

# Ecoute sismique du mouvement de terrain de Séchilienne

A. Helmstetter & S. Garambois

*Institut des Sciences de la terre, Université Joseph Fourier et CNRS, Grenoble, France*

**ABSTRACT:** Le mouvement de terrain des Ruines de Séchilienne (Isère, France) constitue un risque majeur pour la région grenobloise. En effet, il y a un risque important d'effondrement partiel ou total du versant et de création d'un lac-barrage au niveau de la Romanche, dont la rupture brutale aurait des conséquences certaines en terme d'inondation. Ce site est surveillé depuis 1988 avec des mesures de déplacement optiques (laser infrarouge), radar et GPS, des extensomètres et une station météorologique, gérées par le CETE de Lyon. Plus récemment, un réseau sismologique permanent constitué de 36 capteurs a été installé en 2007 par le LGIT et l'observatoire OMIV. Ce réseau a permis de détecter et de localiser plus de 15000 signaux sismiques, qui ont pu être associés à des éboulements, des microséismes ou des séismes externes au glissement. Des programmes ont été développés permettant de détecter et de localiser automatiquement ces signaux en utilisant des méthodes d'antennes. Le nombre d'événements détectés est très variable au cours du temps, allant en moyenne de quelques événements par jour, à des pics de plus de 100 événements par jour. Des comparaisons de ces données sismologiques avec les données météorologiques et de déplacement ont montré que la pluie déclenche quasi instantanément (en moins de 30 mn) une augmentation du nombre d'éboulements. Le nombre d'événements déclenchés retrouve son niveau normal environ 5 jours après la pluie. La micro-sismicité est également corrélée avec la pluie, mais plus faiblement, et avec un temps de relaxation plus long. La vitesse de déplacement augmente après des précipitations. Le pic de vitesse est décalé de plusieurs jours par rapport aux précipitations, et la vitesse revient à son niveau initial au bout d'environ un mois. Les éboulements et microséismes sont essentiellement localisés dans la zone frontale. Cette zone représente un volume d'environ 3 millions de m<sup>3</sup> qui se déplace en moyenne à 1 m/an. La précision de la localisation des microséismes et éboulements est actuellement de l'ordre de 50 m, mais elle pourrait s'améliorer si un modèle de vitesse sismique en 3D était disponible dans le futur.

## 1 INTRODUCTION

Le mouvement de Séchilienne est localisé dans le massif cristallin de Belledonne à proximité de la faille sub-verticale bordière de Belledonne, actuellement active. Il est situé sur les flancs sud de la vallée de la Romanche, qui présente des pentes abruptes de 35 à 40° affectées par de grands mouvements de versants passés ou actuels localisés dans les micaschistes. La géométrie globale de ce massif montre un mouvement de versant de grande ampleur délimité au sommet par un escarpement de forme elliptique de 20 à 40 m de hauteur (Mont-sec) et de plusieurs centaines de mètres de long. La partie la plus instable est située à mi-hauteur et comprend un volume estimé à 3 millions de m<sup>3</sup> (Giraud et al. 1990). Le mouvement est instrumenté depuis 1988 (Evrard et al. 1990) à l'aide d'un réseau de mesures de déplacements (laser IR, radar, extensomètres, GPS discrets) et d'une station météorologique. Les déplacements mesurés atteignent 1 m/an dans la partie la plus active, et décroissent régulièrement dans les directions Nord et Ouest.

Ce système de surveillance a été complété en 2007 et 2008 par 3 antennes sismologiques localisées autour de la zone la plus active. Deux antennes sont composées de stations 9 voies avec un capteur 3 composantes (3C) au centre et 6 capteurs verticaux formant un cercle de 50 m d'ouverture autour du capteur 3C. La troisième antenne contient 24 capteurs verticaux, dont 12 sont localisés dans la galerie de reconnaissance, avec une distance inter-capteurs de 20 m.

## 2 DETECTION, CLASSIFICATION ET LOCALISATION DES SIGNAUX SISMIQUES

Depuis sa mise en place, le réseau sismologique a enregistré plus de 20000 événements, qui peuvent être classés en différentes catégories : chutes de blocs, micro-sismicité locale (interne au mouvement), et sismicité locale ou régionale (en dehors du mouvement). Une méthode pseudo-automatique a été développée pour détecter, classifier et localiser les signaux (Helmstetter et Garambois, 2010). La détection se fait à partir du

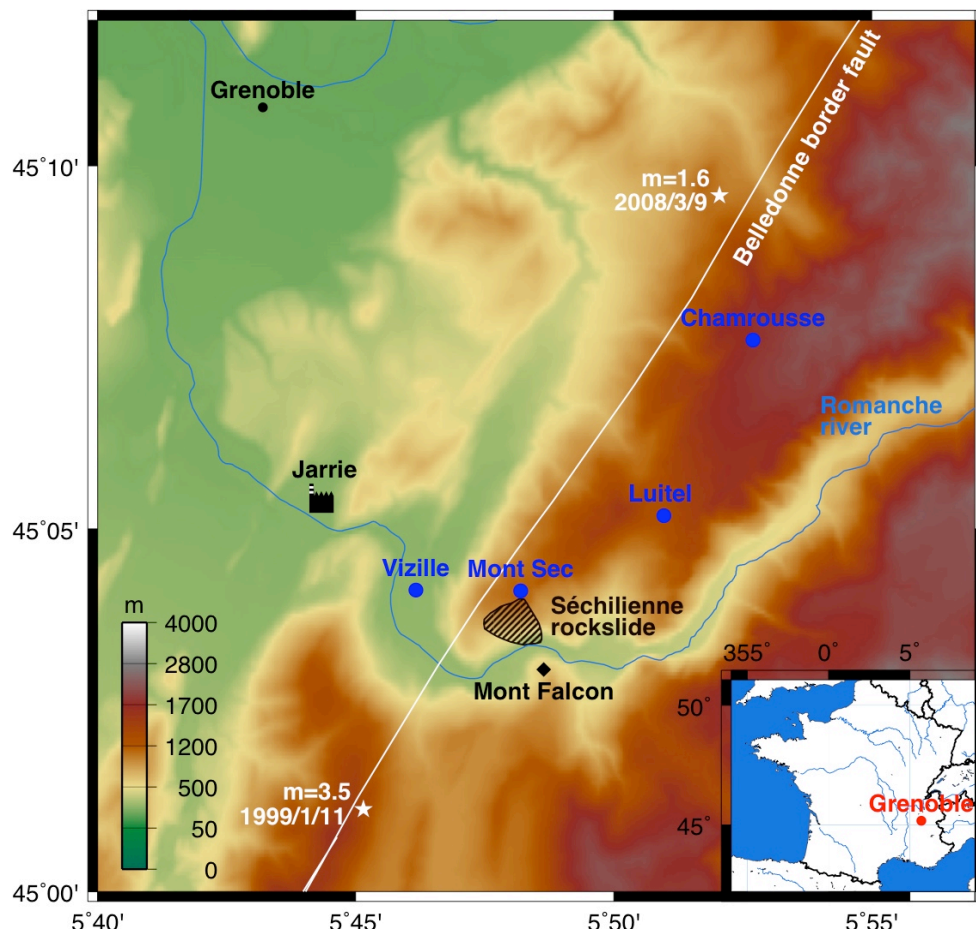


Figure 1. Carte du mouvement de terrain de Séchilienne (zone hachurée noire) et de la faille de Belledonne (ligne blanche).

spectrogramme du signal, moyenné sur toutes les traces de chaque antenne et normalisé par le spectre du bruit. On classe ensuite les signaux manuellement à partir des caractéristiques des signaux (durée, fréquence, corrélation entre traces, vitesse apparente...). La figure 2 illustre les différents types de signaux détectés.

On utilise ensuite une méthode de beam-forming pour localiser la source (Lacroix et Helmstetter, 2011). On cherche le point source et la vitesse des ondes sismiques (supposée homogène) qui maximise la corrélation moyenne entre toutes les traces après décalage des traces par le temps de trajet des ondes sismiques entre la source et chaque capteur. La corrélation entre les traces décroît rapidement avec la distance entre capteurs. Nous avons donc introduit un poids associé à chaque couple de capteur qui dépend de la distance entre ces capteurs. Pour prendre en compte la forte hétérogénéité des vitesses sismiques au sein du mouvement, nous avons introduit des corrections de temps associées à chaque capteur. Ces décalages de temps sont calculés comme le résidu moyen du temps de trajet observé pour des points de tirs effectués lors de plusieurs campagnes entre 2008 et 2010 à des fins de reconnaissance par tomographie (Lacroix et Helmstetter, 2011). Nous avons testé cette méthode de localisation sur les tirs. L'erreur de localisation est de l'ordre de 50 m pour des sources à l'intérieur du réseau (zone frontale), en horizontal et en vertical, mais est beaucoup plus grande à l'extérieur. La précision pourrait s'améliorer si un modèle de vitesses sismiques était accessible. Les résultats sont légèrement meilleurs pour la méthode de beam forming que pour une localisation basée sur la minimisation des résidus des temps d'arrivées des ondes P pointés manuellement pour chaque tir. Notre méthode de localisation offre aussi l'avantage par rapport à un pointé manuel d'être complètement automatique.

Cette méthode a ensuite été appliquée pour localiser tous les micro-séismes et éboulements enregistrés par les 3 antennes (Fig 3). Les éboulements et microséismes sont essentiellement localisés dans la zone frontale, la plus active. D'autres éboulements et microséismes sont également localisés plus à l'Ouest et au Nord vers la zone d'affaissement du Mont Sec. Les microséismes sont en général localisés plus en amont du versant que les éboulements. En appliquant notre méthode de localisation sur une fenêtre de temps glissante, on peut caractériser la propagation des éboulements depuis la source vers le bas du versant, avec une vitesse de l'ordre de 10 m/sec.

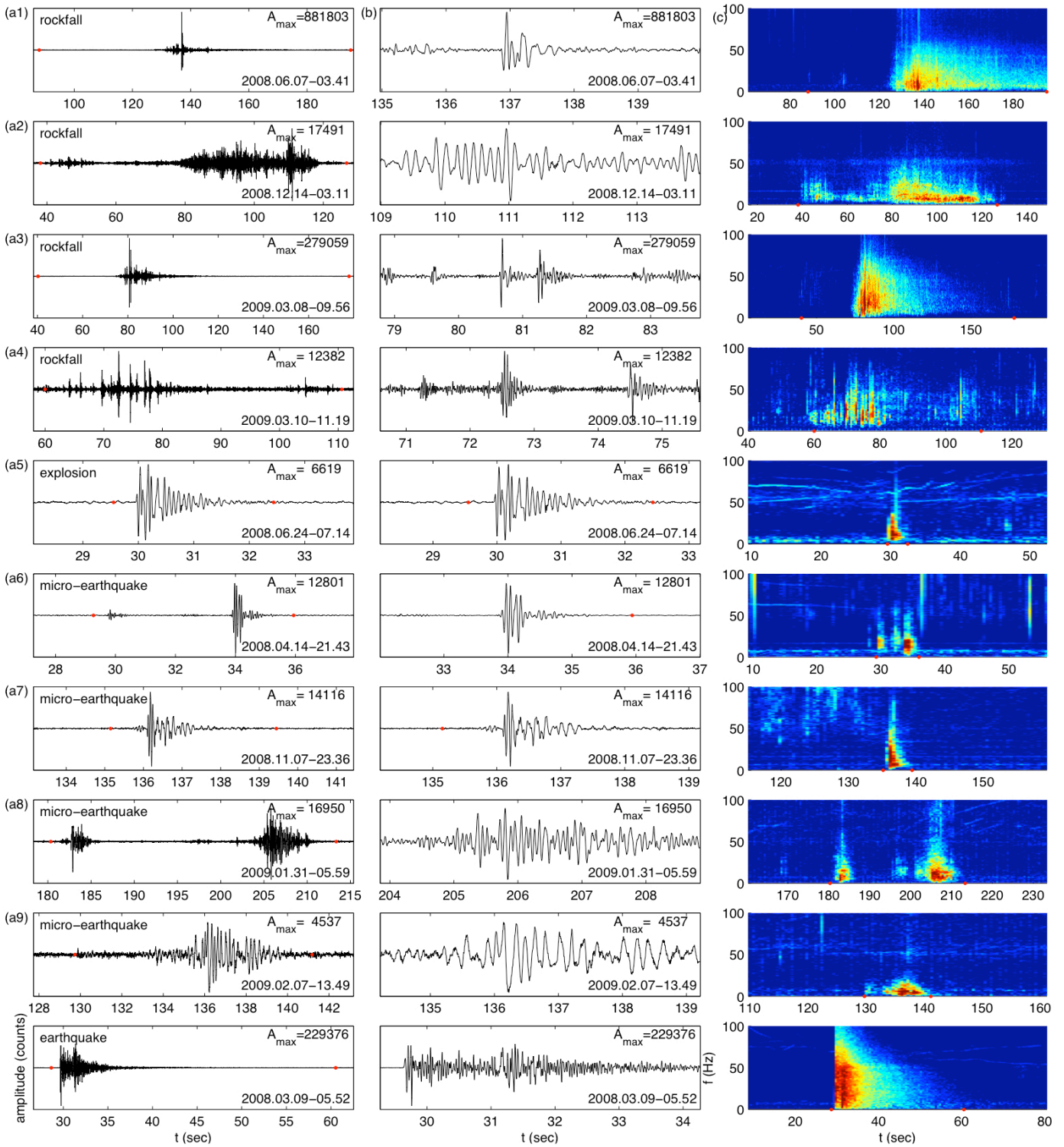


Figure 2. Exemples de signaux sismiques détectés. (a) sismogrammes sur toute la durée de l'événement. Les points rouges indiquent le début et la fin de l'événement. (b) Zoom sur une fenêtre de 5 secondes. (c) spectrogramme. Lignes 1 à 4 : éboulements. Le quatrième correspond à un bloc d'environ  $0.05 \text{ m}^3$  lâché depuis le sommet des Ruines. Ligne 5 : tir d'environ  $1 \text{ kg}$  d'explosif. Lignes 6 à 9 : microséismes. Dernière ligne : séisme de magnitude 1.6 localisé à environ  $12 \text{ km}$  du réseau.

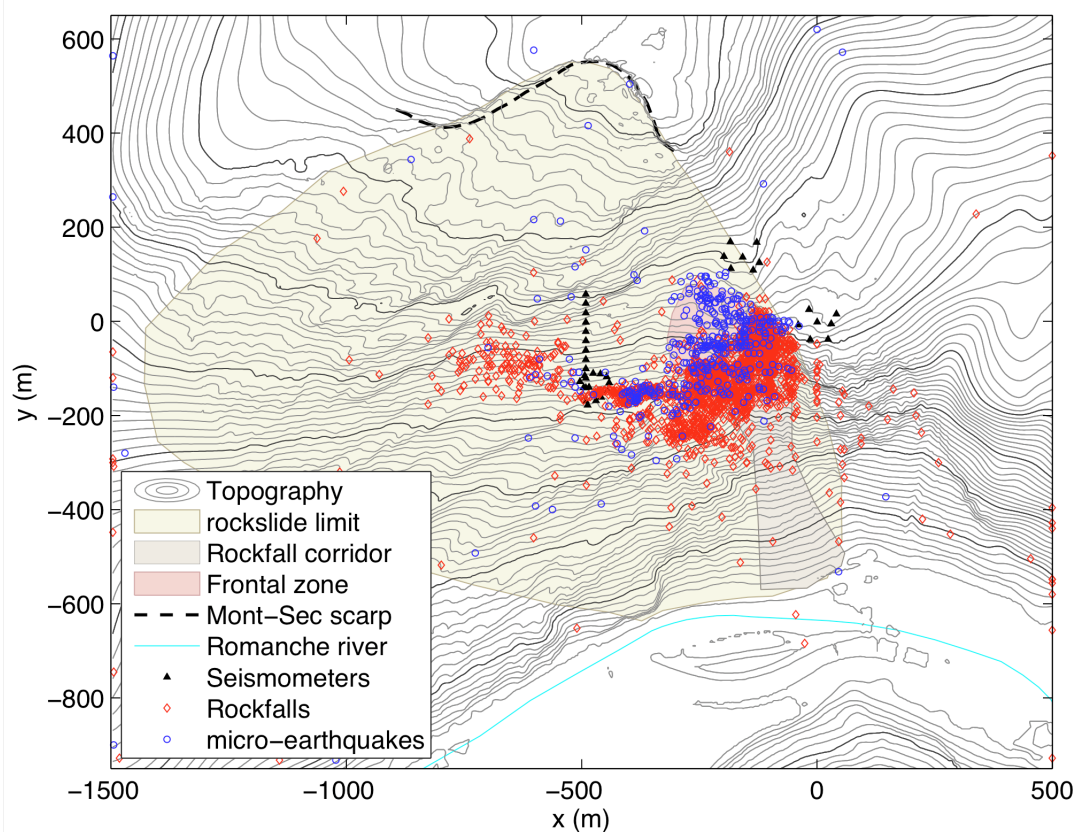


Figure 3. Localisation des éboulements (losanges rouges, 2600 événements) et microséismes (cercles bleus, 472) détectés par tous les capteurs (triangles noirs) entre avril 2008 et mars 2011.

### 3 INFLUENCE DES PRÉCIPITATIONS SUR LE MOUVEMENT

On observe une forte corrélation entre l'activité microsismique, le déplacement de la zone active et les précipitations. Les séries temporelles des données sismologiques et de déplacement sont illustrées sur la Figure 4. La microsismicité, mais surtout le nombre d'éboulements par jour, varient fortement en temps. Les pics d'activité correspondent en général à des phases d'accélération du mouvement et à des précipitations. Seule la crise d'octobre 2007 n'est pas associée à une vitesse de déplacement élevée.

Pour quantifier la corrélation entre micro-sismicité, éboulements, déplacements et précipitations, Helmstetter et Garambois (2010) ont calculé les fonctions auto-corrélation entre ces différentes variables (Fig. 5). Cette analyse a montré que la pluie déclenche quasi instantanément (en moins de 30 mn) une augmentation du nombre d'éboulements. Le nombre d'événements déclenchés retrouve son niveau normal environ 5 jours après la pluie. La microsismicité est également corrélée avec la pluie, mais plus faiblement, et avec un temps de relaxation plus long. Enfin, la vitesse de déplacement augmente après des précipitations. Le pic de vitesse est décalé de plusieurs jours par rapport aux précipitations, et la vitesse revient à son niveau initial au bout d'environ un mois. Ce décalage en temps entre les précipitations et la réponse du mouvement peut s'expliquer par le temps d'infiltration de l'eau, par la fonte des neiges en hiver, ou par un processus de nucléation (ouverture de fractures ou glissement lent).

La corrélation entre la pluie, le déplacement et l'activité sismique est significative mais faible. Beaucoup d'éboulements ont lieu en l'absence de pluie. De plus, nous n'avons pas identifié de seuil minimum de précipitations pour déclencher des éboulements, contrairement à ce qui est souvent proposé (Caine, 1980). Même des pluies très faibles de 1 mm/jour provoquent, en moyenne, une augmentation du taux d'éboulements et de microséismes.

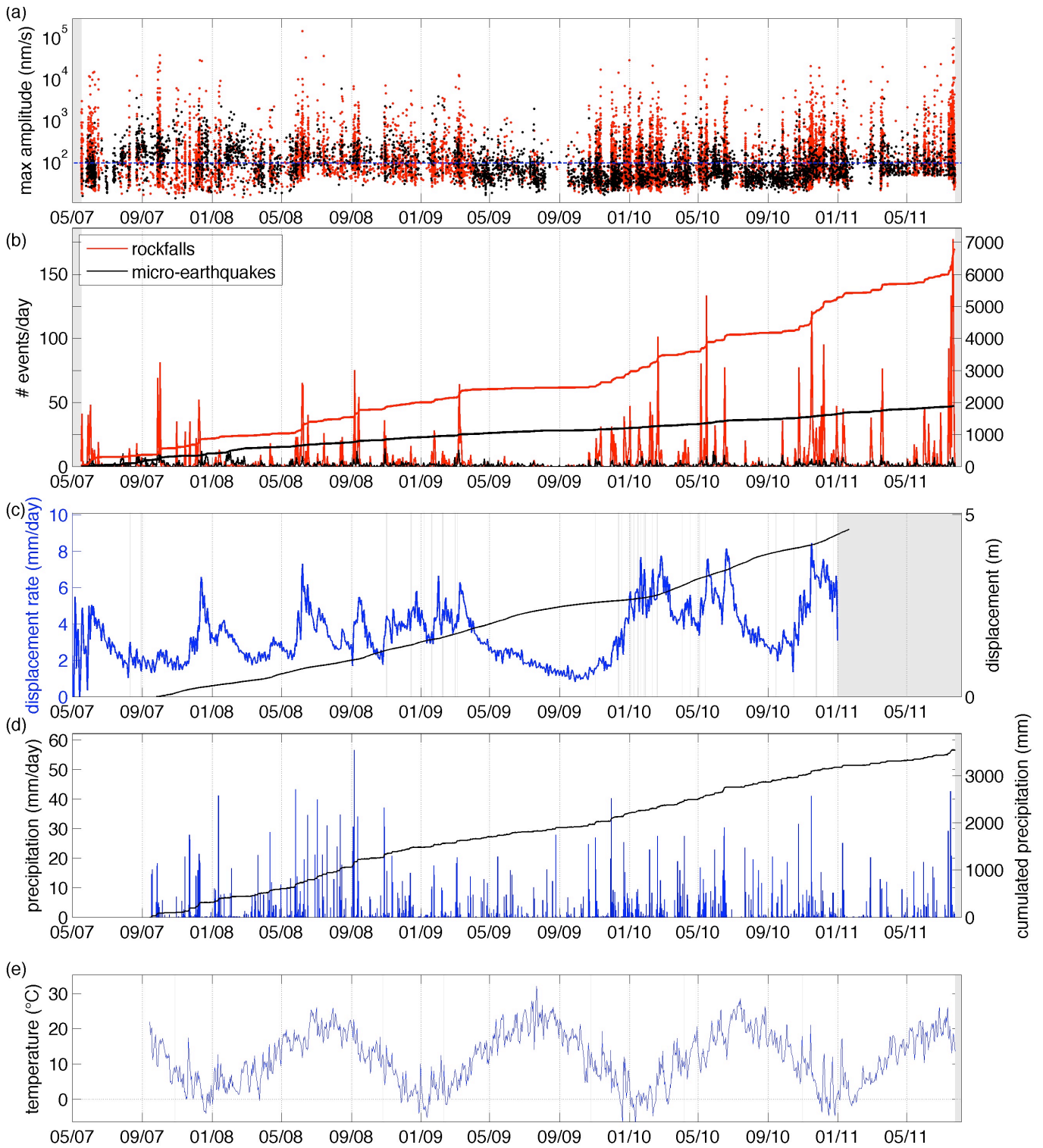


Figure 4. (a) amplitude maximum des microséismes (noir) et éboulements (rouge) ; (b) nombre d'événements par jour (traits fins) et cumulé (trait épais) ; (c) déplacement (en noir) d'une cible de la zone active et vitesse de déplacement (en bleu) ; (d) précipitations et (e) températures moyennes journalières mesurées à la station météo de Vizille.

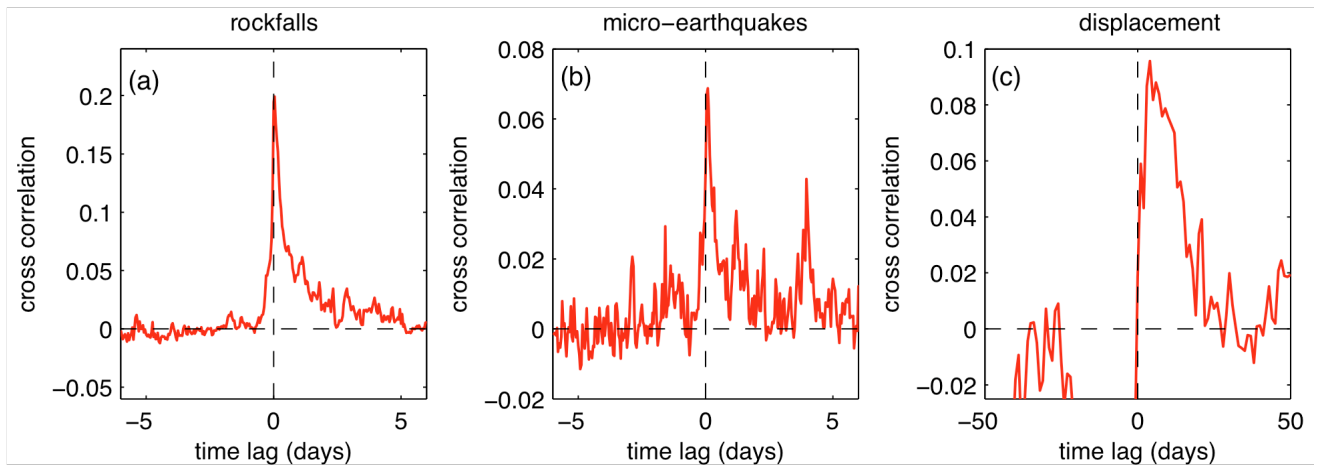


Figure 5. Inter-corrélation entre les précipitations et (a) le nombre d'éboulements par heure ; (b) le nombre de micro-séismes par heure ; (c) la vitesse moyenne de la zone active.

## 4 CONCLUSION

L'écoute sismique du versant instable de Séchilienne a permis de détecter et de localiser un grand nombre d'éboulements et de microséismes. L'activité sismique est surtout localisée dans la zone frontale, qui se déplace à plus d'un m/an, mais d'autres signaux sont également localisés plus à l'ouest et plus en amont (vers le Mont sec). Les méthodes développées pour Séchilienne ont par ailleurs été appliquées avec succès sur d'autres sites (mouvement de terrain de la Clapière dans les Alpes maritimes, mine de Ciment de Saint Martin le Vinoux, avalanches de neige à Saint Christophe en Oisans, écaïlle rocheuse de Chamousset dans le Vercors). Sur Séchilienne, nous avons mis en évidence l'influence des précipitations sur le mouvement. Les périodes de pluie sont suivies rapidement (quelques dizaines de minutes) par des éboulements, puis par des microséismes (avec un délai de quelques heures) et ensuite par une accélération du mouvement (pic de vitesse quelques jours après le maximum des précipitations).

Pour plus d'informations et pour accéder aux données sismologiques voir le site web OMIV à l'adresse <http://www-lgit.obs.ujf-grenoble.fr/observations/omiv/SECHILIENNE>.

## REMERCIEMENTS

Nous remercions tous les ingénieurs, techniciens et étudiants d'ISTerre qui ont participé à l'installation et à la maintenance du réseau sismologique. Pascal Lacroix a contribué à la localisation des signaux sismiques. Le CETE de Lyon a fourni les données de déplacement, le LTHE ainsi que météo-vizille des données météo. Ce projet a été financé par le PARN, l'ANR-SLAMS, l'ERC et l'INSU.

## RÉFÉRENCES

- Caine, N. (1980), Rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows, *Geograph. Ann.*, 62A, 23-27.
- Evrard, H., T. Gouin, A. Benoit and J.-P. Duranthon (1990), Séchilienne : Risques majeurs d'éboulements en masse: Point sur la surveillance du site, *Bull. Liaison Lab. Ponts Chauss.*, 165, 7-16.
- Giraud, A., L. Rochet and P. Antoine (1990), Processes of slope failure in crystallophyllian formations, *Engineering Geology*, 29, 241-253.
- Helmstetter, A. and S. Garambois (2010), Seismic monitoring of Séchilienne Rockslide (French Alps): analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *J. Geophys. Res.*, 115, F03016, doi:10.1029/2009JF001532.
- Lacroix, P. and A. Helmstetter (2011), Localization of seismic signals associated with micro-earthquakes and rockfalls on the Séchilienne landslide, French Alps, *Bull. Seism. Soc. Am.* 101(1), 341-353, doi: 10.1785/012010011.