



Suivi temporel du glissement de terrain de Séchilienne (Isère). Mesures sismologiques et de polarisation spontanée

Rapport M2R TUE spécialité Terre Solide

Présenté par **Laura SANCHEZ**

sous la direction de **A. HELMSTETTER & S. GARAMBOIS**

Stage réalisé au LGIT du 1^{er} février au 24 juin 2008

Résumé

Le mouvement de terrain des Ruines de Séchilienne (Isère, France) constitue un risque majeur pour la région grenobloise. En effet, un risque d'effondrement partiel ou total du versant et la création d'un barrage de la Romanche avec les débris perdure depuis la réactivation du mouvement en 1985. Nous avons réalisé un suivi temporel de ce site à l'aide de deux méthodes géophysiques : une méthode sismologique permettant l'étude de l'activité sismique du versant, et une méthode hydrogéophysique de polarisation spontanée (ou PS). Les données ont été interprétées et comparées aux données de déplacement du versant obtenues par mesures géodésiques. La méthode sismologique apporte des résultats encourageants puisque nous avons pu localiser des événements de chutes de blocs au sein de la zone la plus active du versant. De plus, le nombre d'événements recensés comme internes au massif présente une très bonne corrélation avec la pluviométrie, facteur déclencheur de mouvements gravitaires. La corrélation non systématique du taux de microsismicité enregistré par notre réseau avec les mesures de déplacements nous amène à penser que nous détectons des événements dus à un mouvement global du versant aussi bien que des événements plus locaux et superficiels. Les difficultés rencontrées quant à l'utilisation d'une méthode de localisation résident principalement dans l'hétérogénéité des vitesses de propagation des ondes dans le milieu. L'analyse préliminaire des enregistrements bruts de PS nous a permis de mettre en évidence des anomalies en réaction à des épisodes de pluie. Les effets de la sismicité environnante sur le réseau n'ont pas pu clairement être mis en évidence. La création d'un filtre efficace nous permettra par la suite de traiter plus finement les données dont nous disposons. Une suivi temporel multi-méthodes du secteur de Séchilienne permettra à long terme d'affiner le système d'alerte en place.

Abstract

The Séchilienne landslide (Isère, France) is considered a major hazard for the city of Grenoble. Since its reactivation in 1985, the risk of a major collapse and the creation of a dam for the Romache river remains high. We have carried out a monitoring of the landslide using two geophysical methods: seismology in order to detect the slope's internal microseismicity, and spontaneous potential (or SP). The data have been interpreted and compared to geodesic displacement data. The results obtained using seismology are quite encouraging as we were able to localize rock fall events in the most active zone. The recorded events are well related to rainfall events, which are known as landslide triggers. The non-systematic correlation of the number of detected events with the displacement data leads us to think that we can record global events as well as local or superficial ones. The heterogeneity of the wave velocity within the slope has been one of the biggest issues regarding our localisation method. The observation of the raw SP measurements show a reaction of the SP network after rainfall events. A clear response of the ground's SP to a seismic event has not been clearly established. Creating an efficient filter will help us to use the data more precisely. A multi-methods study of the Séchilienne slope will help to improve the existing warning system.

Remerciements

Je tiens à remercier tout particulièrement Agnès Helmstetter et Stéphane Garambois pour m'avoir permis de réaliser ce stage et pour leur grande disponibilité.

Un grand merci au CETE de Lyon, et plus particulièrement à Jean-Paul Duranthon qui a mis à notre disposition les données de déplacements du versant, à la SAGE qui nous fournit les données de PS du site, et à météo France qui, par l'intermédiaire de Anne Letreguilly (que je remercie également) met à notre disposition les données de pluviométrie et de température.

Merci également aux membres de l'équipe mouvement de terrain, et plus particulièrement Yves Orengo pour son aide sur le terrain, Jean Robert Grasso et Lucile pour leurs conseils.

Merci également à tous les étudiants du LGIT, thésards et M2R, qui rendent l'ambiance du labo toujours plus chaleureuse.

Merci à tous les relecteurs, merci à ceux que j'oublie forcément...

Table des matières

1	Introduction	1
2	Le site de Séchilienne	3
2.1	Situation géographique	3
2.2	Géologie, géomorphologie et hydrologie du versant	3
2.3	Présentation de l'aléa	4
2.4	Synthèse des études précédentes	5
3	Sismologie	6
3.1	Description du réseau	6
3.2	Principe des techniques d'antennes	7
3.3	Classification des données	7
3.4	Localisation des évènements	8
3.4.1	Méthode	8
3.4.2	Résultats	9
3.5	Corrélation avec la pluviométrie	13
4	Polarisation Spontanée	16
4.1	Principe et méthode	16
4.2	Le réseau PS de Séchilienne	16
4.3	Résultats	17
4.3.1	L'influence de la pluie	17
4.3.2	L'influence des séismes	19
5	Les données de déplacement	20
5.1	L'influence des précipitations	20
5.2	Corrélation avec la microsismicité du versant	20
5.3	L'influence des séismes	21
6	Discussion	24
6.1	La sismologie	24
6.2	La polarisation spontanée	25
6.3	Les déplacements du versant	25
7	Conclusion	27
A	Photographies du site	31
B	Traitement des données et signature fréquentielle des signaux sismiques	32
C	Résultats de la méthode de localisation	36

D	Polarisation Spontanée, principe	43
E	Données de polarisation spontanée	44
F	Les données de déplacement	45

1 Introduction

D'un point de vue géologique, les mouvements de terrain sont la manifestation d'instabilités gravitaires de la partie superficielle de la croûte terrestre. Ils présentent une grande variété dans leur nature, leur comportement (éboulements, effondrements, glissement, fluage, affaissement...), et leur dimension. Certains glissements peuvent en effet mobiliser plusieurs dizaines de millions de m^3 . On retiendra par exemple les mouvements de versant de Randa (Suisse, 1991, *Noverraz et Bonnard, 1991*) qui a mobilisé approximativement 30 millions de m^3 sous la forme de deux glissements majeurs, ou de Valpola (Italie, 1987, *Azzoni et al., 1992*) qui a été déclenché par un épisode de pluie intense et dont les 40 millions de m^3 de matériel effondré ont provoqué la barrage de la rivière Adda.

La plupart des mouvements gravitaires importants ne sont pas seulement déclenchés par des périodes de pluie intenses et prolongées, mais peuvent l'être également par d'autres événements naturels tels que les séismes, les éruptions volcaniques, les inondation ou même une combinaison des ces aléas. Les risques associés croissent de plus en plus fortement du fait de l'implantation grandissante des populations en zone de montagne (*Glade et al., 2005*). Le nombre de victimes des mouvements de terrain induits par le séisme de la région du Sichuan en Chine souligne l'urgence de développer des méthodes d'alerte fiables, même si, du fait du caractère imprédictible des séismes, les mouvements de terrain déclenchés par cet aléa seront toujours difficiles à prévoir.

Afin de quantifier l'aléa mouvement de terrain de manière plus précise, il est important de connaître les caractéristiques physiques du versant en mouvement. Les méthodes classiques de caractérisation de la masse instable impliquent des études géomorphologiques, géologiques et géotechniques. Ces dernières années, plusieurs méthodes géophysiques telles que la sismique réfraction, les levés électromagnétiques et électriques et l'étude des ondes de surface ont permis d'obtenir des informations importantes sur les caractéristiques statiques de la subsurface (pour une revue, voir *Jongmans et Garambois, 2007*). Cependant, une connaissance des conditions cinématiques et dynamiques des pentes instables est essentielle pour comprendre et prévoir des effondrements majeurs. En complément des techniques purement cinématiques que sont les mesures géodésiques classiques (GPS, radar, laser), l'étude de la sismicité du versant peut être utilisée pour détecter des mouvements d'origines diverses au sein de celui-ci.

Les mouvements de terrain ont été peu étudiés du point de vue sismologique. Les rares recherches effectuées semblent cependant apporter des résultats encourageants dans ce domaine. On notera par exemple les travaux de *Amitrano et al. (2005)* sur une falaise calcaire en Normandie, où une nette accélération du taux de sismicité du site selon une loi de puissance avait précédé l'effondrement de la structure. Dans les Alpes, *Deparis et al. (2006)* ont établi une corrélation entre la durée du signal sismique d'éboulements rocheux, l'énergie potentielle et la

distance parcourue par l'éboulement. Le mouvement de versant d'Aknès, mobilisant 30 à 40 millions de m^3 en Norvège, a également été instrumenté à l'aide d'un réseau de sismomètres afin de détecter des évènements sismiques liés au mouvement (*Roth et al., 2007*). L'interprétation et la localisation des évènements est toujours en cours du fait de la complexité du milieu étudié. Une étude de la microsismicité du mouvement de terrain de Randa en Suisse a permis de localiser des zones de forte activité du versant (*Spillmann et al., 2007*). Cependant, la complexité du modèle de vitesse de propagation des ondes au sein du versant rend une localisation précise très difficile. Les travaux futurs sur ce site impliquent par exemple une augmentation du nombre de capteurs implantés afin d'augmenter la résolution de la localisation.

La méthode de polarisation spontanée, ou PS, qui mesure les différences de potentiels naturels du sol, est très utilisée en hydrologie et en volcanologie (*Aubert et Dana, 1994; Revil et Saracco, 2003*) car directement sensible aux écoulements souterrains. Le niveau de la nappe d'eau souterraine détermine la pression hydrostatique, qui avec la pression hydrodynamique des infiltrations, sont des facteurs diminuant la stabilité des mouvements de terrain (*Jongmans et Garambois, 2007*). La polarisation spontanée, facile à mettre en oeuvre est la seule méthode géophysique sensible aux flux hydriques, et plusieurs auteurs ont appliqué cette technique à l'étude des mouvements de terrain (par exemple *Bogoslovsky et Oglivy, 1977; Bruno et Marillier, 2000; Méric, 2005*).

Le but de cette étude est d'effectuer un suivi temporel du mouvement de terrain des « Ruines de Séchilienne » en Isère à l'aide de ces deux méthodes innovantes. Cette étude vise à évaluer leur potentiel pour une meilleure compréhension de l'hydrologie du site d'une part, et pour la détection de zones sismogènes localisées, d'évènements de chutes de blocs et, à plus long terme de caractérisation d'effets de site d'autre part. Après un cadrage de la zone d'étude où l'on présentera la localisation et les contextes géologique, géomorphologique et hydrologique du site, les deux méthodes géophysiques utilisées ainsi que les résultats obtenus pour chacune d'elles seront présentés. Nous traiterons également les données de déplacement du site obtenues à l'aide de mesures radar afin de la comparer au taux de microsismicité du versant et à la pluviométrie. Une discussion permettra ensuite de souligner les avantages et les inconvénients de ces techniques dans le contexte d'un suivi temporel de mouvement de terrain.

2 Le site de Séchilienne

2.1 Situation géographique

Le site des Ruines de Séchilienne se situe dans les Alpes du Dauphiné en aval du village de Séchilienne à 15 km au Sud-Est de Grenoble (figures 1 et 2). L'instabilité se développe sur la majeure partie du versant rocheux, entre 600 et 900 mètres d'altitude et le volume de roche mobilisé par la zone la plus active du versant est estimé entre 3 et 6 millions de m^3 (Méric, 2006; Durville, 2004).

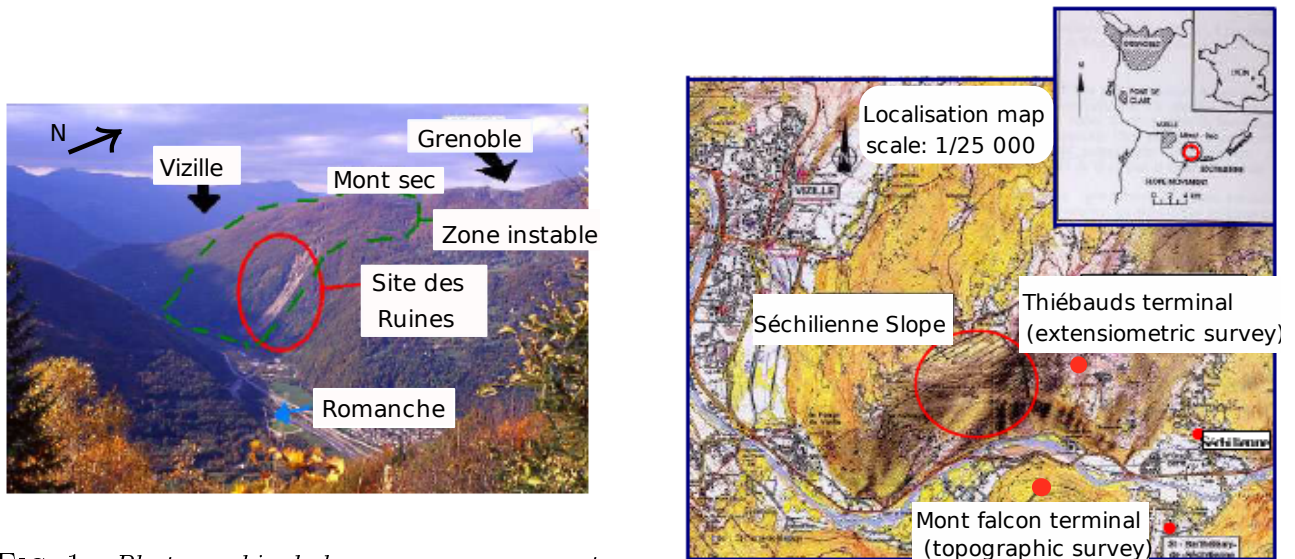


FIG. 1 – Photographie de la zone en mouvement

FIG. 2 – Localisation du site des Ruines de Séchilienne (d'après Durville et al., 2004)

2.2 Géologie, géomorphologie et hydrologie du versant

Le site des Ruines est localisé au sein de la chaîne de Belledonne, un des massifs cristallins externes des Alpes françaises. Le versant est caractérisé par un faciès micashisteux entrecoupé de niveaux à amphibolites dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres. D'un point de vue structural, le versant présente une foliation moyenne verticale orientée NS. Au sommet du versant, cette foliation est inclinée, avec une orientation de 30° vers le Nord. Le versant est découpé par un réseau de fractures continues conjuguées, mais également par des fractures discontinues, parallèles à la vallée et inclinées vers l'aval (Vengeon, 1998, voir figure 3).

La chaîne de Belledonne a été recouverte par les grands glaciers quaternaires, et en particulier par les glaciers rissiens (entre -130 000 et -30 000 ans) et ceux du Würm (entre -90 000 et -10 000 ans) qui ont grandement contribué à son modelé actuel. La régression des glaciers à la fin du Würm II a libéré le versant des Ruines pour l'exposer aux forces de gravité. La présence d'un escarpement de 20 mètres de haut sur quelques mètres de large au niveau du Mont Sec pourrait être expliquée par ce retrait. Le glacier de la Romanche se remet en place

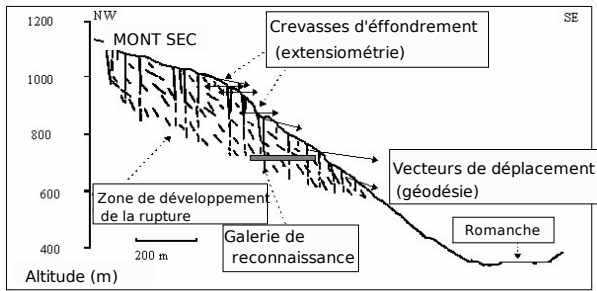


FIG. 3 – Vue schématique du glissement (Vengeon, 1998)

lors du Würm III et atteint la côte 600 m du versant des Ruines, soit la hauteur de la base de la zone en mouvement actuellement. La déstabilisation principale du versant aurait donc pu prendre naissance lors de la dernière déglaciation (Vengeon, 1998), même si des instabilités plus tardives ont pu prendre naissance par la suite. Cependant, les récentes études de datation de l'escarpement du Mont Sec par la méthode d'exposition aux rayons cosmiques ^{10}Be ont montré que l'initiation du mouvement date d'il y a 6000 ± 500 ans (Le Roux et al., en prep.). De futures études de datation permettront probablement d'affiner ces valeurs et de mieux comprendre la dynamique du mouvement au quaternaire.

A partir de l'observation d'une corrélation entre les vitesses de déplacement et la pluviométrie, Vengeon a réalisé une étude utilisant des méthodes physiques et chimiques afin d'établir un modèle hydrologique du versant. L'objectif était d'établir la provenance des apports hydriques du versant, leur mode d'écoulement et leur profondeur. Les conclusions de cette étude indiquent que les écoulements dans le massif sont compartimentés, avec des réseaux de fractures inclinées vers la vallée et des zones où la conductivité est plus faible et les écoulements plus étalés dans le temps. Cette analyse a également permis de montrer l'existence d'une zone profonde saturée qui s'étend au niveau du socle métamorphique et qui serait surmontée d'une zone vadose (zone où les pores du sol sont partiellement remplis d'eau) d'épaisseur d'une centaine de mètres. Une saturation de cette zone vadose après un épisode pluvieux important pourrait induire une augmentation des pressions interstitielles, et donc des taux de déplacement du versant, d'où une forte corrélation entre déplacements et pluviométrie. Malgré cette étude préliminaire, le fonctionnement hydrologique du versant reste à l'heure actuelle assez mal connu, bien qu'il semble jouer un rôle majeur sur la dynamique actuelle du mouvement

2.3 Présentation de l'aléa

On peut discerner deux types d'aléa concernant ce site. Le premier est de type géologique, à savoir l'effondrement du versant, qui peut s'effectuer de manière continue ou brutale par forçage externe (pluviométrie exceptionnelle, séisme). Le second est de type hydraulique, et concerne le phénomène de barrage de la Romanche par le matériel effondré et la création d'un lac dans la vallée. Une expertise a été effectuée à la demande des autorités locales (Etude SOGREA, H,

rapport HUET, 2004).

Les experts ont estimé à l'aide d'observations de terrain qu'un effondrement de la partie frontale du glissement mobilisant plusieurs hm^3 serait envisageable à court terme, c'est-à-dire très probable dans les dix ans à venir. Des éboulements régressifs, de l'ordre de 20-25 hm^3 , sont très improbables à court terme et peu probables à moyen terme (jusqu'à 50 ans). Il est envisageable que les ruptures se produisent lors d'événements pluvieux ou de fonte des neiges. Un événement de cette ampleur pourrait obstruer la vallée par la formation d'un barrage et d'un lac. La rupture du barrage pourrait avoir des conséquences catastrophiques sur l'agglomération grenobloise (*Durville et al., 2005*). Ces estimations sont difficiles à établir car beaucoup d'hypothèses et d'incertitudes résident concernant le scénario d'éboulement et les caractéristiques du barrage. En particulier, trop d'incertitudes planent encore sur l'évolution ultérieure du versant suite à un éventuel éboulement de la zone frontale. De plus, ces conclusions ont été émises sans tenir compte de l'influence de la sismicité potentielle de la faille active bordière de Belledonne (*Thouvenot et al., 2003*) située à proximité. Le versant des Ruines de Séchilienne a été classé en aléa fort par le Conseil Général des Ponts et Chaussées du fait des nombreux affleurements de micashistes qui présentent une importante fracturation et des signes évidents d'activité, en particulier en terme de déplacements.

2.4 Synthèse des études précédentes

Depuis la réactivation du mouvement en 1985, les déplacements en surface du versant des Ruines sont mesurés par le CETE (Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement) de Lyon. Ce suivi temporel, commencé en 1985 et automatisé en 1993, s'effectue actuellement par mesures extensiométriques et géodésiques optique, afin d'obtenir les déplacements absolus. Une analyse structurale et des mesures de déplacement précises ont également été rendues possible par la création en 1992 d'une galerie de reconnaissance longue de 240 mètres, à l'altitude 710m. Des études dans cette dernière ont permis de confirmer l'hypothèse de la subdivision en plusieurs compartiments du mouvement et de réviser à la hausse les volumes mis en jeu (*Méric, 2006*). Les mesures de déplacement ont permis de calculer des vitesses de déplacement maximales qui peuvent varier de 15 cm/an à 1m/an dans la zone la plus active du glissement. Des périodes d'accélération progressive, séparées par des paliers pendant lesquels la vitesse se stabilise ont également été mises en évidence (*Duranthon et Effendiantz, 2004*).

Le site est également doté d'un réseau de Polarisation Spontanée depuis 2005, géré par la SAGE (Société Alpine de GEotechnique) depuis Juillet 2007, permettant d'enregistrer les anomalies de potentiel électrique dues aux infiltrations au sein du versant (*Méric, 2006*). Des campagnes géophysiques ponctuelles ont également eu lieu sur le site afin de mieux contraindre les caractéristiques du milieu (*Méric et al., 2005*).

3 Sismologie

La sismologie passive s'intéresse aux ondes générées par des mécanismes de rupture ayant lieu à l'intérieur du volume considéré (i.e. la zone active des Ruines), sans aucune intervention humaine supplémentaire (à l'opposé des méthodes actives).

Installer des stations sismologiques sur le site des Ruines de Séchilienne permettra à long terme de localiser les événements de chutes de blocs, de les dénombrer et de calculer le volume de roche impliqué. Cela permettra également de déterminer si une amplification des ondes sismiques issues de séismes plus ou moins lointains se produit (ce qui est très probable du fait de la composition très déstructurée du milieu) et de la caractériser en vue de la prise en compte du risque sismique.

3.1 Description du réseau

Le mouvement de terrain de Séchilienne est équipé dans le cadre de ce travail de trois stations sismologiques : deux situées dans la zone instable depuis Mai 2007 (stations THI et TOP), et une installée dans la galerie de reconnaissance (station GAL) depuis Avril 2008 (figure 4).



FIG. 4 – Localisation des stations sismologiques issue des données GPS (d'après Google Earth)

Les stations TOP et THI sont chacune connectées à 6 capteurs verticaux de fréquence propre de 2 Hz et à un capteur 3 composantes 2 Hz également. TOP est localisée en haut de la zone principale de glissement, THI est située à l'Est, à priori en dehors de la zone active (figure 4). Ces deux stations présentent une géométrie quasi circulaire (et non pas parfaitement circulaire, du fait des difficultés d'accès de certaines zones). La distance inter-capteur est de 30 mètres. La station GAL se trouve à l'Ouest du glissement principal et comprend 21 géophones de fréquence propre de 4.5 Hz. 12 géophones sont placés dans la galerie et les 9 autres sont situés à l'extérieur avec une distance intercapteur de 20 mètres. On dispose également d'un capteur 3 composantes à l'extérieur de la galerie.

Les stations THI et TOP appartiennent au réseau IHR (équipement national de l'INSU), et elles sont configurées en mode « déclenché », ce qui signifie qu'elles n'enregistrent que lorsque le rapport signal/bruit est supérieur à 5 sur au moins un des capteurs. Le taux d'échantillonnage choisi initialement est de 500 Hz. En effet, lors de l'implantation, les caractéristiques des signaux rencontrés étant inconnues, un taux d'échantillonnage élevé a été privilégié afin de ne pas limiter le type de signaux détectés.

3.2 Principe des techniques d'antennes

Pour effectuer le suivi temporel de notre site, nous avons utilisé des techniques d'antennes. La définition de ces techniques varie selon les auteurs. Dans le cadre de notre étude, nous retiendrons celle de Ringdall et Husebye (1982) pour qui une antenne sismologique correspond à un ensemble de sismomètres dont le signal est « sujet à un traitement intégré ». Dans notre contexte, les principaux objectifs d'une antenne sont de permettre la détection, la localisation et l'identification d'évènements de faible magnitude. Une antenne sismologique peut être caractérisée à l'aide de divers paramètres :

- l'ouverture de l'antenne, qui détermine la résolution ;
- la distance inter-capteurs : d'après le théorème de Shannon, la distance maximale entre les capteurs doit être inférieure à au moins une demie longueur d'onde du signal à caractériser (*Ringdall et Husebye, 1982*) ;
- le nombre de capteurs, qui détermine la capacité de détection de la station ;
- la géométrie de l'antenne, qui caractérise sa sensibilité spatiale. La plus courante de nos jours étant celle à symétrie circulaire.

Les techniques d'antennes ont pour avantage de réduire le nombre de sites où installer les capteurs, permettant alors l'instrumentation de zones peu accessibles.

3.3 Classification des données

Après un traitement systématique des données (voir annexe B), les évènements sont classés manuellement en tant que séismes régionaux ou mondiaux (d'après les catalogues Sismalp et Harvard CMT), ou évènements « naturels » dus aux chutes de blocs ou micro-séismes. On compte trois grands types de signaux rencontrés, à savoir (voir annexe B) :

- les chutes de blocs hypothétiques, d'une durée de quelques dizaines de secondes, présentant une fréquence entre 1 et 60 Hz et exhibant plusieurs pics assimilables à des impacts successifs des blocs (figure 5) ;
- les séismes régionaux, localisés à une distance de quelques kilomètres de notre réseau, présentant un pic impulsif au début du signal et des ondes P et S reconnaissables et distinctes (figure 6) ;
- des « séismes répétitifs », où l'on distingue des pics impulsifs et isolés (figure 7) et dont

l'origine n'est pas encore établie. Il pourrait s'agir de microsismicité interne au versant, mais nous ne disposons pas actuellement de technique fiable permettant de distinguer l'origine de ces signaux.

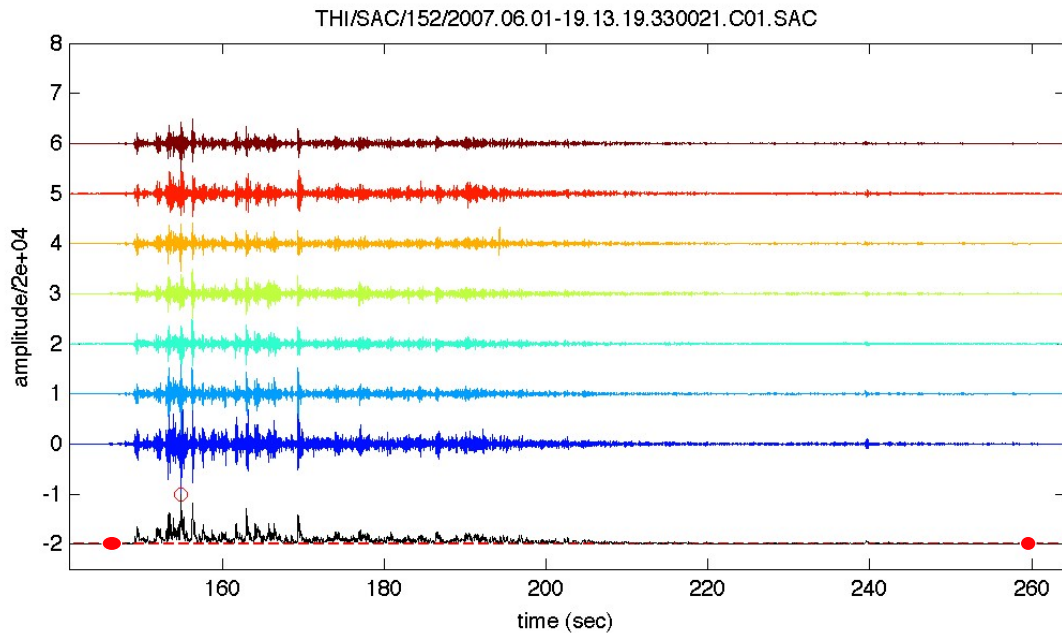


FIG. 5 – Signal sismique de chute de bloc (toutes les traces verticales, la courbe noire représente l'enveloppe, les deux points rouge montrent le début et la fin du signal).

3.4 Localisation des évènements

3.4.1 Méthode

Une fois les évènements détectés, on utilise leur signature temporelle. On cherche à localiser des évènements proches, au sein du versant. Le calcul de la fonction d'intercorrélacion entre deux capteurs va nous permettre d'obtenir le décalage temporel entre les signaux d'un capteur à l'autre. On réalise cette opération sur plusieurs fenêtres temporelles d'une durée de 2 secondes

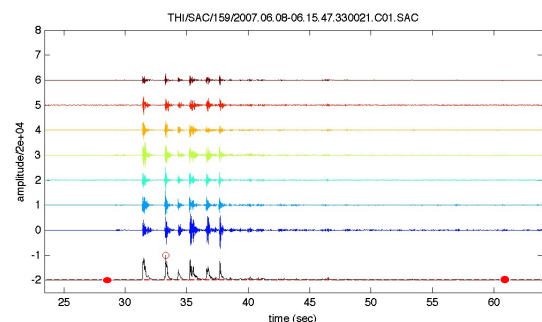
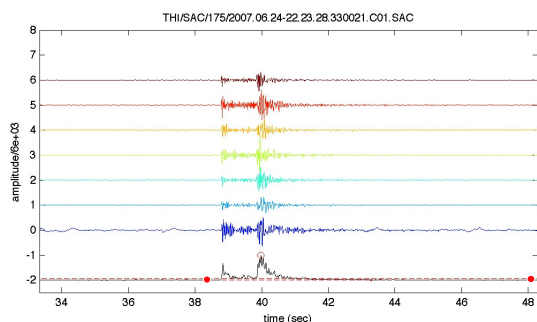


FIG. 6 – Signal sismique d'un séisme régional. FIG. 7 – Signal sismique d'un « séisme répétitif »

la plupart du temps (20 fenêtres maximum pour un évènement afin de ne pas corrélérer un signal trop faible pour des évènements de longue durée).

La méthode de localisation est la suivante. On réalise un modèle qui va nous permettre de calculer des décalages temporels théoriques (dt) du signal entre les capteurs. Pour cela, on impose une vitesse minimale et maximale de propagation de l'onde au sein du matériel investigué (entre 1000 et 4000 m/s généralement, mais on peut faire varier ces valeurs), et une profondeur de la source de l'évènement. En effet, la source de l'évènement détecté se situera en surface s'il s'agit de chutes de blocs, et éventuellement en profondeur s'il s'agit de fracturation. Le modèle nous permet de déterminer des valeurs de dt théoriques pour différentes localisations de la source et différentes valeurs de vitesse de propagation qui sont déterminées par inversion. La localisation finale de l'évènement pour une fenêtre de temps donnée correspondra à celle calculée par le modèle et dont le dt correspondant est le plus proche de celui calculé à l'aide des données. Pour cela, on effectue un ajustement à l'aide de la méthode des moindres carrés pour minimiser la différence entre le décalage temporel calculé et celui mesuré. Cette méthode de localisation est évidemment d'autant plus précise que l'on possède un grand nombre de couples de capteurs.

Les évènements traités pour la localisation sont principalement les signaux enregistrés sur un maximum de stations. La plupart du temps, les stations THI et TOP se déclenchent ensemble et on peut donc localiser des évènements à l'aide de ces deux antennes. L'installation de la station GAL a pour but d'augmenter le nombre de stations ayant détecté les évènements afin de mieux contraindre la localisation. En effet, on augmente le nombre de valeurs de décalages temporels, et donc la précision de la localisation.

3.4.2 Résultats

La plupart des évènements détectés n'ont provoqué que le déclenchement des stations TOP et THI. La station GAL s'est déclenchée sur de nombreux évènements non détectés par les deux autres. En effet, les stations ont été calibrées de la même manière, à savoir pour se déclencher lorsque le rapport signal/bruit est supérieur à 5. Or, l'atténuation des ondes sismiques au sein du massif est probablement très importante, et ce phénomène empêche la propagation d'une onde suffisamment énergétique de la station GAL aux deux autres stations. Cependant, les évènements présentés ci-après nous ont permis de tirer plusieurs conclusions. Nous avons pu observer que la plupart des chutes de blocs potentielles sont localisées dans la zone la plus active du glissement, à savoir la zone d'éboulement. La figure 8 (voir annexe C pour les autres figures correspondantes) présente les résultats issus de la méthode de localisation pour une fenêtre temporelle d'une seconde pour un évènement classifié comme chute de bloc (paramètres du modèle : $V_{min} = 1000$ m/s, $V_{max} = 4000$ m/s, $z_{max} = 0$ m). On peut aussi y voir les valeurs de décalage en temps calculés à partir des données et du modèle. On note en (e) que les

dt sont très bien corrélés entre eux. Pour la localisation de cet évènement, nous avons utilisé les signaux de la station THI uniquement car la corrélation des signaux est meilleure.

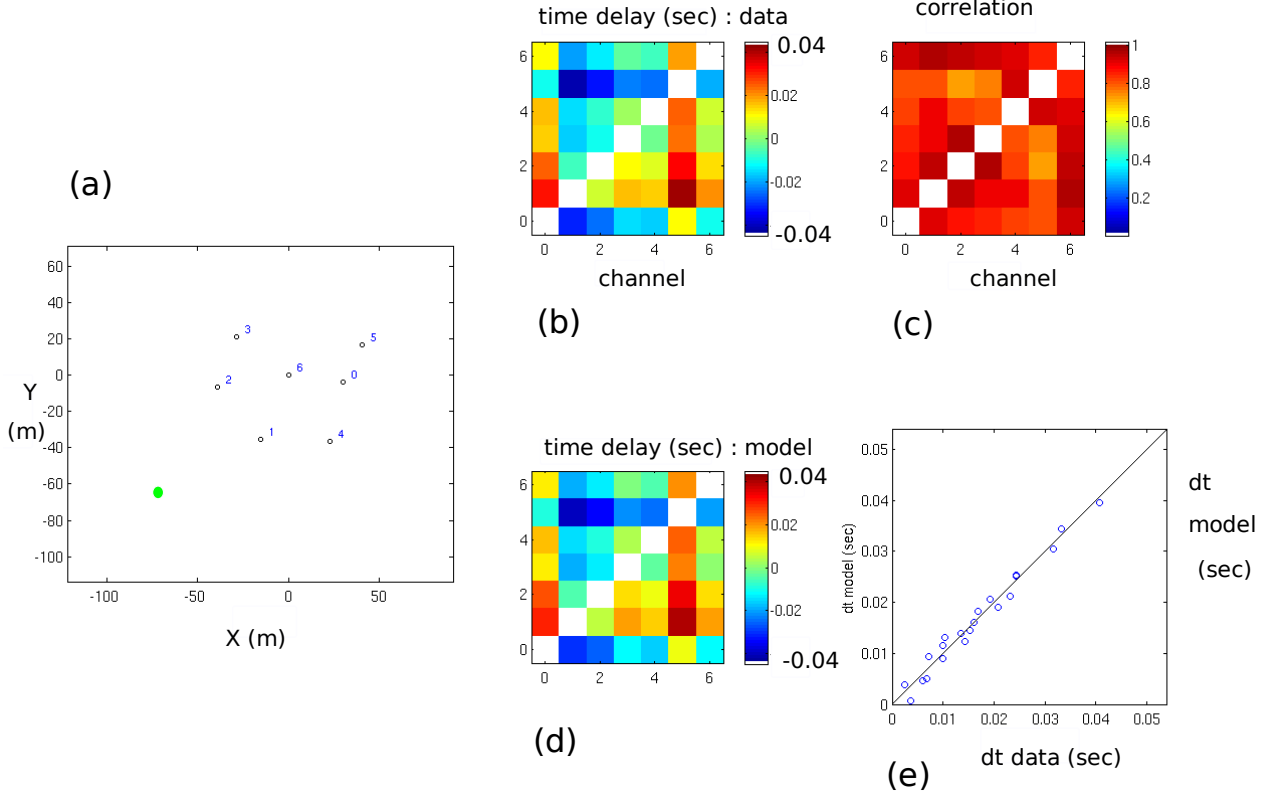


FIG. 8 – Résultat de la méthode de localisation pour un évènement enregistré par la station THI. Les paramètres utilisés sont : $V_{min} = 1000$ m/s, $V_{max} = 4000$ m/s, $z_{max} = 0$ m. (a) localisation de l'évènement par rapport aux capteurs, (b) valeurs de décalage en temps calculées à l'aide des données, (c) valeur de la corrélation d'un capteur à l'autre, (d) valeurs de décalages en temps calculés à l'aide du modèle, (e) comparaison entre dt théorique et dt issu des données

La station GAL a également détecté un évènement intéressant puisqu'il a engendré le déclenchement de la station THI. Le traitement des signaux enregistrés par ces deux stations permet une localisation plus précise qu'en utilisant une seule station. Les figures 9 et 10 présentent le résultat de la localisation de l'évènement en utilisant uniquement les données issues de la station GAL. La figure 10 présente la localisation de l'évènement (rond vert) par rapport à la position des capteurs. Les décalages en temps issus du modèle et des données sont également montrés ((b), (d), et comparaison des deux en (e)). On note une très bonne corrélation entre le modèle et les données. Pour cette localisation, les vitesses minimales et maximale imposées sont de 1000 et 4000 m/s et la profondeur maximale imposée est de 500 m (l'évènement est plus énergétique au niveau des capteurs de l'intérieur de la galerie, on suppose donc qu'il n'est pas localisé en surface).

Si on utilise la méthode de localisation avec les mêmes paramètres en utilisant uniquement

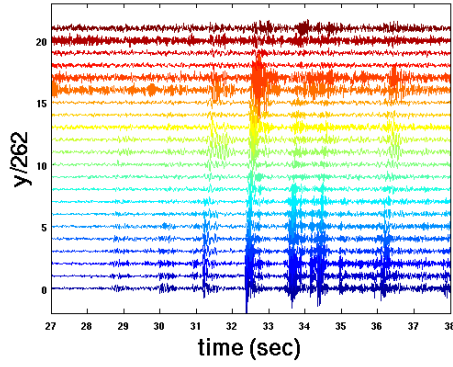


FIG. 9 – Signal enregistré par la station GAL et répertorié comme évènement de chute de blocs

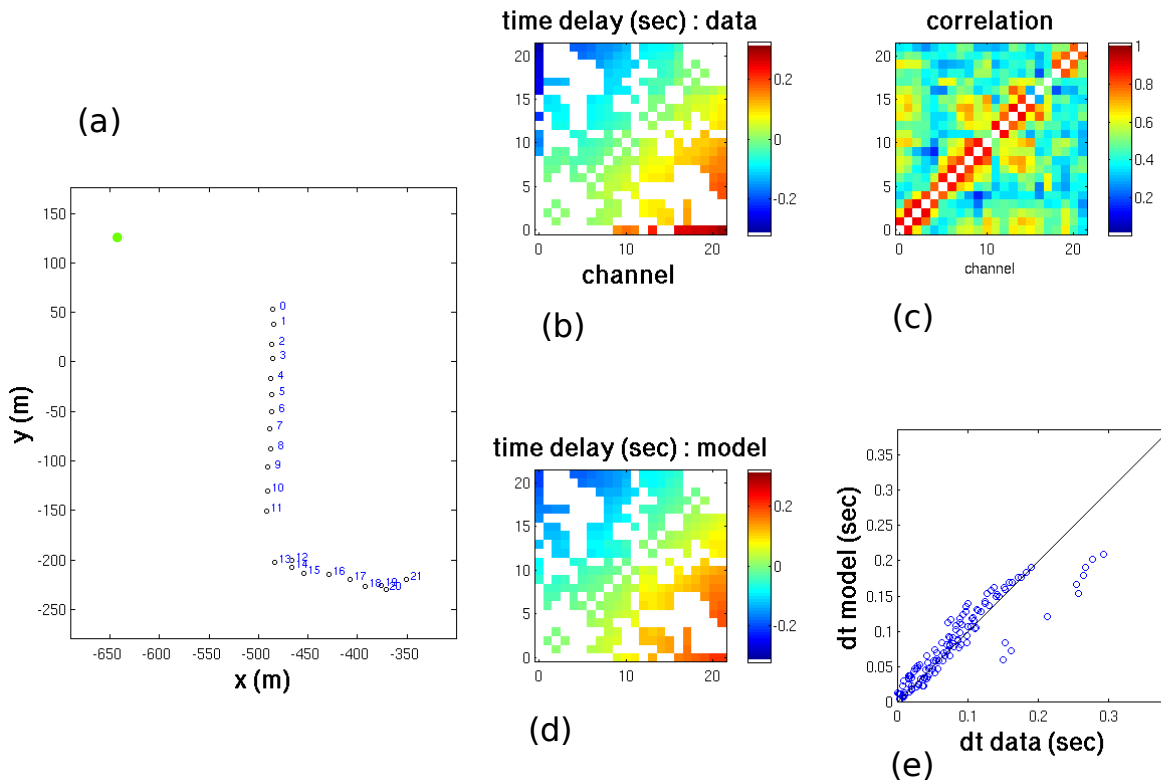


FIG. 10 – Résultats de la localisation du signal enregistré sur la station GAL uniquement (une seule fenêtre temporelle d'une seconde considérée, $V_{min} = 1000$ m/s, $V_{max} = 4000$ m/s, profondeur max = 500 m), le rond vert sur (a) présente la localisation de l'évènement, (c) présentation des résultats de corrélation, (e) comparaison entre le dt théorique et le dt issu des données, (b) et (d) présentent les décalages en temps issus des données et du modèle

les signaux enregistrés par la station THI qui s'est déclenchée sur le même évènement, on obtient une localisation différente (voir annexe C). La corrélation entre le décalage temporel théorique et celui issu des données est cependant un peu moins bonne que celle de la station GAL, probablement car le nombre de capteurs est inférieur.

Le but d'installer plusieurs stations sur le site est de pouvoir localiser précisément les évène-

ments. L'utilisation des données des station GAL et THI ensemble nous permet donc d'obtenir une localisation plus précise. La figure 11 présente la localisation obtenue. La corrélation entre le modèle et les données est très bonne. L'évènement est donc localisé à l'Ouest de la station GAL, d'après notre méthode.

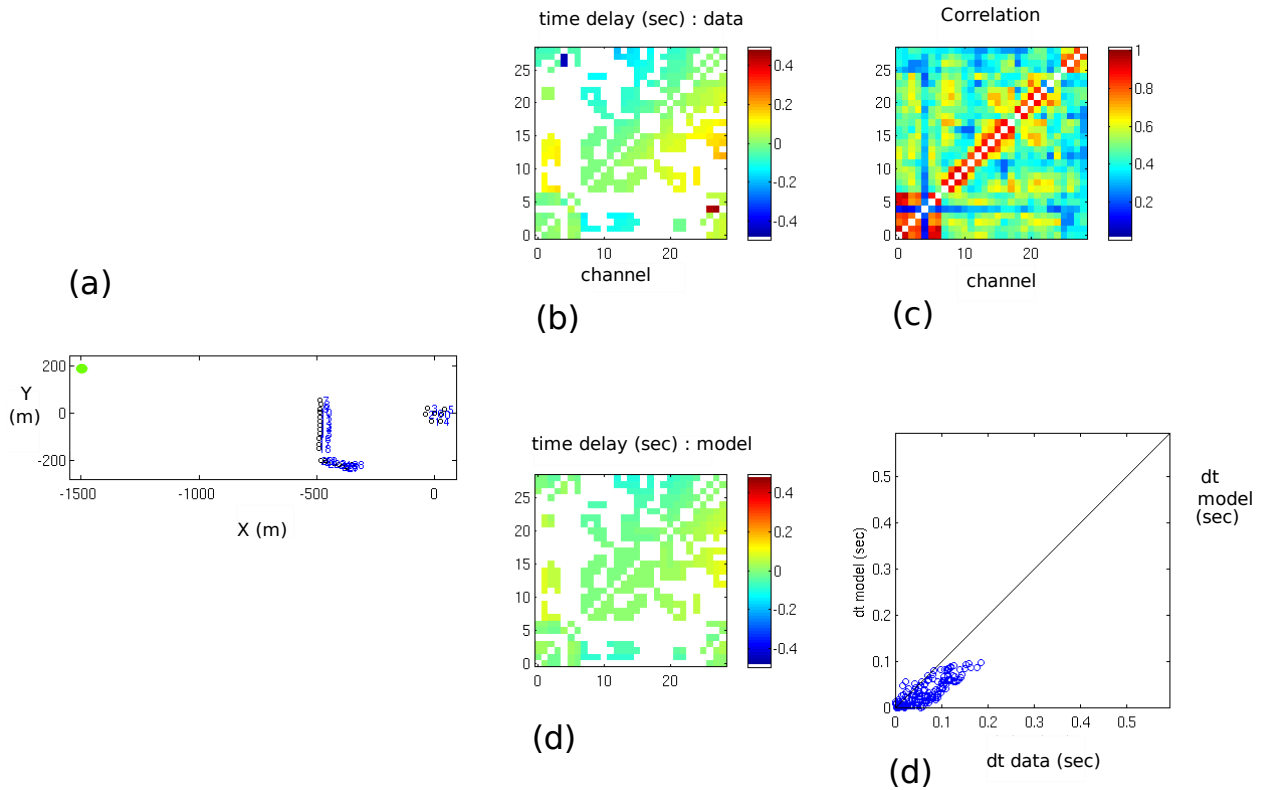


FIG. 11 – Résultats de la localisation pour l'évènement de la station GAL et THI selon les paramètres de la figure 10

Un séisme de magnitude locale 1.6, ayant eu lieu le 9 mars 2008 à 4 km au Nord Est de la ville d'Uriage a provoqué le déclenchement d'une de nos stations en place (THI). A l'aide de la méthode de localisation, nous avons pu déterminer un azimuth pour ce séisme de 188° Nord. Pour cela, nous avons contraint la profondeur maximale de l'évènement à 2 km (profondeur de l'épicentre déterminée par Sismalp = 1,6 km) et les valeurs minimale et maximale de la vitesse de propagation sont respectivement 1000 et 4000 m/s. On utilise une seule fenêtre temporelle pour la localisation, d'une durée d'une seconde (on niveau des premières arrivées). La figure 12 nous présente le résultat de la localisation (voir annexe C pour les figures correspondantes). On note que la corrélation entre le modèle et les données est très bonne. En utilisant une méthode de polarisation des ondes P et S détectées (annexe C), nous avons déterminé une valeur d'azimut de $201,8^\circ$ Nord. Le réseau Sismalp a déterminé pour ce séisme un azimuth de 211° Nord. Toutes ces valeurs se trouvant dans le même ordre de grandeur, nous avons une

confirmation que les estimations d'azimut obtenues à l'aide de la méthode de localisation sont cohérentes. Les données sismologiques de ce séisme vont également pouvoir être utilisées dans de futurs travaux de caractérisation des effets de site sur le versant de Séchilienne en effectuant par exemple des rapports spectraux entre les signaux. La fracturation importante du versant va avoir un effet d'atténuation important de l'énergie sismique, en particulier dans les hautes fréquences, comme souligné par Spillmann (2007).

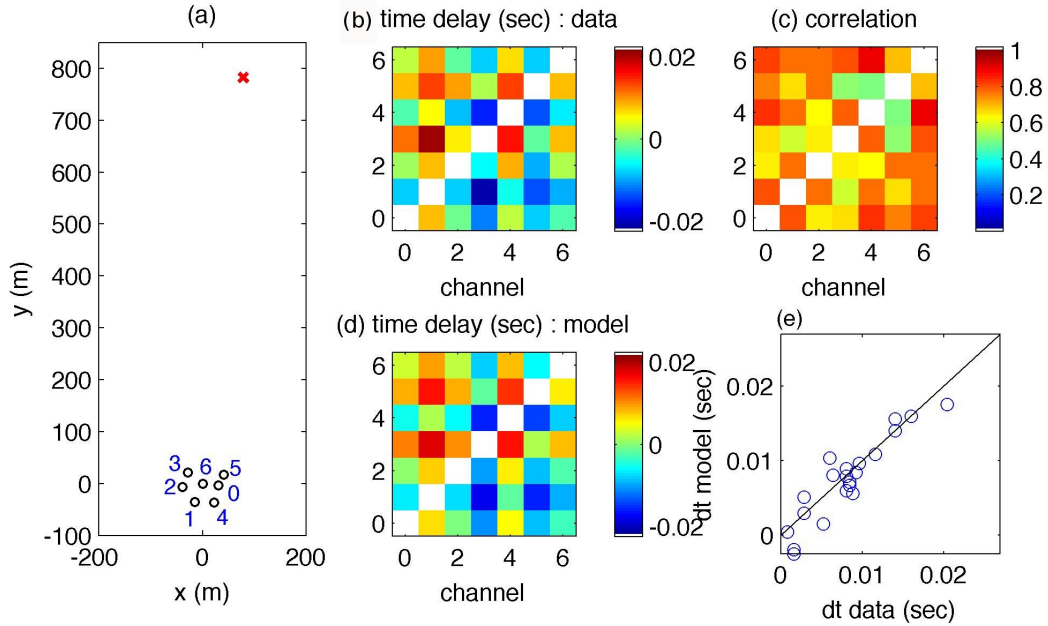


FIG. 12 – Résultats de la localisation pour le séisme d'Uriage détecté par la station THI avec les paramètres : $V_{min} = 1000$ m/s, $V_{max} = 4000$ m/s, $z_{max} = 2$ km, une seule fenêtre temporelle d'une valeur d'une seconde. La localisation du séisme est représentée par la croix rouge. Même légende que la figure 8

3.5 Corrélation avec la pluviométrie

Nous avons comparé nos données de microsismicité comprenant le nombre d'évènements recensés comme internes au versant avec les données météorologiques dont nous disposons (données Météo France). En effet, il est très probable que les précipitations déclenchent des perturbations au niveau du versant comme des ouvertures de fractures ou des chutes de blocs par infiltration et lessivage du sol. Les résultats sont présentés en figure 13. On note une très bonne corrélation entre le nombre d'évènements et les épisodes de pluie.

Le calcul de la fonction d'intercorrélation entre un épisode de pluie et un pic d'activité sismique pour une station nous permet de trouver la ressemblance entre les deux variables et le délai entre les deux pics d'activité maximale. Lorsque la fonction d'intercorrélation entre deux signaux temporels est maximale en un temps t , on peut déduire que le délai entre les deux pics de ces signaux est de t . Pour déterminer ce délai, on mesure le nombre de points séparant le milieu de l'axe des abscisses de la fonction d'intercorrélation (marqué par une étoile

rouge sur la figure 14) du pic de cette même fonction. La fonction d'intercorrélacion entre les deux signaux complets de pluviométrie et d'activité sismique, présente un pic décalé d'un point par rapport à l'origine. Notre pas d'échantillonnage étant d'une heure, on peut déduire que l'activité microsismique induite par la pluviométrie commence dans un intervalle de l'ordre de l'heure après le maximum de l'évènement météorologique. Lorsque l'on calcule la fonction d'intercorrélacion pour une fenêtre de temps inférieure, correspondant à un épisode de pluie isolé, on retrouve ce délai de l'ordre de l'heure (figure 14). Il est cependant important de noter que les deux évènements (de pluie et d'activité sismique) sont probablement séparés de plus d'une heure. En effet, la valeur de pluviométrie enregistrée à l'heure h correspond en fait à la quantité de pluie tombée pendant l'heure précédente.

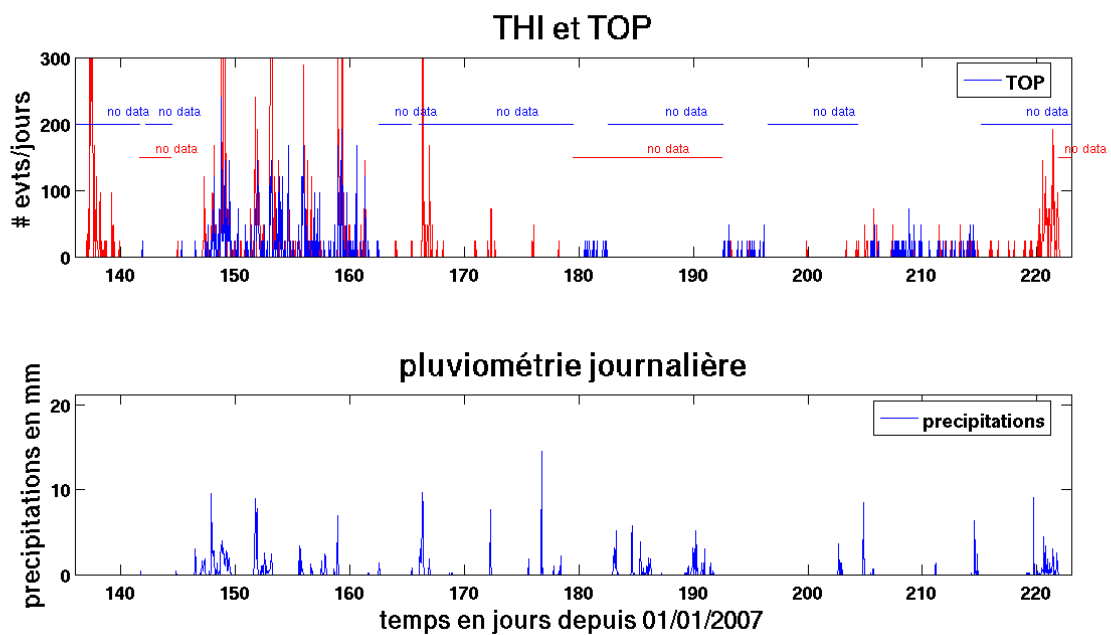


FIG. 13 – Comparaison entre l'activité sismique du versant en nombre d'évènements par jour et la pluviométrie journalière en mm du 16/05/2007 au 11/08/2007, les enregistrements de la station TOP sont représentés en bleu, ceux de la station THI en rouge

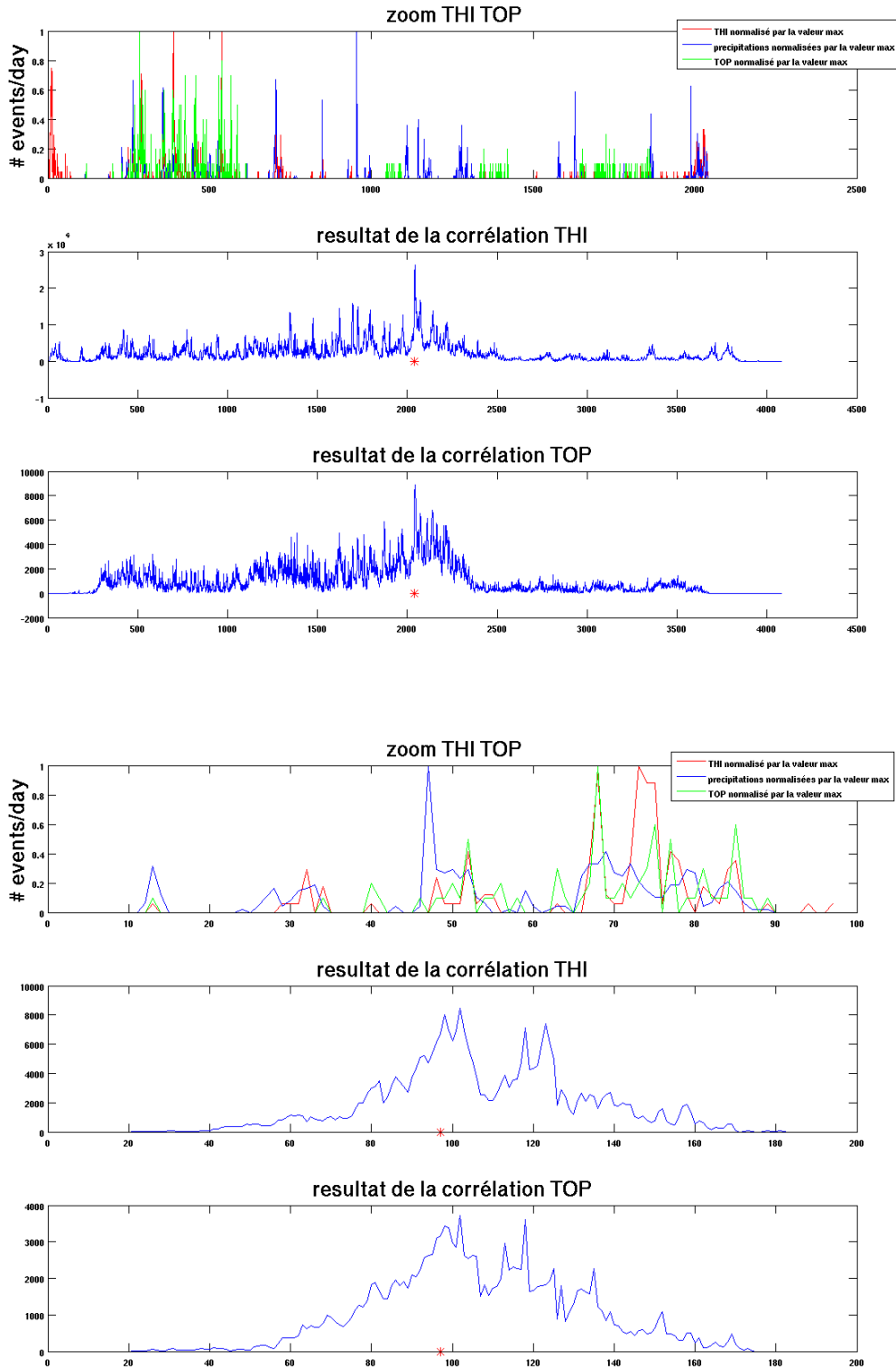


FIG. 14 – Graphes présentant la superposition des 3 signaux normalisés, puis les fonctions d'inter-corrélation de chaque station avec la pluviométrie. En haut pour le signal complet et en bas pour une fenêtre de temps correspondant à un épisode de pluie. L'étoile rouge se trouve au milieu de l'axe des abscisses. L'axe des abscisses est en nombre d'heures.

4 Polarisation Spontanée

4.1 Principe et méthode

La méthode de polarisation spontanée a pour but de mesurer les différences de potentiel électrique d'origine naturelle entre deux points. Ces anomalies sont attribuées à des changements de pression hydrostatique, de température ou de concentration d'éléments chimiques au sein du milieu poreux (*Aubert, 1997; Doussan, 2002*). Des anomalies positives ou négatives sont assimilées à des infiltrations ou des résurgences d'eau (*Bogoslovsky et Olgilvy, 1977*) (annexe D). La conductivité électrique du milieu influe grandement sur le comportement de la PS, et de ce fait, plus le milieu est structuré, plus les anomalies sont fréquentes et difficiles à interpréter.

L'étude du réseau de PS de Séchilienne a pour but de mettre en évidence et de quantifier une possible corrélation des anomalies de potentiel avec les précipitations. Nous souhaitons également étudier la présence de possibles précurseurs électromagnétiques à des séismes régionaux, qui ont été enregistrés sur le réseau en étudiant le comportement des électrodes en réponse à plusieurs séismes ayant eu lieu à quelques kilomètres de Séchilienne. En effet, des changements de pression intersticielle au sein de la croûte peuvent être considérés comme précurseurs de séismes, et peuvent engendrer des anomalies de PS.

4.2 Le réseau PS de Séchilienne

Le réseau de polarisation spontanée de Séchilienne est fonctionnel en continu depuis 2005, le pas d'échantillonnage est de 6 minutes. Un suivi temporel préliminaire effectué tous les 6 mois avait permis de déterminer des zones d'anomalies d'origine électrocinétique et électrochimique qui varient dans le temps (*Méric, 2006*). C'est la détermination de ces zones qui a guidé le choix du plan d'implantation des électrodes (figure 15). En 2007, l'ensemble du réseau a été réimplanté au même endroit (à l'exception de l'électrode de référence) et les câblages ont été modifiés par la SAGE. La figure 15 présente l'implantation des électrodes au sein de ces zones. Le capteur de référence est placé dans une zone n'ayant pas montré de variation temporelle de la PS lors de la première phase d'étude. Le dispositif du site des Ruines est composé de :

- 21 électrodes Pb/PbCl₂ impolarisables PMS9000 enterrées à 1 mètre de profondeur dans un trou rempli d'argile salée, afin de bénéficier d'un bon couplage, et dont les connexions électroniques sont protégées par des boîtiers étanches,
- 1 centrale d'acquisition Campbell CR10X,
- 2 pluviomètres placés à la sortie de la galerie de reconnaissance et dans la galerie au niveau de la sortie d'un écoulement quasi permanent,
- 1 sonde de conductivité CS547 qui mesure la conductivité de l'eau percolant dans la galerie,
- environ 2 kilomètres de câble blindé et des gaines de protection pour les câbles.

(*Méric, 2006*)

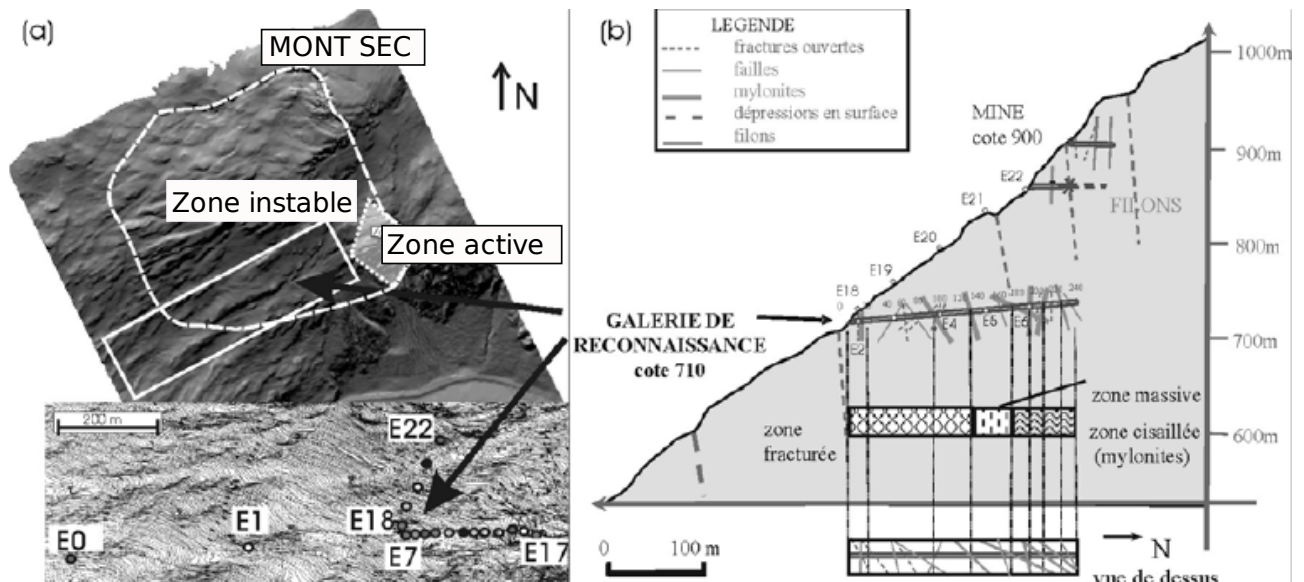


FIG. 15 – Plan de positionnement des électrodes. (a) Modèle Numérique de Terrain du versant et implantation des capteurs. (b) Coupe schématique du mouvement au niveau de la galerie et implantation des électrodes (d'après Méric, 2006)

4.3 Résultats

Les données de PS ont été analysées brutes afin de trouver des relations avec la pluviométrie et l'activité sismique environnante. En effet, depuis sa réimplantation, les données de PS n'ont pas été analysées et il nous a été jusqu'à présent impossible de développer un filtre efficace. Les données semblent beaucoup plus bruitées que celles obtenues par Méric (2006). Un filtre passe-bas de fréquence 1/1jour comme effectué par Méric (2006) ne nous a pas permis d'obtenir un signal de meilleure qualité. Les électrodes présentant des traces trop bruitées n'ont pas été traitées.

4.3.1 L'influence de la pluie

Les anomalies de PS étant liées aux infiltrations d'eau au sein du milieu poreux, il est très probable que l'on observe des anomalies corrélées avec les précipitations. La figure 16, présentant le signal de PS issu des électrodes de la galerie, nous confirme cette hypothèse (voir annexe E pour les autres zones : extérieur et aplomb de la galerie). Par la suite, on définira une anomalie comme étant une hausse ou une baisse de la valeur de la PS par rapport à sa composante continue. Nous avons regroupé sur les graphes les électrodes implantées dans une zone similaire, et on note que toutes les électrodes d'une même zone présentent un comportement identique. Une anomalie de la PS (le plus souvent une hausse) suit quasiment tous les épisodes importants de pluie.

Vu la complexité du site et les théories très simplificatrices actuellement développées afin d'interpréter quantitativement la PS, nous avons choisi de privilégier délibérément l'observation.

Pour ce faire, nous avons tenté d'établir une relation entre la durée ou l'amplitude de ces anomalies et la quantité de pluie l'ayant probablement provoquée. Pour cela, nous avons pointé les anomalies les plus importantes et l'évènement de pluie correspondant. La figure 17 nous indique qu'il n'y a pas de relation probante entre ces variables. Le comportement des anomalies de PS en réaction à un épisode de pluie reste encore à définir. L'application d'un filtre sur les données nous permettra probablement de distinguer plus précisément leurs caractéristiques (durée, amplitude) et ainsi de mieux comprendre les processus déclencheurs de ces anomalies.

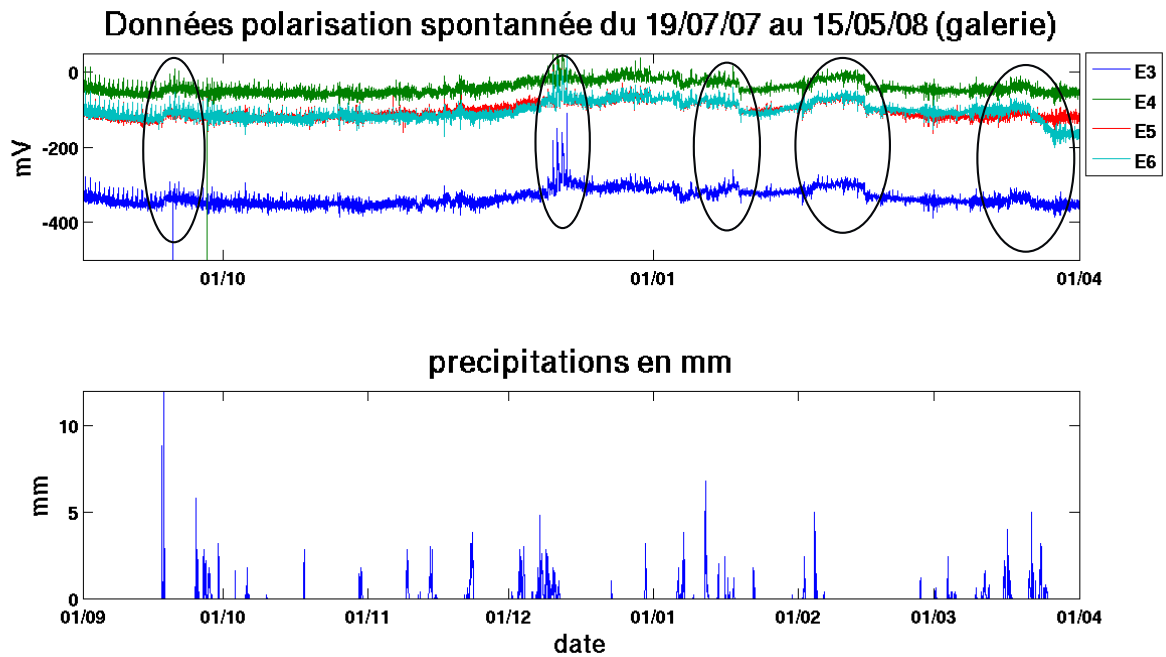


FIG. 16 – Comportement des électrodes de PS dans la galerie et précipitations, les anomalies sont entourées en noir (l'électrode E2 n'a pas été traitée).

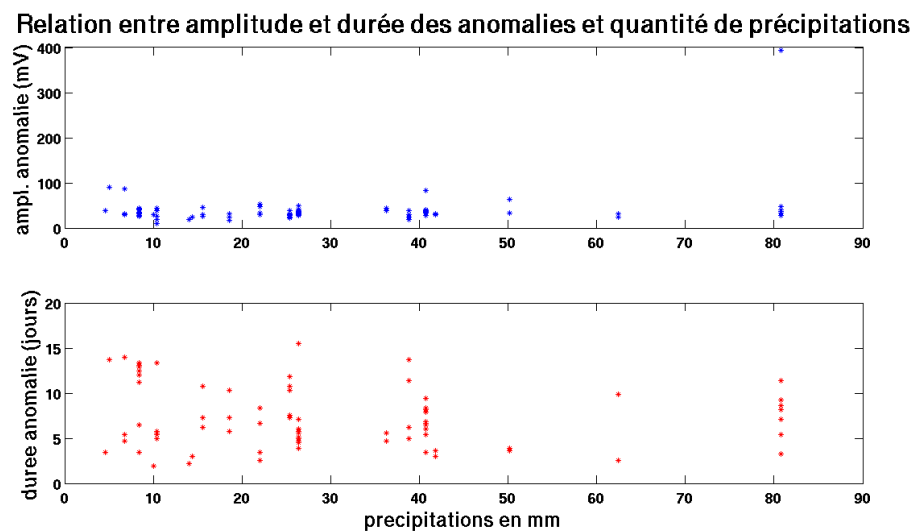


FIG. 17 – Graphe présentant d'une part l'amplitude de l'anomalie en fonction de la quantité de pluie et d'autre part la durée de celle-ci en fonction de la quantité de pluie

4.3.2 L'influence des séismes

Lors de l'étude des données de PS de Séchilienne, Méric (2006) a observé des anomalies pouvant être liées à des séismes ayant eu lieu à proximité. Cependant, ces résultats n'ont pas pu être vérifiés car d'autres causes auraient pu induire ces anomalies. De plus, seuls 3 séismes avaient été enregistrés au cours de la période d'observation. Au cours de notre étude, le seul séisme significatif qui aurait pu avoir un impact sur notre réseau de PS est le séisme d'Uriage (le 9 Mars 2008, ML=1.6). Le séisme a été précédé et suivi par des épisodes de pluie relativement importants, nous empêchant ainsi de dissocier une anomalie induite par la pluie d'une hypothétique anomalie due au séisme. Nous avons toutefois noté un changement de période de notre signal quelques jours avant le séisme. Une analyse en fréquence nous permettra d'étudier ce phénomène plus précisément.

5 Les données de déplacement

Afin que nos études sur la sismologie et les variations de PS sur le site de Séchilienne participent à long terme à l'aide à la décision au niveau du système d'alerte, il est important de coupler nos données avec celles concernant le déplacement du massif. Ces dernières nous ont été fournies par le CETE de Lyon et il s'agit de données de géodésie automatique obtenues à l'aide des nombreux capteurs placés au sein du versant. Elles mesurent des déplacements relatifs en millimètres entre la station d'observation de Mont Falcon (sur le versant opposé aux Ruines) et les différentes cibles. Nous n'avons traité que les données issues de capteurs présentant des variations de la valeur du déplacement significatives. Ces dernières comportent un capteur géodésique équipé d'un prisme réflecteur (capteur 1002) et des réflecteurs radar 625 et 1010. Le capteur 1010 est situé au niveau de la limite Ouest de la zone la plus active. Il s'agit du capteur ayant détecté la plus forte évolution des déplacements jusqu'à présent (*Duranthon et Effendiaz, 2004*). Les capteurs 1002 et 625, quant à eux sont situés respectivement au Nord de la zone active, à la côte 900 m et au niveau de la galerie de reconnaissance, à la côte 710m.

5.1 L'influence des précipitations

Le ruissellement et l'infiltration induits par les précipitations constituent une perturbation indéniable sur ce versant instable. En effet, l'infiltration à l'intérieur de fractures va provoquer leur ouverture progressive, et le ruissellement de surface possède un fort pouvoir de lessivage du sol. Nous avons donc cherché une relation entre les précipitations et la vitesse du massif, calculée à partir des données de déplacements à notre disposition. La figure 18 (pour les autres capteurs, voir annexe F) nous montre qu'il existe une bonne corrélation entre ces deux variables. Cependant, il est également important de noter que certains épisodes de pluie ne déclenchent pas de phénomène d'accélération du mouvement. Les épisodes pluvieux ayant un effet net sur le déplacement de versant ont eu lieu entre mai et juin 2007. Il s'agit d'évènements étalés sur la durée présentant un taux de précipitations fort. Même si le comportement global des capteurs est le même, la réponse de chaque capteur sur une fenêtre de temps inférieure est différente. L'hypothèse de la division du versant en plusieurs zones plus ou moins actives pourrait expliquer ce comportement variable d'un capteur à l'autre.

Les évènements météorologiques ont un effet sur les déplacements du versant, mais la réponse de massif quant à cette perturbation reste encore mal comprise.

5.2 Corrélation avec la microsismicité du versant

Si la microsismicité est bien due aux mouvements internes du versant, alors nous devrions observer une corrélation entre ce taux de microsismicité et les déplacements du massif. La figure 19 présente le nombre d'évènements recensés et classifiés en tant que mouvements propres au versant et la vitesse de déplacement enregistrée par le capteur géodésique 625 sur une même

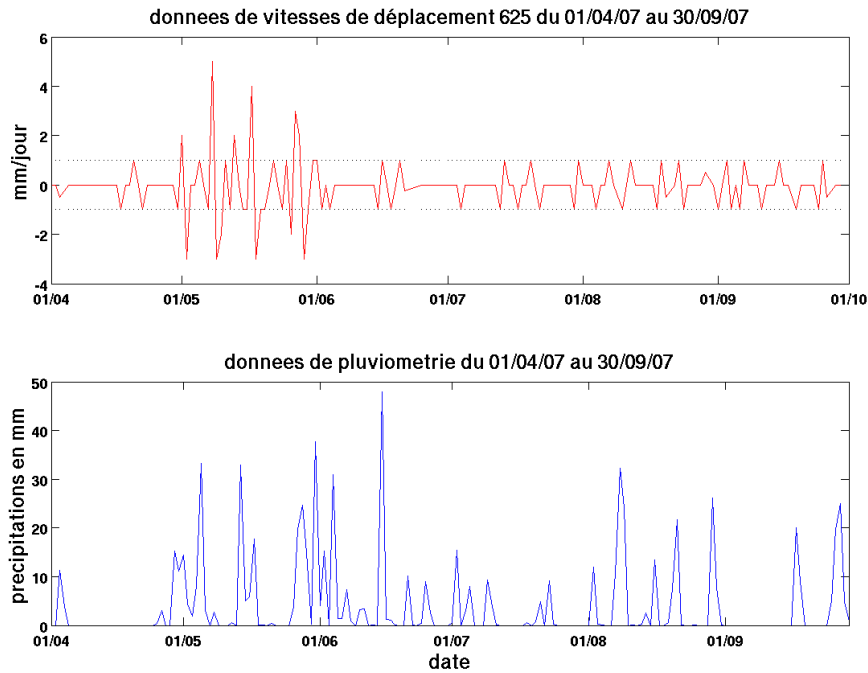


FIG. 18 – Relation entre la vitesse du massif en mm/jours et le taux de précipitations en mm entre le 01/04/2007 et le 01/10/2007 pour le capteur 625. Les lignes en pointillés indiquent les limites minimales que nous avons utilisé afin de déterminer une augmentation ou une diminution significative de la vitesse de déplacement du versant

période (pour les autres capteurs, voir annexe F). La pluviométrie y est aussi présentée. Comme pour la pluviométrie, on note une très bonne corrélation entre la microsismicité et les variations de vitesse entre mai et juillet 2007 (jours juliens de 130 à 180) mais une absence de corrélation des variations de vitesse avec le pic d'évènements des jours 219 à 223. Il est important de noter que les évènements corrélés avec les vitesses de déplacement sont très nombreux et étalés dans le temps. Il pourrait s'agir d'un évènement majeur, probablement déclenché par une forte pluviométrie, ayant affecté la globalité du versant. Il est clair qu'une grande partie du versant a réagit à un épisode de pluie étalé sur environ un mois. L'activité microsismique, elle semble aussi réagir à des évènements pluvieux moins importants.

5.3 L'influence des séismes

En dépit du fait que notre zone d'étude se situe à proximité de la faille active de Belledonne, l'influence des séismes sur le déplacement du versant reste encore inconnue. Plusieurs séismes de magnitudes comprises entre 2 et 3,5 ont été recensés ces dernières années sur la faille de Belledonne (*Thouvenot et al., 2003*). Le séisme de Laffrey, en 2005 (ML=2.8, à 8,5 km de Séchilienne d'après le réseau Sismalp) à provoqué des accélérations du déplacement du versant très hétérogènes, comme le montre la figure 20.

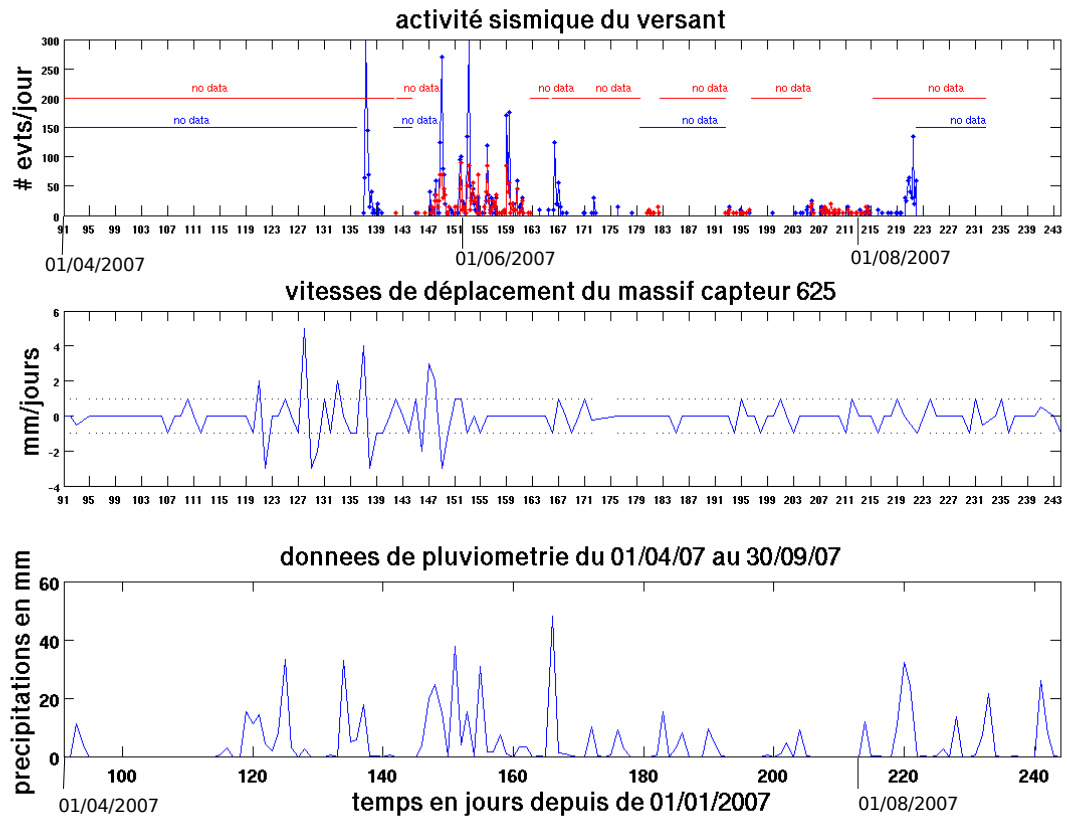


FIG. 19 – Relation entre la vitesse de déplacement du versant enregistrée par le capteur 625, le nombre d'évènements sismologiques enregistrés et la pluviométrie entre mars et octobre 2007

Afin d'étendre les travaux faits à ce sujet sur un autre évènement sismique, nous avons étudié les données de déplacement lors du séisme de magnitude locale 2.0 ayant eu lieu sur la même faille le 8 mai 2006. Les résultats montrent que le versant, cette fois, n'a pas été affecté par les vibrations du sol (figure 21). Il existe peut-être une dépendance azimutale ou fonction de la magnitude. Seule l'observation plus longue permettra de clarifier ces points.

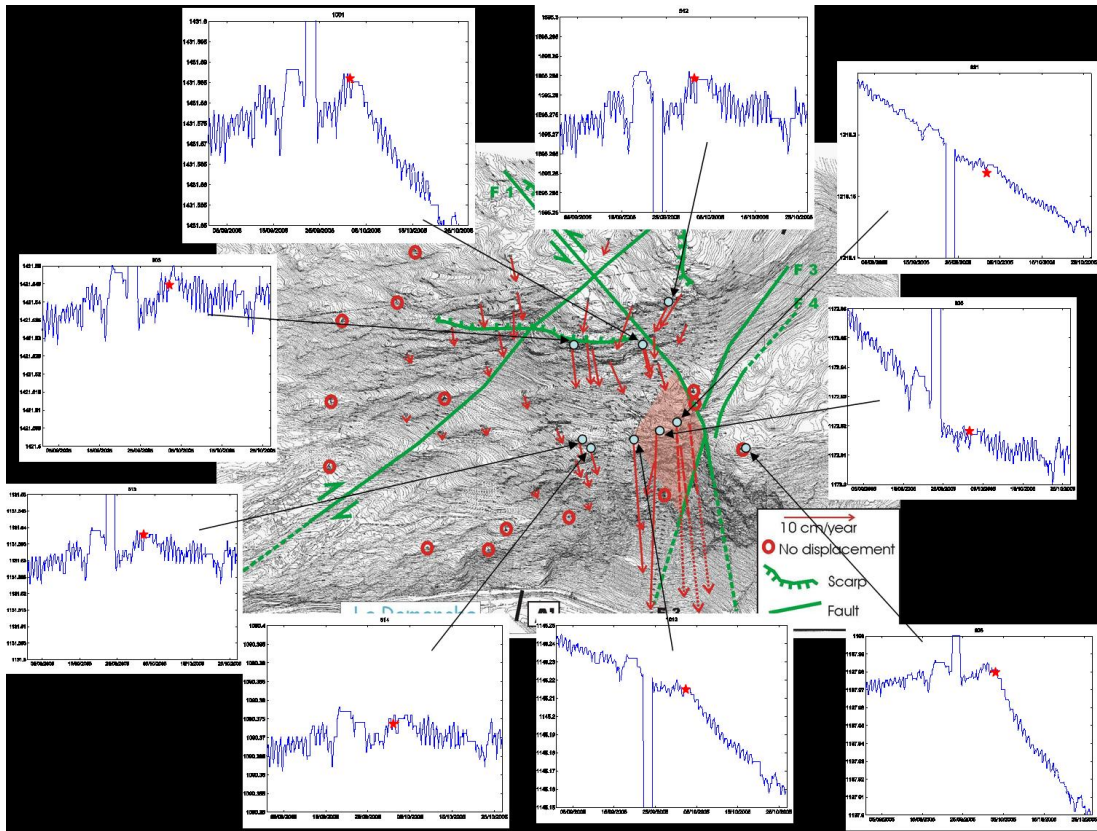


FIG. 20 – Données de déplacement de 2005 en mm sur différents capteurs géodésiques et leur position sur la carte (la zone rouge correspond au secteur des Ruines, l'étoile rouge est placée à la date du séisme)(Garambois, communication personnelle)

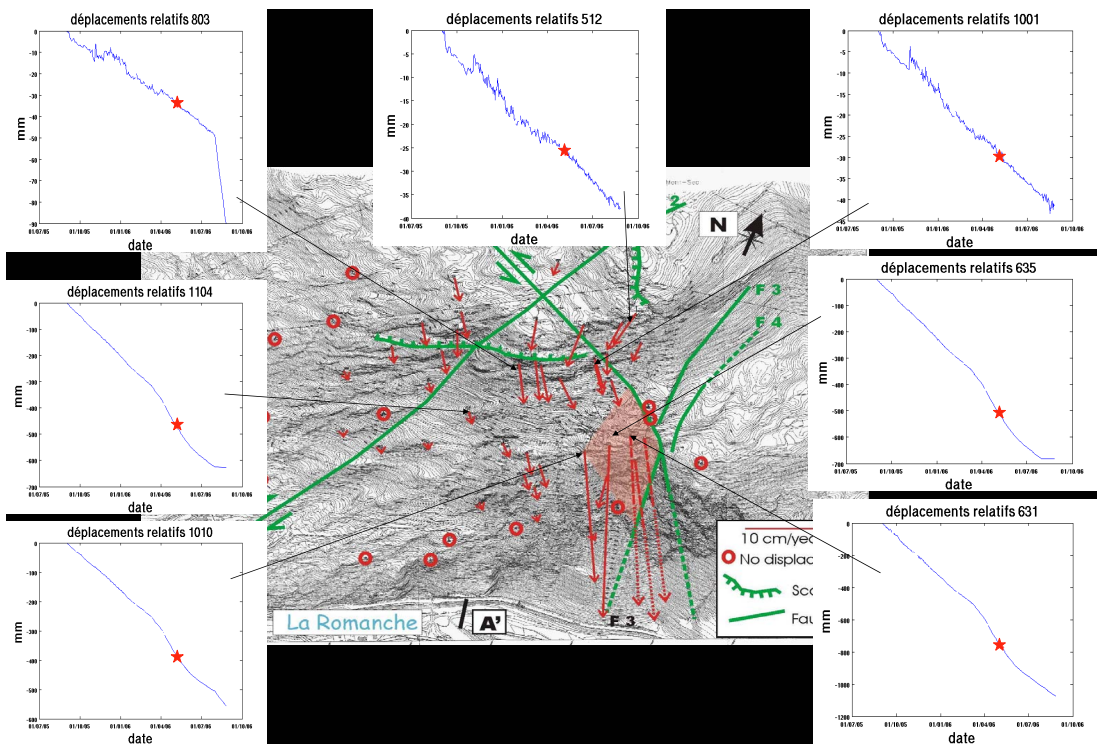


FIG. 21 – Données de déplacement de 2006 en mm, l'étoile rouge est placée à la date du séisme

6 Discussion

6.1 La sismologie

On note que la plupart des évènements classifiés en tant que chutes de blocs sont localisés dans la zone la plus active du versant. Le but de l'implantation de ce réseau sismologique à Séchilienne étant de pouvoir dénombrer et localiser les évènements internes au mouvements, ces premiers résultats sont encourageants car ils montrent que le réseau est capable de détecter des évènements de faible énergie. En ce qui concerne le seisme d'Uriage, détecté par la station THI, la valeur de l'azimut déterminée par notre méthode de localisation se trouve dans la même ordre de grandeur que les valeurs obtenues à l'aide de méthodes différentes. Ce résultat nous montre la cohérence de notre méthode. Cependant, la précision de cette valeur d'azimut reste limitée, l'évènement n'ayant été détecté que par une seule station, et on note que la corrélation entre le modèle et les données n'est pas excellente.

Il est important de noter les points à améliorer concernant cette technique. La méthode de localisation, qui utilise une vitesse de propagation d'onde constante, ne peut pas encore être considérée comme totalement fiable. En effet, le modèle de vitesse établi par Méric (2006) souligne le fait que la propagation des ondes dans un milieu extrêmement fracturé comme celui du versant des Ruines est loin de s'effectuer à une vitesse homogène. La vitesse de propagation n'est pas constante dans l'espace. Elle n'est pas non plus constante dans le temps. En effet, notre modèle considère une vitesse constante au sein de la fenêtre temporelle. Cela implique qu'un seul type d'onde est considéré. Or, du fait de la complexité du signal enregistré, il est difficile de différencier les types d'ondes et il est très probable que l'on rencontre plusieurs types au sein d'une fenêtre temporelle (onde P, onde S, onde de surface). De plus, nous n'avons pas encore de moyen de contraindre plus précisément la profondeur des évènements, ces derniers pouvant être aussi bien localisés en surface (chutes de blocs) qu'en profondeur (ouverture de fracture, zone de rupture localisée). La fracturation importante du versant va avoir un effet d'atténuation important de l'énergie sismique, en particulier dans les hautes fréquences, comme le souligne Spillmann (2007). En parallèle au changement de certains paramètres de la méthode de localisation, une des améliorations propre à notre réseau serait donc d'optimiser les critères de déclenchement de chaque station afin d'obtenir de maximum d'évènements détectés par les trois antennes, et ainsi d'augmenter la précision de la localisation.

La corrélation de la microsismicité du versant avec la pluviométrie fait apparaître un décalage de l'ordre de l'heure entre le pic de pluie et le nombre maximum d'évènements. La majorité des épisodes pluvieux étalés sur plusieurs jours ont un effet sur le taux de sismicité enregistré. La pluviométrie a un effet indéniable sur les mouvements de versants. Le ruissellement peut provoquer une perte de cohésion du sol, entraînant ainsi la chute de blocs. L'écoulement d'eau au sein de fractures peut entraîner une accélération de l'ouverture de celles-ci. Il est important

de noter que la quantité de données d'activité sismique du versant mérite d'être augmentée afin de pouvoir établir une relation quantitative plus précise entre les évènements enregistrés et la pluviométrie.

6.2 La polarisation spontanée

L'étude des données de PS nous ont permis de confirmer le lien entre les anomalies et la pluviométrie. Nous n'avons cependant pas réussi à établir une relation claire entre la durée et l'amplitude des anomalies et la quantité de pluie, ni de différence suivant la localisation des électrodes (qui auraient pu être liées à des variations de perméabilité). Nous avons également noté que les électrodes se trouvant dans une zone similaire se comportaient de manière identique. Il est encore très difficile d'interpréter la forme des anomalies. En effet, l'électrode de référence se trouve dans un milieu moins fracturé que toutes les autres. Cette dernière est susceptible de recevoir la même quantité de pluie que celles placées en zone instable, les anomalies pourraient alors être dues au fait que les écoulements au sein du versant sont différents d'une zone à l'autre du fait de la forte fracturation. Les difficultés rencontrées quant à l'interprétation des données sont en grande partie dues au fait que le signal est analysé sans aucun traitement et que celles-ci apparaissent assez bruitées par rapport à celles acquises par Méric (2006). Le changement de câblage effectué en juillet 2007 a pu diminuer le rapport signal/bruit. Nous n'avons pas pu mettre en évidence de perturbation claire de la PS engendrée par la sismicité de notre zone d'étude, mais une analyse plus fine des données dans le domaine fréquentiel nous permettra d'affiner nos conclusions. Le fait que les données de PS soient traitées brutes nous empêche évidemment de détecter des anomalies dont le signal serait noyé dans le bruit.

Il est donc important pour la suite de l'étude du réseau de PS de Séchilienne de s'assurer que l'acquisition n'est pas perturbée par un bruit parasite, et de développer un filtre efficace permettant d'isoler plus aisément les anomalies. Comme pour les données sismologiques, un plus grand nombre de données est nécessaire à l'établissement de conclusions sur le comportement des électrodes au sein d'un mouvement de versant.

6.3 Les déplacements du versant

L'étude des données de déplacement du versant des Ruines nous a permis de mettre en évidence plusieurs points. On note une bonne corrélation entre la pluviométrie et les variations de vitesse de déplacement. Cependant, on observe également que des pluies importantes n'ont visiblement pas d'impact sur les déplacements. Plusieurs relations ont été établies entre la pluviométrie et les déclenchements de mouvements de terrain (pour une revue, voir *Sidle et Ochiai, 2006*). Lorsque la quantité de pluie dépasse un seuil de saturation du sol, des mouvements de versant rapides et peu profonds peuvent avoir lieu. Nous pouvons émettre l'hypothèse que certains épisodes pluvieux n'ont pas d'effet direct sur les déplacements du versant de Sé-

chilienne parce que le seuil cité précédemment n'est pas atteint. Cependant, il est important de noter que le mouvement des Ruines de Séchilienne est un mouvement dont l'origine se situe en profondeur. Les épisodes pluvieux peuvent déclencher des événements superficiels non détectés par les capteurs géodésiques qui renseignent sur le mouvement global de la zone dans laquelle ils sont implantés.

Les valeurs de vitesses présentent une bonne corrélation avec le nombre d'évènements détectés par nos stations sismologiques, mais, comme observé avec la pluviométrie, pas systématique. Si on met en parallèle les trois variables, on note que, contrairement aux vitesses de déplacement, le nombre d'évènements sismiques internes au versant est systématiquement corrélé avec la pluviométrie. La période de pluie étalée entre mai et juillet 2007 semble avoir affecté le versant dans sa globalité. Une augmentation de la vitesse significative (de l'ordre de 5 mm/jours) et une augmentation de l'activité microsismique du versant semblent avoir été déclenchées. La microsismicité du versant peut également nous permettre de mettre en évidence des mouvements ou chutes de blocs localisés, induits par une pluviométrie insuffisante pour affecter le versant dans sa totalité.

L'effet de la sismicité environnante sur les déplacements du versant n'est pas encore clair, le séisme de Laffrey de 2005 a eu un effet perturbateur, assez hétérogène au sein du glissement, alors que le séisme de 2006 n'en a pas eu. Ces deux séismes présentent cependant des caractéristiques différentes : profondeur, magnitude, azimuth etc., l'énergie dégagée par le séisme de 2006 est en effet bien inférieure à celle du séisme de Laffrey. Ces résultats laissent également penser que l'atténuation des ondes au sein du versant est hétérogène et qu'il s'agit d'un facteur à prendre en compte dans les travaux futurs.

7 Conclusion

Le but de cette étude était de réaliser un suivi temporel du versant des Ruines de Séchilienne en utilisant deux méthodes géophysiques différentes. La composante expérimentale a été prépondérante dans ce travail car les méthodes d'étude de la microsismicité du versant et des variations de PS du sol ont été peu développées dans un contexte de mouvement gravitaire. Nous avons pu tirer plusieurs conclusions quant aux résultats obtenus.

L'étude de la microsismicité nous permet de détecter des signaux de faible énergie dont l'origine est probablement interne au versant. De nombreux signaux assimilés à des chutes de blocs sont localisés au niveau de la zone la plus active du mouvement, à savoir la zone d'éboulements. L'azimut du séisme d'Uriage du 9 Mars 2008 a été déterminé par diverses méthodes, et les résultats se situent tous dans le même ordre de grandeur, ce qui nous indique que notre méthode de localisation est cohérente. On note une très bonne corrélation du taux de microsismicité du versant avec la pluviométrie, le décalage temporel entre l'intensité maximale de l'évènement de pluie et le maximum d'évènements internes au versant est de l'ordre de l'heure. En comparant les données de déplacement du massif avec l'activité microsismique de ce dernier, on note que les évènements de forte activité des Ruines ne sont pas toujours corrélés avec les variations de vitesse détectées par les capteurs géodésiques. Nous pouvons émettre l'hypothèse que notre réseau nous permet d'enregistrer des mouvements globaux du versant qui induisent une forte augmentation du taux de microsismicité et qui sont détectés par tous les capteurs géodésiques de la zone active, aussi bien que des évènements plus locaux et superficiels, induits par une pluviométrie importante. Nous pouvons également émettre l'hypothèse qu'il existe un « effet mémoire » qui régit les phénomènes de mouvements gravitaires. Une forte accélération du massif induit probablement une stabilisation temporaire de celui-ci, expliquant pourquoi le versant ne réagit pas dans sa globalité à d'importants épisodes de pluie.

L'étude du réseau de PS nous a permis de mettre en évidence une réaction des électrodes aux épisodes pluvieux. Cependant, la compréhension des phénomènes induisant ces anomalies reste encore à développer. Le changement de comportement des électrodes en réponse au séisme d'Uriage nécessite d'être étudié plus finement, notamment dans le domaine fréquentiel afin de pouvoir tirer des conclusions quant aux mécanismes mis en jeu. La présence de bruit parasite au sein des données temporelles empêche la détection et la caractérisation claire d'anomalies.

Les travaux futurs concernant le suivi du site des Ruines de Séchilienne porteront principalement sur l'amélioration de la méthode de localisation des évènements sismiques. En effet, il est primordial de mieux contraindre la profondeur des évènements détectés ainsi que leur vitesse de propagation. L'insertion d'un modèle de vitesse et non de deux vitesses limites permettra de déterminer plus finement la localisation d'un évènement. Une étude de la polarisation des ondes constituant le signal nous permettra également de déterminer les types d'ondes présents

et ainsi de mieux contraindre les vitesses de propagation. D'un point de vue plus pratique, la redéfinition des paramètres de déclenchement des stations de notre réseau nous permettra d'augmenter le nombre d'évènements détectés par un maximum de capteurs. L'étude des rapports spectraux des signaux enregistrés lors du séisme d'Uriage nous permettra également de commencer une étude sur les effets de site, et ainsi de mieux comprendre l'influence des séismes sur le versant des Ruines.

Pour l'étude du réseau de PS, il est important de définir des méthodes de traitement du signal afin de pouvoir traiter les données plus finement (filtres, méthode d'ondelette). Une étude des signaux dans le domaine fréquentiel nous permettra très probablement de détecter des anomalies induites par la sismicité environnante. Le développement de modèles numériques de la réponse électrocinétique dans ce milieu complexe pourra également nous permettre d'étendre nos connaissances sur les réactions des électrodes de PS du réseau de Séchilienne.

Références

- D. AMITRANO, JR GRASSO et G. SENFAUTE : Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. *Geophysical Research Letters*, 32(8), 2005.
- M. AUBERT : Application de la mesure des potentiels électriques et de polarisation spontanée (ps) à la reconnaissance des formations superficielles. *Géophysique des sols et des formations superficielles*, pages 121–126, 1997.
- M. AUBERT et I.N. DANA : Interprétation des profils radiaux de polarisation spontanée en volcanologie. possibilités d'application de la méthode ps à la surveillance des volcans actifs. *Bulletin de la société géologique de France*, 165:113–122, 1994.
- A. AZZONI, S. CHIESA, A. FRASSONI et M. GOVI : The valpola landslide. *Engineering geology*, 33:59–70, 1992.
- V. BOGOSLOVSKY et A. OGILVY : Geophysical methods for the investigation of landslides. *Geophysics*, 42:562, 1977.
- F. BRUNO et F. MARILLIER : Test of high resolution seismic reflection and other geophysical techniques on the boup landslide in the swiss alps. *Surveys in geophysics*, 21:333–348, 2000.
- J. DEPARIS, D. JONGMANS, F. COTTON et F. THOUVENOT : Analysis of seismic records of rock falls in the French Alps. *Geophysical Research Abstracts*, 8:07894, 2006.
- C. DOUSSAN, L. JOUNIAUX et J.L. THONY : Variations of self potential and unsaturated water flow with time in sandy loam and clay loam soils. *Journal of hydrology*, pages 173–185, 2002.
- J.P. DURANTHON et L. EFFENDIANTZ : Le versant instable des « Ruines » de Séchilienne. Point sur l'activité du phénomène et présentation du nouveau dispositif de gestion de la télésurveillance. *Bulletin des laboratoires des ponts et chaussées*, pages 29–48, 2004.
- J.L. DURVILLE, P. Madier de CHAMPVERMEIL, P. HUGUET et M. BADRE : Le risque d'éboulement des ruines de séchilienne : Quelles parades techniques ? Rapport technique, Conseil général des Ponts et Chaussées et Inspection Générale de l'Environnement, 2005.
- K. ERNSTSON et U. SCHERER : Self-potential variations with time and their relation to hydrogeologic and meteorological parameters. *geophysics*, 51(10):1967–1977, 1986.
- S. GARAMBOIS : Mesures de l'évolution de caractéristiques géophysiques du mouvement de terrain des ruines de séchilienne. comparaison avec mesures de déplacement et données météorologiques. Rapport technique, Conseil général de l'Isère, 2005.
- T. GLADE et M.J. CROZIER : *Landslide Hazard and Risk*. Wiley, 2005.

- D. JONGMANS et S. GARAMBOIS : Geophysical investigation of landslides : a review. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 178(2):101, 2007.
- O. MERIC, S. GARAMBOIS, D. JONGMANS, M. WATHELET, JL CHATELAIN et JM VENGEON : Application of geophysical methods for the investigation of the large gravitational mass movement of Sechilienne, France. *Canadian Geotechnical Journal*, 42(4):1105–1115, 2005.
- O. MÉRIC : *Etude de mouvements de terrain par méthodes géophysiques*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, 2006.
- F. NOVERRAZ et C. BONNARD : L'écroulement rocheux de randa, près de zermatt. *In Proceedings of the 6th International Symposium, Christchurch, Ashgate*, pages 165–170, 1991.
- A. REVIL et G. SARACCO : The volcano-electric effect. *Journal of the geophysical research*, 108, 2003.
- J. REYNOLDS : *An introduction to applied and environmental geophysics*. Wiley, 1997.
- F. RINGDAL et E. HUSEBYE : Application of arrays in the detection, location, and identification of seismic events. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(6 B):201–224, 1982.
- M. ROTH : Seismic monitoring of the unstable Aaknes rock slope, Norway. *Geophysical Research Abstracts*, 9:06198, 2007.
- PF. ROUX : *Méthodes sismologiques pour l'étude de la fracturation dans les glaciers alpins : glaciers d'Argentière et du Gorner*. Thèse de doctorat, Université de Savoie, 2008.
- R.C. SIDLE et H. OCHIAI : *Landslides processes, prediction, and land use*. AGU Book Board, 2006.
- T. SPILLMANN, H. MAURER, A.G. GREEN, B. HEINCKE, H. WILLENBERG et S. HUSEN : Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the swiss alps. *Journal of geophysical research*, 112, 2007.
- F. THOUVENOT, J. FRECHET, L. JENATTON et J.F. GAMOND : The belledonne border fault : identification of an active seismic strike-slip fault in the western alps. *Geophysical Journal International*, 155(1):174–192, 2003.

A Photographies du site



FIG. 22 – *Zone la plus active du versant*



FIG. 23 – *Fracture*

B Traitement des données et signature fréquentielle des signaux sismiques

Le traitement des données que nous utilisons pour détecter des évènements est le suivant :

- sélection des traces les moins bruitées parmi les capteurs verticaux,
- filtrage du signal entre 1 et 50 Hz pour améliorer le rapport signal/bruit
- détermination de l'enveloppe de chaque trace, et conservation de la médiane uniquement (pour ne garder que les signaux enregistrés sur au moins la moitié des voies)
- filtrage passe-bas de l'enveloppe à une fréquence de 10 Hz, afin de lisser cette dernière

Le début et la fin d'un évènement sont définis lorsque la fonction coupe le niveau de bruit, les évènements ayant des temps faibles les séparant (moins de 5 fois l'évènement précédent) sont alors rassemblés en un seul évènement.

Les différents signaux sismiques détectés par notre réseau et présentés en partie 3.3 présentent une signature fréquentielle caractéristique. En effet, les signaux dits de chute de blocs sont compris dans une gamme de fréquence allant de 1 à 60 Hz. La figure 24 présente les différentes caractéristiques du signal.

Les séismes régionaux, quand à eux, sont caractérisés par un signal fréquentiel pouvant aller jusqu'à 100 Hz. Le départ du signal est plus impulsif et on peut distinguer des ondes P et S distinctes (figure 25).

En ce qui concerne les évènements répertoriés comme étant des séismes répétitifs, on note, dans le spectrogramme du signal, la présence de pics pouvant aller jusqu'à de très hautes fréquences (certains d'entre eux montent jusqu'à 200 Hz). A la suite de ces pics isolés, on note que la fréquence du signal reste élevée à une valeur de 50-60 Hz (figure 26). L'origine de ce signal est encore mal comprise.

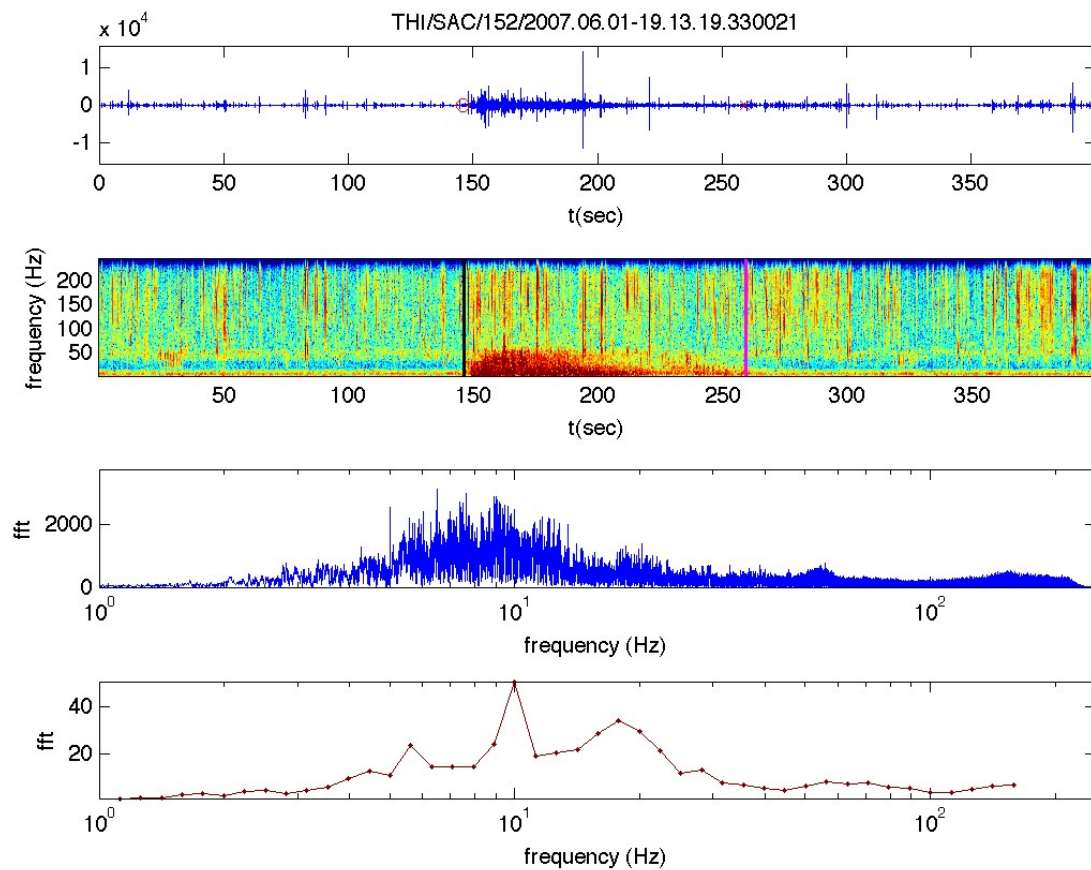


FIG. 24 – Caractéristiques du signal de chute de bloc. (a) Signal temporel stacké sur toutes les traces pour toute la fenêtre temporelle. (b) Spectrogramme du signal stacké, les lignes verticales noire et rose indiquent le début et la fin de l'évènement. (c) FFT (Fast Fourier Transform) du signal stacké pour la fenêtre de temps totale. (d) Rapport signal sur bruit

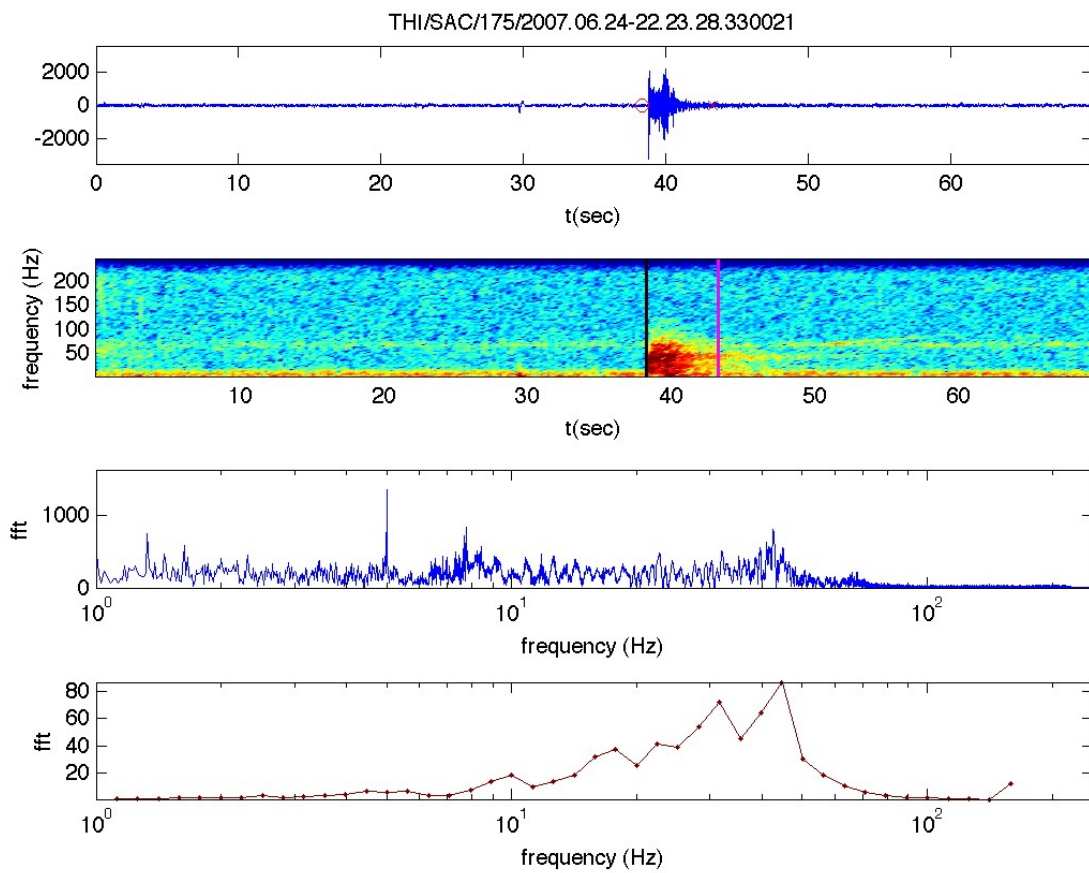


FIG. 25 – *Caractéristiques du signal d'un séisme régional*

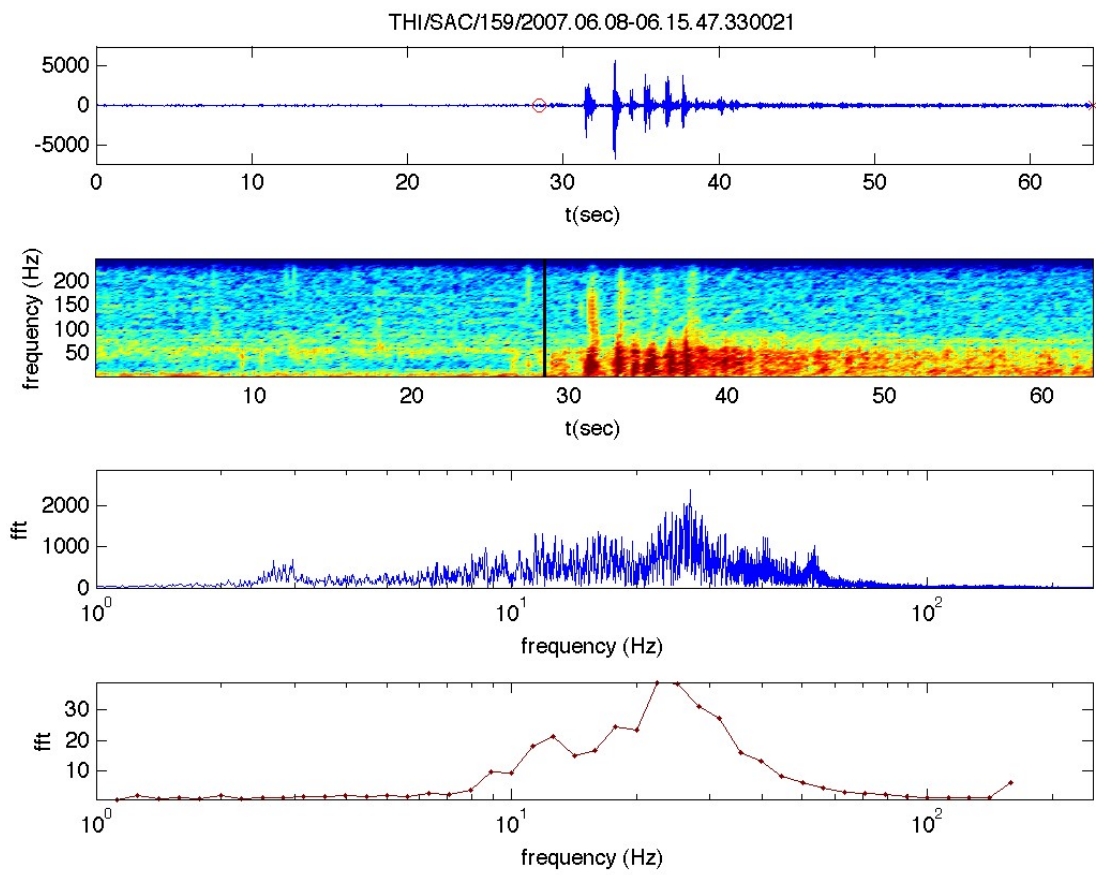


FIG. 26 – *Caractéristiques du signal de séismes répétitifs*

C Résultats de la méthode de localisation

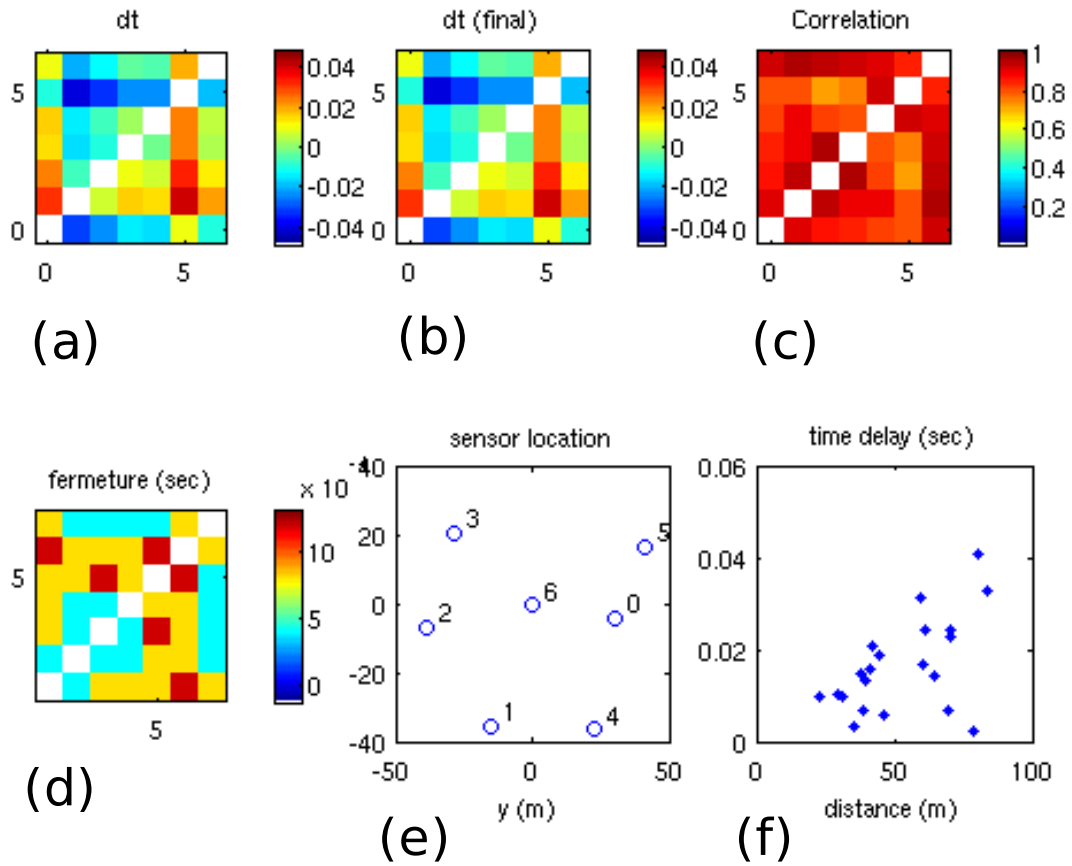


FIG. 27 – Résultats de la localisation de l'épisode de chute de blocs présenté en partie 3, dt correspond au décalage en temps entre capteurs calculé sans considérer les couple de capteurs pour lesquels la valeur de corrélation est inférieure à 0,2 (a) décalage en temps calculé par le modèle (b) dt final, lorsque l'on a enlevé les valeurs pour lesquelles la corrélation est inférieure à 0,2, (c) valeur de la corrélation entre capteurs, (d) valeur de fermeture qui correspond à l'erreur sur le décalage en temps (on considère un triplet de capteurs i, j, k et on a $dt_{ij} = dt_{ik} + dt_{kj}$ avec $i \neq j \neq k$), (e) position des capteurs, (f) relation entre décalage en temps et distance intercapteurs

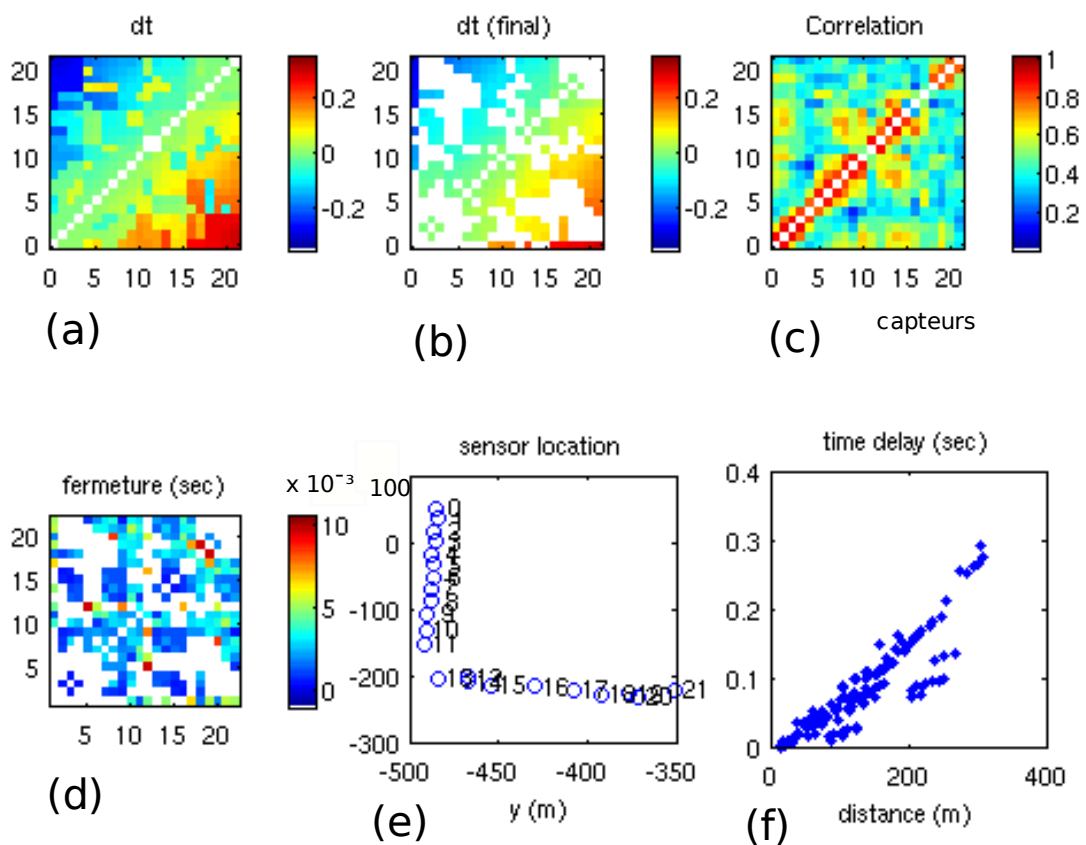


FIG. 28 – Résultats de la localisation de l'évènement de la galerie en utilisant les données de la station GAL uniquement. (a) dt calculé à l'aide des résultats de la corrélation, (b) dt final correspond au dt calculé sans considérer les couple de capteurs pour lesquels la valeur de corrélation est inférieure à 0,2, (c) valeur de la corrélation d'un capteur à l'autre, (d) valeur de fermeture, (e) localisation des capteurs, (f) relation entre la distance et le décalage en temps

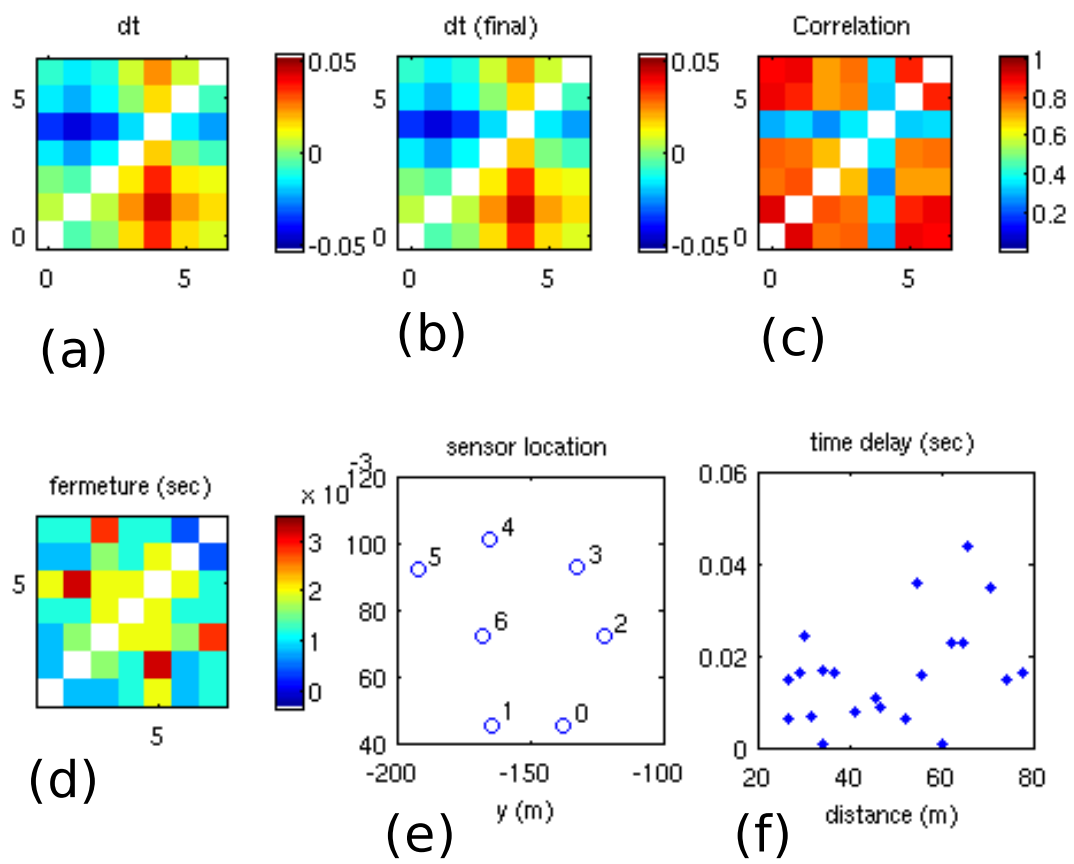


FIG. 29 – Résultats de la localisation de l'évènement de la galerie en utilisant les données de la station THI uniquement

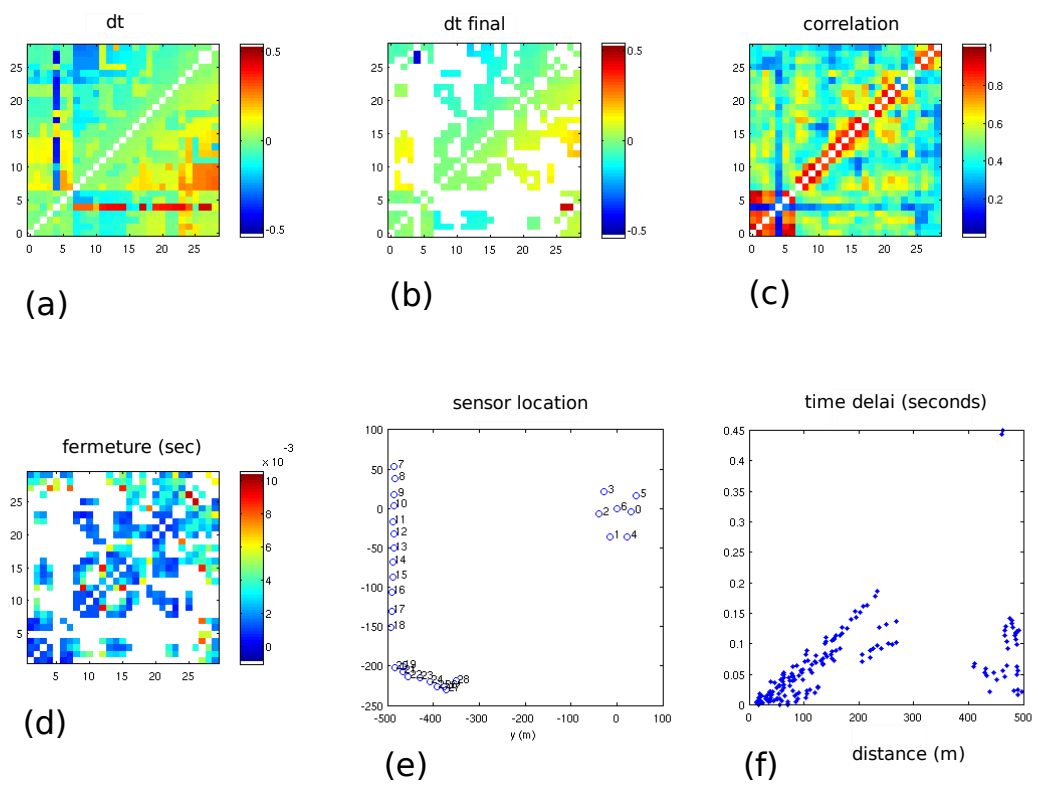


FIG. 30 – Résultats de la localisation de l'évènement de la galerie en utilisant les données des stations THI et GAL ensemble

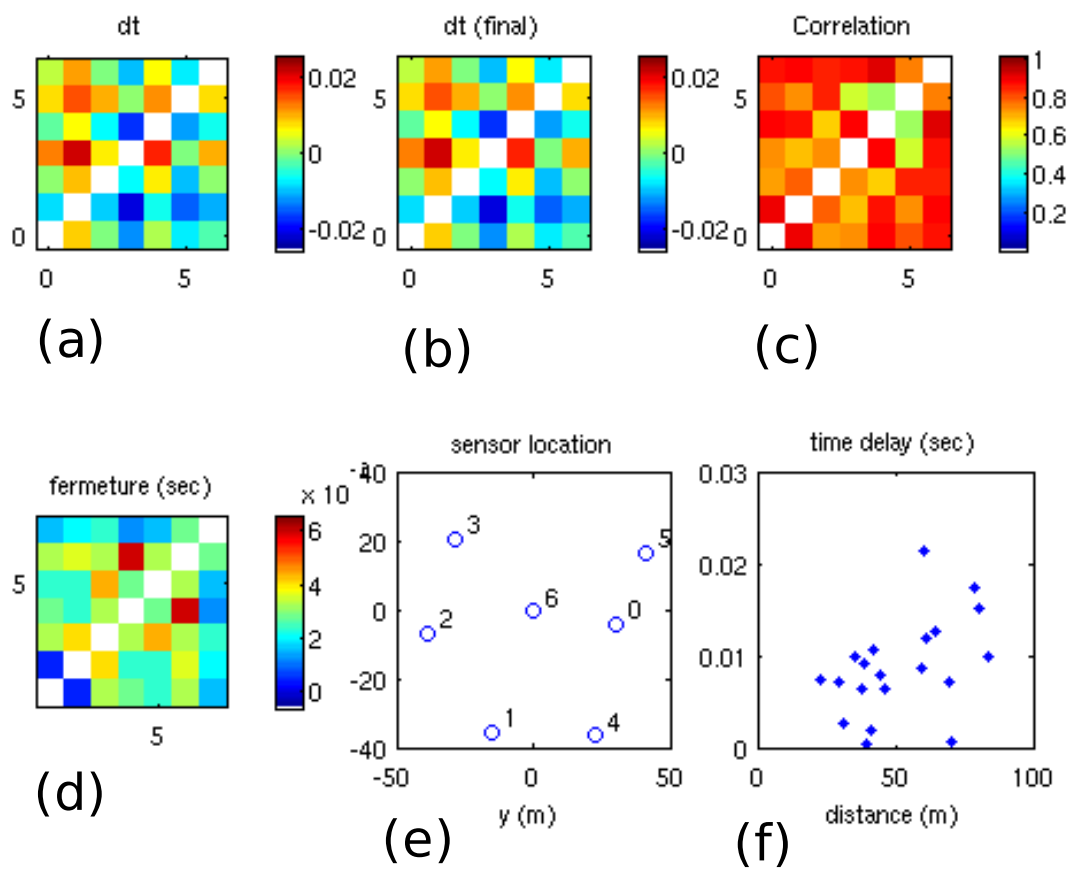


FIG. 31 – Résultats de la localisation du séisme d'Uriage en utilisant les données de la station THI uniquement

Méthode de polarisation d'ondes simiques

Afin de déterminer l'azimut d'un séisme, on peut utiliser la méthode appelée dans la partie 3 méthode de polarisation des ondes P. Cette dernière s'articule en plusieurs étapes : premièrement, on pointe la première arrivée qui correspond à l'onde P sur les trois composantes (EW, NS et verticale) (figure 32). Une fois la première arrivée localisée, sur une fenêtre temporelle de 0,06 seconde qui correspond environ à la période des ondes P, on trace le mouvement des particules selon les axes EW et NS (figure 33).

Les ondes P étant des ondes de compression qui sont polarisées parallèlement à la direction de propagation, le calcul de l'angle entre le Nord et la direction de mouvement dans le sens horaire nous donne l'azimut du séisme.

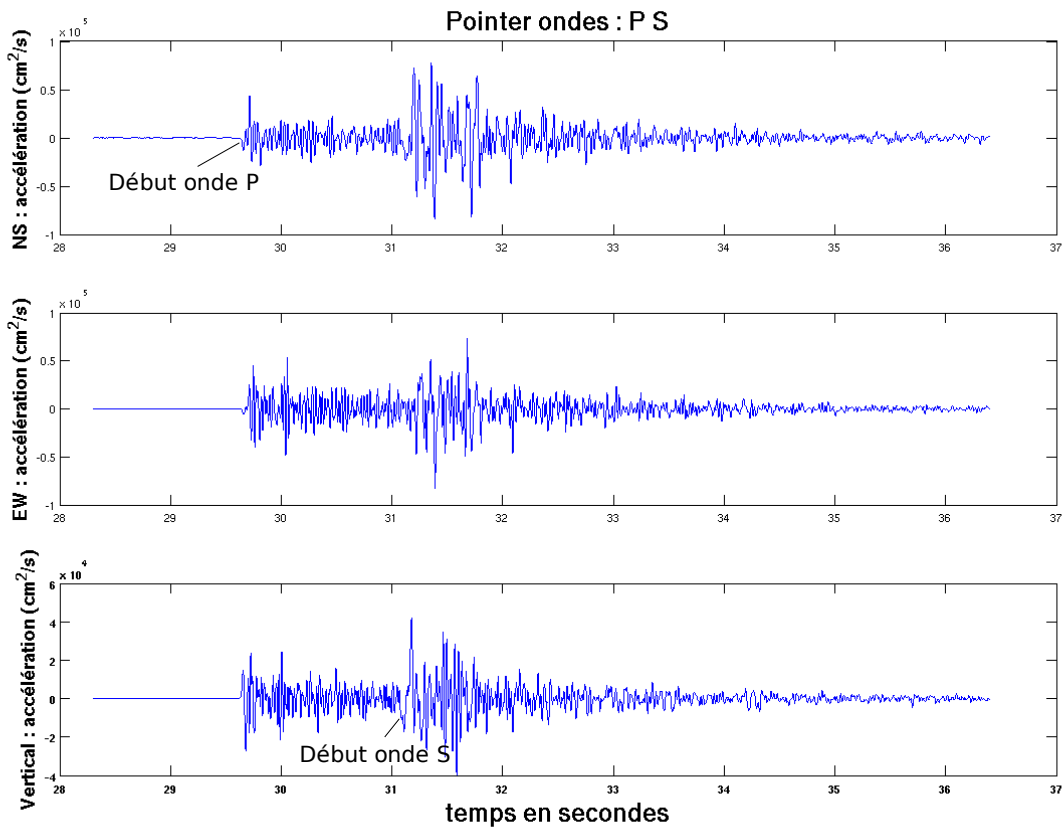


FIG. 32 – Signal temporel du séisme d'Uriage. Le signal est zoomé afin de pointer l'arrivée de l'onde P

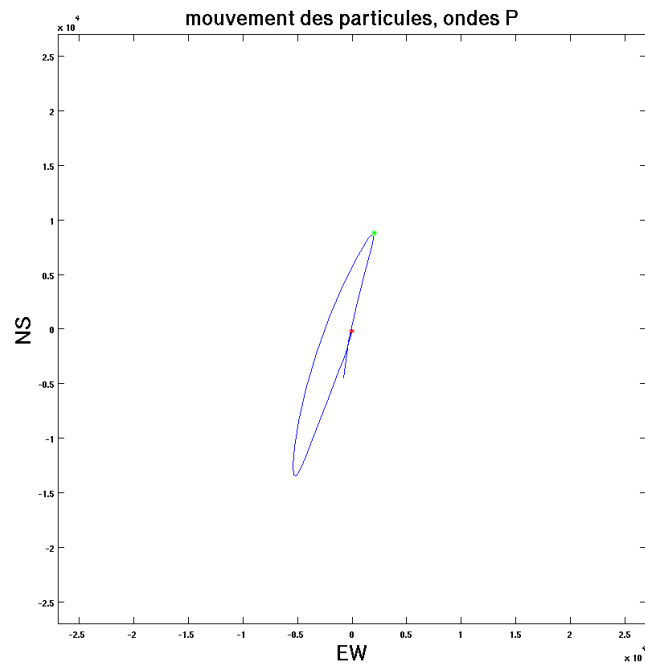


FIG. 33 – *Mouvement des particules obtenues à partir du pointé de l'onde P, sur une fenêtre temporelle de 0.06 seconde, l'étoile rouge correspond au début du mouvement de la particule, la verte au maximum du premier mouvement*

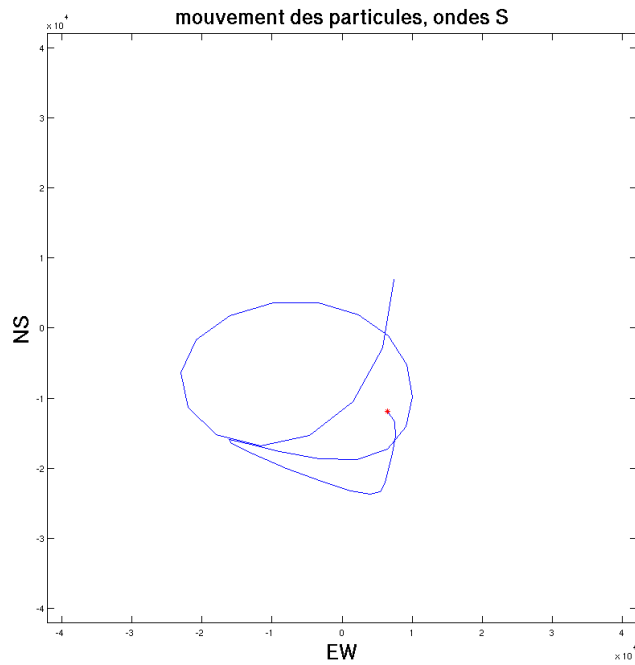


FIG. 34 – *Mouvement des particules obtenues à partir du pointé de l'onde S, sur une fenêtre temporelle de 0.08 seconde, l'étoile rouge correspond au début du mouvement de la particule*

D Polarisation Spontanée, principe

Le but de la méthode de Polarisation Spontanée ou PS, est de mesurer une différence de potentiel électrique d'origine naturelle entre deux points du sol. Cette différence peut par exemple être d'origine chimique, provenir de changement de température, ou de pression hydrostatique (*Aubert, 1997; Doussan et al., 2002*). La présence de différences de potentiels mesurée entre deux point peut s'expliquer par la présence d'une double couche électrique au niveau du contact des grains du milieu poreux. On peut distinguer deux composantes en ce qui concerne ces potentiels : une composante constante et unidirectionnelle que l'on appelle le potentiel minéral, et une composante qui varie avec le temps, due entre autres à des processus électrocinétiques et électrochimiques (*Reynolds, 1997*). C'est le potentiel électrocinétique E_k qui nous interesse plus particulièrement car il est lié à la circulation des fluides. En effet, les observations ont montré que losqu'une solution de résistivité ρ et de viscosité η traverse un matériau poreux, la valeur du potentiel électrocinétique est donnée par :

$$E_k = \frac{\phi \Delta P \varepsilon \rho}{4\pi \eta} \quad (1)$$

avec ϕ le potentiel d'absorption de l'interface solide liquide (double couche), ε la constante diélectrique de la solution et ΔP la différence de pression (*Ernstson K., Scherer U., 1986*). Dans la plupart des cas, ϕ est négatif et on a donc une anomalie négative correspondant à une infiltration d'eau et une anomalie positive pour une résurgence (*Bogoslovsky et Olgilvy, 1977*).

Le potentiel électrochimique, lui, est généré par des différences de mobilités d'électrolytes ayant des concentrations différentes dans l'eau. Il dépend fortement de la température.

E Données de polarisation spontanée

Les données présentées ci-dessous présentent la corrélation entre les anomalies de PS et la pluviométrie pour les secteurs se trouvant respectivement à l'extérieur, entre la galerie de reconnaissance et la partie Ouest de la zone la plus active, et en surface, à l'aplomb de la galerie.

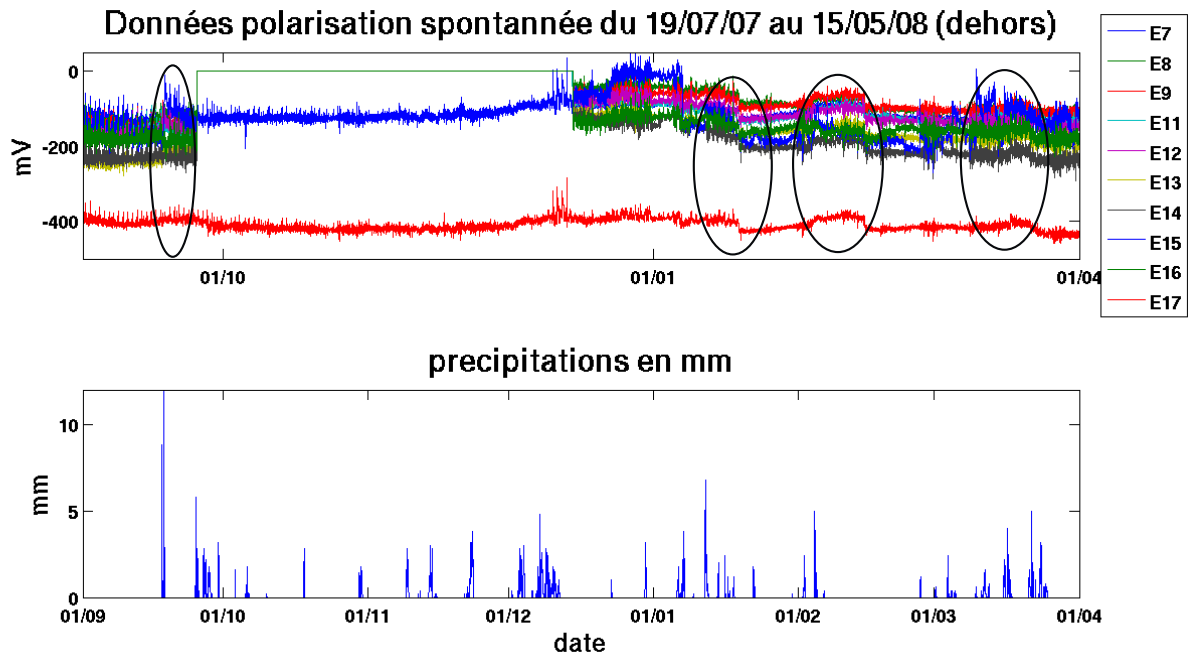


FIG. 35 – Comportement des électrodes de PS à l'extérieur de la galerie et précipitations (les électrodes E10 et E125 n'ont pas été traitées).

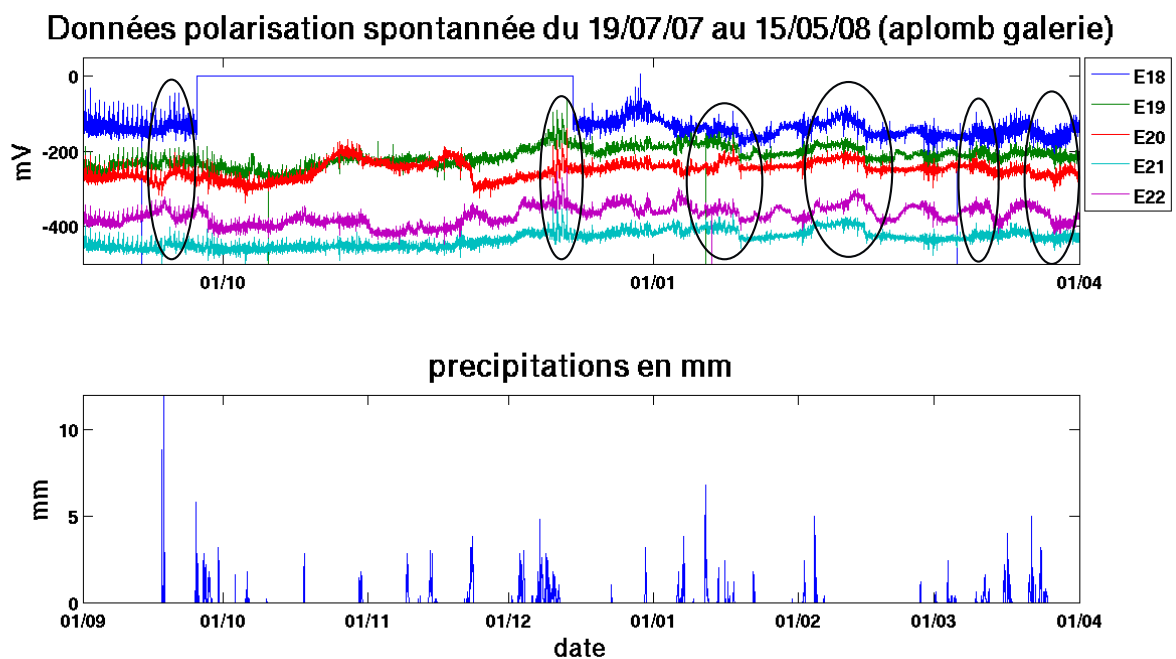


FIG. 36 – Comportement des électrodes de PS au dessus de la galerie avec les précipitations

F Les données de déplacement

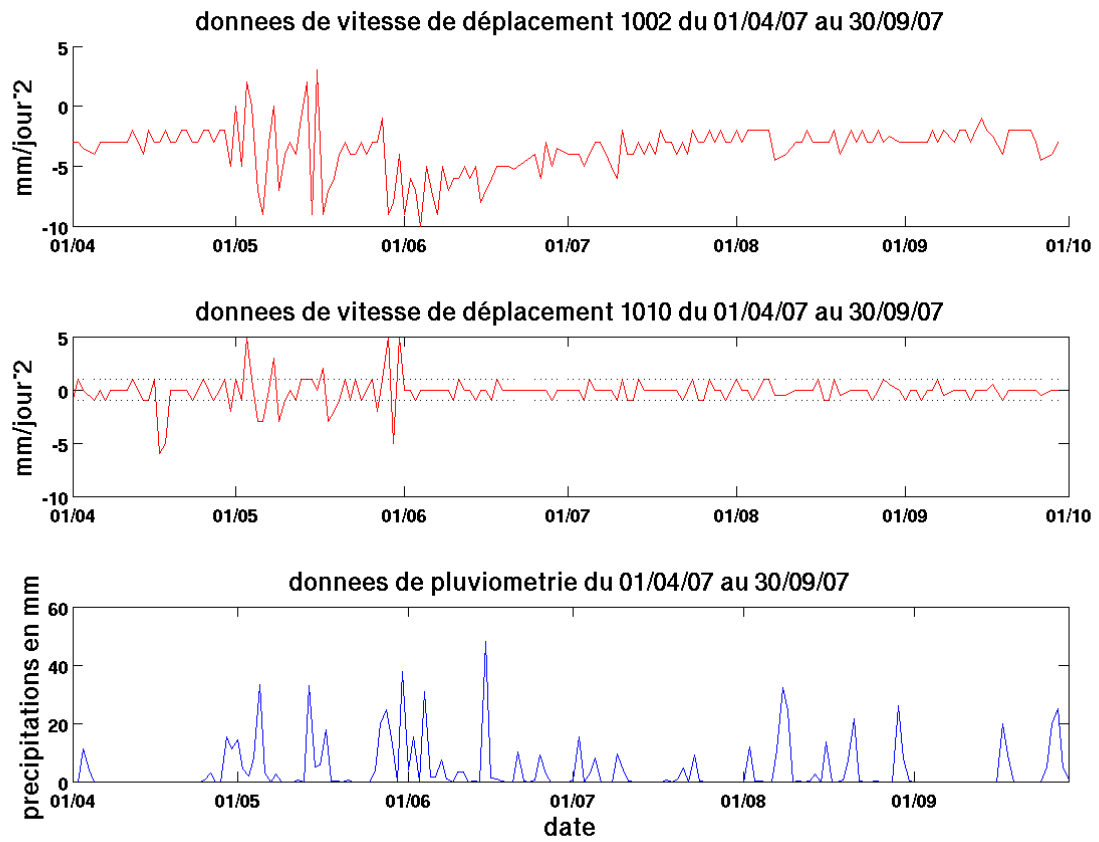


FIG. 37 – Relation entre la vitesse du massif en mm/jours et le taux de précipitations en mm entre le 01/04/2007 et le 01/10/2007 pour les capteurs 1002 et 1010

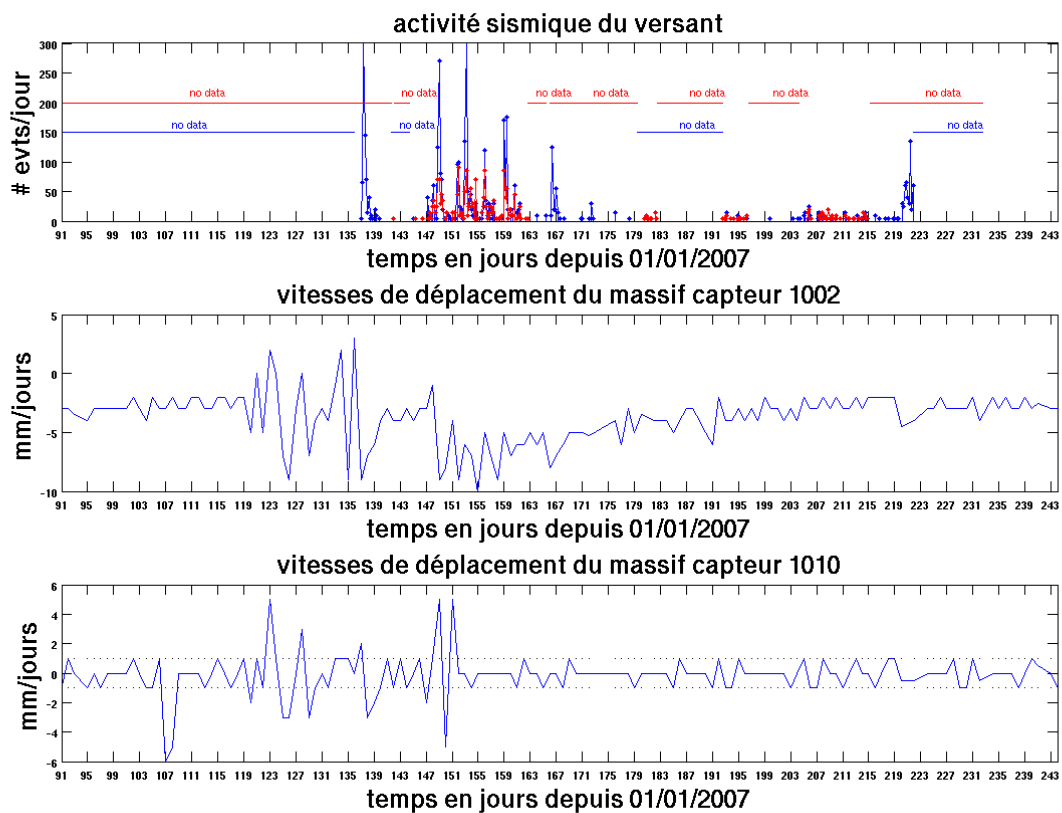


FIG. 38 – Relation entre la vitesse de déplacement du versant enregistrée par les capteurs 1002 et 1010 et le nombre d'évènements sismologiques enregistrés entre mars et octobre 2007