolidation. Par contre, en réduisant la pression, l'indice des vides reste presque constant mais la vitesse des ondes diminue significativement. Ce résultat suggère que la vitesse des ondes de cisaillement est plus sensible à l'état des contraintes au moment de la mesure qu'à l'indice des vides.

En regroupant les mesures des vitesses des ondes de cisaillement correspondant à la même pression de confinement (figure 21), on s'aperçoit que l'influence de la pression sur la vitesse  $V_s$  est plus importante que celle de l'indice des vides.

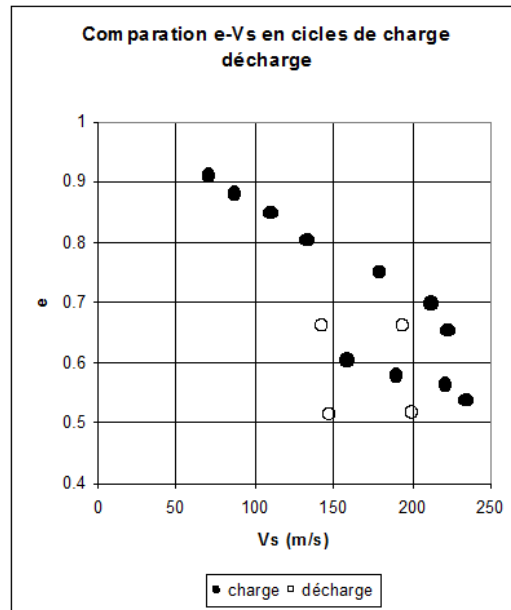


Figure 20: Essai isotrope de charge-décharge.

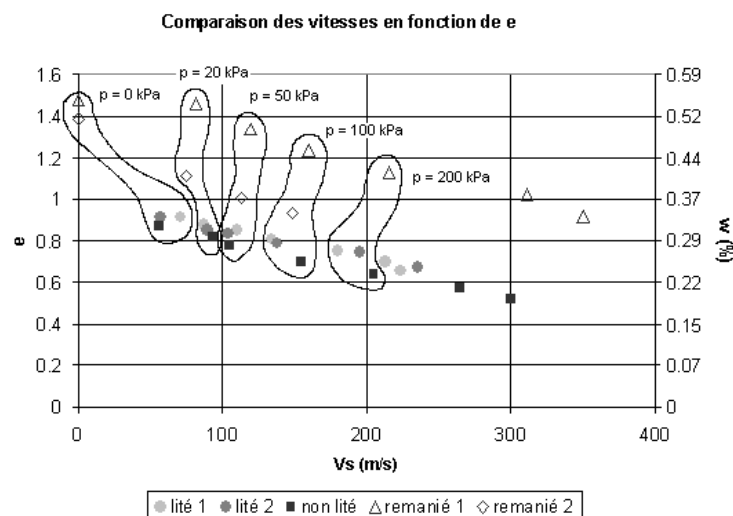


Figure 21: Relation  $e - V_s$  en fonction de la pression de confinement au moment de la mesure de la vitesse.

L'ensemble des observations réalisées, indique que les différences des vitesses de cisaillement observées entre l'extérieur et l'intérieur du glissement résultent peu de la variation de l'indice des vides mais surtout des variations de structure et de l'état de contraintes du matériau au moment de la mesure. Les faibles vitesses  $V_s$  rencontrées au sein du glissement peuvent donc s'expliquer par un état des contraintes plus faible, ce qui serait cohérent avec les pressions de consolidation plus faibles mesurées lors des essais œdométriques.

Selon ces observations, la différence de vitesses mesurées entre le sein du glissement et l'extérieur de ce dernier ne peut pas être uniquement attribuée à une variation des indices des vides, puisque la structure du matériau à l'intérieur et à l'extérieur est différente.

Ces résultats doivent être vérifiés avec des mesures de vitesses lors d'essais de chargements anisotropes comme des essais œdométriques et triaxiaux, ce qui conduirait à une approximation plus fidèle de la réalité.

## **7. Discussion, conclusions et perspectives**

Les données géotechniques précédentes (inclinométrie notamment) indiquent la présence d'au moins trois surfaces de glissement sur le site du Mas d'Avignonet à des profondeurs de 5 m, 10 à 15 m et 40 à 50 m (figure 2 à droite). Les mesures géophysiques réalisées dans le cadre de ce travail se sont focalisées sur les deux premières (5 m et 10 à 15 m).

Les essais down-hole (figure 9) indiquent une répartition selon trois niveaux pour la mesure de  $V_p$ . Les tomographies en ondes P (figures 10 et 12) indiquent que cette méthode semble peu sensible aux changements d'état du matériau puisqu'aucune interface n'est clairement détectée sur les images. Au contraire, les images obtenues en  $V_s$  (figure 11) sont cohérentes avec les données down-hole (figure 9) et indiquent la présence de plusieurs interfaces sur la profondeur auscultée.

Les mesures de  $V_s$  réalisées in situ (figure 11) ont montré que les zones affectées par le mouvement de terrain étaient caractérisées par des vitesses faibles (150 m/s à 300 m/s) sur les 15 premiers mètres, traduisant une déstructuration importante du terrain. Les essais de laboratoire réalisés en conditions de contraintes isotropes ont conduit à des valeurs plus faibles de  $V_s$ , comprises entre 70 m/s et 220 m/s pour des profondeurs équivalentes. Les échantillons ont cependant pu être endommagés lors du carottage. Ces essais, qui ont montré la variation de  $V_s$  en fonction de l'indice des vides, ont mis en évidence le rôle fondamental de l'état de contraintes et de la structure de l'échantillon sur les valeurs de  $V_s$  obtenues. La réalisation d'essais de laboratoire en conditions anisotropes devraient fournir des résultats plus proches de la réalité du terrain.

Les premiers résultats piézométriques montrent l'existence de deux nappes distinctes au sein des argiles, avec une réaction extrêmement rapide de la nappe profonde avec la pluviométrie (figure 6). Ces résultats sont en accord avec les données de potentiels spontanés qui indiquent une réaction très rapide de certaines voies aux événements pluvieux (figure 7). Ils suggèrent l'existence de chemins d'infiltration préférentielle sub-verticaux très perméables. Les premières tomographies électriques en fonction du temps semblent indiquer une zone préférentielle d'infiltration au niveau de l'escarpement sommital du petit glissement de terrain étudié (figure 15).

Les mesures initiées doivent être continuées durant au moins un cycle saisonnier afin de déterminer la fiabilité de ces premiers résultats et de tirer des conclusions quantitatives sur le rôle des fissures apparaissant en surface dans l'alimentation en eau des surfaces de rupture. Notamment, les mesures électriques devront être corrigées de l'effet de température (en fonction de la profondeur et des saisons) et normalisées afin de pouvoir

être comparées entre elles. De plus, les instrumentations en TDR devraient permettre de fournir une estimation des changements de conditions hydriques du milieu. Un suivi identique par méthodes sismiques devrait également permettre de détecter des variations des conditions mécaniques couplées aux variations hydriques du milieu.

Finalement, à la demande du Pôle, un rapport complémentaire sur le suivi temporel plus important par méthodes sismiques et électriques pourra être fourni. Ces résultats figureront dans le manuscrit de thèse de G. Bièvre.

### **8. Publications dans le cadre de ce travail**

Bièvre G., Jongmans D., Renalier F., Kniess U., Schwartz S., Pathier E., Orenge Y., Villemin T. & Delacourt C. (2008) – Caractérisation géophysique des glissements d'Avignonet et de l'Harmalière (région du Trièves, Alpes externes). - Journées Aléa Gravitaire, Orléans, 17-18 novembre 2008.

Bièvre G., Kniess U., Jongmans D., Schwartz S. & Zumbo V. (2008) – Influence of the geological structure on the geometry and dynamics of two large landslides within glaciolacustrine clays (Trièves area, french Alps). - *EGU General Assembly*, 14-18 April 2008, Vienna, Austria.

Bièvre G., Kniess U., Renalier F., Jongmans D. & Zumbo V. (2008) - Reconnaissance géophysique d'un vaste glissement de terrain dans les Argiles litées du Trièves (Alpes externes, France). - Journées AGAP Qualité, Aix-en-Provence, 21-22 octobre 2008.

Jongmans D., Bièvre G., Schwartz S., Renalier F. & Bearez N. (2008). - Geophysical investigation of the large Avignonet landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (french Alps). – *Engineering Geology*, doi:10.1016/j.enggeo.2008.10.005.

Jongmans D., Renalier F., Kniess U., Bièvre G., Schwartz S., Pathier E., Orenge Y., Villemin T. & Delacourt C. (2008) – Characterization of the Avignonet landslide (French Alps) using seismic techniques. - 10<sup>th</sup> International Symposium on Landslides and Engineered Slopes, June 30 - July 4, 2008, Xi'an, China, 6 p.

Valldosera Lluc (2008) – Etude de la propagation des ondes de cisaillement dans les argiles du trièves à partir d'essais de laboratoire. - Stage de master, Laboratoire 3S-R.

### **9. Références bibliographiques**

Demagnet, D. (2000), 'Tomographies 2D et 3D à partir de mesures géophysiques en surface et en forage.', PhD thesis, Université de Liège.

Jongmans, D., Schwartz, S., Tadenuma, S., Aubert, M. et al. (2006), 'Un pas vers un observatoire de mouvements de terrain dans les argiles du Trièves : synthèse et création d'une base de données géotechniques, géodésiques et géophysiques', rapport de recherche du PGRN.

Loke, M. H. & Barker, R. (1996), 'Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-newton method.', *Geophysical Prospecting* **44**, 131-152.

Monjuvent, G. (1973), 'La transfluence Durance-Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac (Alpes françaises)', *Géologie Alpine* **49**, 57-118.

Pullammanappallil, S. A. & Louie, J. N. (1994), 'A generalized simulated-annealing optimization for inversion of first-arrival times', *Bulletin of the Seismological Society of America* **84**(5), 1397-1409.

Sarout, J. & Guéguen, Y. (2008), 'Anisotropy of elastic wave velocities in deformed shales: Part 1 --- Experimental results', *Geophysics* **73**(5), D75-D89.