

# ANALYSE DE LA DYNAMIQUE D'UN ÉBOULEMENT A PARTIR DE DONNÉES SISMOLOGIQUES ET PHOTOGRAMMÉTRIQUES

## ROCKFALL DYNAMIC ANALYSIS INFERRED FROM SISMOLOGY AND PHOTOGRAMMETRY

Gaëlle LE ROY<sup>1,2</sup>, David AMITRANO<sup>1</sup>, Agnès HELMSTETTER<sup>1</sup>, Fabrice GUYOTON<sup>2</sup>, Romain LE ROUX-MALLOUF<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institut des Sciences de la Terre, Université Grenoble Alpes, CNRS, Grenoble, France

<sup>2</sup> Géolithe, Crolles, France

**RÉSUMÉ** – Le suivi de falaises par mesure de relief et surveillance sismologique, menés depuis 2013 sur les falaises du mont Saint-Eynard (Isère, France), permettent de relier les paramètres des signaux sismiques aux propriétés d'un éboulement, tels que le volume, la hauteur de chute ou l'énergie des blocs. L'objectif est de pouvoir détecter et caractériser à distance des éboulements à partir de leurs signaux sismiques.

**ABSTRACT** – Seismological and topographic monitoring of cliffs, performed since 2013, on the mount Saint-Eynard cliffs (Isère, France), allow us to link seismic characteristics to rock falls properties such as blocks volume, free fall height or energy. It holds real promise on a remote detection and characterization of rock fall according to their seismic signals.

### 1. Introduction

Les chutes de blocs sont responsables d'importants dégâts dans les régions où le relief est constitué de falaises, et en particulier dans des zones fortement urbanisées comme la région grenobloise (Isère, France).

Deparis et al., (2007), Helmstetter and Garambois, (2010) et Hibert et al., (2011) ont montré que la détection et la caractérisation de ces chutes de blocs peuvent être étudiées en utilisant la sismologie.

Couplé à ce suivi sismologique, une mesure de relief permet d'améliorer la détection de ces événements. En effet, alors que les mesures diachroniques de relief permettent de déterminer la morphologie des éboulements, leurs volumes ainsi que leurs localisations d'origine, la détection sismologique donne, quant à elle, le temps d'occurrence, l'amplitude du signal enregistré en différents points ainsi que la durée de l'éboulement et sa dynamique.

Un éboulement peut être défini comme (1) le détachement de blocs depuis une paroi abrupte et (2) leurs propagations en rebondissant, roulant ou glissant le long de la pente jusqu'à leurs dépôts (Cruden and Varnes, 1996). Les éboulements de volumes importants (plusieurs centaines de mètres cubes) sont constitués de nombreux blocs se propageant simultanément et interagissant fortement entre eux. Les signaux sismiques engendrés par ce type d'événements présentent une enveloppe régulière avec des fréquences assez basses (10 Hz). Les éboulements de plus faible volumes peuvent être décrits comme le mouvement indépendant de blocs individuels (Evans and Hungr, 1993). Les signaux sismiques alors produits sont plus irréguliers et présentent des pics couvrant un large spectre de fréquence (Vilajosana et al., 2008).

Le travail présenté ici se porte sur l'étude des falaises du mont Saint-Eynard (Fig. 1). Ces falaises font l'objet (1) de mesures de relief régulières par Lidar et Photogrammétrie, (2) d'un suivi photographique et (3) sont équipées d'un réseau sismologique en enregistrement continu. Le réseau sismologique est composé de quatre stations couvrant

une zone de 3km (Fig. 1.c). Entre 2013 et 2017 ces installations ont ainsi permis de détecter plus de 300 chutes de blocs, de volumes allant d'un mètre cube jusqu'à un évènement d'un millier de mètres cubes.

Nous nous intéressons ici à l'étude d'un éboulement de 98m<sup>3</sup> ayant eu lieu le 25 novembre 2015. Cette étude fait le lien entre les caractéristiques des signaux sismiques (amplitude, fréquence, durée) et les propriétés morphologiques de l'éboulement (volume, hauteur de chute, mode de propagation). Pour cela, le logiciel de trajectographie RocFall développé par Warren (1998) a été utilisé afin d'identifier les diverses étapes de la propagation des blocs.

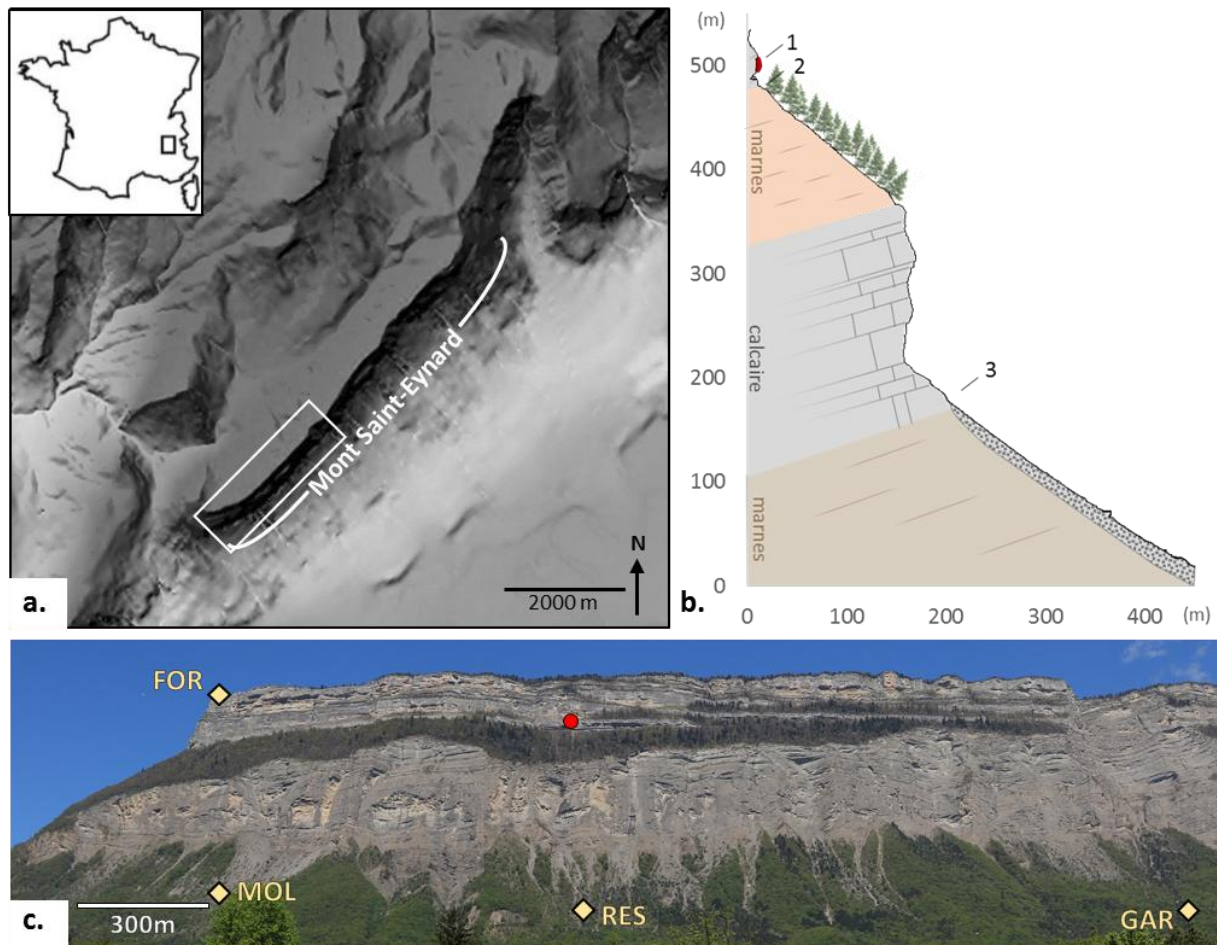


Figure 1. a) MNT du mont Saint-Eynard avec en encadré la zone d'étude. b) schématisation du profil en coupe du mont Saint-Eynard au droit du compartiment éboulé en novembre 2015 (en rouge) et identification des phases de propagation de l'éboulement. (1) décrochement, (2) impact sur la vire, (3) impact à la base de la barre inférieure. c) vue aérienne de la zone d'étude.

Losange : emplacement des stations sismologiques, cercle : emplacement d'origine du compartiment éboulé.

## 2. Site d'étude

Le Mont Saint-Eynard se situe au Nord-Est de Grenoble, en bordure orientale du massif subalpin de la Chartreuse (Fig. 1.a). Il est constitué d'une falaise dédoublée, longue de 7km, pour une altitude maximale de 1358m. Cette morphologie correspond à une alternance marno-calcaire incluant (1) la falaise supérieure, de 240m de haut, composée de calcaires massifs du Tithonique à bancs métriques à plurimétriques, (2) une vire boisée correspondant à des marnes datées du Kimméridgien, (3) la falaise inférieure, de

240m de haut, constituée de calcaires lités à bancs décimétriques d'âge Séquanien et (4) la pente de talus composée de marnes datées de l'Oxfordien recouvertes d'éboulis.

Les constructions diachroniques de Modèles Numériques de Terrains (MNT) permettent de mesurer l'érosion des falaises au fil du temps et de localiser les zones éboulées, leurs volumes et leurs formes. Les stations sismiques ont été installées de manière à couvrir l'extrémité sud du mont Saint-Eynard. Trois de ces stations se situent dans les éboulis au pied des falaises. La dernière est placée sur le rocher au sommet de la falaise supérieure (Fig. 1).

Les relevés MNTs réguliers couplés à un dispositif de suivi photographique (une photographie toutes les 10 minutes) permettent de corréler les événements aux signaux sismiques enregistrés. Ainsi, pour un signal sismique donné, la zone de décrochement du compartiment, le mode de rupture, le volume, et éventuellement la zone d'accumulation, peuvent être déterminés.

### 3. Étude de cas

Le 25 novembre 2015, un éboulement est détecté par les stations FOR, MOL et GAR, la station RES étant en panne. La comparaison des MNTs datant du 5 novembre et du 2 décembre ont permis de caractériser le compartiment éboulé. Ce compartiment se présentait sous la forme d'une dalle verticale de  $98 \pm 0,5 \text{ m}^3$ , située à la base de la barre supérieure. Une quinzaine de blocs provenant de cet éboulement se sont arrêtés sur la piste forestière à proximité de la station RES (Fig. 2). Ces blocs présentent des volumes allant de  $0,1 \text{ m}^3$  à  $3,5 \text{ m}^3$ , pour un volume cumulé d'environ  $10 \text{ m}^3$ .

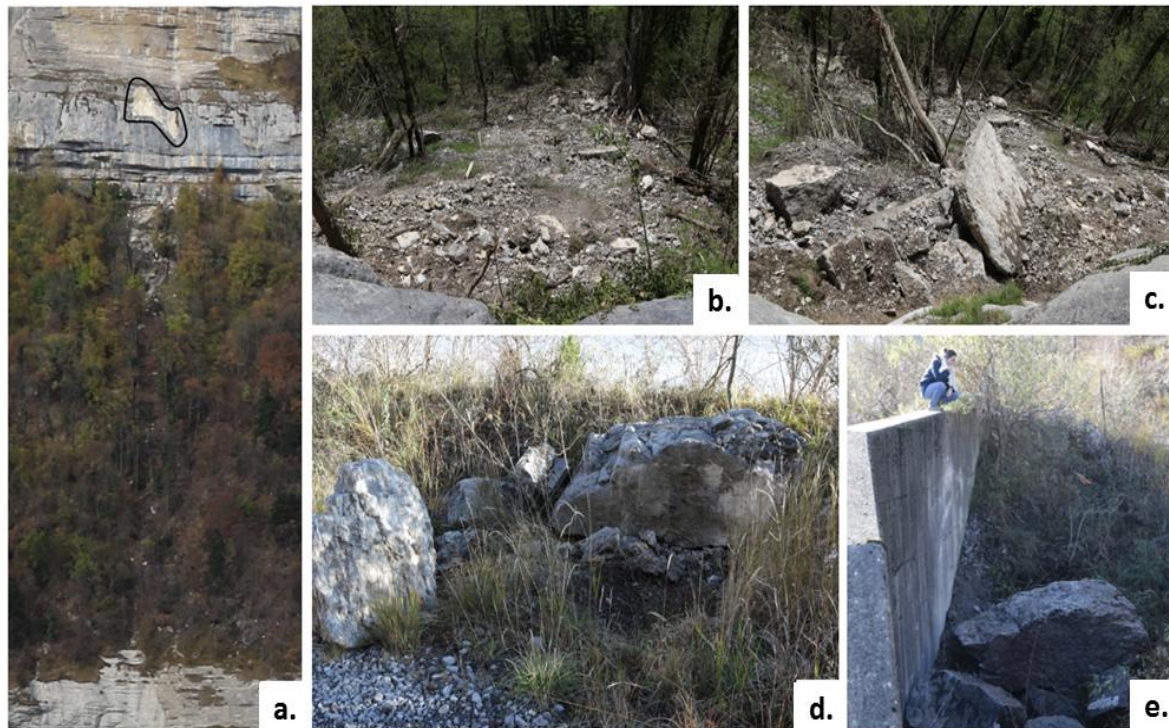


Figure 2. Photographies des traces de l'éboulement du 25/11/2015. a) Vue de la cicatrice de l'éboulement (entouré en noir) et de la dégradation de la forêt sur la vire. 2, b) et c) photographies du sommet de la vire boisée au droit de la cicatrice. d) et e) fragments de l'éboulement arrêtés sur la piste forestière et au niveau d'un barrage en béton.



#### 4. Analyse sismologique et trajectographique

Lors de l'impact de blocs sur une surface, une partie de l'énergie initiale des blocs (tels que l'énergie cinétique) va être transmise au sol sous forme d'énergie plastique (ex : déformation permanente) et d'énergie élastique. Une partie de cette énergie élastique se propage sous forme d'énergie sismique et peut être détectée à l'aide de sismomètres.

Le signal sismique ainsi enregistré est cependant souvent difficile à interpréter. Une analyse trajectographique permet de créer un modèle probabiliste de propagation de blocs individuels lors de leurs chutes. Le volume et la localisation du compartiment d'origine, le volume de quelques blocs après fragmentation ainsi que la location de leurs points d'arrêts étant connu, nous avons pu réaliser une analyse trajectographique probabiliste 2D. Afin de représenter la diversité des blocs ayant pu se propager nous avons analysé la trajectoire de blocs de volume allant de  $0,5 \text{ m}^3$  à  $10 \text{ m}^3$  et de forme variable.

Cette analyse nous a permis d'obtenir de nombreuses informations telles que la position et la vitesse des blocs en fonction du temps, les variations d'énergie de ces blocs, etc.

En analysant la topographie des falaises et en effectuant un travail de trajectographie, une interprétation du signal a pu être développée.

##### 4.1. Interprétation des signaux sismiques

Les signaux sismiques enregistrés présentent une enveloppe complexe, avec de nombreux pics de haute amplitude et couvrant une large bande spectrale (Fig. 3).

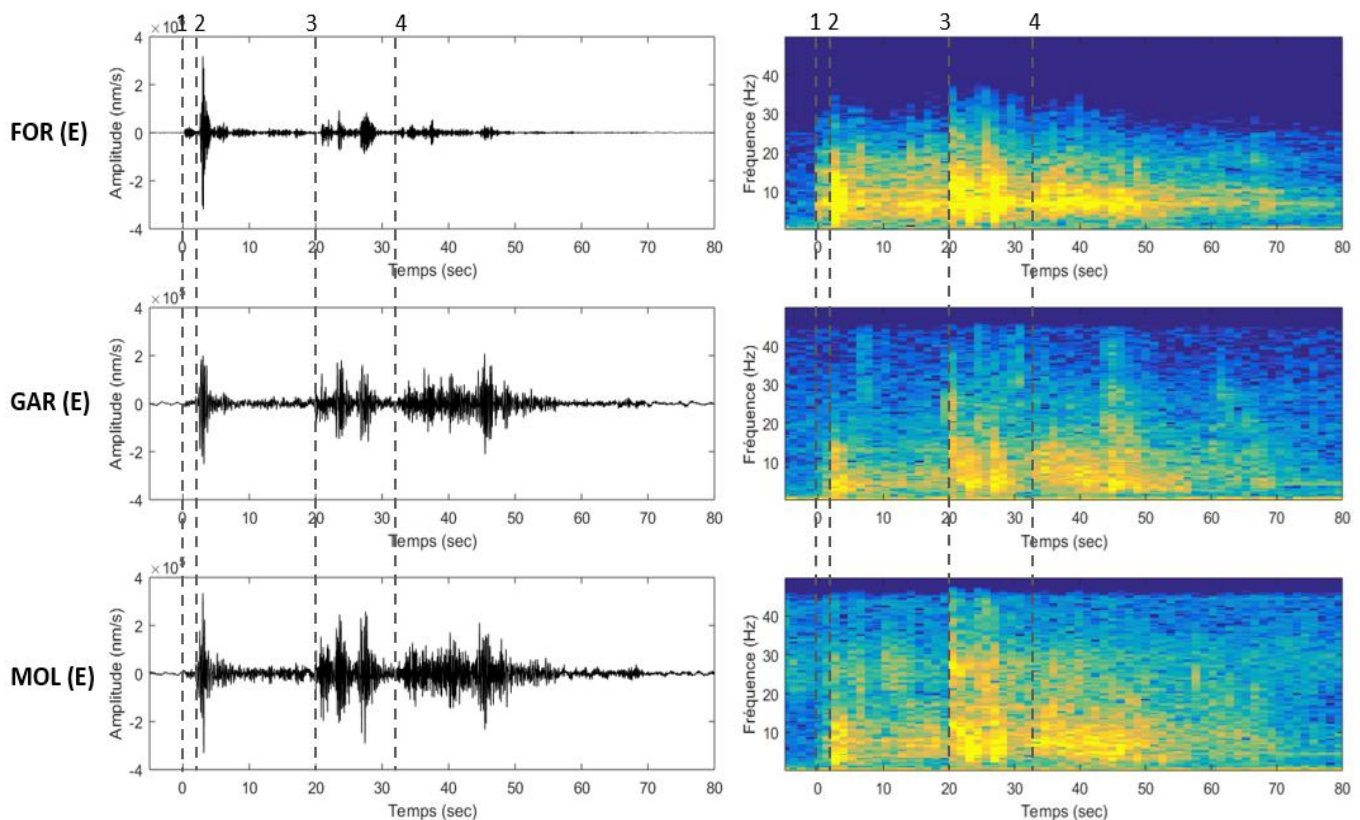


Figure 3. Sismogrammes (gauche) et spectrogramme (droite) des composantes Est des stations FOR, GAR et MOL enregistrés lors de l'éboulement du 25/11/2015 avec identification des paquets d'onde.

Les amplitudes des signaux sismiques enregistrés aux stations sont corrigées de manière à limiter les effets de sites ainsi que les effets d'atténuation. Les effets de site ont été déterminés à partir d'un jeu de plusieurs centaines de séismes avec, comme station de référence, la station FOR située sur le rocher. L'atténuation, quant à elle, a été corrigée en prenant l'hypothèse que les ondes détectées sont des ondes de surface.

La figure 3 présente les composantes Est des signaux sismiques enregistrés pour les stations FOR, MOL et GAR. Les divers paquets d'onde y sont identifiés. Le premier paquet correspond au rebond élastique généré par le détachement du compartiment rocheux. Il se caractérise par un signal d'amplitude faible et de basse fréquence. Le deuxième paquet correspond à des hautes amplitudes et une large gamme de fréquence. Il est dû à l'impact du compartiment sur la vire après une chute libre de 20m. Suite à son impact, le compartiment s'est fragmenté, comme peuvent en attester les photographies 1, 2 et 3 de la figure 2. La propagation des blocs dans la vire boisée se caractérise par des faibles amplitudes et de basses fréquences (inférieures à 10 Hz). Quelques blocs se sont arrêtés dans la vire mais la plupart se sont propagés jusqu'à la base de la barre inférieure. 18 secondes après le début du signal l'amplitude du signal diminue, dû au fait que un ou plusieurs blocs aient franchi la vire et soient entrés en chute libre pendant 160m. Les paquets d'ondes 3-4 correspondent quant à eux à la propagation des blocs dans les éboulis au pied de la barre inférieure jusqu'à leurs dépôts. Ils se composent de plusieurs pics plus ou moins distincts selon les stations et qui peuvent s'expliquer de plusieurs manières incluant (1) un bloc ayant impacté le pied de la falaise avant de rebondir dans les éboulis ou (2) par plusieurs blocs s'étant propagés à différentes vitesses dans la vire et donc ayant impacté successivement la base de la barre inférieure.

#### 4.2. Étude trajectographique

Lors de l'impact de blocs une partie de l'énergie initiale des blocs (ici énergie cinétique) est transformée en énergie sismique. Une relation entre l'énergie d'un bloc et l'amplitude des signaux sismiques enregistrés a été démontrée (Weichert et al., 1994 ; Hibert et al., 2017). A partir des données du mont Saint-Eynard et de la corrélation entre les éboulements détectés sismologiquement et par comparaison des relevés MNTs, nous avons pu formuler la relation suivante :

$$E = a.A \pm 7,91E+05 \quad (1)$$

avec  $E$  l'énergie initiale d'un bloc avant impact (ici énergie cinétique en Joule),  $A$  l'amplitude corrigée du paquet d'onde correspondant à l'impact en nm/s et  $a$  un coefficient égal à 55,95.

En utilisant cette relation et en analysant la trajectographie des blocs nous avons cherché à caractériser les sources des paquets d'onde 3 et 4 (Fig. 4.a). Deux cas de figure peuvent expliquer le signal sismique ici observé. Dans le premier cas, ces pics seraient produits par plusieurs blocs sautant la barre et impactant successivement le pied de falaise. Dans le deuxième cas, ces pics seraient produits par un seul bloc rebondissant dans les éboulis. Cela signifierait que les impacts 3 et 4, correspondent à des rebonds dans les éboulis après un premier impact (2) à la base de la barre inférieure.

L'amplitude des pics 2, 3 et 4 est croissante, ce qui induit une énergie du bloc lors de l'impact 3 plus importante que lors de l'impact 2 et de même entre les impacts 3 et 4.

Dans le deuxième cas de figure cela signifierait que les impacts 3 et 4, correspondent à des rebonds dans les éboulis après un premier impact (2) à la base de la barre inférieure. Or l'amplitude des pics 2, 3 et 4 est croissante, ce qui induit une énergie du bloc lors de l'impact 3 plus importante que lors de l'impact 2 et de même entre les impacts 3 et 4. En analysant les variations d'énergie cinétique de divers blocs au cours de leurs propagations il apparaît que ce cas de figure est impossible.

Les simulations trajectographiques ont donc montré que seul le premier cas de figure est réaliste : les pics 2, 3 et 4 ont donc été produits par divers blocs impactant successivement le pied de falaise.

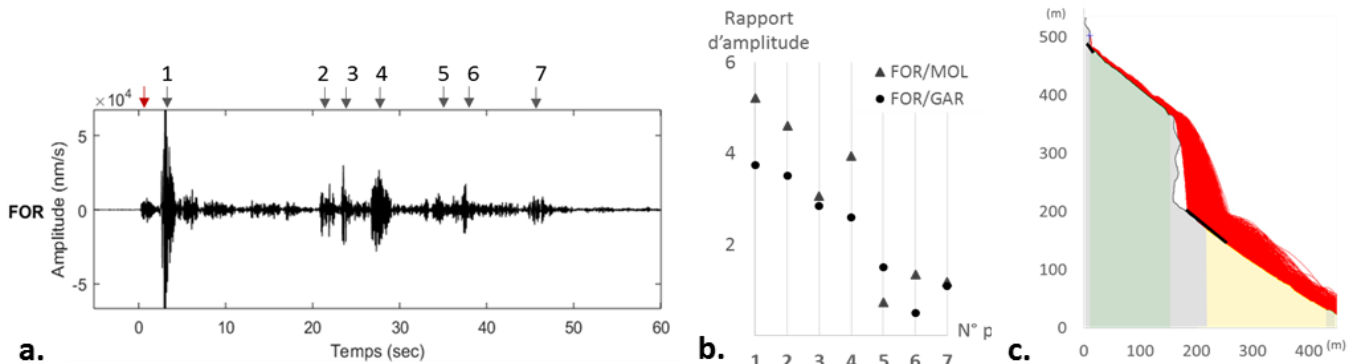


Figure 4. a) sismogramme de la composante Est de la station FOR avec identification de la phase de décrochement (flèche rouge) et des pics d'amplitude (flèches grises). b) graphique représentant le rapport d'amplitude des pics enregistrés aux stations FOR et GAR, et FOR et MOL. c) illustration de la trajectographie des blocs.

L'amplitude des paquets d'onde en phase 4 (pics 5, 6, 7) est inférieure au pic 4. Il peut donc s'agir soit d'impacts après une chute libre, soit de rebond des blocs dans les éboulis.

Afin de différencier ces deux types d'impacts, le rapport entre les amplitudes des pics enregistrés aux stations FOR et GAR et aux stations FOR et MOL ont été comparés (Fig. 4.b.). Lors de la propagation des blocs, les blocs se rapprochent des stations MOL et GAR. Le rapport d'amplitude diminue donc. En comparant le rapport d'amplitude de ces divers pics on peut constater qu'ils peuvent être séparés en deux groupes : d'une part les paquets d'onde 1, 2, 3, 4, d'autre part les paquets 5, 6, 7.

On peut donc en déduire que les paquets enregistrés entre 20 et 30 secondes après le début du signal correspondent à un premier impact après le passage de la vire tandis que les paquets suivant correspondent à des rebonds de ces blocs, ou de fragments de ces blocs, dans les éboulis.

#### 4.3. Estimation des volumes

Après s'être détaché de la paroi le compartiment a subi une chute libre de 20 m avant d'impacter la vire. Cet impact est à l'origine du pic 1 (Fig. 4). En utilisant la relation (1), l'énergie cinétique du compartiment peut être déterminée à partir de l'amplitude du pic 1. En utilisant cette relation et en déterminant la vitesse du compartiment avant impact le volume du compartiment peut être estimé.

$$Ec = \frac{1}{2} V p v^2 \quad (2)$$

$$V = \frac{2aA}{v^2 p} \quad (3)$$

avec  $E_c$  l'énergie cinétique du compartiment calculée à partir de l'amplitude  $A$  du pic 1 et du coefficient  $\alpha$ ,  $V$  le volume du compartiment,  $p$  sa masse volumique (2600 kg/m<sup>3</sup>). La vitesse du compartiment  $v$  peut être dans ce cas déterminée, le compartiment subissant une chute libre après s'être détaché.

Le volume ainsi déterminé est de  $92,1 \pm 6,1 \text{ m}^3$ . Ce résultat est en accord avec le volume de  $98 \pm 0,5 \text{ m}^3$  déterminé à partir du calcul de la différence des MNTs.

Cette démarche a également été menée pour les pics 2, 3 et 4 (Fig. 4). La détermination de la vitesse pour les impacts 2, 3 et 4 est plus complexe car elle dépend de la vitesse initiale des blocs avant de franchir la vire ainsi que de la trajectoire adoptée par les blocs. Une plage de vitesse peut être déterminée à l'aide de la simulation trajectographique. Les volumes ainsi déterminés sont présentés dans la table 1.

Table 1. Récapitulatif des données et résultats des pics 1, 2, 3 et 4

Volume d'origine (m3)	Type	Amplitude (nm/s)	Energie (J)		Vitesse (m/s)	Volume (m3)
98,5 ± 0,5	1er pic	9,05E+05	5,07E+07	±7,91E+05	19-20	92,2 ± 6,2
	2ème pic	3,68E+05	2,06E+07	±7,91E+05	56-69	3,8 ± 0,9
	3ème pic	5,57E+05	3,12E+07	±7,91E+05	56-69	5,7 ± 1,3
	4ème pic	6,79E+05	3,80E+07	±7,91E+05	56-69	7,0 ± 1,6

## 5. Discussion

Le suivi sismique des éboulements permet donc la détection ainsi qu'une caractérisation des éboulements. Il est possible d'identifier les phases de détachement et de propagation des blocs constituant un éboulement, que ce soit sous forme de chute libre puis impacts ou bien sous forme de rebond et de roulement.

Notre étude a montré que dans le cas de blocs subissant une chute libre avant de rebondir, il est possible de caractériser le volume. Lors d'un éboulement constitué de plusieurs blocs se propageant de manière simultanée le signal sismique enregistré sera dominé par les ondes produites par les blocs se propageant avec le plus d'énergie. La phase 3 (Fig. 3) du signal de l'éboulement du 25 novembre 2015 est ainsi dominée par la propagation de trois blocs de volumes supérieurs au reste des blocs. Les autres blocs, d'énergie plus faible, ont produit des signaux sismiques de plus faible amplitude dont il est impossible de discrétiser les pics d'amplitude.

Cette méthode ne permet donc pas de déterminer de manière systématique le volume global d'un éboulement. Elle permet en revanche la caractérisation des blocs se propageant avec une énergie supérieure à celle de l'ensemble de blocs. La distance de propagation d'un bloc et son potentiel destructeur dépend de son énergie. La détection et caractérisation à distance de tels blocs pourrait ainsi permettre d'évaluer les risques liés à ces éboulements et de déclencher les interventions jugées nécessaires en fonction des signaux sismiques enregistrés.

## 6. Conclusion

Le suivi photogrammétrique et sismologique des falaises du mont Saint-Eynard ont permis depuis 2013 la détection de plusieurs centaines d'éboulements de volume allant de  $1 \text{ m}^3$  jusqu'à  $1500 \text{ m}^3$ . La compilation des données sismiques et topographiques montre qu'il existe une corrélation entre l'énergie des blocs éboulés et leurs signaux sismiques. Cette corrélation permet l'analyse de la dynamique des éboulements et la détermination du volume de certains blocs lors d'un éboulement.

Ce travail permet d'envisager une détection et caractérisation à distance des éboulements en fonction de leur signal sismique. Il serait ainsi possible d'instrumenter des sites d'un réseau de stations sismiques, et d'envisager, lors de la détection d'un

éboulement à proximité du site, une intervention adaptée en fonction du signal sismique enregistré.

Une bonne caractérisation des blocs subissant une chute libre est possible. Il est maintenant nécessaire de pousser l'analyse des signaux sismiques produits par les éboulements afin de déterminer les éléments du signal sismique permettant une analyse plus complète d'un éboulement.

## **7. Remerciements**

Les auteurs remercient les partenaires du projet national C2ROP dans le cadre duquel ont été réalisées les expérimentations présentées dans cet article.

## **8. Références bibliographiques**

- D'Amato J., Hantz D., Guerin A., Jaboyedoff M., Baillet L., and Mariscal A.. (2015). Influence of Meteorological Factors on Rockfall Occurrence in a Middle Mountain Limestone Cliff. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, pp.7587–7630.
- Deparis J., Jongmans D., Cotton F., Baillet L., Thouvenot F., and Hantz D. (2007). Analysis of rock-fall seismograms in the western Alps, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, pp.1781–1796.
- Cruden D.M., Varnes, D.J. (1996). *Landslide Types and Processes*, Special Report, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, 247:pp.36-75
- Evans, S. and Hungr, O. (1993). The assessment of rockfall hazard at the base of talus slopes, *Can. Geotech. J.*, 30, 620–636.
- Guerin A., Rossetti J.P., Hantz D., Jaboyedoff M. (2013). Estimating Rock Fall Frequency in a Limestone Cliff Using LIDAR Measurements. *First International Conférence on Landslides Risk*, p.293.
- Helmstetter A., Garambois S. (2010). Seismic monitoring of Séchillienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls, *J. Geophys. Res.*, 115, F03016.
- Hibert C., Mangeney A., Grandjean G., Shapiro N. M. (2011). Slope Instabilities in Dolomieu Crater, Réunion Island: From Seismic Signals to Rockfall Characteristics. *Journal of Geophysical Research* 116, no. F4.
- Hibert C., Malet J.P., Bourrier F., Provost F., Berger F., Bornemann P., Tardif P., Mermin E. (2017). Single-Block Rockfall Dynamics Inferred from Seismic Signal Analysis. *Earth Surface Dynamics Discussions*, January, pp.1–15.
- Vilajosana, I., Surinach E., Abellán A., Khazaradze G., Garcia D., and Llosa J. (2008). Rockfall Induced Seismic Signals: Case Study in Montserrat, Catalonia. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8, no. 4, pp.805–812.
- Warren S.D. (1998) *RocFall: A Tool for Probabilistic Analysis, Design of Remedial Measures and Prediction of Rockfalls*. MAsc. Thesis, Department of Civil Engineering, University of Toronto, Ontario, Canada.
- Weichert D., Horner R.B., Evans S.G. (1994). Seismic signatures of landslides: The 1990 Brenda Mine collapse and the 1965 hope rockslides. *Bulletin of the Seismological Society of America*, pp.1523–1532.