Janvier 2005

Rapport de Synthèse

Mesures de l'évolution de caractéristiques géophysiques du mouvement de terrain des Ruines de Séchilienne. Comparaison avec mesures de déplacements et données météorologiques.

Projet financé par le Conseil Général de l'Isère

Programme 2004 du Pôle Grenoblois d'Etudes et de Recherche pour la Prévention des Risques Naturels

- Coordinateur: S. Garambois (Lirigm)
- Participants : (1) LIRIGM-LGIT : O. Méric, Y. Orengo, S. Garambois, R. Muggeo
  (2) CETE Lyon : J.-L. Durville, P. Pothérat, L. Effandiantz, J.-L. Duranthon
  (3) Société SAGE : P. Desvarreux

Lirigm
Géologie et Mécanique *Laboratoire Interdisciplinaire de Recherche Impliquant la Géologie et la Mécanique*
Adresse Postale : BP 53 – 38041 Grenoble cedex 9 – France
Téléphone : (+33) 476 828080 - **Fax** : (+33) 476 828070

Rappel : Résumé du projet financé L'étude et la compréhension des mouvements de terrain sont souvent basées sur des mesures et observations de surface qui, si elles s'avèrent indispensables, ne fournissent pas toutes les informations nécessaires pour l'évaluation spatiale et la caractérisation de la zone en mouvement. A ce titre, le mouvement de terrain des « Ruines de Séchilienne » est un exemple d'instabilité gravitaire complexe, caractérisé par une déformation hétérogène mise en évidence par un important système de mesures de déplacement, et dont certaines limites restent mal connues, en particulier en profondeur. Ce manque d'informations est actuellement un frein pour la compréhension des mécanismes de mouvement en profondeur, et *a fortiori* pour leur modélisation, étape préalable à tout effort de prévision. Des travaux précédents, en partie financé par le Pôle Grenoblois des Risques Naturels, ont montré le potentiel de certaines méthodes géophysiques pour imager cette structure et localiser de potentielles limites latérales. Ils ont également mis en évidence des anomalies de paramètres géophysiques (pour certaines directement liées à la circulation de fluides en profondeur), qui sont remarquablement corrélées avec les mesures de déplacement en surface. Ce projet vise à mieux comprendre ces corrélations entres mesures géodésiques, géophysiques et météorologiques, en effectuant un suivi temporel des paramètres géophysiques apparaissant les plus significatifs (résistivité électrique, potentiel spontané) et en les comparant aux données géodésiques et météorologiques. Pour le mouvement de Séchilienne, qui présente toujours un enjeu socio-économique important pour la région Rhône-Alpes, cette démarche, déjà initiée dans d'autres pays européens, apparaît primordiale pour mieux comprendre la dynamique propre à ce type d'instabilité gravitaire.

I. INTRODUCTION

Plusieurs types de mécanismes de rupture peuvent se produirent dans les grands mouvements de terrain rocheux assez fréquents dans les formations cristallines (Hutchinson, 1988). Dans certain cas, un de ces mécanismes peut faire évoluer le mouvement vers une rupture catastrophique de type avalanche rocheuse. Dans les Alpes, la plupart des mouvements de fort volume ont probablement été initiés ou réactivés après le retrait des glaciers (Noverraz, 1996), il y a 10,000 à 15,000 ans, et ont évolué de manière différente, ceci dépendant des conditions géologiques et topographiques initiales, et également des facteurs contribuant à abaisser leur stabilité (érosion, influence de l'eau, mouvements sismiques, cycles climatiques). Ainsi, ces instabilités progressent selon des cycles de stabilisation et de réactivation qui peuvent parfois mener à la rupture après plusieurs décennies ou siècles. Par conséquent, la compréhension des mécanismes de rupture d'un glissement rocheux donné reste à l'heure actuelle une question complexe, notamment en raison du manque de données fiables et représentatives à la fois dans le temps et dans l'espace (Crosta et Agliardi, 2003; Moser, 2002; Noverraz, 1996). Ce manque de compréhension ne peut être complété qu'à travers l'observation, l'investigation et le suivi temporel de différents sites sur une longue période temporelle.

Depuis plusieurs années, de nouvelles techniques géodésiques ont permis de mesurer l'évolution temporelle des déplacements superficiels des glissements présentant un enjeu socio-économique fort (GPS, laser, interférométrie, radar). En parallèle, des progrès en géophysique ont été établis permettant de suivre l'évolution 2D (voire 3D) des caractéristiques électriques et/ou mécaniques d'un mouvement de terrain. Ces apports, alliés aux progrès effectués en modélisation numérique, pourraient permettre d'envisager une meilleure compréhension de la dynamique des mouvements de terrain et de l'influence des facteurs extérieurs.

Le rôle des fluides n'est pas toujours très clair, même si sur certains sites, une corrélation directe entre pluviométrie et dynamique du glissement a été démontrée. Pour aller plus loin dans l'étude de cette corrélation, une bonne connaissance des variations de la circulation des fluides en profondeur au cours du temps sur des objets très fracturés pourrait être comparée directement avec les déplacements superficiels (ou variations profondes issues de méthodes géophysiques), et permettrait une avancée forte vers la compréhension des mécanismes. Malheureusement, l'accès aux informations concernant les circulations de fluides souterraines n'est pas évident. Seules les mesures hydrauliques en puits (piézomètres, débimètres) ou par traçage permettent de mieux contraindre celles-ci, mais restent ponctuelles et sont très coûteuses.

Parmi les méthodes géophysiques sensibles aux circulations de fluides (radar, RMP, sismique) deux méthodes nous avaient semblé intéressantes : la tomographie électriques (résistivité électrique) et la polarisation spontanée (PS, origine électrocinétique).

Dans le cadre de ce projet, nous avions initialement proposé de suivre dans le temps ces observables géophysiques sur le glissement rocheux de Séchilienne, avec différents pas d'échantillonnage temporels liés aux contraintes d'équipement de chaque méthode. Au vu de la difficulté de l'implantation dans ce milieu et des contraintes budgétaires, nous avons choisi d'enregistrer uniquement l'évolution de la PS qui est directement liée aux circulations de fluide, et ceci en plusieurs emplacements au sein du glissement (en surface et en galerie). Les résultats attendus de cette démarche sur les grands glissements de terrain rocheux étaient à considérer à long terme, sachant qu'outre l'acquisition, des développements théoriques et numériques devront être menés en parallèle pour améliorer l'interprétation. Le financement procuré dans le cadre de cet appel d'offre permettait ainsi l'implantation et le suivi du réseau PS, démarche originale pour les grands glissements rocheux.

La longue mise en place du réseau PS a été achevée en juin 2005, mais les acquisitions ont été interrompues par la foudre ayant endommagé un multiplexeur. L'interprétation complète des données nécessitera un temps d'enregistrement suffisamment long qui portera au minimum sur une période d'un an correspondant à un cycle saisonnier. Les données PS seront régulièrement comparées entre elles pour apprécier leur évolution spatiale, et surtout un travail de corrélation entre électrodes de surface et en galerie sera mené. L'étude visera également à comparer l'ensemble des mesures de PS avec les données météorologiques disponibles et les déplacements superficiels mesurés par ailleurs par le CETE de Lyon.

Dans ce rapport de synthèse, après avoir rappelé les caractéristiques du site instrumenté, nous décrirons plus en détail la théorie du potentiel spontané et l'implantation du réseau PS. Par la suite, nous présenterons les premières mesures obtenues permettant d'illustrer des traitements spécifiques et résultats préliminaires.

II. SITE DE SECHILIENNE

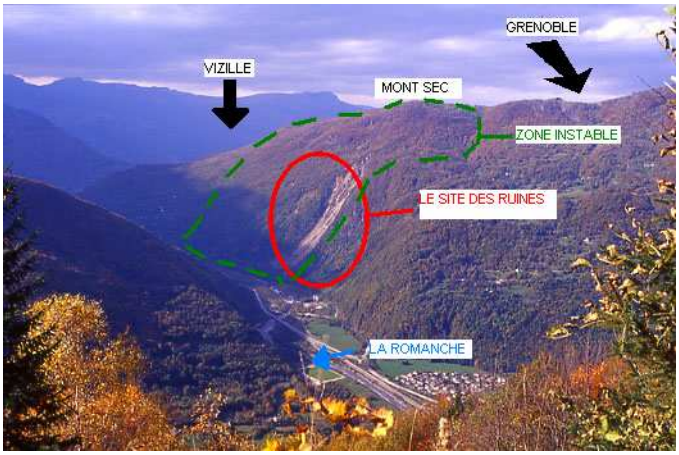
II.1 Description du site

Le site des « ruines » de Séchilienne est situé dans les Alpes du Dauphiné, à 15 Km au Sud-est de Grenoble, en aval du village de Séchilienne. Il affecte le flanc sud du Mont Sec (altitude 1048 m), et menace de constituer un barrage naturel de la vallée de la Romanche. Les instabilités de la pente sont liées à 2 types de mécanismes, des chutes de blocs d'une part, et un affaissement de la partie supérieure du Mont Sec d'autre part.

Ce mouvement de terrain, qui constitue un risque majeur pour l'agglomération Grenobloise en raison des risques secondaires qu'il pourrait engendrer (barrage naturel de la Romanche, puis déverse et risque d'inondation), est suivi temporellement depuis 1985 et a déjà fait l'objet de nombreuses publications qui rendent comptes des travaux de terrain aux niveaux géologique, structural et hydrologique, de travaux numériques et liés à la métrologie mise en oeuvre (on peut

citer Vengeon, 1998 ; Pothérat et al., 2001 ; Evrad et al., 1990 ; Giraud et al., 1990 ; Duranthon et al., 2003 ; Antoine et al., 1994).

(a)



(b)

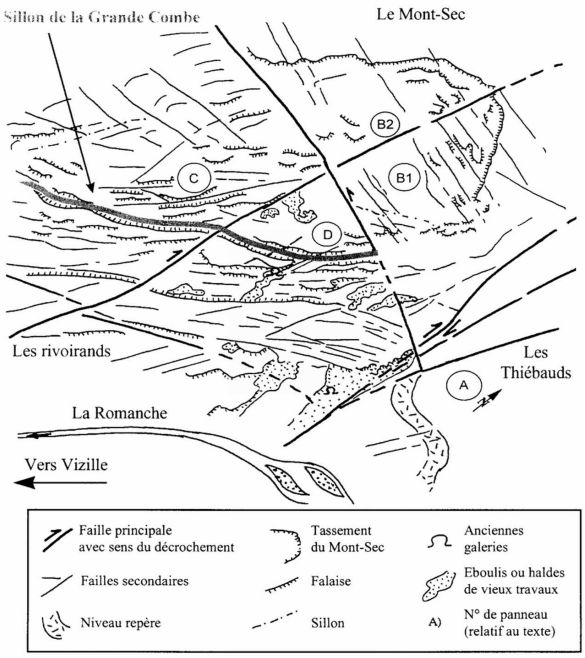


Figure 1 : Site de Séchilienne. (a) Photographie de la zone en mouvement. (b) Esquisse structurale de la zone en mouvement (Pothéra et Alfonsi, 2001).

L'ensemble de ces travaux (qui ne seront pas repris dans ce rapport scientifique) a amené à penser que le mouvement de Séchilienne était contrôlé par les principales discontinuités découpant le massif, qu'il incluait des basculements ou glissements locaux pouvant évoluer à travers des dommages progressifs vers un glissement important et très massif de caractéristiques inconnues. Celui-ci pourrait être découpé à l'Est au niveau du village des Thiébaults par la zone frontale active à mi-pente, et au Nord par l'escarpement du Mont Sec. Il faut noter qu'il existe des risques couplés à ce mouvement gravitaire. En effet, une avalanche rocheuse de 2 à 3 hm3 pourrait générer un effet secondaire d'inondation généré par le barrage de la vallée de la Romanche. De plus, en raison de l'existence de la faille active de Belledonne aux alentours de la zone étudiée (Thouvenot et al., 2003), un séisme d'intensité moyenne pourrait déclancher cette avalanche rocheuse.

II.2 Campagnes de mesures antérieures

Ce site est déjà fortement instrumenté. En effet, il existe un système de suivi temporel des déplacements utilisant depuis 1986 des mesures manuelles d'ouverture de fractures et topographiques, puis des mesures automatiques de suivi de fractures (en surface et en galerie) alliées à des mesures géodésiques par laser, et depuis 2000 par radar et GPS (gérées par le CETE Lyon). Ces travaux ainsi qu'une station météorologique ont montré l'existence d'une corrélation entre déplacements superficiels et pluviométrie.
D'autre part, des reconnaissances géophysiques ont été conduites dans le cadre d'un financement du Conseil Général de l'Isère 2001 (Jongmans et al., 2002) et 2002 (Garambois et al., 2003) en considérant plusieurs techniques géophysiques (profil électromagnétique,

tomographie électrique, potentiel spontané, tomographie sismique et mesure de bruit sismique). Ces travaux, qui ont été publiés (Méric et al., 2005), avaient pour objectif de caractériser et de délimiter la masse de roche affectée par ce mouvement complexe dont la limite latérale reste incertaine. L'étude avait montré que toutes les zones très déformées (encore actuellement et dans le passé) par le mouvement étaient caractérisées par de fortes valeurs de résistivité électrique (supérieure à 3 kΩm), tandis que dans la zone non perturbée les valeurs de résistivités étaient de quelques centaines de Ωm à 1 kΩm. Comme le montraient les observations de surface et les profils de tomographie sismique, cette augmentation de résistivité était due à une fracturation importante associée à la création de vides remplis d'air au sein du massif. Les techniques électromagnétiques, PS et de mesure de bruit, qui ont été testées le long d'un profil transversal recoupant le mouvement, présentaient une corrélation remarquable avec le taux de déplacement (Figure 2).

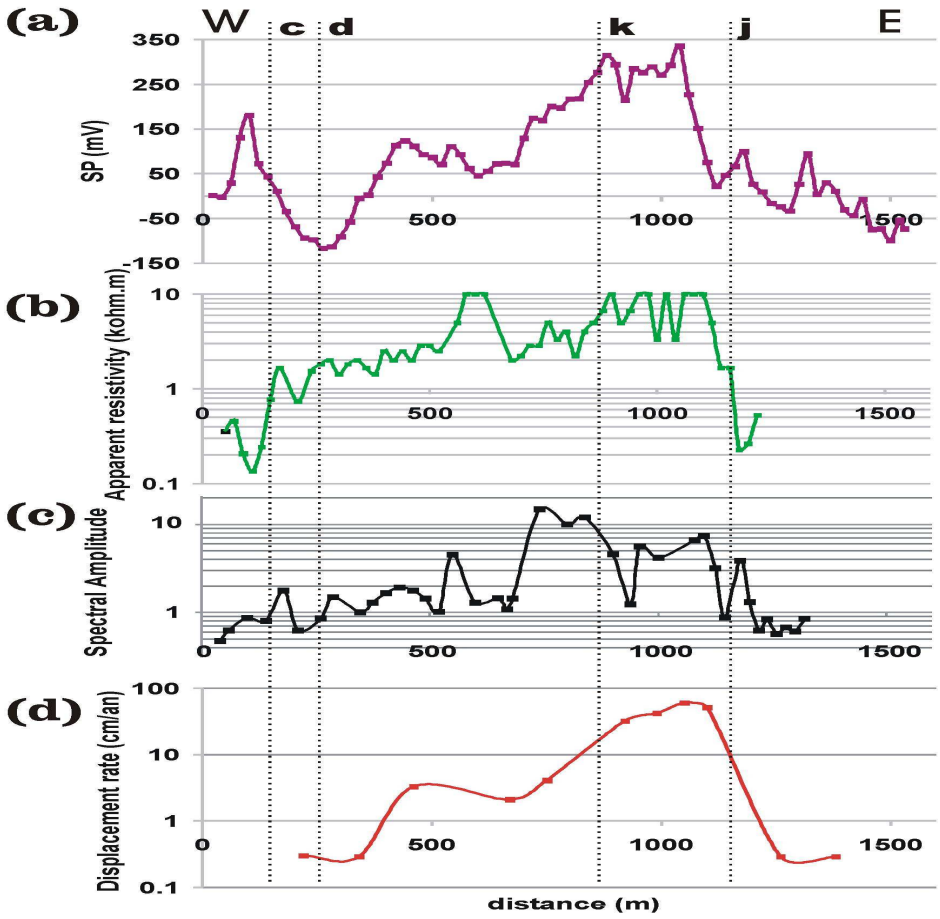


*Figure **2** : Anomalies géophysiques selon un profil transverse au mouvement. (a) PS, (b) EM34, (c) amplitude spectrale du bruit de fond sismique, (d) taux de déplacement.) **c** et **d** sont les limites déduites des mesures géophysiques tandis que **j** est une limite reconnue par mesure géodésiques.*

Ces résultats préliminaires soulignaient l'intérêt de combiner les méthodes géophysiques pour caractériser la masse de roche impliquée dans le mouvement et pour déterminer l'évolution du mouvement par un suivi temporel des paramètres géophysiques.

III. Le réseau de Polarisation Spontané (PS)

A) Aspects théoriques sur la PS

Sans rentrer trop dans les détails nous allons présenter les phénomènes de potentiel spontané. Leur origine peut s'avérer multiple (électrocinétique, électrochimique, piézoélectrique, oxydoréduction), ce qui rend son interprétation dans les milieux complexes difficile. Elle rend compte de l'ensemble des phénomènes générant une circulation de courant d'origine naturel et qui génère en retour un champ électrique, accessible à la mesure par différence de potentiel.

Le phénomène électrocinétique est le processus physique qui génère un courant électrique dans un milieu poreux (ou fracturé) sous l'action d'une circulation de fluide. Son origine microscopique prend sa source au niveau de la présence d'une double couche électrique au contact grain/solide, qui lorsqu'elle est mise en mouvement par une circulation de fluide, génère des déplacements de charges électriques. Au niveau macroscopique, les courants d'électrofiltration génèrent un champ électrique dont le rayonnement est caractéristique de la forme et de l'intensité de la circulation de fluides, mais également de propriétés du milieu poreux tels que la conductivité électrique.

De nombreux auteurs ont travaillé sur ce phénomène en statique de manière théorique ou expérimentale, en proposant des applications environnementales ou sur les volcans (par exemple de manière non exhaustive, Aubert et Danna, 1994 ; Perrier et al., 1998, 2000 ; Révil et al., 2002, 2003 ; Trique et al., 2003 ; Darnet, 2003, Naudet, 2004) et en dynamique (Garambois, 1999; Garambois et Dietrich, 2001, 2002 ; Pride et Garambois, 2002, 2005). Les développements théoriques visent à construire une image 2D (Patella, 1997, Hammam et al., 1997) ou à inverser les données (Sailhac et Marquis, 2001, Revil et al., 2003).

En ce qui concerne les mouvements de terrain, des reconnaissances PS peu nombreuses ont été menées avec succès (Bogoslovsky et Ogilvy, 1977 ; Bruno et Marillier, 2000 ; Giano et al., 2000) mais connaissent un intérêt croissant depuis quelques années.

Avant d'implanter le réseau, nous avions réalisé un suivi temporel transverse au glissement de Séchilienne (Méric et al., 2005) en répétant les mesures tous les 3 mois. Celui-ci (Figure 3), montrait une stabilité remarquable dans la partie peu active du glissement, et des instabilités assez prononcées dans la zone plus faillées. La forme générale de la courbe (anomalie positive assez forte) et sa stabilité dans le temps pouvait s'expliquer soit par une origine électrocinétique, marquée alors par une zone d'écoulement profonde, étendue dans l'espace, parallèle à la surface et stable dans le temps (l'échantillonnage temporel ne permettant pas l'accès aux circulations de fluide transitoires) soit par une origine électrochimique due à la présence de minerais (zinc et plomb) dans les veines de quartz.

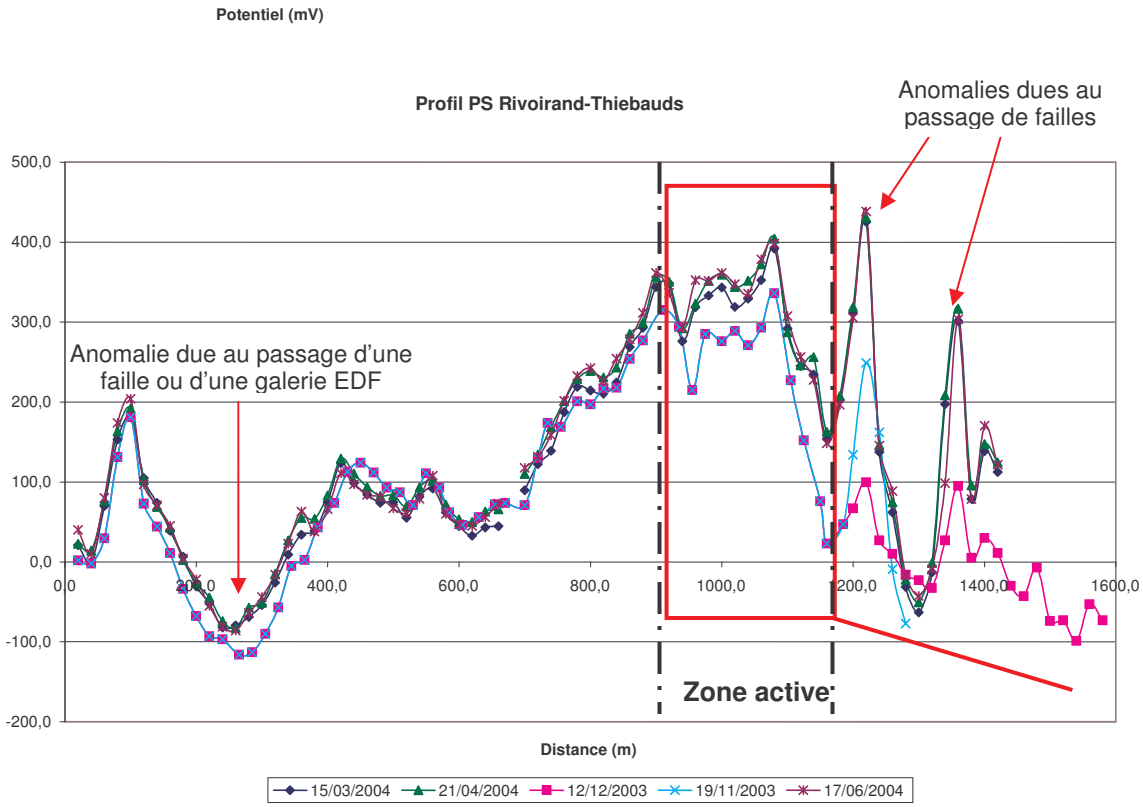


*Figure **3** : Anomalies PS à plusieurs mois d'intervalle.*

B) Mise en place du réseau PS

Le dispositif mis en place sur le site est composé de :

- 24 électrodes Pb/PbCl2 impolarisables PMS9000 (Petiau, 2000)

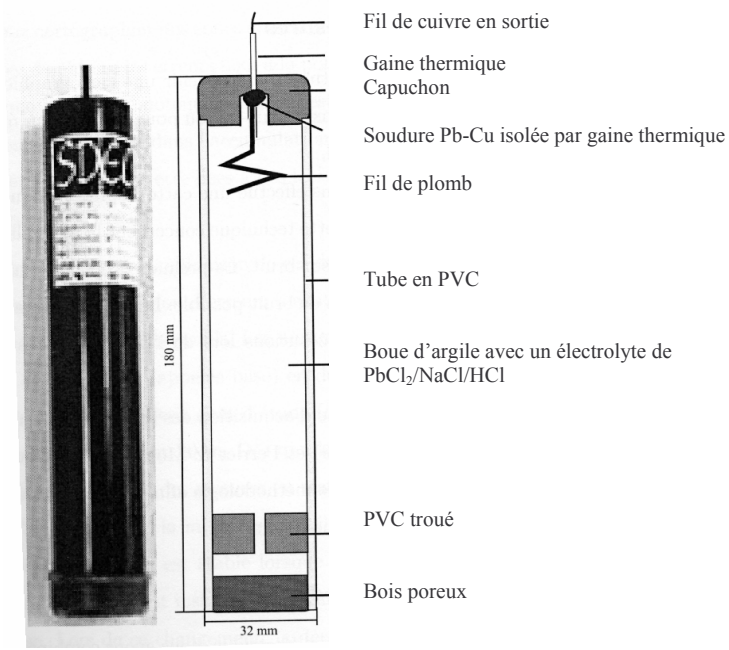


*Figure **4** : Photo et schéma d'une électrode de type Petiau (d'après Naudet, 2004)*

- d'une centrale d'acquisition Campbell CR10X

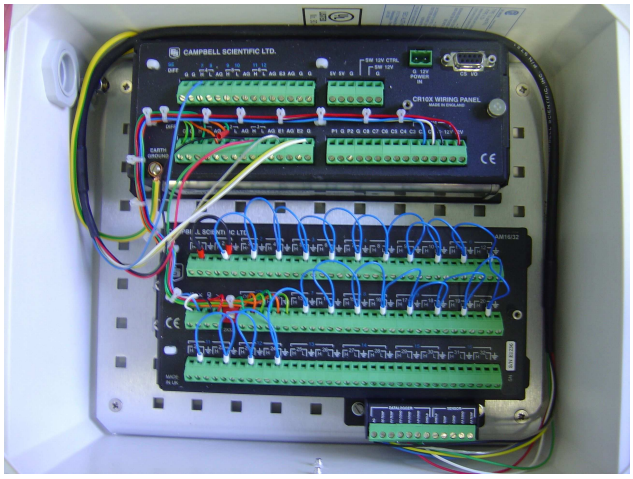


*Figure **5**: Centrale d'acquisition Campbell CR10X + multiplexeur*

- de deux pluviomètres placés à la sortie de la galerie de reconnaissance et dans la galerie au niveau de la sortie d'un écoulement quasiment permanent
- D'une sonde de conductivité CS547 qui mesure la conductivité de l'eau percolant dans la galerie de reconnaissance
- Environ 2 kilomètres de câbles résistant à la traction de diamètre 0.6 mm2
- Des gaines de protection pour les câbles.

Les connexions électroniques ont été protégées par des boîtiers étanches.

Afin que les électrodes bénéficient d'un bon couplage avec le terrain, elles ont été enterrées à 1m de profondeur dans un trou rempli d'argile salée (figure 6). Pour éviter que cette argile soit trop rapidement lessivée, une géomembrane recouvre l'emplacement.

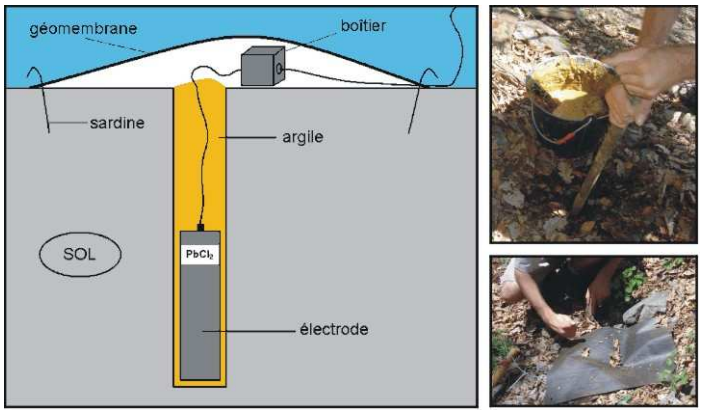


Figure 6: Schéma d'implantation des électrodes.

C) Implantation des électrodes

Le choix de l'emplacement des électrodes PS a été effectué, d'une part en considérant le profil PS déjà réalisé (Figure 3), et d'autre part en utilisant la galerie de reconnaissance, en espérant pouvoir suivre des anomalies transitoires PS depuis la surface jusqu'en profondeur. La mesure PS (différence de potentiel) nécessite l'utilisation d'une électrode de référence, stable dans le temps, autour de laquelle aucune perturbation électromagnétique d'origine anthropique ou naturelle ne puisse se manifester. Dans notre cas, nous avons préféré installer deux électrodes de référence dans la zone peu ou pas active du mouvement pour plus de sécurité (notées Ref et 1 sur la figure 7).

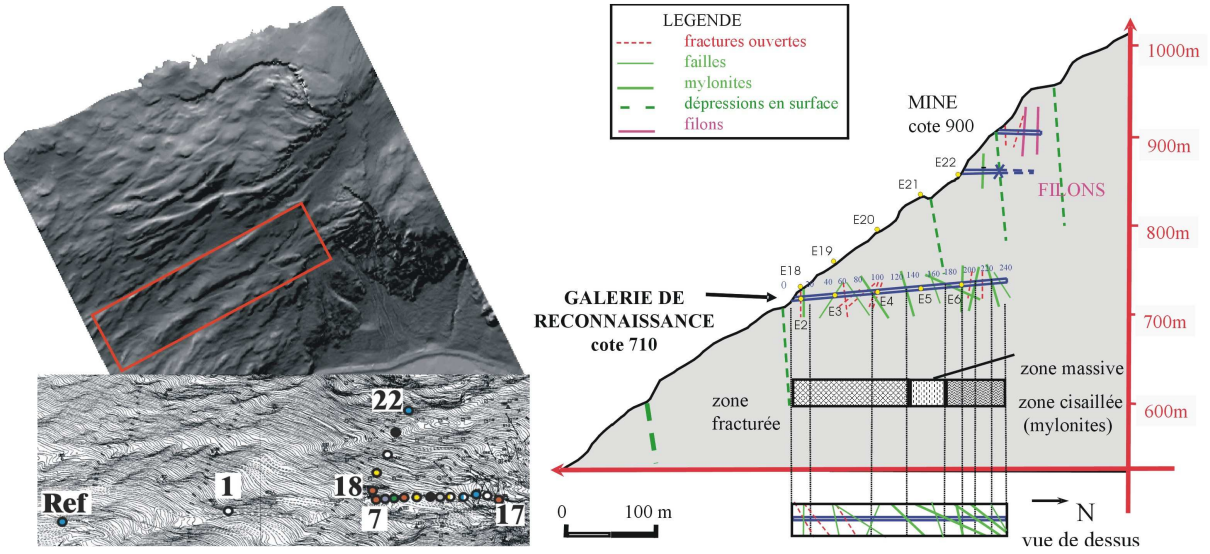


Figure 7: Plan de positionnement des électrodes.

En plus des électrodes de référence, le dispositif installé comporte ainsi 5 électrodes placées dans la galerie de reconnaissance à 40 m d'intervalle, 12 électrodes espacées de 25 m déployées dans la zone active (électrodes 7 à 17), et 5 électrodes placées en surface au dessus des électrodes de la galerie, (électrodes 18 à 22).

IV. Premières mesures et traitements

La mise en place du réseau a pris du temps. Bien qu'ayant eu une interruption des mesures due à la foudre qui rendu le multiplexeur hors d'usage pendant plusieurs semaines, nous allons dans cette partie présenter les mesures préliminaires, encore peu interprétées. Le suivi durera au minimum un an, ce qui permettra une statistique plus intéressante en terme d'anomalies et de corrélations avec les déplacements superficiels mesurés par ailleurs par le CETE Lyon, et avec les données météorologiques. Les premières semaines d'étude ont également permis d'ajuster les traitements de départ.

A) Premiers ajustements et traitements préliminaires

Les premières mesures ont mis en évidence la présence d'un fort niveau de bruit de l'ordre de +/- 50 mV (figure 8), supérieur à l'amplitude des anomalies transitoires attendues, de l'ordre de la dizaine de mV. Ainsi il a été nécessaire d'apporter des modifications au dispositif initial :

- Modification de l'électrode de référence
- Modification de la cadence des mesures

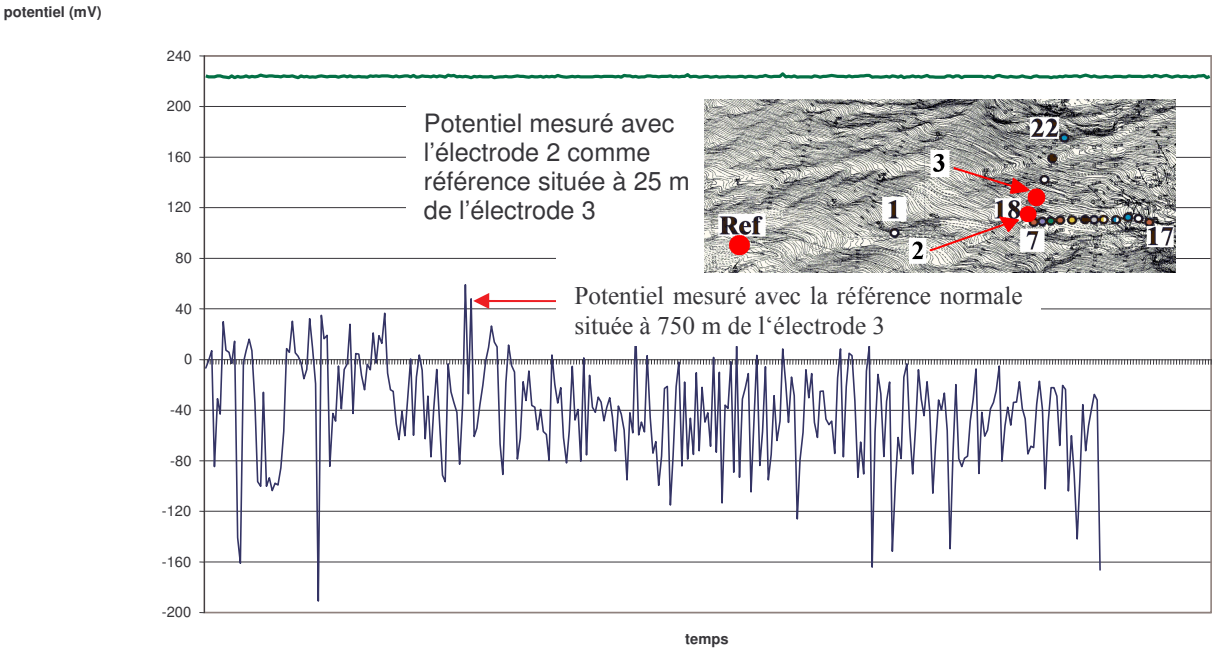


Figure 8:Mesures PS sur l'électrode notée 3 en considérant deux électrodes de référence différentes.

Le choix d'une référence située en dehors de la zone active a impliqué de l'implanter à plus de 750 m de la centrale d'acquisition. Pour des raisons techniques (poids du matériel) et de coup le câblage choisi n'est pas blindé. Il en résulte un accroissement du niveau de bruit avec la longueur du câble. En effet la figure 9 illustre bien ce phénomène. Sur cette figure la moyenne de la différence de potentiel mesuré pour chacune des électrodes est représentée en bleu et l'écart type calculé pour chacune des électrodes est représenté en brun. On voit bien une augmentation de l'écart type en relation avec la longueur de câble, par exemple de l'électrode 7 à 17, l'électrode 7 étant à 20 m de la référence tandis que l'électrode 17 est à 300 m. Pour ces raisons, la référence de l'ensemble des mesures a été choisie dans une zone plus centrale (électrode 2, première électrode dans la galerie). Comme la mesure entre l'électrode 2 et l'électrode Ref est toujours effectuée, il est possible par la suite de recalculer la différence de potentiel entre les électrodes de mesures et l'électrode Ref.
En pratique, on mesure V_{Ref}-V_2, V_3-V_2, V_4-V_2, ... ,V_n-V_2 et comme on veut V_n-V_{Ref}, il suffit alors d'appliquer la correctionV_n-V_2 - (V_{Ref}-V_2) = V_n-V_{Ref}.
Ainsi on aura toujours la possibilité d'accéder aux différences de potentiel entre la zone active et la zone saine, mais si on veut observer des petites variations de potentiel on conserve l'électrode 2 comme électrode de référence car le niveau de bruit est beaucoup plus bas.
Par ailleurs pour améliorer le rapport signal sur bruit, nous avons choisi d'effectuer des mesures de potentiel spontanées toutes les six secondes sur chacune des voies, moyennées toutes les six minutes. On a ainsi une mesure de PS toutes les 6 minutes moyennée sur 60 mesures.

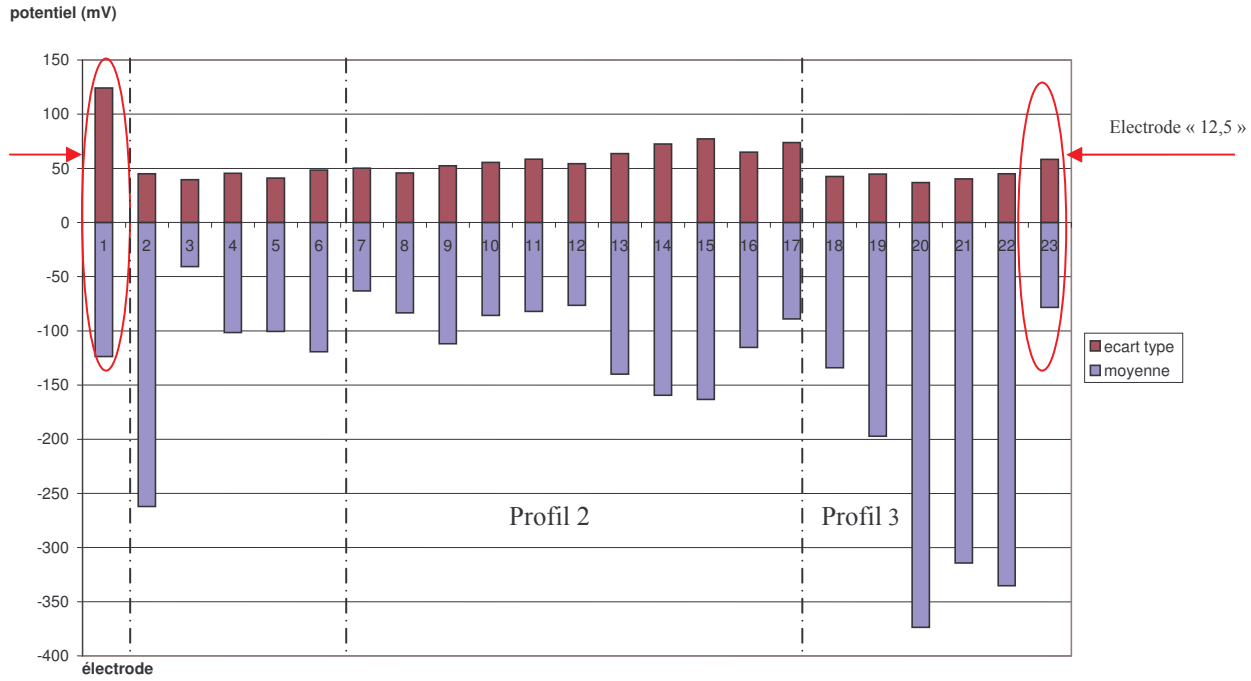


Figure 9:Ecart type et moyenne de chacune des électrodes ayant pour référence Eref.

B) Mesures et résultats préliminaires

Les graphiques suivants (figures 10,11 et 12) présentent les mesures de PS effectuées pendant la période du 7 juin au 9 septembre 2005, en comparaison avec la pluviométrie mesurée au niveau de la galerie de reconnaissance. L'interruption des mesures entre le 18 juillet et le 23 août est due à l'orage du 18 juillet 2005 qui a endommagé la centrale d'acquisition. Après réparation (multiplexeur), un second orage se produisant le 9 septembre a à nouveau endommagé la centrale (se matérialisant par un saut dans les données), et a nécessité une mise à la terre de la centrale d'acquisition. Celle-ci a induit des variations de potentiel sur toutes les voies de la centrale et une augmentation du bruit entre le 10 septembre et le 23 septembre. Depuis le 27 septembre le réseau de mesure de PS fonctionne en continu. Pour toutes ces raisons, les résultats présentés ci-après restent préliminaires et nécessitent une plus longue durée d'acquisition. Néanmoins, les quelques mesures montrées sur quelques électrodes en particulier semblent prometteuses.

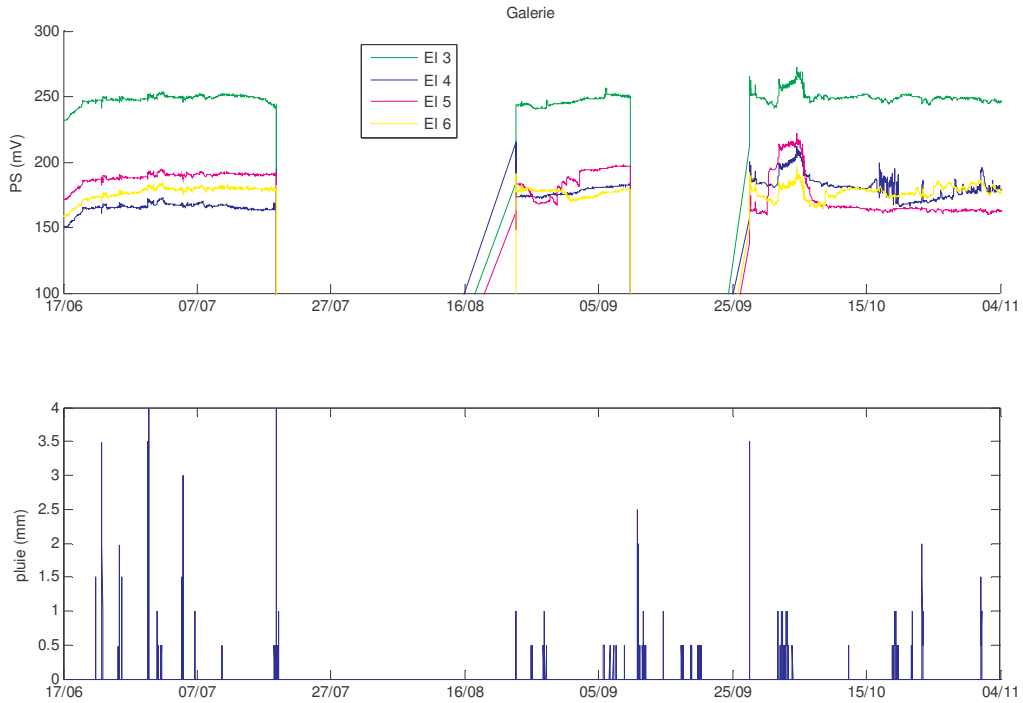


Figure 10 : PS en mV mesurée sur les électrodes placées dans la galerie de reconnaissance (haut); Pluviométrie en mm mesurée au niveau de la galerie de reconnaissance (bas).

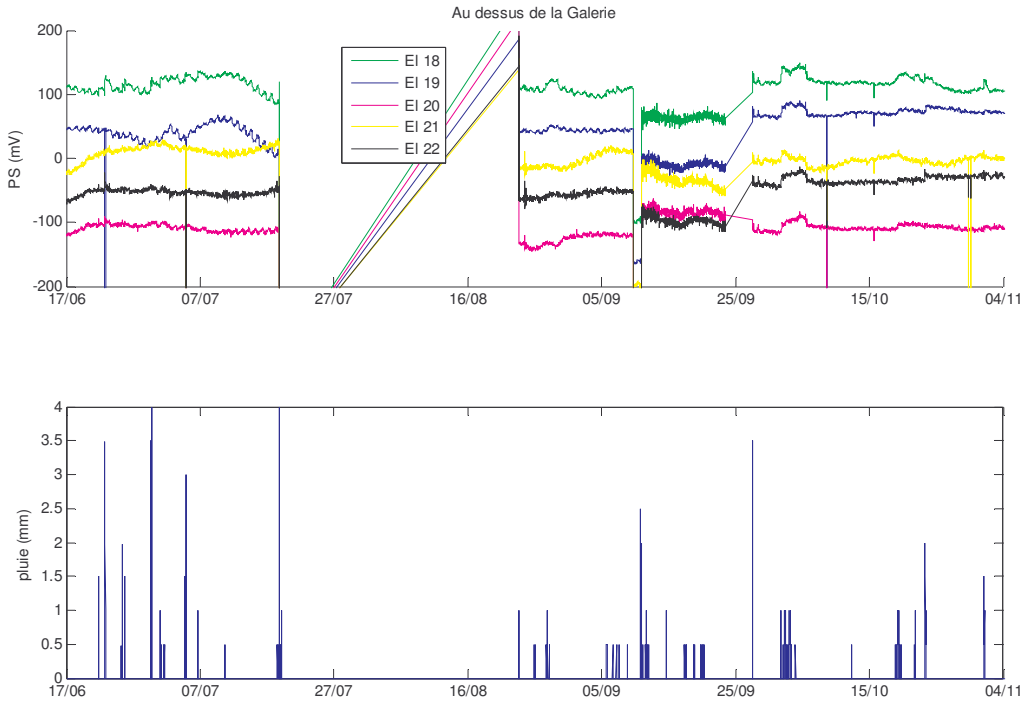


Figure 11 : PS en mV mesurée sur les électrodes placées au dessus de la galerie de reconnaissance (haut); Pluviométrie en mm mesurée au niveau de la galerie de reconnaissance (bas).

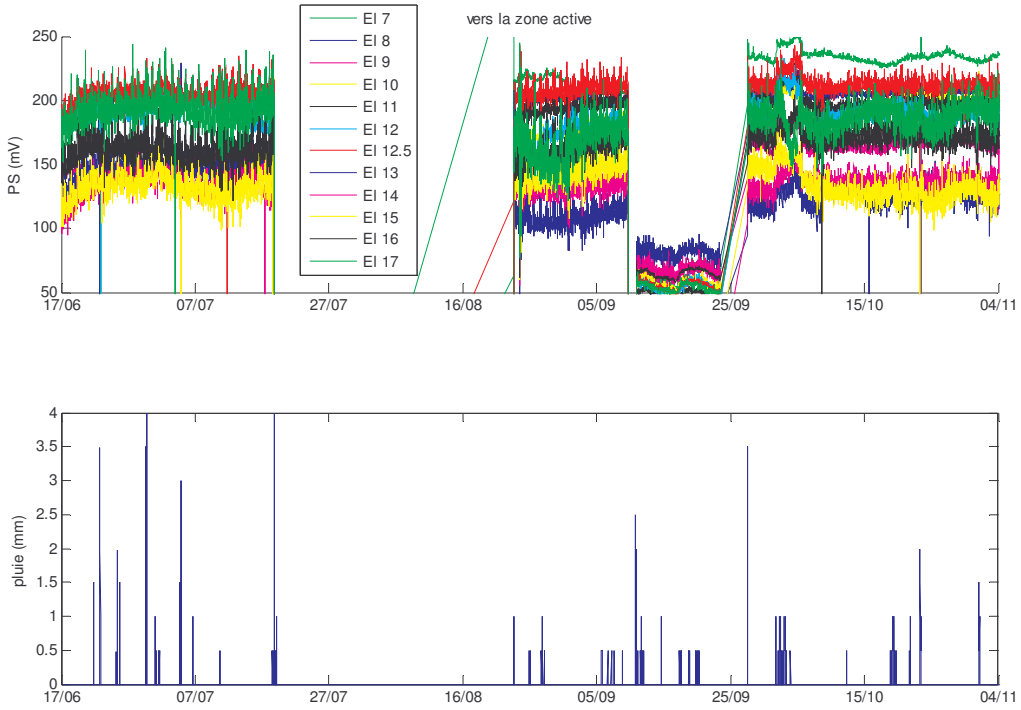


Figure 12 : PS en mV mesurée sur les électrodes placées dans la zone active (haut); Pluviométrie en mm mesurée au niveau de la galerie de reconnaissance (bas).

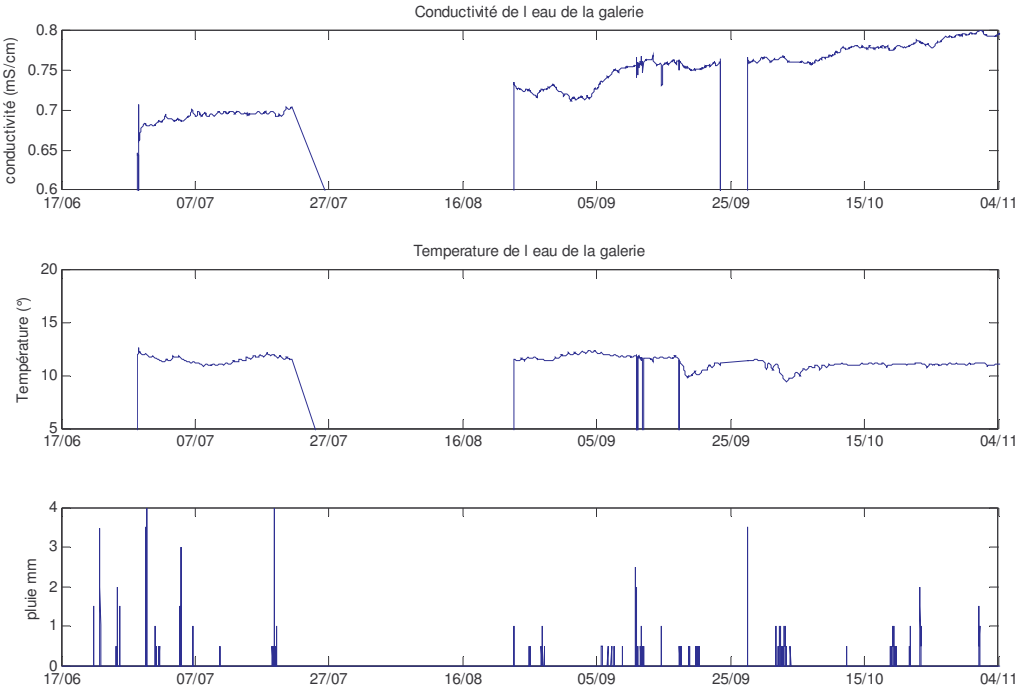


Figure 13: Conductivité et température de l'eau suintant dans la galerie de reconnaissance (haut) ; Pluviométrie en mm mesurée au niveau de la galerie de reconnaissance (bas).

Le graphique précédant (figure 13) représente l'évolution au cours du temps de la température et de la conductivité de l'eau suintant dans la galerie. On remarque une augmentation de la conductivité autour du 5 septembre. En l'état actuel de nos connaissances il n'est pas possible de connaître l'origine de ce phénomène.

Le graphique 14 représente la variation PS en cours du temps pour l'électrode 3 et l'électrode 19 en surface au dessus de l'électrode 3. On observe une anomalie de l'ordre de 5 mV sur l'électrode 19 après l'épisode pluvieux du 27 août. Celle-ci semble s'être propagée jusqu'à l'électrode 3, l'atteignant environ 12h plus tard.

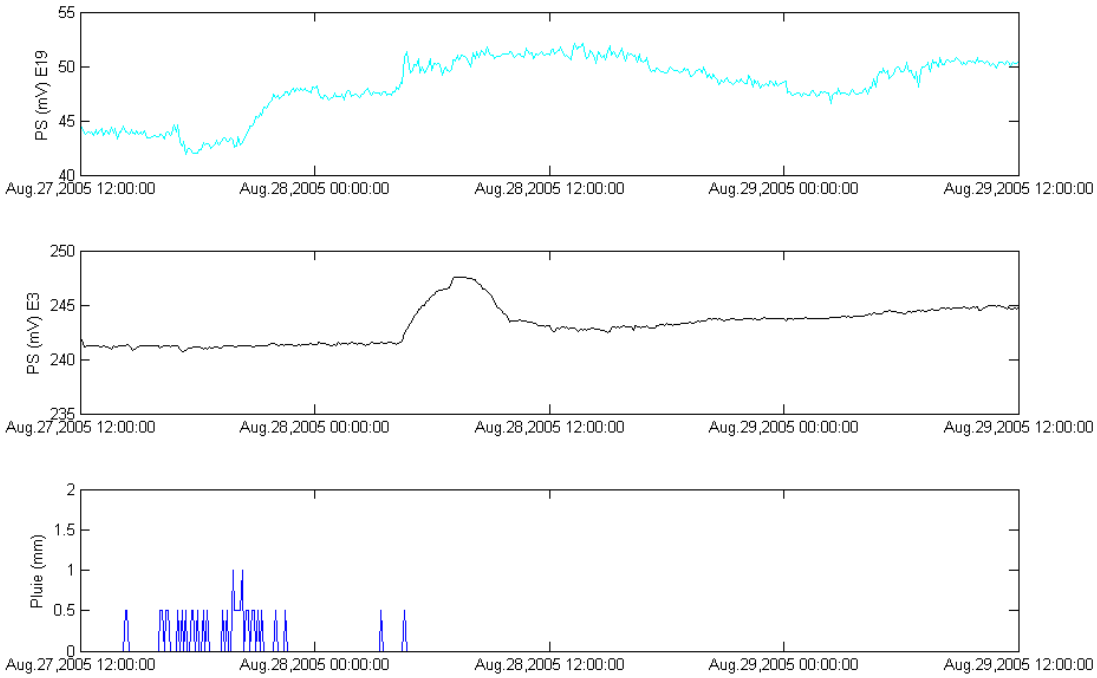


Figure 14 : PS mesuré sur l'électrode E19 en surface et E3 en galerie à l'aplomb de E19 (haut); Pluviométrie en mm mesurée au niveau de la galerie de reconnaissance (bas).

On observe, pour le même épisode pluvieux, le même phénomène entre les électrodes 5 et 21 (figure 15). L'anomalie sur l'électrode 21 n'est pas visible directement car masquée par de hautes fréquences. Par contre sur l'électrode 5 on image très bien une anomalie le 28 août soit 24 h après le début des précipitations.
Si on suppose que l'origine de ces anomalies sur nos électrodes 3 et 5 sont liées à la pluie du 27 août, alors on peut calculer la vitesse approximative de circulation d'eau dans le massif entre électrodes de surface et la galerie de reconnaissance. En effet on connaît l'altitude des électrodes dans la galerie : 710 m et l'altitude des points de mesures en surface à l'aplomb de ces électrodes : électrode 19 = 754 m ; électrode 21 = 826 m.
Si l'on suppose en première approximation que l'eau a percolé verticalement dans le massif on peut calculer la vitesse de percolation comme suit :

$$V_{percolation} = (altitude_{Esurface} - altitude_{Egalerie})/dt,$$

avec dt = délai entre le début de la pluie et le début de l'anomalie.

Ainsi, on obtient :
V_{E3}=(754-710)/12.3981=3.55 m/h
V_{E5}=(826-710)/24.2275=4.79 m/h.

Les deux vitesses de percolation trouvées par ce calcul simple sont du même ordre de grandeur et ne semble pas incongrue (communication orale P. Desvarreux). Cette anomalie ne se retrouve pas sur les électrodes 4 et 6. Cela peut s'expliquer par le fait qu'elles sont placées dans des secteurs beaucoup moins fracturés (voir plan d'implantation).

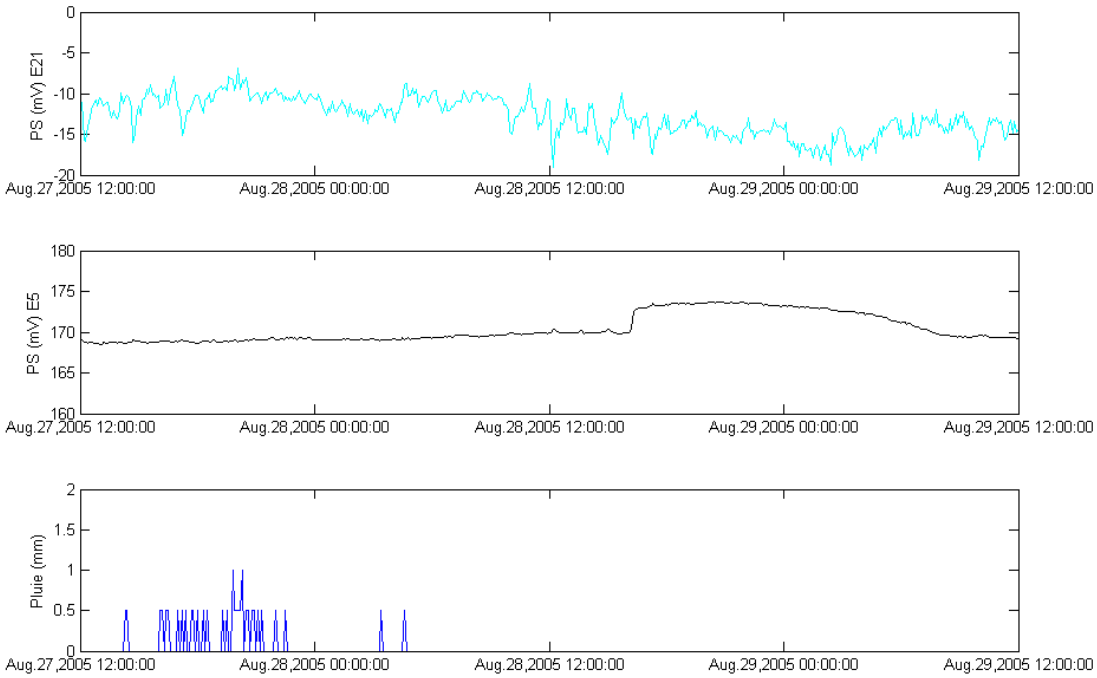


Figure 15 : PS mesurée sur l'électrode E21 en surface et E5 en galerie à l'aplomb de E21; Pluviométrie en mm mesurée au niveau de la galerie de reconnaissance.

Séisme de Laffrey

On observe une anomalie de 20 à 30 mV entre le 2 octobre et le 5 octobre sur toutes les électrodes (figures 9, 10 et 11). On peut supposer que l'électrode de référence à subit une variation de son environnement proche ce qui expliquerait que l'anomalie soit visible sur toutes les voies. Cependant l'amplitude de cette anomalie n'est pas identique pour toutes les électrodes, de plus la forme de l'anomalie change pour l'électrode 17 (figure 12). Afin d'essayer de comprendre l'origine de cette anomalie il a été reporté le séisme de Laffrey du 2 octobre 2005 à 01:19 (M=2.8) et sa réplique du 2 octobre à 10:34 (figures 16 et 17).



Figure 16 : Localisation du séisme de Laffrey et du site d'étude.

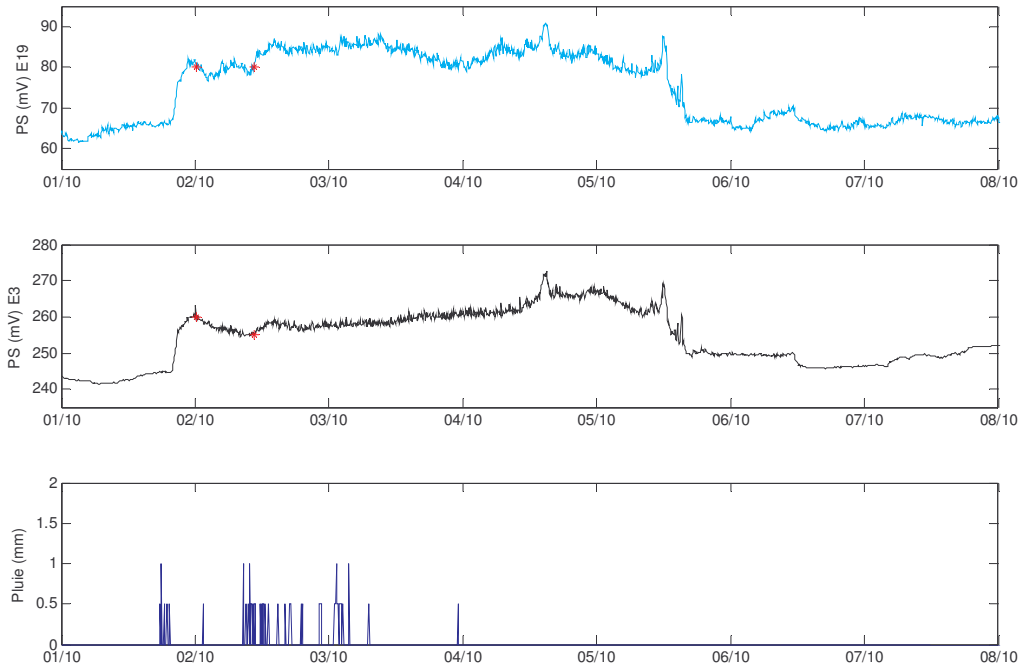


Figure 17 : Détail de l'anomalie du 1 au 5 octobre sur les électrodes E19 et E3; Pluviométrie en mm mesurée au niveau de la galerie de reconnaissance.

On observe que le séisme se produit après l'apparition de l'anomalie, et qu'il existe également une forte pluviométrie pendant cette période. Ce séisme ou la pluviométrie semblent également influer sur les mouvements du massif (accélération des déplacements, données non présentées). De nombreux traitements devront être apportés à ces signaux afin de mieux les comprendre.

V. Conclusions

L'étude de l'évolution de paramètres géophysique comme la PS ou la résistivité dans des contextes de mouvements de terrain est peu appliquée mais semble montrer des résultats intéressants. Le suivi temporel sur une durée plus longue permettra de mieux comprendre les différentes anomalies détectées à ce jour. De plus un traitement sur les données (filtrages, intercorrélations entre traces) affinera la compréhension du phénomène. Sur le plan plus théorique, la réponse électrocinétique dans un milieu fracturé aux excitations pluviométriques mesurées devront être étudiées et éventuellement modélisées afin d'utiliser les différences d'anomalies spatiales (forme, amplitude).
Ce type d'étude apportera peut être un éclairage nouveau à l'étude des mécanismes du mouvement de terrain de Séchilienne. Ce dispositif pourra notamment apporter des informations quantitatives sur le comportement hydrogéologique au sein du massif.

Travaux issus de ce projet présentés à des congrès

Méric, O., Garambois, S. and Y. Orengo, Large gravitational movement monitoring using a Spontaneous Potential network, accepted as an oral presentation in the Landslide Hazards, Volcanoes and Tsunamis session, 19th Annual Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP) to be held in Seattle, WA, April 2-6, 2006.

REFERENCES

Antoine, P., Giraud, A., Evrard, H., and Rochet, L. 1994. A Huge Slope Movement at Séchilienne, Isère, France. Landslide news, **8**: 15-18.

Aubert, M., and Dana, I.N. 1994. Interprétation des profils radiaux de polarisation spontanée (PS) en volcanologie. Possibilités d'application de la méthode PS à la surveillance des volcans actifs. Bull. Soc. géol. France, **2**: 113-122.

Bogoslovsky, V.A., and Ogilvy, A.A. 1977. Geophysical methods for the investigation of landslides. Geophysics, **42**: 562-571.

Bruno, F., and Marillier, F. 2000. Test of high-resolution seismic reflection and other geophysical techniques on the Boup landslide in the Swiss Alps. Surveys in Geophysics, **21**: 333-348.

Crosta, G.B., and Agliardi, F. 2003. Failure forecast for large rock clides by surface displacement measurements. Canadian geotechnic, **40**: 176 191.

Darnet, M. 2003. Caractérisation et suivi de circulations de fluides par la mesure de Potentiels Spontanés (PS), Université Louis Pasteur, Strasbourg.

Duranthon, J.P., Effendiantz, L., Memier, M., and Previtali, I. 2003. Apport des méthodes topographiques et topométriques au suivi du versant rocheux instable des ruines de Séchilienne. Revue XYZ, **94**: 31-38.

Evrard, H., Gouin, T., Benoit, A., and J.P., D. 1990. Séchilienne, Risques majeurs d'éboulements en masse, Point sur la surveillance du site. Bulletin de liaison des Laboratoire des Ponts et Chaussées, **165**: 7-16.

Garambois, S. 1999. Etudes expérimentales et théoriques des conversions d'ondes sismo-électriques dans les milieux poreux superficiels., Université Joseph Fourier, Grenoble.

Garambois, S., and Dietrich, M. 2001. Seismo-electric wave conversions in porous media: Field measurements and transfer function analysis. Geophysics, **66**: 1417-1430.

Garambois, S., and Dietrich, M. 2002. Full-waveform numerical simulations of seismo-electromagnetic wave conversions in fluid-saturated stratified porous media. Journal of Geophysical Research, **107**: B7.

Garambois, S., Jongmans, D., and Meric, O. 2003. Imagerie géophysique multi-méthodes de mouvements gravitaires., Pole Grenoblois des Risques naturels, Grenoble.

Giano, S.I., Lapenna, V., Piscitelli, S., and Schiattarella, M. 2000. Electrical imaging and self-potential surveys to study the geological setting of the quaternary slope deposits in the Agri high valley (Southern Italy). Annali di Geofisica, **43**: 409-419.

Giraud, A., Rochet, L., and Antoine, P. 1990. Processes of slope failure en crystallophyllian formations. Engineering Geology, **29**: 241-253.

Hämmann, M., Maurer, H.R., Green, A.G., and Horstmeyer, H. 1997. Self-Potential Image Reconstruction: Capabilities and Limitations. JEEG, **2**(1): 21-35.

Jongmans, D., Garambois, S., and Vengeon, J.M. 2002. Etude des processus d'instabilité des falaises et versants rocheux par prospection géophysique, Pole Grenoblois des Risques naturels, Grenoble.

Meric, O., Garambois, S., Jongmans, D., Wathelet, M., Chatelain, J.L., and Vengeon, J.M. 2005. Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Séchilienne, France. Canadian Geotechnical Journal, **42**: 1105-1115.

Moser, M. 2002. Geotechnical aspects of landslides in the Alps. *In* Landslides. Prague, p. 23 43.

Naudet, V. 2004. Les méthodes de résistivité électrique et de potentiel spontané appliquées aux sites contaminés, Université Paul Cézanne, Aix en Provence.

Noverraz, F. 1996. Sagging or deep-seated creep: Fiction or reality? *In* Landslides. Rotterdam, p. 821 828.

Patella, D. 1997. Introduction to ground surface self-potential tomography. Geophysical Prospecting, **45**: 653-681.

Perrier, F., and Morat, P. 2000. Characterization of Electrical Daily Variations Induced by Capillary Flow in the Non-satured Zone. Pure and Applied Geophysics, **157**: 785-810.

Perrier, F., Trique, M., Lorne, B., and Avouac, J.P. 1998. Electric potential variations associated with yearly lake level variations. Geophysical Research Letters, **25**: 1955 1958.

Pettiau, G. 2000. Second Generation of Lead-lead Chloride Electrodes for Geophysical Applications. Pure and Applied Geophysics, **157**: 357-382.

Potherat, P., and Alfonsi, P. 2001. Les mouvements de versant de Séchilienne (Isère) Prise en compte de l'héritage structural pour leur simulation numérique. Revue francaise de géotechnique, **95/96**: 117-130.

Pride, S., and Garambois, S. 2002. The role of Biot slow waves in electroseismic wave phenomena. Journal of Acoustical Society of America, **111**: 697-706.

Pride, S., and Garambois, S. 2005. The electroseismic wave theory of Frenkel. Journal of Applied Mechanics, **131**: 898-909.

Revil, A., Naudet, V., Nouzaret, J., and Pessel, M. 2003. Principles of electrography applied to self-potential electrokinetic sources and hydrological applications. Water Ressources Research, **39**: 1-15.

Revil, A., Hermitte, D., Voltz, M., Moussa, R., Lacas, J.-G., Bourrié, G., and Trolard, F. 2002. Self-potential signals associated with variations of the hydraulic head during an infiltration experiment. Geophysical Research Letters, **29**.

Sailhac, P., and Marquis, G. 2001. Analytic potentials for the forward and inverse modeling of SP anomalies caused by subsurface fluid flow. Geophysical Research Letters, **28**: 1851-1854.

Thouvenot, F., Fréchet, J., Jenatton, L., and Gamond, J.F. 2003. The Belledonne Border Fault: identification of an active seismic strike-slip fault inthe western Alps. Geophys. J. Int., **155**: 174-192.

Trique, M., Perrier, F., Froidefond, T., and Avouac, J.P. 2002. Fluid flow near reservoir lakes inferred from the spatial and temporal analysis of the electric potential. Journal of geophysical research, **107**.

Vengeon, J. 1998. Deformation et rupture des versants en terrain metamorphique anisotrope apport à l'étude des Ruines de Séchilienne, Univervité Joseph Fourier - Grenoble 1, Grenoble.