

ARTICLE DE RECHERCHE / RESEARCH ARTICLE

Caractérisation quantitative des aléas rocheux de départ diffus

Didier Hantz^{1,*}, Bastien Colas², Thomas Dewez², Clara Lévy², Jean-Pierre Rossetti³, Antoine Guerin⁴ et Michel Jaboyedoff⁴

¹ Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTERre, 38000 Grenoble, France

² BRGM, Orléans, France

³ Alp'Géorisques, Domène, France

⁴ ISTE, Université de Lausanne, Lausanne, Suisse

Résumé – L'article décrit les différentes approches permettant d'estimer la fréquence de départ des éboulements ou des blocs dans le cas d'un aléa diffus, dans l'objectif de quantifier l'aléa résultant par une simulation des trajectoires. Si l'on simule la chute des compartiments entiers, la fréquence de départ des éboulements peut être estimée à partir d'inventaires historiques, de mesures topographiques diachroniques ou d'une classification des falaises. Si l'on simule la chute de blocs indépendants, la fréquence de départ des blocs peut être estimée en passant par un modèle d'érosion de la falaise, qui donne le taux d'érosion à partir de la fréquence d'éboulements.

Mots clés : éboulement / chute de blocs / aléa / fréquence / érosion

Abstract – **Quantitative assessment of rockfall release frequency.** The paper describes the approaches for assessing the release frequency of rockfalls or individual blocks in the case of diffuse hazard. The objective is to quantify the temporal reach frequency by simulating the propagation. When simulating the fall of rock compartments, the frequency of rockfall events can be estimated from historical inventories, diachronic topographic surveys or a classification of rock cliffs. When simulating the fall of individual blocks, the release frequency of blocks can be estimated using an erosion model, which gives the erosion rate of the cliff from the rockfall events frequency.

Keywords: rockfall / hazard / frequency / erosion

1 Introduction

L'aléa dû aux éboulements rocheux résulte du départ d'éléments rocheux depuis une falaise et de leur propagation sur le versant. Depuis plusieurs décennies, des méthodes quantitatives sont couramment utilisées pour simuler la propagation, alors que les études quantitatives de l'aléa de départ sont relativement rares. La connaissance de la fréquence de départ (pour un aléa diffus) ou de la probabilité de rupture (pour un aléa localisé) est pourtant nécessaire pour quantifier l'aléa résultant et, par la suite, le risque. L'approche géomécanique ne permettant pas de déterminer quantitativement la probabilité de rupture d'un compartiment rocheux en fonction du délai, seule une approche empirique globale basée sur l'historique de la falaise étudiée permet de quantifier l'aléa résultant et le risque (Hantz *et al.*, 2003a).

Le terme de fréquence est pris ici au sens physique du terme (et non statistique). Il désigne un nombre d'événements (départ ou arrivée d'un compartiment ou d'un élément

rocheux) par unité de temps dans une zone définie. Pour pouvoir comparer des zones entre elles, nous utiliserons la fréquence spatiotemporelle qui est la fréquence par unité de surface ou de longueur (de falaise ou d'enjeu).

Un éboulement rocheux (terme utilisé au sens large, comme traduction de *rockfall*) est défini comme le mouvement gravitaire d'un ou de plusieurs éléments rocheux par chute libre, rebond ou roulement. Il résulte du détachement d'un compartiment rocheux par glissement, par basculement ou par un mécanisme de rupture plus complexe. En général, le compartiment rocheux est initialement fragmenté en éléments qui se séparent dès le début du mouvement (« désagrégation » selon la terminologie définie par Ruiz-Carulla *et al.*, 2016) et qui peuvent ensuite se rompre lors des impacts sur la pente ou entre éléments (« fracturation »).

Lorsque les éléments qui chutent simultanément sont peu nombreux, on utilise des modèles de propagation qui négligent l'interaction entre eux et simulent donc la chute d'un seul élément à la fois. Pour déterminer la fréquence d'atteinte d'un emplacement donné, il faut donc connaître la fréquence de départ des éléments rocheux, en termes de nombre de blocs par an et par unité de surface de falaise.

* Auteur de correspondance :

didier.hantz@univ-grenoble-alpes.fr

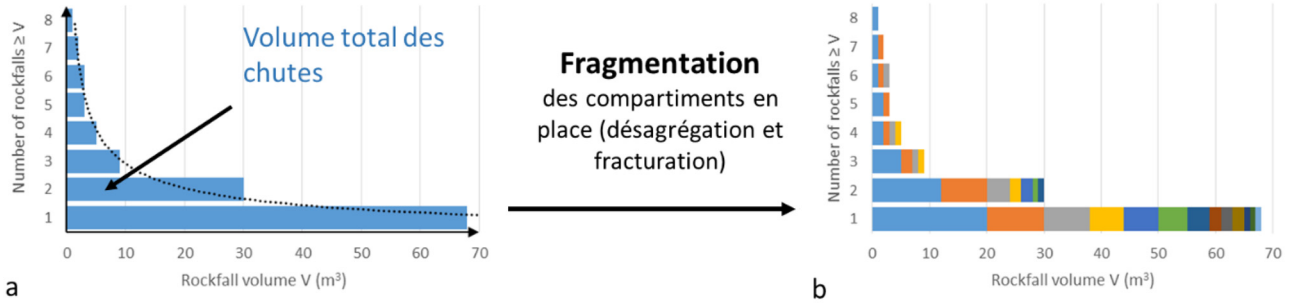


Fig. 1. a : nombre cumulé de chutes en fonction du volume; b : décomposition des compartiments en blocs représentés par des couleurs différentes.

Fig. 1. a : cumulated number of rockfalls versus volume; b : decomposition of rockfalls into blocks represented by different colors.

Dans le cas contraire (éboulement en masse), on utilise des méthodes qui modélisent les interactions entre blocs et simulent donc la chute du compartiment entier constitué de nombreux éléments. Certaines méthodes permettent de modéliser également la rupture de ces éléments lors des impacts. Pour obtenir la fréquence d'atteinte d'un emplacement donné, il faut donc connaître la fréquence de départ des éboulements, en termes de nombre d'événements par an et par unité de surface de falaise, ainsi que la structure du massif rocheux.

Suivant le cas, on a donc besoin de connaître la fréquence des éboulements ou la fréquence des blocs. Nous présenterons différentes méthodes pour les estimer, ainsi qu'un modèle d'érosion permettant de passer de l'une à l'autre et de prendre en compte par extrapolation, des gammes de volume non observées (période d'observation trop courte ou résolution insuffisante). Enfin, nous proposerons une classification empirique permettant d'estimer la fréquence en cas d'insuffisance de données.

2 Modèle d'érosion par éboulements

2.1 Relation volume-fréquence

Sur la [figure 1a](#), les volumes des éboulements issus d'un inventaire fictif sont représentés par des barres horizontales d'épaisseur unitaire, empilées par ordre décroissant. La courbe en pointillés joignant les extrémités de ces barres représente le nombre cumulé de chutes de volume supérieur ou égal au volume indiqué en abscisse (distribution cumulée). La fréquence spatiotemporelle de chutes F_{st} s'obtient en divisant ce nombre par la période et la surface de falaise couvertes par l'inventaire. De nombreuses études ont montré que la relation volume-fréquence cumulée est bien ajustée par une loi puissance (par exemple : [Hungri et al., 1999](#) ; [Dussauge-Peisser et al., 2002](#) ; [Ravelin et al., 2017](#)) :

$$F_{st} = A_{st} V^{-B}. \quad (1)$$

Si V est exprimé en m^3 , A_{st} représente la fréquence des chutes de volume supérieur à $1 m^3$. Il reflète l'activité de la falaise étudiée. B reflète l'uniformité de la distribution des volumes. Plus il est grand, plus la distribution est uniforme dans la plage de volume considérée. D'après [Brunetti et al. \(2009\)](#), les valeurs obtenues pour B varient entre 0,4 et 0,8. Notons que certains auteurs travaillent sur la fréquence (ou la

distribution) non cumulée, qui est la dérivée de F_{st} par rapport à V . C'est aussi une loi puissance, mais l'exposant est $-(B + 1)$ et le facteur multiplicatif $-BA_{st}$. Pour la calculer, les éboulements doivent être regroupés par intervalles de volume.

Sur la [figure 1b](#), sont représentés (par des couleurs différentes) les blocs issus de la fragmentation des compartiments. En représentant les volumes des blocs comme sur la [figure 1a](#), et en divisant le nombre cumulé de blocs par la période et par la surface de falaise couvertes par l'inventaire, on obtient la fréquence spatiotemporelle de blocs f_{st} . Plusieurs relevés de blocs déposés, effectués dans des massifs différents, ont montré que la relation volume-fréquence est également bien ajustée par une loi puissance ([Hantz et al., 2016](#) ; [Ruiz-Carulla et al., 2016](#) ; [Moos et al., 2018](#)) :

$$f_{st} = a_{st} V^{-b}. \quad (2)$$

Mais pour les blocs, le paramètre d'uniformité b est généralement plus grand que pour les éboulements (on trouve des valeurs comprises entre 0,5 et 1,5). [Mavrouli et al. \(2015\)](#) ont étudié les relations fréquence-volume des éboulements et des blocs pour une même falaise de grano-diorite, en identifiant les compartiments susceptibles de chuter et en estimant les volumes des blocs *in situ* à partir des familles de discontinuités. Ils ont trouvé un paramètre d'uniformité plus élevé pour les blocs (1,3) que pour les compartiments (0,5).

Plusieurs études ont montré que la loi puissance donnant la fréquence cumulée en fonction du volume d'éboulement est valable sur plusieurs ordres de grandeur du volume ([Dewez et al., 2013](#), par exemple). Il est donc possible d'extrapoler cette loi pour estimer les fréquences correspondant à des volumes plus petits ou plus grands que ceux observés. Cependant, il existe forcément un volume maximal possible d'éboulement V_{max} , qui dépend principalement de la hauteur de falaise. Pour en tenir compte, le modèle le plus simple consiste à tronquer cette loi pour $V = V_{max}$.

2.2 Taux d'érosion

Le taux d'érosion dû aux éboulements observés dans un inventaire s'obtient en divisant le volume total des chutes par la durée et la surface couverte. Pour prendre en compte une plage de volume plus large que celle observée, on peut utiliser la relation volume-fréquence et l'extrapoler. Sur la [figure 1a](#), le volume total des chutes est égal à la somme des surfaces des

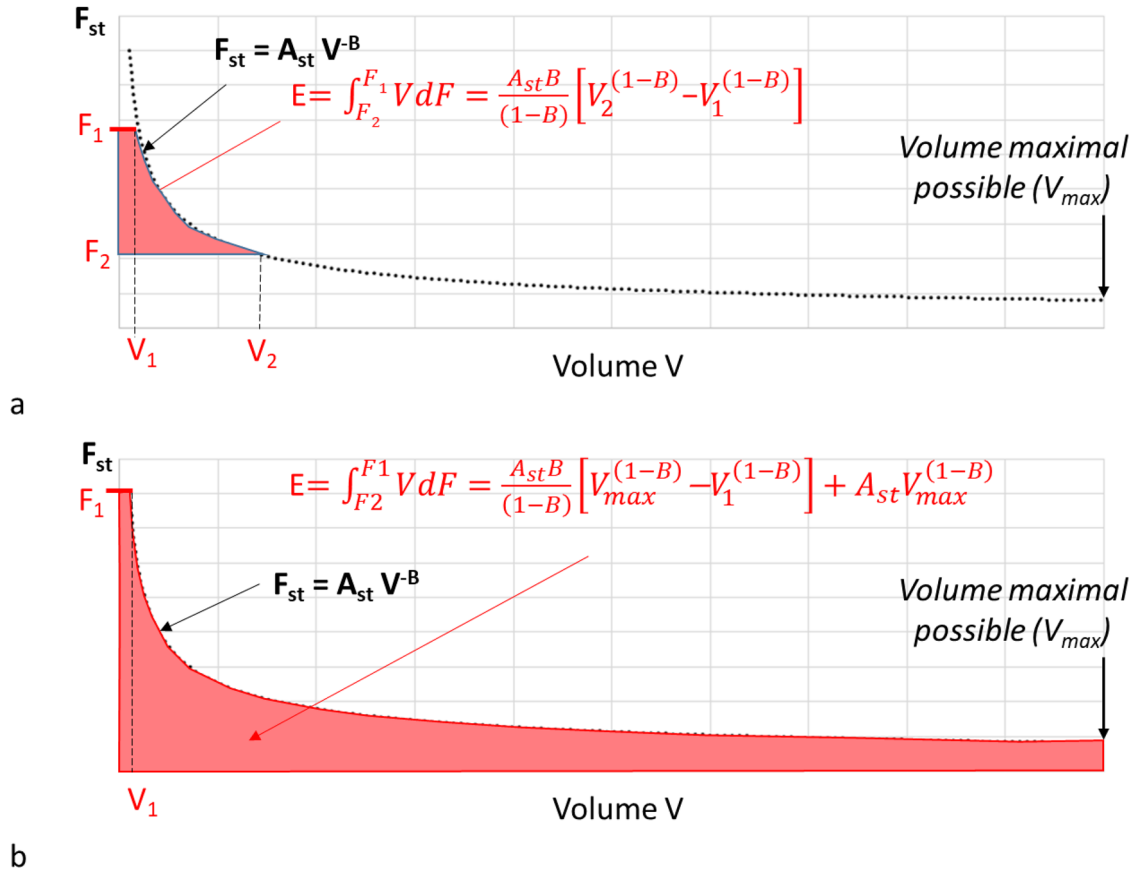


Fig. 2. Calcul du taux d'érosion : a : dû aux volumes entre V_1 et V_2 ; b : dû aux volumes supérieurs à V_1 .
Fig. 2. Calculating erosion rate: a : due to volumes between V_1 et V_2 ; b : due to volumes bigger than V_1 .

barres horizontales et le volume total des chutes de moins de 10 m^3 , à la somme des surfaces des six barres les plus petites. Par analogie, sur la [figure 2a](#), le volume des chutes de volume compris entre V_1 et V_2 par unité de temps et de surface, est égal à la surface colorée, si V_2 est inférieur au volume maximal possible. Cette surface se calcule en intégrant la fonction $V(F_{st})$ entre F_2 et F_1 . Cette fonction s'écrit :

$$V = A_{st}^{1/B} F_{st}^{-1/B}. \quad (3)$$

L'intégration donne le taux d'érosion E (Hantz *et al.*, 2003b) :

$$E = \int_{F_2}^{F_1} V dF_{st} = \frac{A_{st}B}{(1-B)} [V_2^{(1-B)} - V_1^{(1-B)}]. \quad (4)$$

Cette expression a également été obtenue à partir de la fréquence non cumulée par Barlow *et al.* (2012). Si l'on veut extrapoler et prendre en compte le volume maximal possible V_{max} , il faut intégrer de 0 à F_1 la fonction V suivante (Fig. 2b) :

$$V = V_{max}, \text{ pour } 0 < F_{st} < F_{st}(V_{max}), \\ V = A_{st}^{1/B} F_{st}^{-1/B}, \text{ pour } F_{st}(V_{max}) < F_{st} < F_1. \quad (5)$$

En effet, les chutes de volume supérieur à V_{max} , qui se produiraient si la loi puissance n'était pas tronquée, sont remplacées par des chutes de volume V_{max} . L'intégration entre

0 et F_1 donne le taux d'érosion suivant (Hantz *et al.*, 2003a) :

$$E = \int_0^{F_1} V dF = \frac{A_{st}B}{(1-B)} [V_{max}^{(1-B)} - V_1^{(1-B)}] + A_{st} V_{max}^{(1-B)} \\ = \frac{A_{st}}{(1-B)} V_{max}^{(1-B)} - \frac{A_{st}B}{(1-B)} V_1^{(1-B)}. \quad (6)$$

Les expressions (4) et (6) peuvent également être utilisées pour calculer le taux d'érosion à partir de la relation volume-fréquence des blocs, en remplaçant les volumes d'éboulement par les volumes de bloc :

$$E = \int_{f_2}^{f_1} v df_{st} = \frac{a_{st}b}{(1-b)} [v_2^{(1-b)} - v_1^{(1-b)}], \quad (7)$$

$$E = \int_0^{f_1} v df = \frac{a_{st}b}{(1-b)} [v_{max}^{(1-b)} - v_1^{(1-b)}] + a_{st} v_{max}^{(1-b)} \\ = \frac{a_{st}}{(1-b)} v_{max}^{(1-b)} - \frac{a_{st}b}{(1-b)} v_1^{(1-b)}. \quad (8)$$

Notons que pour $b=1$ (valeur moyenne), l'intégration donne :

$$E = \int_{f_2}^{f_1} v dF = a_{st} \ln \frac{v_2}{v_1}, \quad (9)$$

ou :

$$E = \int_0^1 v dF = a_{st} \left(\ln \frac{v_{\max}}{v_1} + 1 \right). \quad (10)$$

B étant généralement inférieur à 1 pour les éboulements, le terme $V_1^{(1-B)}$ tend vers 0 lorsque V_1 tend vers 0. Si l'on admet que la loi puissance est valable jusqu'aux plus petites chutes, il est donc possible de calculer le taux d'érosion tous volumes confondus :

$$E = \int_0^\infty V dF = \frac{A_{st}}{(1-B)} V_{\max}^{(1-B)}. \quad (11)$$

Mais on ne peut pas toujours le faire à partir de la relation volume-fréquence des blocs, car le paramètre b est fréquemment supérieur à 1, ce qui implique que l'intégrale diverge lorsque v_1 tend vers 0.

Notons que quelques auteurs ont proposé d'utiliser une loi de Pareto généralisée comme loi de distribution des volumes de blocs, plutôt qu'une loi puissance (De Biagi *et al.*, 2017 ; Farvacque *et al.*, 2019).

2.3 Probabilité d'occurrence

On admet généralement que l'occurrence temporelle des éboulements suit une loi de Poisson, ce qui signifie que la probabilité qu'il se produise N événements durant une période T est :

$$P(N, T) = e^{-FT} (FT)^N / N! \quad (12)$$

Et que la probabilité qu'il se produise au moins un événement est :

$$P(N > 0, T) = 1 - e^{-FT}. \quad (13)$$

Si le nombre moyen d'événements durant une période T est petit devant 1 ($FT \ll 1$), cette probabilité est voisine de FT . Si une fréquence annuelle est petite devant 1, elle est donc voisine de la probabilité qu'il se produise au moins un événement en une année. Mais la probabilité qu'il se produise au moins un événement durant la période de retour ($T_r = 1/F$) n'est pas de 1 mais de 0,63.

3 Estimation de la fréquence de départ des éboulements

3.1 Approche historique

L'approche historique consiste à utiliser un inventaire des éboulements survenus durant une période connue, dans une zone relativement homogène d'un point de vue géologique, géomorphologique et climatique. Cet inventaire doit comporter au minimum les volumes des éboulements afin de pouvoir déterminer leur distribution (Fig. 1a) et leur fréquence spatiotemporelle. Il peut être établi à partir :

- de mesures topographiques successives de la falaise (par photogrammétrie ou scan laser) ;
- d'un inventaire historique ;

- de l'étude des cicatrices et des dépôts d'éboulements (avec une incertitude sur la durée couverte).

Selon les conditions, le seuil de détection des mesures topographiques varie de moins de 10^{-3} m^3 (Barlow *et al.*, 2012) à 10^{-1} m^3 . Les périodes couvertes par ces mesures sont généralement limitées à quelques années, mais devraient s'allonger du fait de leur développement important. Les inventaires historiques couvrent souvent plusieurs décennies, mais ne sont exhaustifs qu'à partir d'un certain volume, de l'ordre de 100 ou 1000 m^3 . Ils complètent donc les inventaires instrumentaux, qui ne comportent pas toujours de tels volumes. Comme préconisé dans le guide PPR mouvements de terrain (MATE/METL, 1999) pour la démarche d'expertise, « il est opportun d'analyser le ou les phénomènes pris en compte sur la totalité de l'unité physique concernée par leur manifestation. Cette unité, que l'on peut qualifier de bassin d'aléa ou par extension de bassin de risque, peut être définie et délimitée par un contexte géologique, morphologique et structural où les facteurs d'instabilité, les mécanismes de rupture ou de propagation sont similaires ».

Si le nombre d'événements est suffisant, leur fréquence peut être modélisée par une loi puissance afin de construire un modèle d'érosion (Sect. 2) défini par les paramètres A_{st} (activité), B (uniformité) et $V_{\max}$ (volume maximal possible). Comme la période couverte par l'inventaire (période d'observation) est généralement plus courte que la période de retour de $V_{\max}$, ce dernier est souvent supposé plus gros que le plus gros volume observé et peut être estimé par expertise, par étude des cicatrices et des dépôts d'anciens éboulements et par analyse des compartiments potentiellement instables (Mavrouli et Corominas, 2020). En première approximation, on peut estimer qu'il ne peut excéder $H^3/2$ pour une falaise de hauteur H (Hantz et Levy, 2019). Notons que les plus gros éboulements (plus gros qu' 1 hm^3 ?) se produisent rarement sans signes précurseurs observables par les riverains. Ils peuvent donc être traités différemment en matière d'analyse du risque.

Différents taux d'érosion peuvent être calculés à partir d'un inventaire :

- le taux observé (volume total des chutes divisé par la période et la surface) ;
- le taux modélisé par une relation volume-fréquence dans la plage de volume observée ;
- le taux modélisé par une relation volume-fréquence extrapolée dans une plage de volume définie par un volume minimal (limite de validité de la loi par exemple) et un volume maximal (le volume maximal possible par exemple).

L'influence de la fréquence des mesures sur l'estimation des volumes des événements a été discutée par Barlow *et al.* (2012). Dans le cas d'un inventaire instrumental, un éboulement est détecté par la variation de la surface rocheuse entre deux mesures, mais cette variation peut être due à plusieurs éboulements survenus à des dates différentes. De même, un éboulement rapporté dans un inventaire historique peut s'être produit en plusieurs phases espacées de quelques minutes ou quelques heures sans que cela soit mentionné. La fréquence d'échantillonnage a donc une influence sur la relation volume-fréquence (mais pas sur le taux d'érosion observé). En toute rigueur, on pourrait définir l'événement

Tableau 1. Estimations par défaut et par excès de l'espérance (nombre moyen) du nombre de chutes sur une certaine durée, en fonction du nombre observé sur une période de même durée (loi de Poisson, niveau de confiance 95 %) ; moyenne géométrique de ces estimations et facteur d'incertitude.

Table 1. Minimal and maximal estimation of the rockfall number for a given time length, as a function of the observed number (Poisson's law, 95% confidence interval); geometric mean and uncertainty factor.

Nombre observé	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Estimation par défaut	0	0,025	0,24	0,62	1,1	1,6	2,2	2,8	3,4	4,1	4,8
Estimation par excès	3	5,6	7,2	8,8	10,3	11,7	13,1	14,4	15,8	17,1	18,4
Moyenne géométrique		0,37	1,31	2,34	3,37	4,33	5,37	6,35	7,33	8,37	9,40
Facteur d'incertitude		15,0	5,5	3,8	3,1	2,7	2,4	2,3	2,2	2,0	2,0

départ d'un éboulement comme la chute d'éléments rocheux en contact les uns avec les autres lorsqu'ils se détachent de la falaise. Si des éléments se détachaient seulement quelques secondes plus tard, ils constitueraient un autre éboulement. Avec cette définition, il faudrait analyser une vidéo pour distinguer les événements. En pratique, il est peu probable qu'un témoin soit capable de rapporter plusieurs phases d'un éboulement si celles-ci sont séparées de moins d'une minute. On pourrait aussi définir un événement comme le détachement d'éléments rocheux adjacents, provoqué par le (ou les) même(s) facteur(s) déclenchant(s). Cela conduirait à accepter des interruptions plus longues, pouvant aller jusqu'à plusieurs heures (durée d'un épisode pluvieux par exemple).

Pour exploiter un inventaire d'éboulements, nous proposons ici de définir un événement comme le détachement d'éléments rocheux adjacents entre deux instants de mesure (scan laser ou photo) ou d'observation (témoins), sachant que ces éléments ont pu se détacher en plusieurs phases. Les volumes des éboulements détectés dépendent donc de la fréquence d'échantillonnage, ainsi que l'estimation du volume maximal possible à considérer. À la limite, si l'intervalle entre les mesures était suffisamment long pour que la surface entière de la falaise se renouvelle, on ne détecterait qu'un éboulement. En pratique, pour les inventaires que nous avons analysés, on peut considérer que les éboulements détectés ou observés se sont produits en quelques minutes. En effet, la falaise de montagne la plus active que nous avons étudiée (située dans les chaînes subalpines) a été photographiée toutes les 10 min et la grande majorité des cicatrices détectées se sont formées dans ces intervalles (D'Amato, 2015). Ce n'est pas le cas pour les falaises côtières britanniques étudiées par Barlow *et al.* (2012), où la fréquence spatiotemporelle des chutes est beaucoup plus élevée et les volumes minimaux détectés plus petits. Il en résulte que la relation volume-fréquence est sensiblement différente entre des intervalles de un mois et un intervalle de 18 mois.

Si les événements sont trop peu nombreux pour ajuster une relation volume-fréquence, on peut néanmoins estimer une fréquence d'éboulements supérieurs à un certain volume. En admettant que le nombre de chutes sur une certaine durée soit régi par la loi de Poisson, si dans une plage de volume, on n'observe qu'un seul événement sur une certaine durée, on peut en conclure (avec un niveau de confiance de 95 %) que l'espérance de ce nombre est supérieure à 0,025 et inférieure à 5,6, ce qui donne un facteur d'incertitude de 15 si l'on choisit la moyenne géométrique de ces deux valeurs pour caractériser la fréquence de chute. Si l'on observe dix événements, on peut en conclure que le nombre moyen de chutes est compris entre 5 et

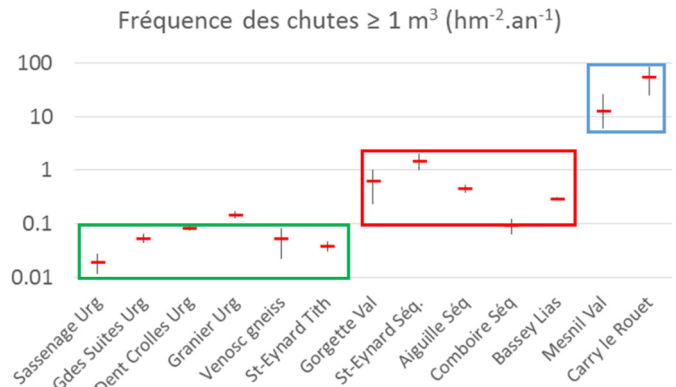


Fig. 3. Paramètre d'activité (A_{st}) avec son incertitude à 95 % de confiance.

Fig. 3. Activity parameter (A_{st}) with 95% confidence interval.

18. Le facteur d'incertitude sur la fréquence n'est plus que de 2, valeur acceptable si l'on vise un facteur d'incertitude inférieur à 10 sur l'aléa résultant. Si l'on n'observe aucun éboulement, on peut en conclure que le nombre moyen est compris entre 0 et 3. On obtient alors une limite supérieure pour la fréquence de chute. Le tableau 1 donne l'intervalle de confiance (à 95 %) du nombre moyen de chutes sur une certaine durée et le facteur d'incertitude associé, en fonction du nombre observé sur la période d'observation.

3.2 Approche empirique

Alors que l'approche historique utilise les événements passés du bassin d'aléa pour caractériser l'aléa de départ, l'approche empirique applique la notion « d'expérience comparable » (selon les termes de l'Eurocode 7) qui consiste à utiliser l'expérience acquise sur d'autres sites présentant des caractéristiques similaires. Pour développer cette approche, nous avons suivi pendant plusieurs années des falaises présentant des caractéristiques géologiques, géomorphologiques et climatiques différentes, afin d'y déterminer la fréquence d'éboulements et de dégager des ordres de grandeur en fonction de ces caractéristiques. La figure 3 représente les valeurs du paramètre d'activité A_{st} obtenues pour 13 falaises. L'analyse de ces résultats suggère que les différences importantes observées sont dues essentiellement à la structure des massifs rocheux (Fig. 5) et au contexte géomorphologique

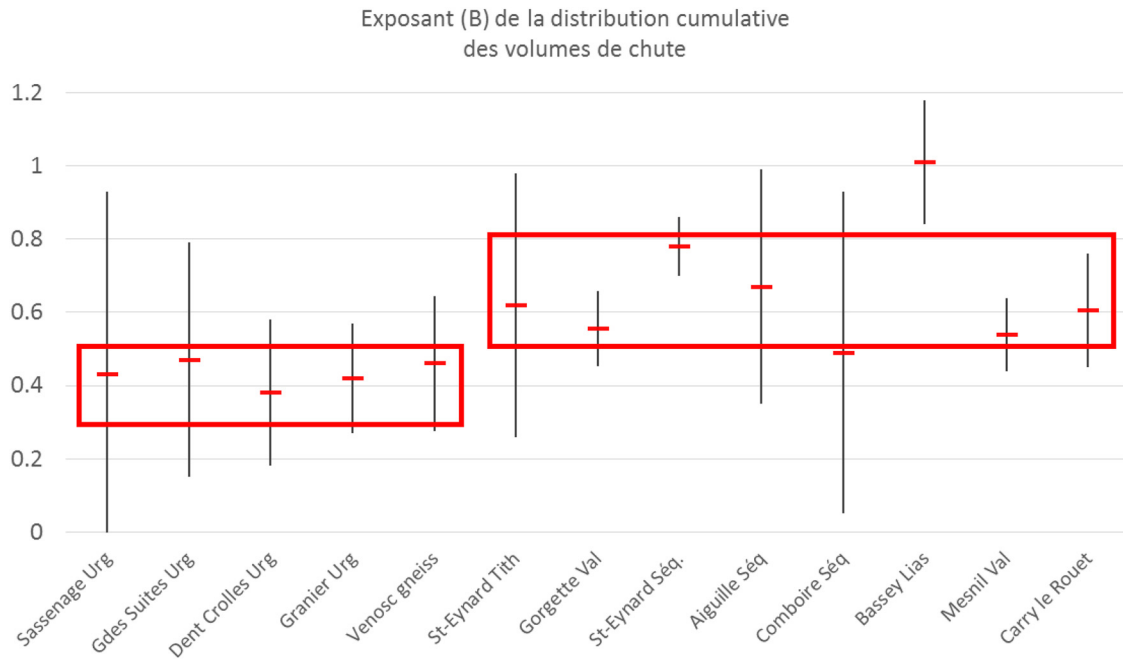


Fig. 4. Paramètre d'uniformité (B) avec son incertitude à 95 % de confiance.

Fig. 4. Uniformity parameter (B) with 95% confidence interval.

(Hantz et Levy, 2019). Les deux valeurs les plus élevées sont obtenues pour des falaises côtières. Les autres valeurs correspondent à des falaises continentales de moins de 2000 m d'altitude. Dans l'ensemble, les falaises les plus massives (dans le rectangle à gauche sur la Fig. 3) montrent une activité nettement plus faible que les falaises plus stratifiées. Pour le paramètre d'uniformité B (Fig. 4), le contexte géomorphologique n'a plus d'influence puisque les falaises côtières ne se distinguent pas. On constate que les falaises les plus massives (rectangle à gauche) présentent des valeurs plus faibles ($< 0,5$). Dans ces falaises, l'activité géomorphologique est faible, mais il peut se produire de plus gros éboulements. C'est donc essentiellement la structure du massif qui détermine B .

À partir de ces résultats, nous proposons une méthode simplifiée d'estimation des paramètres A_{st} et B pour les falaises continentales d'altitude inférieure à 2000 m (Fig. 5). Pour estimer B , qui caractérise l'invariance d'échelle de la loi puissance, nous avons utilisé la description adimensionnelle de la structure du massif rocheux utilisée par Hoek (2007). Pour A_{st} , le principal facteur d'influence semble être l'espacement des discontinuités principales (stratification pour les roches sédimentaires). L'ordre de grandeur de A_{st} peut être donné par l'expression :

$$A_{st} = 10^{-\log(10S)}, \quad (14)$$

dans laquelle S est l'espacement en mètre et A_{st} l'activité en nombre de chutes de plus de 1 m^3 par an et par hm^2 . Notre étude n'a pas mis en évidence une influence des caractéristiques géomécaniques sur la fréquence des chutes. Il semble que celles-ci déterminent plutôt la pente prise par le versant au cours de sa dénudation naturelle ou la pente d'équilibre d'un déblai anthropique.

La méthode proposée est appelée à évoluer avec l'accroissement prévu du nombre de falaises étudiées. Elle permet néanmoins d'avoir une idée de l'ordre de grandeur de la fréquence d'éboulement. En termes de risque humain, une incertitude d'un facteur 10 sur la fréquence permet de comparer le risque à un critère d'acceptabilité qui est généralement défini par une puissance de 10 (une probabilité annuelle de décès de 10^{-5} est souvent adoptée pour le risque individuel acceptable).

4 Estimation de la fréquence de départ des blocs

4.1 Approche historique

Un inventaire exhaustif des volumes des blocs déposés sur la totalité du versant pendant une période connue suffisamment longue permettrait de déterminer la fréquence de départ des blocs en l'absence de fracturation. Nous ne connaissons pas de tels inventaires, car les inventaires historiques mentionnent généralement le volume total de chaque éboulement recensé mais pas le volume de chacun des blocs tombés d'une falaise. Il existe cependant des inventaires historiques de blocs tombés sur une infrastructure de transport. On peut également effectuer un relevé instantané des blocs retenus par un ouvrage de protection pendant une période connue. Mais dans les deux cas, ils ne comportent en général pas la totalité des blocs tombés de la falaise. Une étude trajectographique est alors nécessaire pour estimer la proportion de blocs qui a été inventoriée et remonter ainsi à la fréquence de départ (Moos *et al.*, 2018). En l'absence d'inventaire historique de blocs, on peut effectuer un relevé instantané des blocs déposés sur le versant et estimer grossièrement la durée de dépôt, mais l'incertitude est grande (Farvacque *et al.*, 2019). Moos *et al.* (2018) proposent une méthode plus précise, qui consiste à

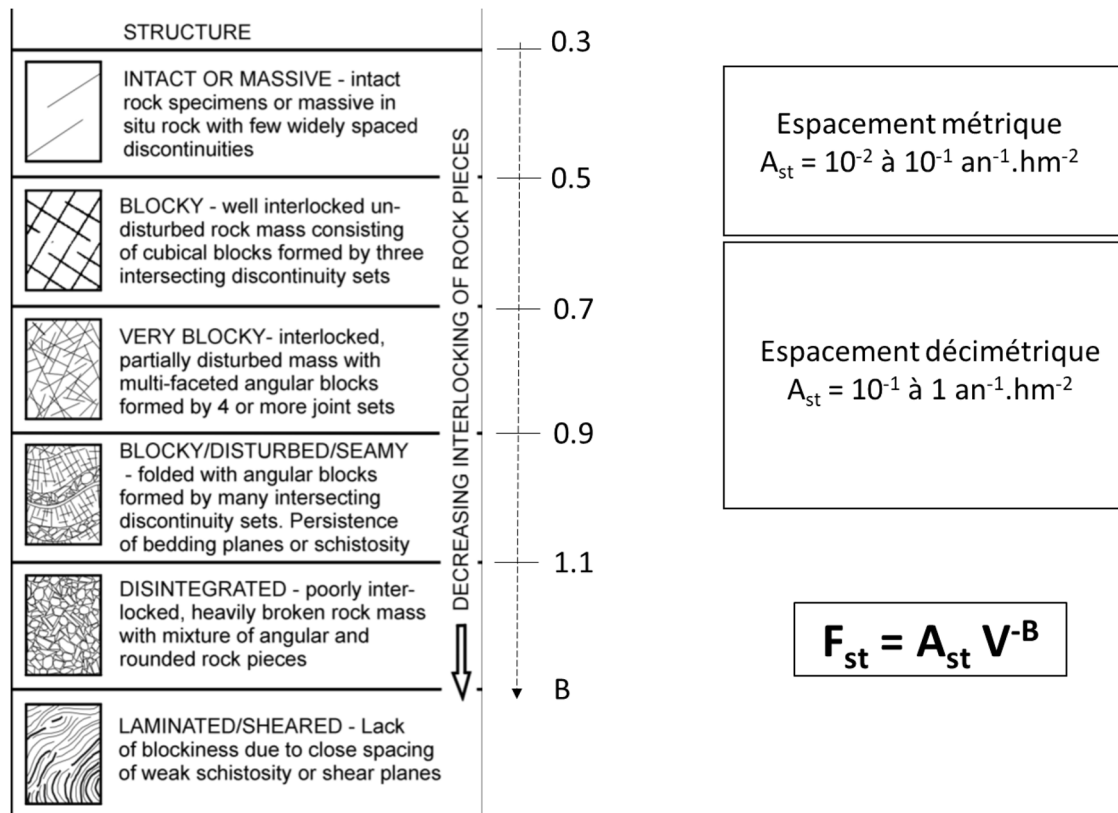


Fig. 5. Estimation des paramètres de la relation volume-fréquence. La figure de gauche est extraite de [Hoek \(2007\)](#).

Fig. 5. Estimating the parameters of the volume-frequency relation. Left figure from [Hoek \(2007\)](#).

compter les impacts sur les arbres (d'âge connu) produits par les blocs de plus de $0,001 \text{ m}^3$, à en déduire la fréquence de ces blocs, puis à utiliser la loi de distribution des volumes de bloc obtenue par relevé instantané des blocs de plus de $0,05 \text{ m}^3$ pour en déduire leur fréquence temporelle. [De Biagi et al. \(2017\)](#) proposent une approche dans laquelle la « fréquence relative » (loi de distribution des volumes de blocs) est convertie en fréquence temporelle grâce à un inventaire historique qui serait insuffisant à lui seul pour ajuster une relation volume-fréquence. En d'autres termes, le relevé de blocs permet d'estimer le paramètre d'uniformité b , et l'inventaire historique le paramètre d'activité a_{st} . Cette approche est proposée pour l'estimation directe de la fréquence d'atteinte d'une zone d'enjeu, mais le principe peut être appliqué pour estimer la fréquence de départ.

Le fait d'assimiler la fréquence des blocs déposés à leur fréquence de départ suppose de négliger la fracturation qui se produit lors des impacts. Cela conduit à simuler plus de trajectoires mais avec des blocs plus petits que ceux qui se détachent de la falaise. Cependant, en admettant que l'essentiel de la fracturation se produise lors des premiers impacts, on peut considérer que la plus grande partie des trajectoires est bien simulée.

4.2 Approche empirique

Comme il n'existe que très peu d'inventaires historiques de départs de bloc ou d'estimations indirectes de la fréquence de

départ, nous ne pouvons pas proposer de méthode d'estimation empirique du paramètre d'activité en termes de fréquence de blocs (a_{st}), comme nous l'avons fait en termes de fréquence d'éboulements (A_{st}). En revanche, nous avons recensé 28 analyses (effectuées par sept équipes différentes) de la distribution des volumes de blocs déposés, à partir d'inventaires comportant entre 17 et 2700 blocs. Le paramètre d'uniformité b varie entre 0,47 et 1,37 avec une moyenne de 0,90 et un écart-type de 0,22. Si l'on ne retient que les inventaires de plus de 100 blocs, la moyenne est de 0,95 et l'écart-type de 0,18.

4.3 Approche par le taux d'érosion

[Hantz et al. \(2016\)](#) ont proposé une méthode d'estimation du paramètre d'activité a_{st} à partir du taux d'érosion ([Sect. 2.2](#)). La somme des volumes des éboulements étant égale à la somme des volumes des blocs, le taux d'érosion calculé à partir de la fréquence des éboulements (Eq. (4) ou (6)) peut être introduit dans l'équation (7) ou (8). Si b et $v_{\max}$ sont connus, on peut calculer a_{st} . Le volume $v_{\max}$ peut être estimé par expertise et b à partir d'un relevé de blocs déposés sur le site. Pour couvrir une plage de volume assez étendue vers le bas, il est préférable d'effectuer un relevé sur un dépôt d'éboulement récent car les petits blocs risquent moins d'être cachés. En outre, cela permet de connaître la hauteur de chute libre. En l'absence de relevé, une valeur moyenne de 1 peut être utilisée (Eq. (9) ou (10)).

5 Conclusion

La fréquence spatiotemporelle de départ des éboulements peut être quantifiée à partir d'un inventaire historique ou de mesures topographiques de la falaise suffisamment espacées dans le temps. Si le nombre d'événements est suffisant, la fréquence peut être reliée au volume par une loi puissance définie par un paramètre d'uniformité (l'exposant) et un paramètre d'activité (la fréquence des éboulements plus gros qu'un certain volume). S'il y a peu d'événements, on peut néanmoins estimer un paramètre d'activité. La caractérisation complète de l'aléa nécessite également d'estimer le volume maximal possible d'un éboulement, si l'on veut estimer le taux d'érosion.

En l'absence de données sur une falaise étudiée, les paramètres de la loi puissance peuvent être estimés à partir d'une classification des falaises basée sur la structure du massif rocheux (densité et continuité des joints).

La fréquence spatiotemporelle de départ des blocs peut rarement être déterminée directement, mais elle peut être estimée à partir du taux d'érosion en adoptant une valeur empirique de 1 pour le paramètre d'uniformité des blocs et en estimant le volume maximal possible d'un bloc.

La prise en compte de la fréquence de départ d'éboulements ou de blocs dans la simulation des trajectoires permet d'estimer quantitativement la fréquence d'atteinte d'un emplacement (Hantz *et al.*, 2017).

Références

- Barlow J, Lim M, Rosser N, *et al.* 2012. Modeling cliff erosion using negative power law scaling of rockfalls. *Geomorphology* 139–140: 416–424.
- Brunetti MT, Guzzetti F, Rossi M. 2009. Probability distributions of landslide volumes. *Nonlinear Process. Geophys* 16: 179–188.
- D'Amato J. 2015. Apport des bases de données d'éboulements rocheux obtenues par scanner laser dans la caractérisation des conditions de rupture et processus associés. Thèse de doctorat. Université Grenoble-Alpes.
- De Biagi V, Napoli M-L, Barbero M, Peila D. 2017. Estimation of the return period of rockfall blocks according to their size. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 17: 103–113.
- Dewez TJB, Rohmer J, Regard V, Cnudde C. 2013. Probabilistic coastal cliff collapse hazard from repeated terrestrial laser surveys: case study from Mesnil Val (Normandy, northern France). *J Coast Res* 65: 702–707.
- Dussauge-Peisser C, Helmstetter A, Grasso J-R, Hantz D, Jeannin M, Giraud A. 2002. Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 2: 15–26.
- Farvacque M, Lopez-Saez J, Corona C, Toe D, Bourrier F, Eckert N. 2019. Quantitative risk assessment in a rockfall-prone area: the case study of the Crolles municipality (Massif de la Chartreuse, French Alps). *Geomorphol Relief Process Environ* 25: 1.
- Hantz D, Vengeon J-M, Dussauge-Peisser C. 2003a. An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock-fall hazard assessment. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 3: 693–701.
- Hantz D, Dussauge-Peisser C, Jeannin M, Vengeon J-M. 2003b. Rock fall hazard assessment: from qualitative to quantitative failure probability. In: *Int. conf. on Fast Slope Movements*, Naples, 11–13 May 2003: 263–267.
- Hantz D, Ventroux Q, Rossetti J-P, Berger F. A new approach of diffuse rockfall hazard. In: Aversa, *et al.*, eds. *Landslides and engineered slopes*. Rome, Italy: Associazione Geotecnica Italiana, 2016, pp. 1063–1067.
- Hantz D, Rossetti J-P, Valette D, Bourrier F. 2017. Quantitative rockfall hazard assessment at the Mont Saint-Eynard (French Alps). In: *6th Interdisciplinary Workshop on Rockfall Protection*, Barcelona, Spain.
- Hantz D, Levy C. 2019. Quantification de l'aléa diffus. In: *Rapport C2ROP*, 29 p.
- Hoek E. 2007. Rock mass properties. Practical rock engineering, chapter 11. Available from http://www.rocksience.com/education/hoeks_corner (last consult: 2020/03/02).
- Hungr O, Evans SG, Hazzard J. 1999. Magnitude and frequency of rock falls and rock slides along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. *Can Geotech J* 36: 224–238.
- MATE/METL. 1999. Guide méthodologique PPR, risques de mouvements de terrain. Paris: La Documentation française, 71 p.
- Mavrouli O, Corominas J, Jaboyedoff M. 2015. Size distribution for potentially unstable rock masses and *in situ* rock blocks using LIDAR-generated digital elevation models. *Rock Mech Rock Eng* 48: 1589–1604.
- Mavrouli O, Corominas J. 2020. Evaluation of maximum rockfall dimensions based on probabilistic assessment of the penetration of the sliding planes into the slope. *Rock Mech Rock Eng* 53: 2301–2312. Available from <https://doi.org/10.1007/s00603-020-02060-z>.
- Moos C, Fehlmann M, Trappmann D, Stoffel M, Dorren L. 2018. Integrating the mitigating effect of forests into quantitative rockfall risk analysis – Two case studies in Switzerland. *Int J. Disaster Risk Reduct* 32: 55–74.
- Ravanel L, Magnin F, Deline P. 2017. Impacts of the 2003 and 2015 summer heatwaves on the permafrost-affected rock walls in the Mont Blanc massif. *Sci Total Environ* 609: 132–143. Available from <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.07.055>.
- Ruiz-Carulla R, Corominas J, Mavrouli O. Comparison of block size distribution in rockfalls. In: Aversa, *et al.*, eds. *Landslides and engineered slopes*. Rome, Italy: Associazione Geotecnica Italiana, 2016, pp. 1767.

Citation de l'article : Didier Hantz, Bastien Colas, Thomas Dewez, Clara Lévy, Jean-Pierre Rossetti, Antoine Guerin, Michel Jaboyedoff. Caractérisation quantitative des aléas rocheux de départ diffus. Rev. Fr. Geotech. 2020, 163, 2.