



HAL
open science

Etude instrumentale et numérique de la réponse dynamique d'une écaille calcaire potentiellement instable

Clara Levy

► **To cite this version:**

Clara Levy. Etude instrumentale et numérique de la réponse dynamique d'une écaille calcaire potentiellement instable. Sciences de la Terre. Université de Grenoble, 2011. Français. NNT : 2011GRENU007 . tel-00568701

HAL Id: tel-00568701

<https://theses.hal.science/tel-00568701>

Submitted on 23 Feb 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

Spécialité : **Terre Solide**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

« **Clara / LEVY** »

Thèse dirigée par « **Laurent/BAILLET** » et
codirigée par « **Denis/JONGMANS** »

préparée au sein du **Laboratoire ISTerre (Institut des Sciences
de la Terre)**
dans l'**École Doctorale Terre Univers Environnement**

Etude instrumentale et numérique de la réponse dynamique d'une écaille calcaire potentiellement instable

Thèse soutenue publiquement le « **6 janvier 2011** »,
devant le jury composé de :

Monsieur, Laurent, BAILLET

Professeur à l'université de Grenoble, Membre

Monsieur, Jean-Louis, DURVILLE

Ingénieur Général à la C.G.E.D.D. à Paris, Rapporteur

Monsieur, Michel, JABOYEDOFF

Directeur de Recherche à l'université de Lausanne, Suisse, Membre

Monsieur, Denis, JONGMANS

Professeur à l'université de Grenoble, Membre

Monsieur, Manfred, JOSWIG

Professeur à l'université de Stuttgart, Allemagne, Rapporteur

Monsieur, Thomas, LEBOURG

Maître de conférence à l'université de Nice Sophia-Antipolis, Membre

Monsieur, Jacky, MAZARS

Professeur à l'INP-Grenoble, Président



Remerciements

Ce manuscrit marque la fin de trois années passées à étudier les éboulements rocheux au LGIT à Grenoble et sur un site de toute beauté dans le Sud du Vercors. Je voudrais remercier ici les personnes qui ont contribué à l'aboutissement de mon travail de thèse.

Tout d'abord, je tiens à adresser un énorme merci à mes deux encadrants, Laurent Baillet et Denis Jongmans. Merci de m'avoir proposé ce sujet de thèse et de m'avoir fait confiance pour mener à bien ce travail de recherche. Merci de votre implication dans mon travail et de votre soutien constant. Merci de faire partie des directeurs de thèse qui mouillent la chemise et vont régulièrement sur le terrain, toujours avec bonne humeur (malgré le mauvais temps, le poids des batteries, les très très longues journées de manip...).

Merci à Jean-louis Durville et Manfred Joswig qui ont accepté d'être les rapporteurs de mon travail. Je remercie aussi Jacky Mazars, qui m'a fait l'honneur de présider mon jury de thèse, ainsi que Thomas Lebourg et Michel Jaboyedoff pour m'avoir fait l'honneur de participer au jury.

Les données utilisées durant cette thèse n'auraient pu être acquises sans une équipe de choc constituée des ingénieurs d'étude et de recherche du LGIT, ainsi que grâce à de nombreuses autres personnes. En particulier, merci à Glenn Cougoulat, Armand Mariscal, Yves Orenge, Fabrice Doré, Sandrine Roussel, Julien Turpin, Rémi Béthoux, Lionel Darras et Mickael Langlais pour leur aide technique et très souvent aussi physique (portage sur le terrain, etc). Merci aussi à tous les étudiants (Florence, Lucille, Matthieu et Mathieu, Céline, Thomas, Pierre, Florent, Clément, Greg et tous les autres) qui ont monté les 800 m de dénivelé jusqu'au site expérimental avec parfois beaucoup de matériel sur le dos. Merci aussi à Philippe Mourot pour sa participation à l'instrumentation de Chamousset.

Merci aux gardes et responsables du parc des Hauts-Plateaux du Vercors, Pierre-Eymard Biron et Bruno Cuerva, pour nous avoir autorisé à installer du matériel scientifique envahissant dans une zone protégée. Je vous remercie pour l'intérêt que vous portez à notre travail, pour l'aide que vous nous avez apporté sur le terrain et aussi parce que vous avez su rendre cette collaboration conviviale.

J'aimerais également remercier quelques chercheurs qui m'ont aidé dans mes pérégrinations scientifiques. En particulier, je tiens à remercier Didier Hantz pour son aide sur les aspects géologiques et mécanique des roches ainsi que pour sa participation essentielle aux manip sur le site expérimental, Olivier Coutant et Emanuel Chaljub pour leur aide sur les modélisations de ruptures, ainsi que Philippe Guéguen pour son aide sur le terrain et ses explications sur la technique de la Frequency Domain Decomposition.

La très bonne ambiance régnant parmi les étudiants du LGIT a grandement contribué à la réalisation de ce travail. Un grand merci à Mikael, Ulrich, Céline, Thomas, Florence, Manu, Bérénice, Mathilde, Aloé, Elisabeth, Lucille, Virginie, Greg (et EDF), Gwen, aux membres du GMUC... et à tous les autres, pour votre humour, les barbecues expérimentaux, votre amitié et votre soutien au cours des longs mois de rédaction.

Enfin, je dédie ce manuscrit à mes parents, Michel et Silvia, ainsi qu'à ma soeur Florence, qui ont chacun aidé à leur manière et qui surtout, m'ont supportée tout au long de ces trois années, en particulier lors de la phase de rédaction.

Résumé

Les éboulements rocheux sont des phénomènes difficilement prévisibles, en raison de leur soudaineté et du peu d'informations dont on dispose sur la structure interne du massif rocheux. L'analyse en retour d'éboulements dans des falaises calcaires a montré que ces événements étaient initiés par la fracturation de ponts rocheux et que la persistance de ces joints était le principal paramètre à prendre en compte pour des calculs de stabilité. Dans le cadre de cette thèse, nous avons utilisé l'information contenue dans le bruit sismique afin d'évaluer le degré d'instabilité d'une écaille rocheuse. Des enregistrements continus de bruit sismique ont déjà été utilisés en génie civil afin de mettre en évidence la décroissance des fréquences propres des bâtiments avec la diminution de la rigidité du système résultant de l'endommagement de la structure après séismes. Pareillement, les fréquences propres d'une écaille rocheuse sont susceptibles de diminuer avec la rupture de ponts rocheux.

La première partie de cette thèse étudie l'évolution des fréquences de résonance d'une écaille rocheuse avant son éboulement. La réponse dynamique d'une écaille rectangulaire qui se détache d'une masse rocheuse a été simulée en 2D avec un code en éléments finis. Des sources de bruit blanc ont été générées dans différentes zones du modèle. Elles ont permis de suivre l'évolution des fréquences de résonance de l'écaille en fonction de la raideur du contact écaille/massif avec le calcul des spectres de bruit sismique. Effectivement, les fréquences de résonance diminuent avec la rupture de ponts rocheux. Nous avons ensuite appliqué cette méthode à la falaise calcaire de Chamousset (Vercors Sud) où un réseau sismique a enregistré du bruit sismique durant une période de 4 mois jusqu'à deux semaines avant l'effondrement d'une écaille de 21.000 m³. Le calcul des spectres de bruit sismique a permis facilement d'identifier la première fréquence de résonance de l'écaille. Cette fréquence montre une diminution significative avant l'éboulement. Les mesures in situ et les simulations numériques confirment donc que les fréquences de résonance d'une écaille rocheuse diminuent fortement avant son éboulement. De plus, une corrélation entre les évolutions de la première fréquence de résonance et de la température a pu être mise en évidence. Ces fluctuations de la première fréquence de résonance résultent des changements de raideur au niveau de l'interface écaille/massif et dans le volume de l'écaille, provoqués par la dilatation et la contraction thermiques de la roche.

Durant la période de fonctionnement du réseau sismique sur cette écaille rocheuse, plusieurs milliers d'événements sismiques ont pu être détectés. Une étude a été menée sur les 200 événements les plus énergétiques et visibles par l'ensemble du réseau sismique. Ils ont été identifiés et classés en différentes catégories. Pour certains de ces événements, il est possible de distinguer l'arrivée d'ondes P et d'ondes S, ce qui a permis de réaliser une analyse de leur mécanisme de rupture, et de calculer leur magnitude et leur distance

hypocentrale. Des simulations numériques d'endommagement de ponts rocheux suivant différents modes de rupture ont permis de favoriser la probabilité de mécanisme de rupture en cisaillement (mode II) pour expliquer les polarisations observées expérimentalement. Finalement, l'analyse des signaux enregistrés sur l'écaïlle montre la présence récurrente de coda mono-fréquentielle pour certains événements sismiques. Les simulations numériques réalisées confirment que les événements situés à l'interface écaïlle-massif sont susceptibles d'entraîner la résonance de l'écaïlle et expliquent les différences d'amplitude observées entre les réponses sismiques du massif et de l'écaïlle.

Enfin, la troisième partie de ce travail est dédiée à l'étude de la réponse thermomécanique d'une autre écaïlle au cours d'un cycle saisonnier. Une influence significative des paramètres météorologiques (température, gel, pluviométrie, vent) sur l'évolution des fréquences de résonance de l'écaïlle a pu être mise en évidence. Les effets réversibles (saisonnier) et irréversibles (endommagement) sur les fréquences de résonances ont été identifiés. En particulier, une forte corrélation entre les variations de température, notamment des périodes de gel, avec les fluctuations des fréquences de résonance a pu être observée. Des simulations thermomécaniques de cette écaïlle calcaire ont permis d'illustrer l'influence de la température sur l'ouverture saisonnière de la fracture principale, qui contrôle les fréquences de résonance.

Mots-clés : bruit de fond sismique, fréquences de résonance, éboulement, microsis-micité, modélisation numérique, analyse modale, précurseurs, calcaire.

Abstract

English title : Numerical analysis and geophysical study of the dynamic answer of an unstable calcareous block

Abstract : Rock falls are difficult to predict events, owing to the suddenness of the phenomenon and to the little information available about the internal structure of the mass. Back analysis of collapses in steep limestone showed that rock-falls were initiated by intact rock bridge failures and that the persistence of joints was the main factor controlling the failure probability. In this work, we apply the seismic noise recorded by autonomous monitoring systems for evaluating the degree of coupling of a prone-to-fall column to the rock massif. Continuous ambient vibration records have already been used in civil engineering to study the drop in the natural frequency of buildings, resulting from a decrease in system stiffness with the progressive damaging during earthquakes. Similarly, natural frequencies of a prone-to-fall rock column are likely to decrease with the breakage of rock bridges.

The first part of the thesis studies the evolution of a column natural frequency before its collapse. The 2D dynamic response and the failure of a rectangular rock column were first numerically simulated, using an explicit dynamic finite element. White seismic noise was generated at different locations in the medium and the evolution of the column resonance frequencies with contact stiffness was studied from the spectra of seismic noise. Indeed, the natural frequencies decrease with the proportion of broken rock bridges. A limestone column of 21000 m³ located in the Vercors massif (French Alps) was instrumented during a 4-month period before its collapse in November 2007. The column first natural frequency was easily identified from ambient noise processing and exhibited a drop before the column failure. Both experimental and numerical results show that natural frequencies of a unstable rock column decrease before its collapse. A direct correlation between the natural frequency and the temperature curves was observed, resulting from the change in stiffness contact created by the rock dilations and contractions.

During the seismic monitoring of the rock column, several thousands of seismic events were detected, out of which about 200 were recorded by all the seismometers of the array. Different types of seismic events were identified and classified. Some of these events exhibit clear P and S waves, making possible an analysis of the rupture mechanism, as well as the calculation of the event magnitude and an estimation of the hypocentral distance. Numerical simulations of rock bridge rupture mechanisms allowed favouring shear rupture mechanism to explain the observed polarization features. Ultimately, the spectral analysis of those rupture signals recorded at the column top pointed out the recurrent presence of

specific frequencies in the late coda. Numerical simulations showed that rupture events are able to excite the rock column at some higher natural frequencies, explaining the motion differences between the rock mass and the column.

Finally, the third part of this work was dedicated to the study of the thermomechanical response of another rock column during a seasonal cycle. A significant influence of the meteorological parameters (temperature, freeze, rainfall, wind) on the rock column natural frequencies was shown. Both reversible (seasonal) and irreversible (damaging) effects on the first natural frequency were identified. In particular, a strong correlation was evidenced between the temperature variations, including during freezing periods, and the resonance frequencies fluctuations. Thermomechanical simulations of the rock column pointed out the influence of temperature over the seasonal rear fracture aperture, which controls the natural resonance frequency.

Keywords : rockfall, limestone, resonance frequencies, numerical modelling, modal analysis, precursory pattern, microearthquakes

Table des matières

Remerciements	i
Résumé	iii
Abstract	v
Table des matières	vii
Introduction générale	1
0.1 Contexte de la thèse	1
0.2 Organisation du manuscrit	2
1 Les éboulements rocheux : problématique, définition et précurseurs	3
1.1 La problématique des mouvements de terrain	3
1.2 Les éboulements rocheux, une catégorie de mouvements de terrain	5
1.2.1 Caractéristiques générales des éboulements rocheux	5
1.2.2 Fréquence des éboulements	6
1.3 Evaluation de l'aléa éboulement rocheux	8
1.3.1 Notions d'aléa, de vulnérabilité et de risque	8
1.3.2 Probabilité de propagation	8
1.3.3 Probabilité de rupture	9
2 Instrumentation et reconnaissance du site de Chamousset	19
2.1 Localisation et contexte géologique du site	19
2.2 Reconnaissance morphologique des sites de Chamousset	24
2.2.1 Méthode d'acquisition : le LIDAR	24
2.2.2 Constitution d'un MNT avec les données LIDAR	30
2.2.3 Acquisition des données LIDAR de Chamousset	30
2.2.4 Traitement des données LIDAR de Chamousset	30
2.2.5 Les modèles numériques de terrain obtenus	31
2.3 L'instrumentation des sites de Chamousset	34
2.3.1 Description de l'instrumentation à Chamousset1	36
2.3.2 Description de l'instrumentation à Chamousset2	37
2.4 Les enregistrements sismiques	39
3 Utilisation du bruit sismique pour la détermination et le suivi des fréquences de résonance	41

3.1	Techniques utilisées	41
3.1.1	Analyse modale	41
3.1.2	Décrément Aléatoire	45
3.1.3	Analyse de la réponse non-linéaire d'une écaille	48
3.1.4	Frequency Domain Decomposition	50
3.2	Etude numérique paramétrique	52
3.2.1	Variation de l'emplacement des ponts rocheux	52
3.2.2	Variation du module de Young	54
3.2.3	Variation du nombre de ponts rocheux	56
3.2.4	Conclusions	60
3.3	La réponse dynamique de l'écaille de Chamousset 1	61
3.3.1	Introduction et résumé en français	61
3.3.2	Abstract	62
3.3.3	Introduction	63
3.3.4	Field site : the Chamousset rock fall	65
3.3.5	Data analysis	70
3.3.6	Numerical modelling of the Chamousset rock column	77
3.3.7	Discussion and conclusions	82
3.3.8	Acknowledgments	83
4	Etude des signaux impulsionnels liés à des ruptures	85
4.1	Introduction et résumé en français	85
4.1.1	Introduction	85
4.1.2	Résumé	86
4.2	Abstract	87
4.3	Introduction	88
4.4	Chamousset site	90
4.5	Seismic signal classification	93
4.6	Correlation with meteorological parameters	97
4.7	Microearthquake characterization	99
4.8	Rupture mechanism modelling	103
4.9	Column motion characteristics	107
4.10	Conclusions	111
4.11	Acknowledgments	112
5	Etude thermomécanique de l'écaille de Chamousset 2 sur un cycle saisonnier	113
5.1	Caractéristiques spectrales du bruit sismique mesuré sur l'écaille et le massif	113
5.2	Influence des paramètres météorologiques sur le bruit sismique et les données extensométriques	118
5.2.1	Evolution annuelle du bruit sismique (mai 2009 à septembre 2010)	118
5.2.2	Période de mai à octobre 2009	121
5.2.3	Période d'octobre 2009 à février 2010	123
5.2.4	Modélisation thermo-mécanique	126
5.2.5	Conclusions	128
5.3	Identification modale de l'écaille	130

5.3.1	Vibration forcée de l'écaille de Chamouset2	130
5.3.2	Déploiement d'un réseau sismique temporaire à Chamouset pour mesurer les vibrations ambiantes et appliquer la méthode de la Fre- quency Domain Decomposition (FDD)	133
5.4	Conclusions	137
	Conclusions et perspectives	141
	Bibliographie	154

Introduction générale

0.1 Contexte de la thèse

Les éboulements rocheux représentent un problème majeur pour l'aménagement du territoire. Même des événements de petites dimensions peuvent être meurtriers et engendrer la destruction d'infrastructures clés telles que des voies de communications. Ces phénomènes résultent de la rupture brutale de compartiments rocheux selon des surfaces de discontinuités existantes. Ils sont difficilement prévisibles en raison de leur soudaineté et du peu d'informations dont on dispose sur la structure interne du massif rocheux. A l'heure actuelle, on connaît peu de précurseurs et leur utilisation reste peu fiable et parfois compliquée. Il est donc nécessaire d'améliorer la prédiction des éboulements rocheux à court et moyen termes. De nouveaux observables géophysiques doivent être testés afin de découvrir de nouveaux précurseurs aux éboulements rocheux, avec l'espoir qu'ils soient plus sensibles à l'évolution vers la rupture.

C'est à partir de ces différents constats que s'est construit ce travail de thèse. Il s'est appuyé sur des résultats encourageants obtenus en génie civil, où des enregistrements continus de bruit sismique ont été utilisés afin de mettre en évidence la décroissance des fréquences propres des bâtiments avec la diminution de la rigidité du système résultant de l'endommagement de la structure après séismes. De la même façon, les fréquences propres d'une écaille rocheuse sont susceptibles de diminuer avec la rupture de ponts rocheux. On cherchera à savoir dans quelle mesure il est possible d'utiliser l'information contenue dans le bruit sismique pour évaluer le degré d'instabilité d'une écaille rocheuse. En particulier, s'il est possible de retrouver les fréquences de résonance d'une écaille rocheuse à partir d'enregistrements de bruit sismique et si ces fréquences varient significativement avant l'éboulement, constituant un nouveau précurseur aux éboulements. De même, on s'intéressera à un autre témoin de l'endommagement menant à l'éboulement qui est la partie de l'activité sismique causée par la rupture de ponts rocheux. On étudiera l'activité sismique enregistrée sur un site expérimental en Vercors afin d'identifier les caractéristiques des événements sismiques causée par la rupture de ponts rocheux. On utilisera ces caractéristiques pour extraire des informations sur la mécanique de la rupture.

Ce travail est basé sur des données géophysiques acquises au cours de la thèse sur plusieurs sites instables des Alpes françaises, ainsi que sur les résultats issus de simulations numériques. Cette étude se focalise sur les événements de taille moyenne (entre 25 m³ et 50 000 m³). Ces éboulements de volumes modérés sont beaucoup plus fréquents que les éboulements de masse et sont aussi très dangereux.

0.2 Organisation du manuscrit

Le **premier chapitre** de ce manuscrit est consacré à la définition du terme « éboulement rocheux », ainsi qu'à la présentation des méthodes couramment utilisées pour étudier ces phénomènes. Nous verrons quels sont les précurseurs connus de ce type de phénomène.

Les sites instables instrumentés dans le cadre de cette thèse sont présentés dans le **chapitre 2**.

Le **chapitre 3** s'intéresse à l'utilisation de l'information contenue dans le bruit sismique pour évaluer le degré d'instabilité d'une écaille rocheuse. Il est divisé en deux parties. Dans un premier temps, nous avons évalué l'influence de différents paramètres tels que la proportion de ponts rocheux, leur répartition sur l'interface, et la diminution du module d'Young sur les fréquences de résonance d'une écaille à l'aide de simulations numériques. Dans un second temps, notre démarche a été d'exploiter le bruit sismique enregistré sur la falaise calcaire de Chamousset (Vercors Sud) où un réseau sismique a fonctionné durant une période de 4 mois jusqu'à deux semaines avant l'effondrement d'une écaille de 21.000 m³. Le calcul des spectres de bruit sismique a permis de facilement d'identifier la première fréquence de résonance de l'écaille. Cette fréquence montre une diminution significative avant l'éboulement.

L'étude de la microsismicité liée à la rupture de pont rocheux est abordée dans le **chapitre 4**. Durant la période de fonctionnement du réseau sismique sur l'un des sites instables de la falaise de Chamousset (Vercors Sud), plusieurs milliers d'événements sismiques ont pu être détectés. Nous avons donc identifié et classé en différentes catégories les 200 événements les plus énergétiques qui étaient visibles par l'ensemble du réseau sismique. Pour certains des événements interprétés comme dus à des ruptures locales de la roche, il est possible de distinguer l'arrivée d'ondes P et d'ondes S. Cette distinction a permis de réaliser une analyse des mécanismes de rupture de ces événements et de calculer leur magnitude et leur distance hypocentrale. Des simulations numériques d'endommagement de ponts rocheux suivant différents modes de rupture ont permis de favoriser la probabilité de mécanisme de rupture en cisaillement (mode II) pour expliquer les polarisations observées expérimentalement. Finalement, l'analyse des signaux enregistrés sur l'écaille montre la présence récurrente de coda mono-fréquentielle pour certains événements sismiques. Les simulations numériques réalisées confirment que les événements situés à l'interface écaille-massif sont susceptibles d'entraîner la résonance de l'écaille et expliquent les différences d'amplitude observées entre les réponses sismiques du massif et de l'écaille.

Enfin, le **chapitre 5** étudie en détail la réponse fréquentielle d'une écaille calcaire instable du Sud du Vercors et son évolution au cours d'un cycle saisonnier. Une influence significative des paramètres météorologiques (température, gel, pluviométrie, vent) sur l'évolution des fréquences de résonance de l'écaille a pu être mise en évidence. Les effets réversibles (saisonnier) et irréversibles (endommagement) sur les fréquences de résonances ont été identifiés. En particulier, une forte corrélation entre les variations de température, notamment des périodes de gel, avec les fluctuations des fréquences de résonance a pu être observée. Des simulations thermomécaniques de cette écaille calcaire ont permis d'illustrer l'influence de la température sur l'ouverture saisonnière de la fracture principale, qui contrôle les fréquences de résonance.

Chapitre 1

Les éboulements rocheux : problématique, définition et précurseurs

1.1 La problématique des mouvements de terrain

Cette thèse s'est déroulée à Grenoble, une ville située au milieu des Alpes françaises. À l'instar de toutes les régions ayant un fort relief, cette région est constamment le théâtre de mouvements de terrains, déplacements de sols ou roches qui vont des chutes de blocs jusqu'aux coulées de boue. Ils entraînent régulièrement des catastrophes. Parmi beaucoup d'exemples, on peut citer l'éboulement du mont Granier (24–25 novembre 1248, environ 500 millions de m³, 1000 victimes, [Nicoud *et al.* \(1999\)](#)) et la coulée de boue de la Salles-en-Beaumont (1.3 millions de m³, 4 morts, [Moulin & Chapeau \(2004\)](#)). Une étude de l'International Disaster Database a montré qu'entre 1960 et 2004, les mouvements gravitaires (y compris les avalanches) représentent 7% des catastrophes naturelles recensées pour un impact économique correspondant à environ 3,5 milliards de dollars. Plus récemment, toute une série d'éboulements de faible volume se sont produits dans les gorges de la Bourne, qui ont provoqué la mort de 4 personnes (30 janvier 2004, 2000 m³; 2 novembre 2007, 5 m³; 16 janvier 2009, éboulement à l'entrée du tunnel d'Arbois, 40 m³; 22 décembre 2009, quelques m³). Une photographie prise juste après l'éboulement à l'entrée du tunnel d'Arbois (Gorges de la Bourne, Vercors) du 16 Janvier 2009 montre la route endommagée et bloquée par les blocs de pierre qui sont tombés (figure 1.1).

Ces exemples illustrent le poids socio-économique non négligeable des éboulements de petites dimensions. Outre les pertes humaines, ils endommagent gravement les routes, les voies ferrées, les infrastructures à réseau interrompant les communications entre les sites habités.

De plus, les risques liés à ces phénomènes sont amenés à augmenter avec l'urbanisation croissante et le développement d'activités touristiques en zones montagneuses, ainsi qu'avec l'intensification des phénomènes météorologiques liés au changement climatique qui risque d'augmenter la fréquence de ce type d'événements ([ClimChAlp \(2008\)](#)).



FIG. 1.1: Photographie prise après l'éboulement du 16 Janvier 2009 à l'entrée du tunnel d'Arbois dans les gorges de la Bourne, Vercors (<http://forum.vercors.org/viewtopic.php?f=19&t=901&start=300>). Picture took just after the 16/01/2009 rockfall in front of the "Arbois" tunnel (Gorges de la Bourne, Vercors).

Pourtant, notre société considère de plus en plus inacceptable l'exposition de la population aux risques naturels dont font partie les mouvements de terrain. Cette exigence du risque zéro entraîne plusieurs conséquences.

- D'une part, la politique d'aménagement du territoire s'est beaucoup modifiée depuis les années 80. En 1984, une politique de prévention des risques a vu le jour en France sous la forme de Plans d'Evaluation des Risques (PER). L'évolution des concepts liés aux catastrophes naturelles a abouti à la mise en place des Plans de Préventions des Risques (PPR; Besson (2005)). Ceux-ci sont basés sur les notions d'aléa et de vulnérabilité qui seront détaillées en section 1.3.1.
 - D'autre part, la communauté scientifique s'intéresse de plus en plus à la compréhension de ces phénomènes en vue d'améliorer leur prédiction, comme l'atteste la multiplication récente des projets scientifiques nationaux ou européens sur le sujet tels que Mountain Risk, Interreg, Massa, PROTECT,... et la mise en place d'un Observatoire Multidisciplinaire des Instabilités de Versants (OMIV).
-

1.2 Les éboulements rocheux, une catégorie de mouvements de terrain

1.2.1 Caractéristiques générales des éboulements rocheux

Les mouvements de terrains ont fait l'objet de classifications qui se sont enrichies au cours du temps (Collin (1956) ; Varnes (1978) ; Antoine (1992) ; Antoine & Giraud (1995) ; Cruden & Varnes (1996) ; Hantz *et al.* (2002)). Ces classifications se différencient selon les objectifs poursuivis. Elles tiennent en général compte des matériaux impliqués, du mécanisme de rupture, de la présence d'eau ainsi que de la vitesse des mouvements. Parmi les types de mouvements décrits dans la terminologie française (glissements, écoulements, fauchage,... CFGI (2000)), on retrouve les éboulements rocheux, qui seront étudiés dans cette thèse. Les éboulements sont des mouvements de terrain extrêmement rapides durant lesquels des blocs rocheux chutent, s'entrechoquent, rebondissent, roulent ou glissent. Ils se produisent dans des formations de roches résistantes, qui forment généralement des pentes abruptes ou des falaises.

Dans un massif rocheux, le volume éboulé est en général prédécoupé par des surfaces de discontinuités : joints de stratifications, fractures, failles, schistosité,... Au cours du temps, les portions de roche saine qui relient le volume instable au massif (les ponts rocheux) s'endommagent, leurs propriétés mécaniques se détériorent et certaines portions de roches se rompent. Lorsque la proportion de ponts rocheux n'est plus suffisante pour assurer la stabilité du volume, il y a une rupture des ponts rocheux, entraînant l'éboulement (Frayssines & Hantz (2006)). La figure 1.2 montre les traces de ruptures fraîches observées sur le site expérimental de Chamousset1 (Sud du Vercors) après un éboulement de 21000 m³. Ces cicatrices correspondent à l'emplacement de ponts rocheux qui maintenaient le volume en place avant l'éboulement. Frayssines & Hantz (2006) ont étudié en détail les surfaces de ruptures pour de nombreux éboulements dans le Vercors. Selon leurs observations, la surface concernée par les traces de ponts rocheux correspond à quelques pourcents de la surface de rupture.

Les mécanismes de l'instabilité dépendent donc fortement de facteurs internes au massif (géologie, topographie, hydrogéologie,...) ainsi que de facteurs externes qui favorisent l'endommagement (gel, précipitations, séismes,...). Cette cinématique en trois phases successives est commune à tous les mouvements de terrain. Elles sont décrites ainsi par Azimi & Desvarreux (1996) (voir figure 1.3) :

- la phase 1 correspond à une phase de stabilisation, toute sollicitation induit une déformation instantanée et parfois une déformation différée qui se ralentit assez rapidement ; elle est assimilable à une phase de fluage primaire ; pour les contraintes inférieures au seuil de « fluage », les mouvements s'arrêtent ;
 - la phase 2 est une phase où les déformations sont croissantes uniformément dans le temps avec des vitesses généralement faibles (fluage secondaire). Si la contrainte varie, la vitesse de déplacement varie aussi ;
 - la phase 3 correspond à une accélération continue sous contrainte constante menant à la rupture ; les vitesses deviennent importantes et les déformations sont considérées comme irréversibles, cette phase de fluage tertiaire mène à la rupture.
-

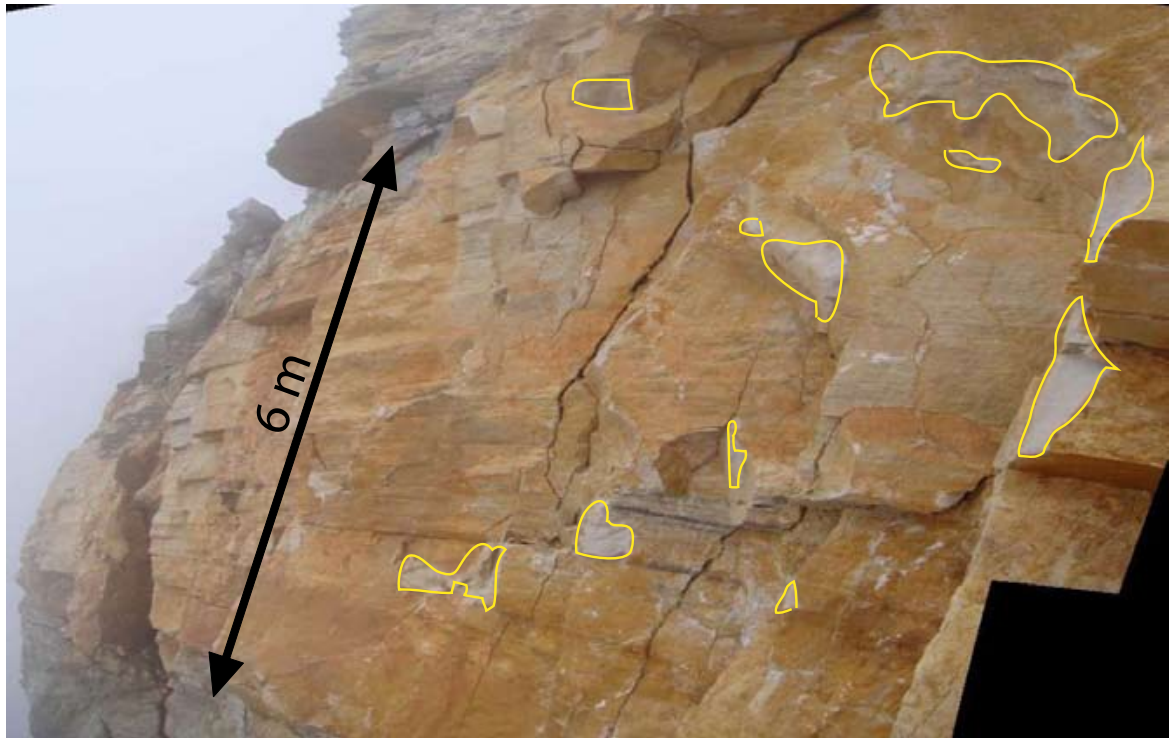


FIG. 1.2: Photographie d'une partie de la surface de rupture visible après l'éboulement d'une écaïlle calcaire (nommée par la suite Chamousset1) de 21000 m³ dans le Sud du Vercors. Les zones montrant des traces de ruptures fraîches sur ce banc calcaire de 6 m d'épaisseur sont entourées en jaune. Elles correspondent à l'emplacement des ponts rocheux avant l'éboulement. Photo of a restricted part of the rupture surface after the collapse of a 21000 m³ calcareous rock column (later called Chamousset1) in the South of Vercors. Zones showing fresh intact rock rupture on this 6 m thick limestone layer are circled with yellow and correspond to rock bridges locations prior the collapse.

1.2.2 Fréquence des éboulements

Plusieurs auteurs (Hungre *et al.* (1999), Wieczorek *et al.* (1992), Vengeon *et al.* (2001), Dussauge *et al.* (2003), Rosser *et al.* (2007)) ont montré que la distribution des volumes d'éboulement dans une zone homogène obéit à une loi puissance. Ainsi, la fréquence d'éboulement (nombre d'éboulements par siècle) f , de volume supérieur à V , est donnée par l'expression : $f = a.V^{-b}$, a et b étant des constantes (figure 1.4).

Une fois détachés du massif, les volumes libérés se propagent très rapidement (de l'ordre du mètre par seconde au minimum à plusieurs dizaines de m/s) jusqu'à une distance qui dépend de la topographie, de la friction entre les blocs, de la rigidité du sol... C'est cette vitesse qui rend les éboulements particulièrement dangereux, même pour des très faibles volumes. Ainsi, la chute de blocs isolés provoque régulièrement la mort de personnes (Frayssines (2005), Deparis *et al.* (2007)). Par conséquent, l'étude des éboulements de volumes modérés présente un enjeu important dans les zones montagneuses anthropisées car ils sont beaucoup plus fréquents que les éboulements de masse.

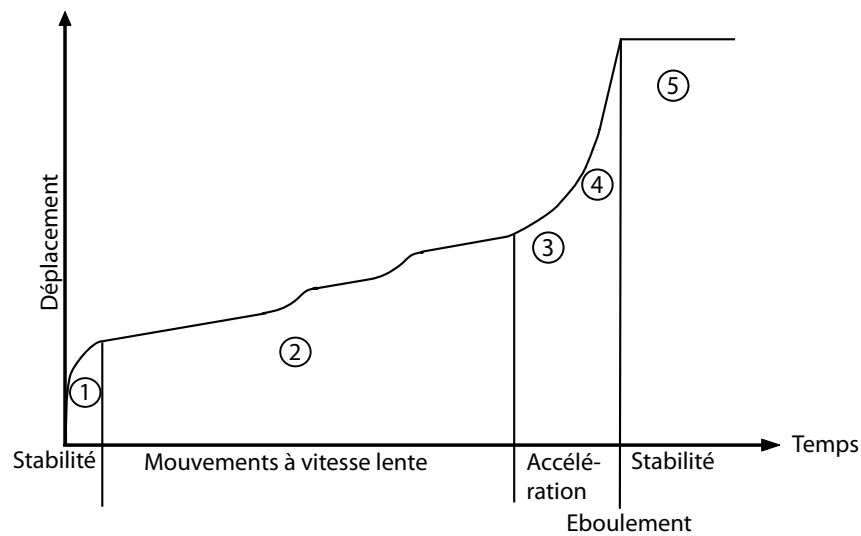


FIG. 1.3: Les différents états d'un mouvement de terrain d'après *Azimi & Desvarreux (1996)*. Les phases 1 à 3 correspondent à l'évolution du mouvement. La phase 4 correspond à la rupture. La phase 5 correspond à un nouvel état de stabilité. The different states of a slope instability modified from *Azimi & Desvarreux (1996)*. Stages 1 to 3 correspond to the evolution of the instability displacement. Stage 4 corresponds to the rupture. Stage 5 corresponds to a new state of stability.

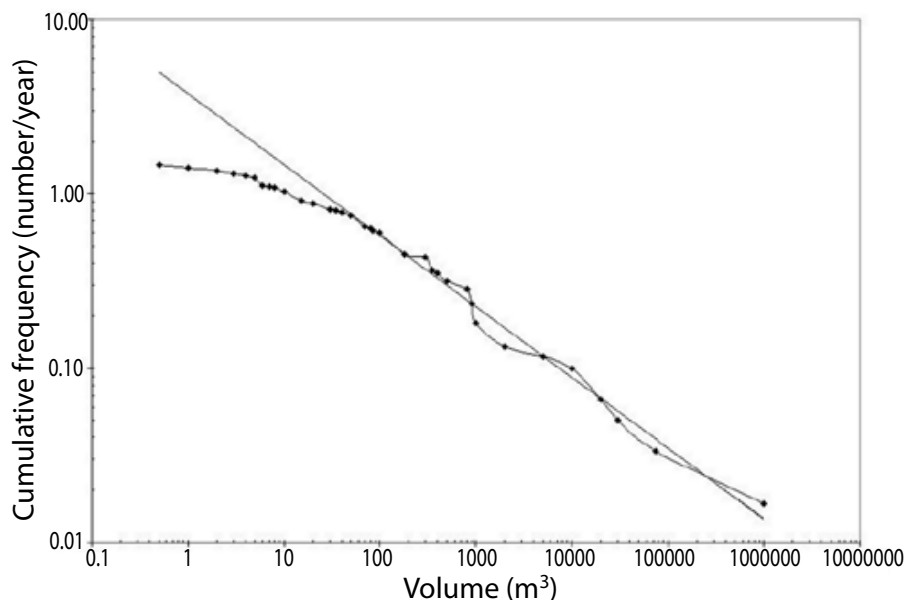


FIG. 1.4: Distribution cumulative des volumes d'éboulement rocheux recensés pour la région Grenobloise, correspondant à 87 événements distincts s'étant produit le long de 120 km de falaises calcaires entre 1935 et 1995. La ligne droite représente le meilleur ajustement à la loi puissance, $f = 4.2V^{-0.41}$ pour les volumes entre 50 et 10^6 m³. D'après *Dussauge-Peisser et al. (2002)*. Cumulative volume distributions for the rock fall records Grenoble area, 87 records over 120 km of calcareous cliffs in the 1935–1995 time window. The straight line represents the power law fit, $f = 4.2V^{-0.41}$ over the 50– 10^6 m³ volume range. From *Dussauge-Peisser et al. (2002)*.

1.3 Evaluation de l'aléa éboulement rocheux

1.3.1 Notions d'aléa, de vulnérabilité et de risque

L'objectif des PPR (Plan de Prévention des Risques) est de définir le risque. L'estimation du risque fait appel aux notions d'aléa et de vulnérabilité.

Dans le cas des éboulement rocheux, l'aléa est la probabilité d'occurrence d'un éboulement en un lieu donné, dans une période de référence donnée (Varnes (1984)). L'aléa dépend (Jaboyedoff *et al.* (2001)) :

- de la probabilité de rupture d'une masse rocheuse (probabilité temporelle)
- de la probabilité de propagation (probabilité spatiale), c'est-à-dire de la probabilité que la masse rocheuse se propage de son point de départ jusqu'à la zone considérée.

Une fois l'aléa déterminé, on recherche quel est l'impact économique que peut avoir cet événement sur la société ; c'est la vulnérabilité.

Le risque est le produit de l'aléa et de la vulnérabilité. Ainsi, un aléa de dimension importante se déroulant dans une région où l'impact économique est faible pourra présenter un risque moins important qu'un aléa de faible taille se produisant dans une région où les infrastructures sont denses.

1.3.2 Probabilité de propagation

La probabilité de propagation est conditionnée par la probabilité de rupture, puisqu'on assume que la rupture s'est déjà produite avant qu'il y ait propagation. La propagation dépend de nombreux paramètres, tels que la topographie (perte d'énergie potentielle,...), l'interaction entre les blocs et les particules en mouvements (dissipation d'énergie par chocs, friction,...), les tailles de ces blocs et particules, l'interaction entre le sol et les blocs en mouvements (dissipation d'énergie lors des rebonds,...),... Dans la littérature on retrouve trois types d'approches numériques à ce problème. La première, suite aux travaux présentés par Savage & Hutter (1989), propose une analyse de type mécanique des fluides en résolvant les équations de Saint Venant pour un écoulement à surface libre. Des variantes de cette approche ont été présentées par la suite (Hungry (1995) ; McSaveney (2002) ; McDougal & Hungry (2004) ; Naaim (2004)). La seconde approche s'appuie sur l'utilisation de la mécanique des sols en utilisant des modèles incrémentaux à dissipation d'énergie (Rochet (1999)). Ces deux approches traitent les problèmes sous la forme d'un milieu continu. Une troisième approche prend en compte les interactions granulaires avec ou sans influence de fluide, basée sur des codes de modélisation d'éléments distincts (Okura *et al.* (2000) ; Denlinger & Iverson (2004) ; Cagnoli & Manga (2004) ; Banton *et al.* (2009)). Les trois approches sont en constant développement, notamment grâce à l'augmentation de la puissance de calculs et aux nouvelles techniques (par exemple, le LIDAR) qui permettent d'implanter des modèles 3D de topographie de plus en plus réalistes (Agliardi & Crosta (2003)). Par ailleurs, ces modèles peuvent maintenant être validés par analyse en retour, notamment grâce aux données géophysiques de plus en plus nombreuses (Socco *et al.* (2010)) qui donnent la géométrie des dépôts et aussi grâce

aux vidéos montrant la propagation d'éboulements, réalisées depuis l'essor de l'imagerie numérique (<http://daveslandslideblog.blogspot.com>).

1.3.3 Probabilité de rupture

Evaluer la probabilité de rupture nécessite (Hantz *et al.* (2003)) :

- de localiser les zones des zones de départ potentielles
- d'évaluer la stabilité actuelle de la zone considérée et son évolution au cours du temps.

Les sections suivantes (1.3.3 à 1.3.3) présentent l'état de l'art pour la localisation des zones instables, ainsi que pour l'évaluation de la stabilité et son évolution au cours du temps.

Détection des zones instables : les limites d'un compartiment rocheux

Classiquement, la détection des zones instables se base sur des données historiques et les observations sur le terrain. L'étude des éboulements antérieurs permet d'aider à qualifier les aléas futurs et l'auscultation du site permet de détecter d'éventuels signes d'activités : ouvertures de fissures, chutes fréquentes de pierres ou de blocs,...

Pour détecter les zones instables, il faut comprendre les conditions et les processus qui mènent à la rupture. La première étape est donc de repérer les configurations typiques favorables aux instabilités. Ainsi, une classification des principales configurations potentiellement instables a été établie dans le cadre d'un projet européen (Groupe fa-laise (2001) ; figure 1.5). Cette classification est basée sur la morphologie de la surface de rupture et la géométrie des volumes instables. Ainsi on trouve :

- des glissements translationnels ; ils peuvent se produire sur un plan (glissement plan), une famille de plans (glissement en escalier), deux plans (glissement en dièdre), ou deux familles de plans (figure 1.5A) ;
- des glissements composés, dans lesquels plusieurs blocs glissent dans des directions différentes (figure 1.5B) ;
- des glissements rotationnels (figure 1.5C) ; ils se produisent en terrain meuble ou dans des milieux rocheux très fracturés. La surface de rupture n'est pas guidée par une ou deux familles de fractures mais par un réseau complexe de discontinuités. Elle est approximativement de forme circulaire ;
- des ruptures de surplombs ou de dalles en toit liés à des masses rocheuses surplombantes dans le vide (figure 1.5D) ;
- des ruptures de banc ; ce mécanisme, qui implique la déformation d'une couche inclinée, appelé aussi flambement, intervient lorsque les couches sont parallèles au versant (figure 1.5E) ;
- des mécanismes de rupture en pied (Figure 1.5F) ;
- des basculements (basculement d'un bloc monolithique ou fauchage) (figure 1.5G).

Ces deux derniers mécanismes se produisent généralement lorsque des discontinuités subverticales découpent le massif et individualisent ainsi des colonnes.

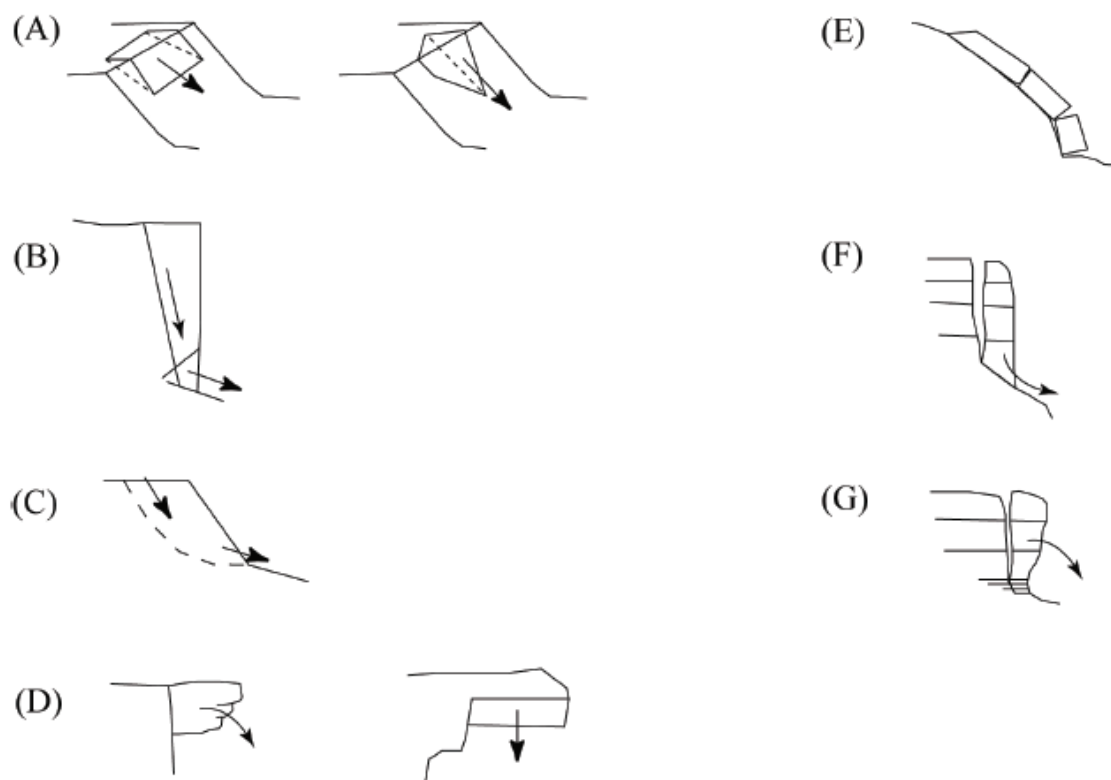


FIG. 1.5: Mécanismes de rupture d'éboulements rocheux (d'après *Groupe falaise (2001)*) (A) : glissements plan et dièdre ; (B) glissements composés ; (C) glissements rotationnels ; (D) rupture de surplomb ou de dalle en toit ; (E) rupture de banc ; (F) rupture de colonne en pied et (G) basculement de colonne. Rupture mechanisms for rockfall (from *Groupe falaise (2001)*). (A) : slide or wedge slide ; (B) multiblock slide ; (C) rotating sliding ; (D) overhanging failure ; (E) slab failure ; (F) column foot failure ; (G) rock column or block topple.

Les données structurales et morphologiques sont ensuite utilisées pour détecter les zones avec des configurations favorables aux instabilités. Les techniques de mesures à distance terrestres et aéroportées telles que le LIDAR ont permis de générer des Modèles Numériques de Terrain (MNT) de plus en plus précis et d'analyser de manière plus systématique les discontinuités qui affectent la masse rocheuse pour de grandes surfaces (*Oppikofer et al. (2009)* ; *Deparis et al. (2008a)* ; *Jaboyedoff et al. (2004)*). Ces techniques de mesures ont l'avantage de passer outre les problèmes d'accessibilité sur les pentes rocheuses. Cependant, ces mesures ne fournissent pas d'information sur la structure interne de la masse rocheuse. L'analyse en retour de 25 éboulements dans les falaises calcaires des Alpes françaises (*Frayssines & Hantz (2006)*) a montré que ces événements étaient initiés par la fracturation de ponts rocheux et que la persistance de ces joints était le principal paramètre à prendre en compte pour des calculs de stabilité. Selon leurs observations de surfaces de ruptures, les zones concernées par les traces de ponts rocheux correspondent à quelques pourcents seulement de la surface de rupture (entre 0,2 et 9%). Quelques auteurs (dont *Dussauge-Peisser et al. (2003)* ; *Deparis et al. (2007)*) ont donc utilisé des méthodes géophysiques pour caractériser et cartographier ces joints à l'intérieur de la

masse rocheuse. L'utilisation du GPR (Ground Penetrating Radar) a permis d'obtenir les meilleurs résultats par rapport à d'autres méthodes géophysiques (Jeannin *et al.* (2006); Deparis *et al.* (2007); Deparis *et al.* (2008a)). La figure 1.6 montre les images obtenues après traitement de données GPR pour 2 profils réalisés parallèlement et perpendiculairement à la falaise au niveau d'un volume instable (la « Roche du midi ») dans le massif du Vercors. On distingue des discontinuités par la réflexion des ondes radar (zones foncées). Ces discontinuités, interprétées comme des fractures découpant le volume instable dans le massif rocheux. Leur interruption témoigne de la présence de ponts rocheux. Cependant, cette technique n'est applicable que pour des cas spécifiques où l'accessibilité en falaise est possible et le milieu est résistif. En effet, cette technique est complexe à mettre en place car il faut réaliser des profils en déplaçant des antennes radar le long et en travers de la paroi. De plus, lorsque le milieu est résistif, les ondes électromagnétiques générées sont très vite atténuées et la profondeur investiguée par cette méthode devient insuffisante pour localiser les fractures existantes. Enfin, cette méthode est très couteuse et elle ne se justifie que dans des cas particuliers où l'enjeu est important.

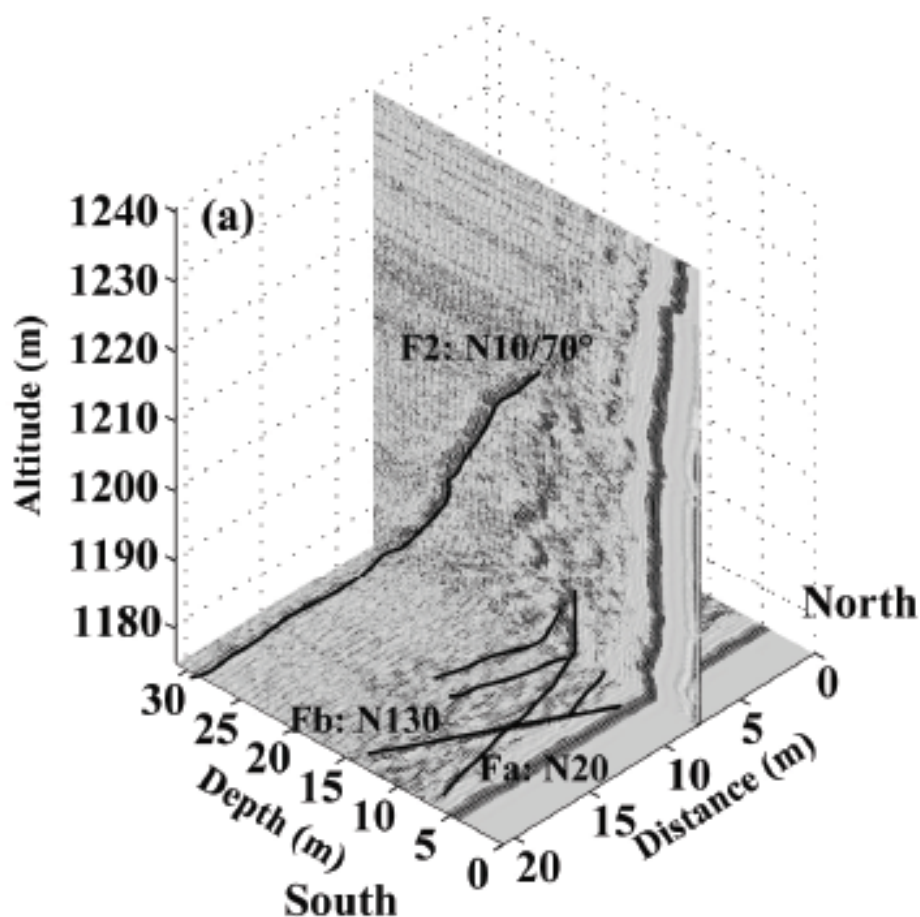


FIG. 1.6: Vue 3D d'images GPR P1 et P1h avec la fracture F2 et deux familles de discontinuités Fa et Fb. (tirée de Deparis *et al.* (2008a)). 3D view of GPR images P1 and P1h with the fracture F2 and two discontinuity families Fa and Fb, from Deparis *et al.* (2008b).

Lorsqu'une masse rocheuse potentiellement instable a été détectée, il faut ensuite évaluer sa durée de vie. Les approches mécaniques décomposent cette évaluation en deux étapes en considérant le degré de stabilité actuel puis son évolution dans le temps.

Evaluation de la stabilité actuelle

Actuellement, les processus conduisant à la diminution de la stabilité sont mal connus et il n'existe pas actuellement de méthode validée et opérationnelle permettant de la quantifier (Hantz *et al.* (2003)).

En effet, la méthode d'équilibre limite, couramment utilisée pour dimensionner les pentes des talus artificiels, consiste à faire le bilan des forces agissant sur le bloc considéré. Cette démarche conduit au calcul du coefficient de sécurité global F , avec :

$$F = \frac{\text{forces résistantes mobilisables (i.e. qui s'opposent au déplacement du bloc)}}{\text{forces motrices (i.e. qui tendent à déplacer le bloc)}}$$

Lorsque F est inférieur à 1, il y a rupture.

Pour le dimensionnement des talus artificiels, on cherche généralement à obtenir $F = 1,2$ et les incertitudes sur les valeurs des forces résistantes ou motrices sont prises en compte en considérant des valeurs défavorables à la stabilité et en appliquant des coefficients pondérateurs aux paramètres du modèle. Or, dans le cas de l'évaluation du degré de stabilité d'une pente existante, cette démarche conduit souvent à un coefficient de sécurité global inférieur à 1 alors que la pente est stable.

Pour évaluer la probabilité de rupture d'un compartiment rocheux, il convient donc d'analyser la stabilité instantanée de la manière la plus réaliste possible, notamment en considérant les ponts rocheux. Les approches qui tentent de modéliser la rupture des ponts rocheux avec la propagation de la fissuration sous charge constante à partir de la théorie de la mécanique de la fracture (Atkinson (1984)) semblent être les plus avancées. Frayssines & Hantz (2009) ont validé cette méthode par l'analyse en retour d'éboulements en utilisant les méthodes théoriques de prévision de la rupture à long terme de Kemeny (2003).

Cette méthode nécessite néanmoins de connaître la dimension des ponts rocheux, ce qui est rarement le cas pour un compartiment encore en place. Des méthodes probabilistes sont donc utilisées pour intégrer les incertitudes sur les paramètres du modèle en prenant en compte leurs distributions (Scavia & Saetta (2001); Groupe falaise (2001); Hyuck-Jin (2005)). Le coefficient de sécurité devient une variable aléatoire dont la distribution statistique est obtenue à partir d'un grand nombre de calculs avec tirage au sort des variables d'entrées. La probabilité de rupture est la probabilité que F soit inférieur à 1.

Il est donc difficile d'évaluer la stabilité d'un volume potentiellement instable à long terme. Cependant, à court terme, on peut parfois détecter des signes d'instabilité. Leur détection et leur caractéristiques sont présentées dans la section suivante.

Evolution de la stabilité dans le temps : Recherche de précurseurs

Nous avons vu en section 1.2.1 que les mouvements de terrains suivent 3 phases dans l'évolution de leur stabilité, qui peuvent être comparée aux différents stades du fluage. Suivant le type de mouvements de terrain (écroulement de masse, glissement lent, éboulement,...) la durée et l'importance de ces phases peuvent être très variables. La rupture est généralement très brutale pour les éboulements de tailles moyennes à faibles et leur prévision et la recherche de précurseurs ont fait l'objet d'une intense recherche (Zvelebil & Moser (2001); Szwedzicki (2001); Crosta & Agliardi (2003); Amitrano *et al.* (2005); Wu *et al.* (2006), Oppikofer *et al.* (2008); Rosser *et al.* (2007); Lato *et al.* (2009)). Ainsi, la surveillance de sites instables a pu, dans certains cas, permettre d'évaluer avec succès le passage à des mouvements accélérés (i.e. le passage de la phase 2 à la phase 3). Classiquement, cette surveillance est réalisée par le biais d'extensomètres qui mesurent l'évolution de l'ouverture des fissures. La figure 1.7 montre un extensomètre à câble fixé de part et d'autre d'une fissure. Le dispositif de mesure enregistre la longueur de câble à dérouler nécessaire pour maintenir la tension du fil constante.



FIG. 1.7: Photographie d'un extensomètre à câble installé sur le site de Chamousset1 (voir chapitre 2) prise en août 2007. Le fil invar orange est tendu entre les 2 parties fixes de part et d'autre de la fissure. Les données sont transmises à la station d'acquisition via un fil électrique contenu dans la gaine grise. Photo of a cable extensometer at the Chamousset1 site (see chapter 2) in August 2008. The cable is maintained tensed between the two sides of the fissure. Data are transmitted to the acquisition system through the gray sheath with electric wire.

Les précurseurs aux éboulements rocheux les plus connus sont l'accélération de l'ouverture des fractures (Voight & Kennedy (1979); Azimi & Desvarreux (1996); Zvelebil & Moser (2001)) et du déplacement du sol (Crosta & Agliardi (2003); Sornette *et al.* (2004));

Petley (2004); Oppikofer *et al.* (2008)). Les données extensométriques ou de déplacements sont habituellement interprétées avec la théorie du fluage (Saito & Uezawa (1961); Fukuzono (1985); Voight (1989); Kilburn & Petley (2003)) qui permettent de prédire la date de rupture. Cette méthode a pu être utilisée de nombreuses fois avec succès (Azimi & Desvarreux (1996); Zvelebil & Moser (2001)). Par exemple, la route départementale CD912 en Maurienne a pu être fermée à la circulation juste avant l'éboulement du 08/03/1980, grâce à l'interprétation des données réalisée par Azimi & Desvarreux (1996) (voir figure 1.8). En effet, la figure 1.8 montre l'accélération progressive du déplacement vertical sur plusieurs mois pour deux cibles installées sur le versant surplombant la route départementale. L'accélération est maximale juste avant l'éboulement d'une partie du versant qui a emporté une portion de la route départementale.

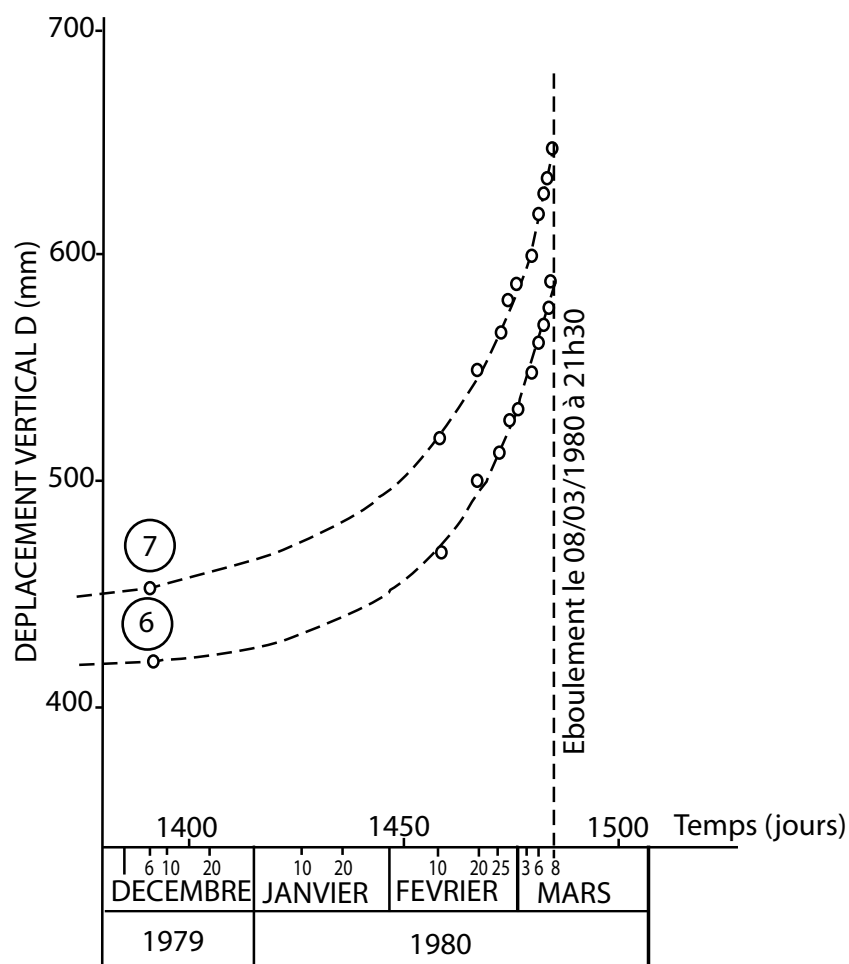


FIG. 1.8: Courbes brutes des déplacements verticaux pour 2 témoins (6 et 7), modifiée d'après Azimi & Desvarreux (1996). On voit une accélération de la déformation avant l'éboulement du 08/03/1980 qui a emporté une portion de la route départementale CD912. Raw vertical displacement curves for 2 farewell rock (6 and 7), modified from Azimi & Desvarreux (1996). The deformation rose dramatically prior the rockfall which occurred the 08/03/1980 and destroyed part of the CD912 road.

Actuellement, l'utilisation de nouvelles technologies telles que le LIDAR ou l'InSAR a rendu possible la surveillance des déplacements non pas en des points ponctuels comme avec des extensomètres mais sur l'ensemble de la zone instable (Abellán *et al.* (2010); Guzzetti *et al.* (2009); Abellán *et al.* (2009); Oppikofer *et al.* (2008); Lato *et al.* (2009)). Ces technologies permettent d'une part de s'affranchir des problèmes d'accessibilité et aussi d'avoir une vue d'ensemble des déplacements du sol. A l'heure actuelle, ces méthodes sont moins précises que les extensomètres pour mesurer les déplacements et ne sont efficaces que pour des sites qui montrent un fort taux de déplacement. Des études récentes (Abellán *et al.* (2009)) montrent qu'on peut espérer détecter des déformations de l'ordre du millimètre avec un dispositif de LIDAR terrestre, alors qu'en moyenne, un extensomètre peut permettre de suivre des déformations de ± 0.01 mm. La figure 1.9 présente les mesures LIDAR réalisées par Abellán *et al.* (2010) qui ont permis de suivre la déformation d'une falaise avant un éboulement. Les nuages de points acquis par scan lasers de la falaise les 26/09/2007 et 27/10/2007 ont été comparés. Cette comparaison a mis en évidence des déplacements centimétriques de la falaise entre les 2 acquisitions au niveau d'une zone très localisée. Cette zone s'est éboulée peu de temps après (« event B » sur la figure 1.9).

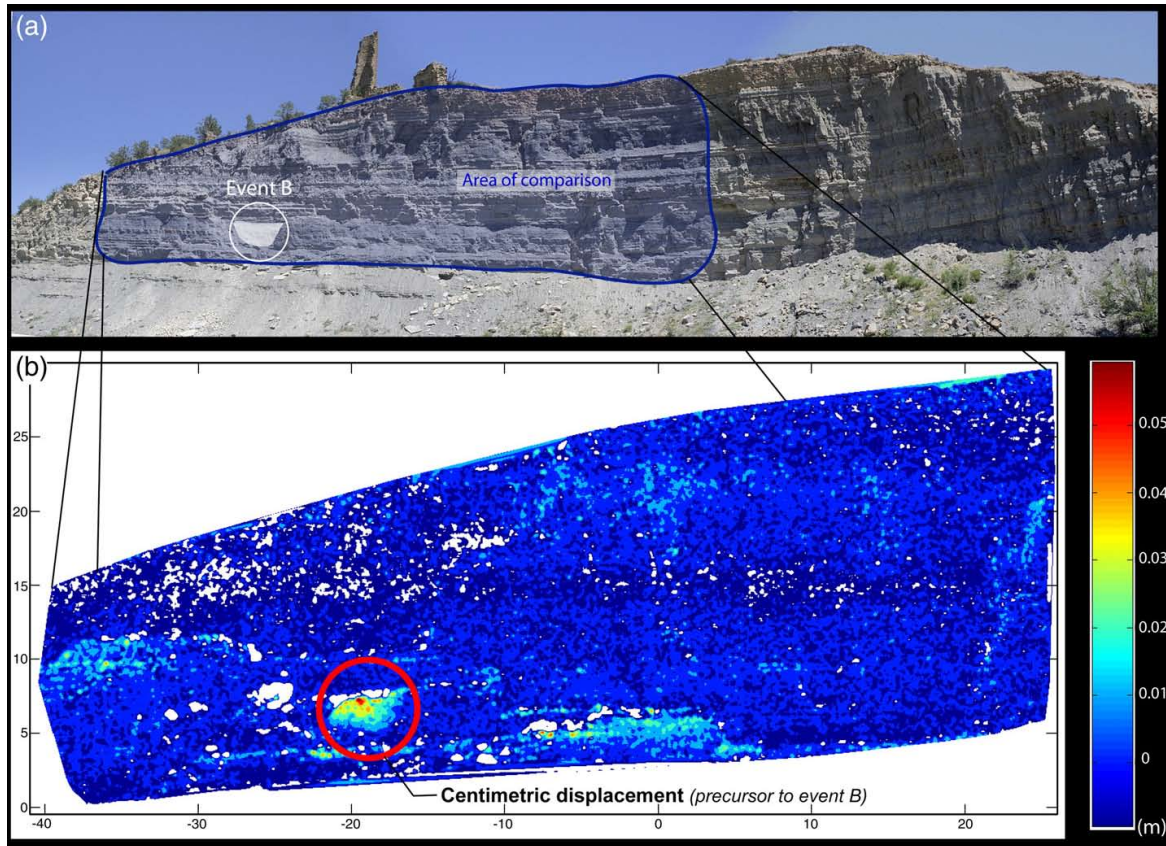


FIG. 1.9: Déplacement centimétrique comme précurseur à l'éboulement B, d'après *Abellán et al. (2010)*. (a) Photo de la zone d'étude montrant l'aire de comparaison des données LIDAR (entourée en bleu) et la position du volume s'étant effondré (éboulement B, entouré en blanc). (b) Déformation obtenue par comparaison des données LIDAR acquises les 29/09/2007 et 27/10/2007 en utilisant une technique de filtrage décrite dans *Abellán et al. (2010)*. Un déplacement centimétrique est observé dans la zone qui a été affectée par l'éboulement B un mois plus tard. Centimetric displacement as a precursory indicator to event B, from *Abellán et al. (2010)*. (a) Picture of the studied area showing the area of comparison of LIDAR data (circled in blue) and the location of the volume that collapsed (event B, circled in white). (b) Deformation obtained by comparison of LIDAR data acquired the 2007/09/29 and the 2007/10/27 and by using the filtering technique describe in *Abellán et al. (2010)*. A centimetric displacement is observed at the same area where event B took place few months later.

D'autres précurseurs ont été mis en évidence, notamment par *Szwedzicki (2001)* qui a étudié les effondrements de grande ampleur dans les mines souterraines et les carrières à ciel ouvert. En particulier, il a montré que des déformations locales et de petits éboulements apparaissaient avant l'éboulement le plus important. Ces conclusions sont confirmées par *Rosser et al. (2007)* qui a régulièrement scanné à haute résolution une falaise calcaire sujette aux éboulements. Leur analyse des données suggère que les petits éboulements peuvent être interprétés comme des précurseurs à des éboulements de plus grande ampleur.

Enfin, les systèmes d'écoute sismique sont de plus en plus utilisés dans le but d'analy-

ser la microsismicité induite par les déplacements de la masse rocheuse ou la rupture de ponts rocheux, ainsi que pour localiser les sources de ces microséismes (Amitrano *et al.* (2005); Spillmann *et al.* (2007); Mertl & Brückl (2007); Amitrano *et al.* (2007); Senfaute *et al.* (2009)). Cependant, l'identification de ces événements et leur classification s'est révélé être une tâche ardue à cause du grand nombre d'événements sismiques enregistrés et de leurs formes complexes. D'autre part, leur localisation s'est avérée difficile à cause d'une structure rocheuse souvent très hétérogène et fracturée, à l'origine de trajets sismiques complexes (Spillmann *et al.* (2007); Mertl & Brückl (2007), Walter & Joswig (2009)). Malgré tout, ces systèmes d'écoute sismique ont permis de proposer des nouveaux précurseurs aux éboulements. Ainsi, Amitrano *et al.* (2005) ont observé une sensible augmentation de l'activité et de l'énergie sismiques quelques heures avant l'éboulement d'un bloc de craie de 1000 à 2000 m³ (figure 1.10). Cependant, cette augmentation n'a pu être visible que sur les capteurs situés près de la surface de rupture (capteurs A4 et G4 installés dans le même forage juste derrière la surface de rupture) car la craie atténue fortement les ondes sismiques. Ce résultat concorde avec les observations d'autres auteurs (Azimi & Desvarreux (1996); Rosser *et al.* (2007)), qui montrent que la plupart des précurseurs aux éboulements décrits dans cette section restent stables jusqu'à quelques jours, et plus souvent quelques heures avant l'éboulement. Or, un délai de quelques heures pour anticiper la rupture est trop court s'il faut envisager une intervention ou une évacuation.

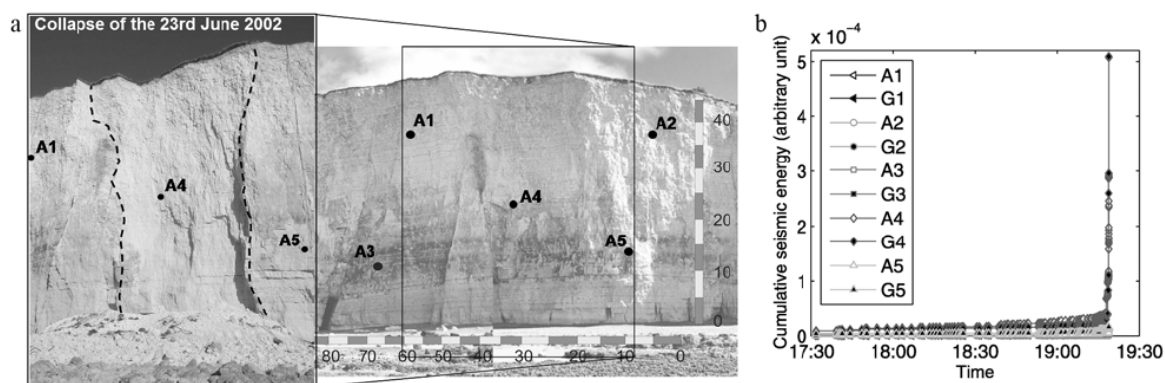


FIG. 1.10: (a) Localisation du réseau sismique installé dans la falaise de craie à Mesnil-Val (côte de Normandie, France). La cicatrice laissée par l'éboulement du 23 juin 2002 est marquée en pointillés. Chaque forage est équipé d'un accéléromètre (A) et d'un géophone (G). (b) Activité sismique enregistrée par tous les capteurs 2 heures avant l'effondrement. D'après Amitrano *et al.* (2005). (a) Chalk cliff of Mesnil-Val, Normandie coast, France, Microseismic network location and trace of the collapse which occurred 23rd June 2002. (b) Seismic activity recorded by all the sensors 2 hours before the collapse. From Amitrano *et al.* (2005).

Les précurseurs aux éboulements présentés dans cette section, ainsi que les méthodes utilisées pour les détecter sont résumés à la table 1.1. Le phénomène de rupture menant à l'éboulement est complexe et ces précurseurs liés à des déformations de surface ou à l'activité sismique ne permettent souvent de prédire l'éboulement que quelques heures avant son occurrence. L'utilisation de ces précurseurs reste peu fiable et parfois compliquée. En effet, des phénomènes qui n'ont pas toujours une influence directe sur l'évolution vers la rupture peuvent perturber les mesures. Par exemple, le vent participe à l'augmentation

de l'activité sismique et sa présence perturbe l'identification d'événements directement liés à la rupture. De même, on ne connaît pas toujours l'influence des paramètres météorologiques sur les déplacements et si leur effets sont réversibles ou s'ils entraînent de l'endommagement.

Précurseur	Variation avant éboulement	Méthode de mesure
Activité et énergie sismique	Forte augmentation	Système d'écoute sismique (géophones, accéléromètres)
Petits éboulements	Augmentation des petits éboulements autour d'une importante masse rocheuse avant son effondrement	LIDAR, photogrammétrie
Ouverture des fissures, déplacement du sol	Forte augmentation	LIDAR, InSAR, extensomètres, GPS

TAB. 1.1: *Précurseurs aux éboulements rocheux.* Precursors of rockfalls

Chapitre 2

Instrumentation et reconnaissance du site de Chamousset

Ce chapitre décrit les sites instrumentés dans le cadre de cette thèse. Il expose les raisons qui ont motivées le choix de ces sites.

2.1 Localisation et contexte géologique du site

Deux sites très proches (Chamousset1 et Chamousset2) ont été instrumentés dans le cadre de cette thèse. Il s'agit d'écailles calcaires prédécoupées dans le massif. Pour chacune, la principale discontinuité qui sépare le bloc du massif est une fracture à l'arrière du bloc instable, selon un mécanisme illustré par la figure 1.5 G. Une photo de chacun des sites est montrée en figure 2.1, les limites de la fracture principale sont signalées par un trait rouge.

Ces sites sont localisés au sommet d'une falaise Urgonienne de 300 m de haut qui délimite la partie Est des Hauts Plateaux du Vercors (Sud du massif du Vercors, Alpes françaises ; figure 2.2a). Ils se situent à proximité de la commune de Chichilianne, sans toutefois représenter une menace pour des infrastructures ou aménagements.

La partie supérieure de la falaise (environ 100 m d'épaisseur) est constituée de bancs calcaires horizontaux d'épaisseur métrique (figure 2.3b). Par contraste, la partie inférieure de la falaise, moins pentue, se compose d'un mélange marno-calcaire avec des strates épaisses de quelques décimètres. Une analyse structurale effectuée sur le plateau proche des sites expérimentaux a montré que les strates sont affectées par 2 familles de fractures d'orientation N110-120°E et N30-50°E à l'échelle du mètre. A l'échelle hectométrique, le massif est découpé par des fractures verticales d'orientation N160° (voir figure 2.3b) qui contrôlent l'orientation de la falaise au niveau du site de Chamousset.

Le premier site fut instrumenté en juillet 2007, après que les gardes du Parc Régional des Hauts Plateaux du Vercors aient communiqué à un membre de l'équipe (D. Hantz), qu'ils avaient observé l'augmentation de l'ouverture de la fracture principale. L'écaille calcaire de Chamousset1 s'éboulaît 4 mois plus tard, en novembre 2007.

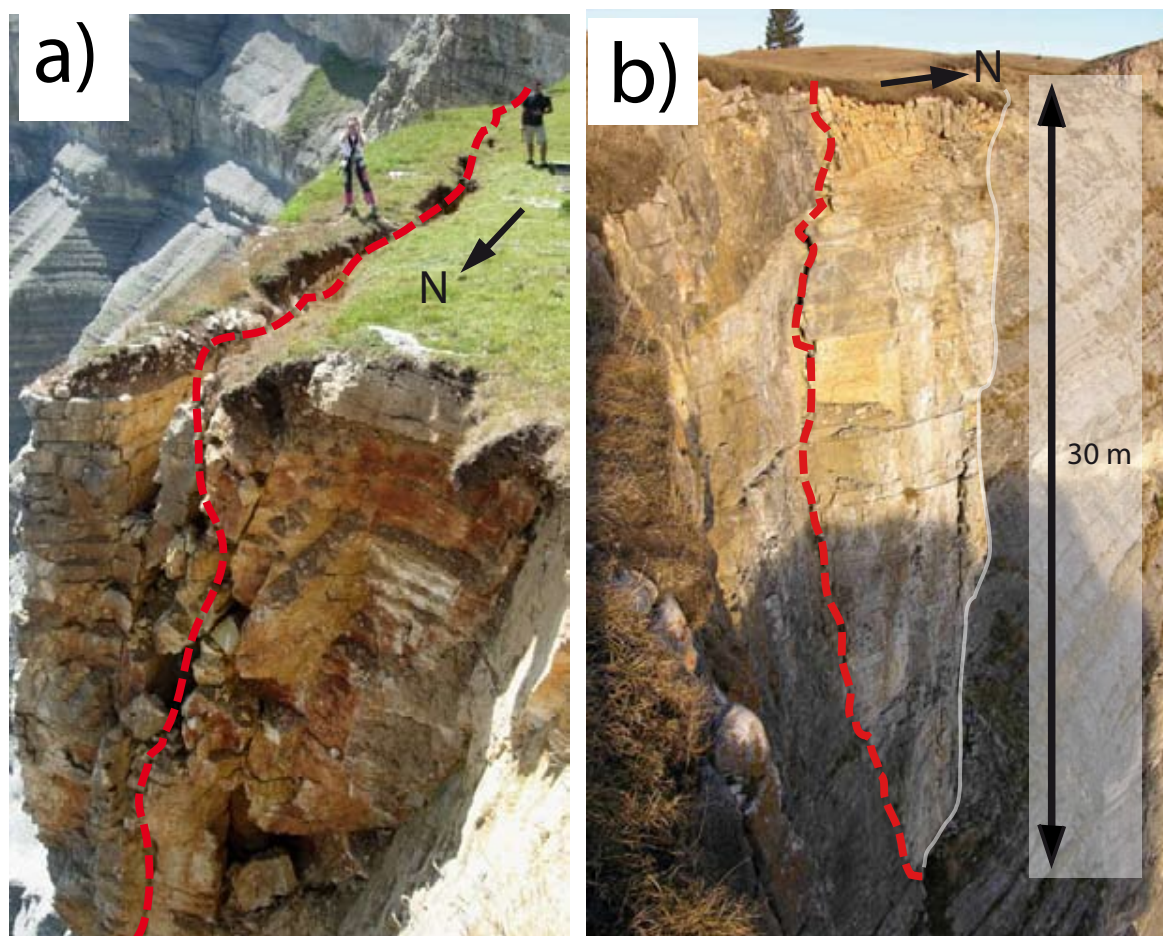


FIG. 2.1: Photo du site de Chamousset1 avant l'éboulement du 24 novembre 2007 (a) et photo du site de Chamousset2 en octobre 2008 (b). Pour le site de Chamousset1 (a), l'échelle est donnée par 2 personnes sur la photo. L'écaille rocheuse de Chamousset1 fait environ 30 m de large et 2 m d'épaisseur à son sommet. Sa hauteur est d'environ 100 m. Pour le site de Chamousset2 (b), l'échelle est indiquée par une flèche. L'écaille rocheuse de Chamousset2 fait environ 10 m de large et entre 2 et 5 m d'épaisseur à son sommet. Sa hauteur est estimée à 30 m d'après les parties visibles de la fracture principale. Photo of the Chamousset1 site prior its collapse the 24 November 2007 (a) and photo of the Chamousset2 site in October 2008 (b). For picture (a), scale is given by 2 people standing on the rock column. The Chamousset1 rock column is about 30 m in width and 2 m thick at its top. Its height is about 100 m. For picture (b), scale is given by an arrow. The Chamousset2 rock column is about 2 m in width and 5 m thick at its top. Its height is estimated at 30 m from field observations of the main fracture.

Le site de Chamousset1 convenait à nos expériences pour plusieurs raisons :

- il était potentiellement instable et s'est effectivement éboulé (voir figure 2.3).
- la géométrie de l'écaille est assez simple, avec une section transversale passablement constante dans la direction parallèle à la fracture principale. La largeur ($L = 30$ m) étant bien supérieure à l'épaisseur ($e = 2$ m), une modélisation 2D du phénomène est donc une première approximation acceptable (cf. figure 2.1).
- l'écaille est constituée de matériaux relativement homogènes à l'échelle du mètre et

forme, sans doute, un bloc solidaire jusqu'à la rupture. Cette hypothèse est l'un des postulats que nous avons utilisé pour mener notre travail (voir chapitre 3).

- l'endommagement se produit le long de la discontinuité principale. Il consiste en la rupture de ponts rocheux (voir figure 2.3).

Ce site paraît représentatif des éboulements de moyen volume se produisant le long de falaises en roche sédimentaire. En effet, une analyse de la forme des blocs éboulés le long d'une falaise calcaire par Rosser *et al.* (2007) a montré que les blocs étaient très souvent plus larges qu'épais. Enfin, les éboulements de moyen volume résultent de la rupture de ponts rocheux car les phénomènes de dissolution/cristallisation au sein des roches sédimentaires carbonatées favorisent la formation de ponts rocheux le long des discontinuités qui affectent la matrice rocheuse.

Par la suite, nous avons découvert une deuxième écaille instable (Chamousset2) située à environ 200 m au Sud de la première écaille (figure 2.2). Nous avons décidé de l'instrumenter après la rupture de la première écaille car les 2 sites présentent de nombreuses similitudes :

- ils semblent présenter le même mécanisme de rupture, basé sur des géométries très proches, avec des volumes différents.
- leurs caractéristiques mécaniques sont comparables, car ils sont situés dans la même formation géologique et sont très peu distants l'un de l'autre.

Ces similitudes nous ont permis de pouvoir comparer les résultats obtenus pour les 2 écailles caractérisées par une masse et un pourcentage de pont rocheux différents.

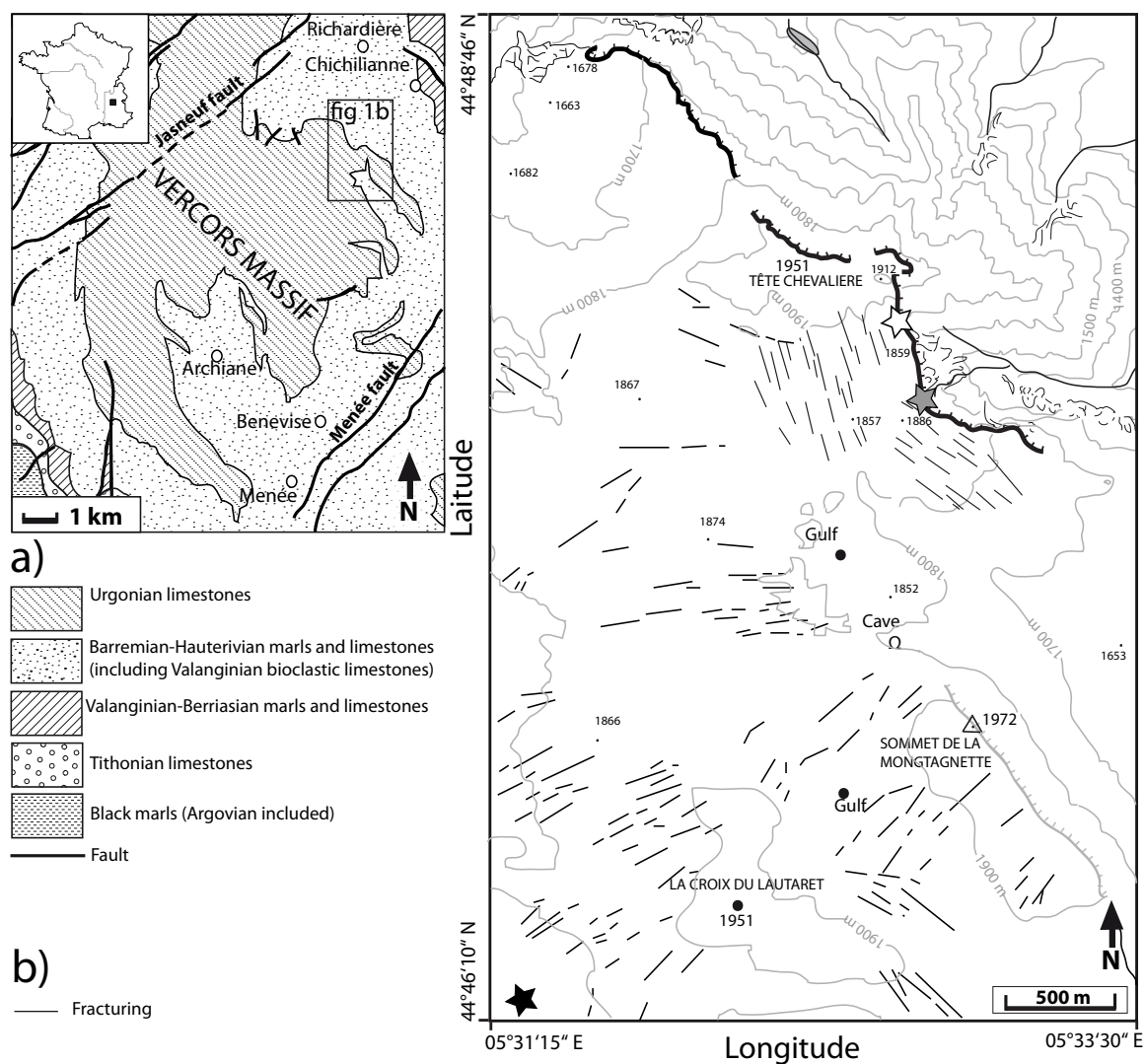


FIG. 2.2: Localisation des sites de Chamousset a) sur la carte géologique du Vercors Sud (d'après *Gidon (1977)*) et b) sur une carte topographique (localisée par un rectangle en figure 1a). Les sites de Chamousset1 (étoile blanche) et de Chamousset 2 (étoile grise) sont en bord de falaise (b). La station météo des Jardins du Roi est localisée par une étoile noire. Location of the study site (Chamousset) a) Geological map of the southern Vercors massif (France) (modified from ?). b) Detailed topographic map (located by a rectangle in a) showing the Chamousset1 site (white star) and the Chamousset2 site (grey star) along the cliff border. The weather station "Jardins du Roi" is localized by a black star

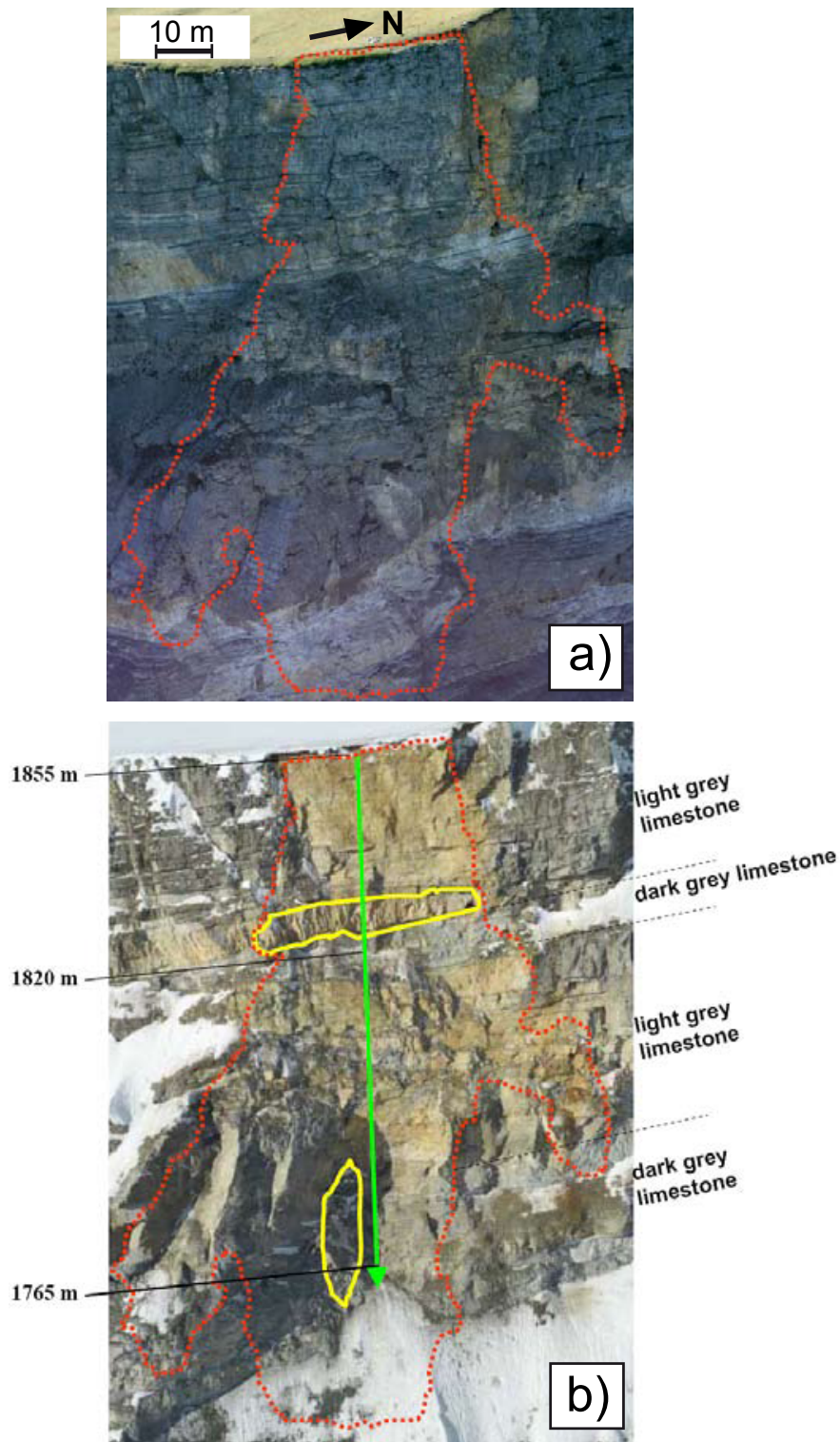


FIG. 2.3: Photos du site de Chamousset1 avant (a) et après (b) l'éboulement. Les limites de l'écaille (a) et de la surface de rupture (b) sont en lignes rouges pointillées. Les zones de ponts rocheux sont en jaune (b). La ligne de descente en rappel est symbolisée par une flèche verte (b). Photos of the Chamousset cliff prior (a) and after the collapse (b). Limits of the column (a) and of the rupture plane (b) are in red dashed lines. Rock bridges zones are in yellow (b). The visual inspection of the scar was done from the climbing path appearing as a green arrow (b).

2.2 Reconnaissance morphologique des sites de Chamousset

Des modèles numériques de terrain ont été réalisés à partir de scans LIDAR de la falaise. Pour le site de Chamousset, ces scans ont été acquis en octobre et décembre 2007, c'est à dire avant et après l'effondrement de l'écaille de Chamousset1 qui s'est produit le 24 novembre 2007 (communication personnelle d'un habitant de Chichilianne, figure 2.11b). Ils ont permis de déduire la géométrie de l'écaille effondrée, ainsi que son volume (21000 m³). Les 2 scans LIDAR couvrent aussi le site de Chamousset2. Après avoir décrit le principe du LIDAR et la réalisation de MNT à partir de données LIDAR, nous commenterons les géométries des 2 écailles déduites de ces données.

2.2.1 Méthode d'acquisition : le LIDAR

LIDAR est l'acronyme de l'expression anglaise « Light Detection And Ranging ». En français on parle aussi de télédétection par laser. La technologie LIDAR permet de relever la position d'un grand nombre de points (nuage) sur la surface d'un objet avec l'aide d'un laser.

Dans un premier temps, nous décrirons les caractéristiques d'un faisceau laser, pour ensuite nous intéresser à l'utilisation du laser dans le système d'acquisition LIDAR. Nous verrons les changements nécessaires à apporter au système d'acquisition lorsqu'il est utilisé depuis une plateforme en mouvement comme un hélicoptère ou un avion. Enfin, nous décrirons la génération d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à partir du nuage de points mesurés par LIDAR.

Caractéristiques d'un faisceau laser

Le schéma 2.4 illustre les différents constituants d'un laser. Un milieu excitable (du rubis, du gaz,...) est placé entre deux miroirs, l'un totalement réfléchissant, l'autre semi-réfléchissant. Le milieu est soumis à une excitation, l'énergie de pompage, qui est choisie en fonction du type de milieu à exciter. Il peut s'agir d'une lampe flash en quartz, d'un générateur électrique, et même d'un autre laser. L'excitation produit une réaction en chaîne à l'intérieur du résonateur, constitué du milieu excitable et des 2 miroirs. Les photons émis se réfléchissent sur les miroirs et vont percuter d'autres atomes qui vont à leur tour émettre des photons de mêmes caractéristiques, qui se réfléchissent sur les miroirs et vont percuter d'autres atomes... Une partie des photons s'échappe par la partie non réfléchissante du miroir semi-réfléchissant et forme le faisceau laser. Le fonctionnement d'un laser est donc basé sur le principe d'émission stimulée : un atome peut baisser son niveau d'énergie en émettant un photon identique à celui qui vient de le percuter (Delsart (2008), Meschede (2007)).

Le faisceau laser obtenu par un tel dispositif (i.e. le rayonnement électromagnétique) peut être :

- extrêmement directionnel (ce qui permettra de viser des surfaces étroites avec le
-

faisceau). La surface ciblée peut être inférieure à 12,5 mm de diamètre à 200 m de distance.

- d’une grande pureté spectrale. Généralement l’émission est centrée autour d’une seule longueur d’onde. Les longueurs d’onde utilisées pour le LIDAR sont, en général, dans le domaine visible, de l’ultraviolet ou de l’infrarouge. Il est donc possible d’imager une surface avec beaucoup de détails (en théorie de l’ordre de la longueur d’onde utilisée ou un peu plus large).
- polarisé. L’intensité lumineuse du faisceau réfléchi et sa polarisation permettent de déduire des informations sur la nature du réflecteur.

La portée d’un faisceau dépend du type de laser utilisé, mais aussi de sa puissance (Delsart (2008)). Certains lasers sont mêmes utilisés pour la découpe d’objets industriels. Cependant, l’utilisation des lasers est réglementée en France ¹, et leur puissance est limitée pour la télédétection, avec en moyenne une portée de l’ordre de 800 m par temps clair ².

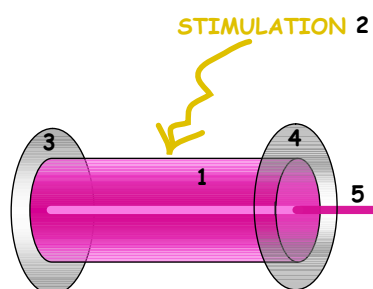


FIG. 2.4: Les composants d’un laser : 1) milieu excitable (cristal de rubis, ou gaz,...), 2) énergie de pompage choisie en fonction du type de laser (lampe flash en quartz, générateur électrique, ...), 3) miroir totalement réfléchissant, 4) miroir semi-réfléchissant, 5) faisceau laser. Simplifié d’après Delsart (2008). Principal components of a laser : 1) Gain medium (ruby, or gas, ...), 2) Laser pumping energy chosen given the laser type (flash lamp, electrical current, ...), 3) High reflector, 4) Output coupler, 5) Laser beam

Système d’acquisition LIDAR

Afin de comprendre le principe du LIDAR, nous décrivons ici un système de base, composé (figure 2.5, Brétar (2009)) :

- d’un système produisant un faisceau laser (diode laser ou tube laser)
- d’un ou plusieurs miroirs mobiles sur lequel/lesquels le faisceau laser se réfléchit et qui servent à orienter le faisceau laser selon différents angles et directions.
- d’un récepteur situé juste à côté de la sortie du faisceau lumineux. Ce détecteur mesure l’écho lumineux.

¹voir le décret n° 2007-665 du 2 mai 2007 relatif à la sécurité des appareils à laser sortant

²ordre de grandeur pour les scanners laser 3D terrestres de Leica (<http://www.leica-geosystems.fr>) et Riegl (<http://www.riegl.com>). Les lasers embarqués en avion ou hélicoptère pour faire de la télédétection ont, en général, une plus grande portée.

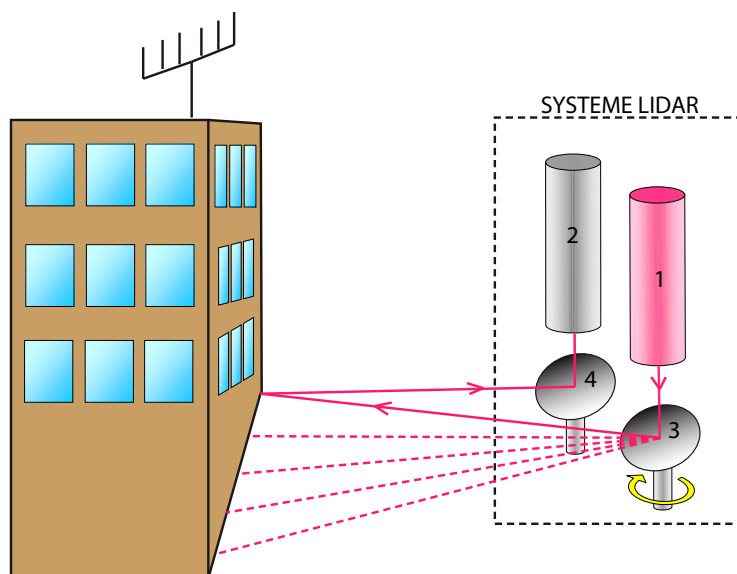


FIG. 2.5: *Principe de fonctionnement d'un système LIDAR. Le système LIDAR est constitué d'un laser (1), d'un récepteur de faisceau lumineux (2) et de miroirs mobiles (3 et 4). Le miroir (3) permet d'orienter le faisceau laser vers différentes cibles en changeant l'angle d'incidence du faisceau laser. Les faisceaux émis lors d'un balayage latéral sont tracés en rouge pointillé. Le faisceau laser produit se réfléchit sur la surface cible et est réfléchi vers le système LIDAR où le détecteur (2) mesure l'écho lumineux. Le système calcule le temps d'aller-retour de l'impulsion laser entre l'instant de son émission au niveau de la tête laser, sa réflexion sur la surface cible et son retour vers le système LIDAR. L'angle de visée du laser est mesuré au niveau du miroir oscillant ou rotatif (3) déviant l'impulsion laser.* Functioning principle of a LIDAR system. The LIDAR system is composed of a laser (1), a photodetector (2), and oscillating mirrors (3 and 4). The mirror (3) allows aiming the laser beam towards different directions by changing its angle of incidence. The laser beam is reflected by the surface target towards the LIDAR system where the photodetector measures the echo. The system calculates the time between the laser impulse and the echo arrival. The illumination angle is measured using the mirror (3) orientation.

Le faisceau laser ainsi projeté dans l'espace va, si les conditions sont optimums (pas de pluie, de nuage, de chutes de neiges,...), se réfléchir à la surface du sol. La distance entre le point ciblé par le faisceau laser et l'appareil de mesure se déduit du « temps de vol LIDAR », δt , c'est à dire, du temps nécessaire au trajet aller-retour de l'impulsion du faisceau laser. En effet, la distance d , est telle que $d = \frac{c \cdot \delta t}{2}$, avec c , la vitesse de la lumière (300000 km/s). L'exactitude du scanner par temps de vol dépend donc en grande partie de la précision de la mesure du temps de vol. Typiquement, l'erreur est de quelques mm pour les systèmes LIDAR industriels sur des distances moyennes (10 à 30 m). L'onde émise à la forme d'une gaussienne et l'onde laser réfléchie, produite par l'interaction de l'onde émise avec la surface terrestre, est une suite de pics plus ou moins énergétiques (figure 2.6, Brétar (2009)). Seul le temps de retour le plus court correspond à la distance entre le point ciblé par le faisceau laser et l'appareil de mesure. Certains logiciels pallient ce problème en éliminant les temps de retour les plus longs. Plus récemment, des laboratoires comme MATIS (<http://recherche.ign.fr/labs/matis/>) ont utilisé les données de systèmes lidar à retour d'onde complète pour des applications de cartographie et d'interprétation

automatique de paysages.

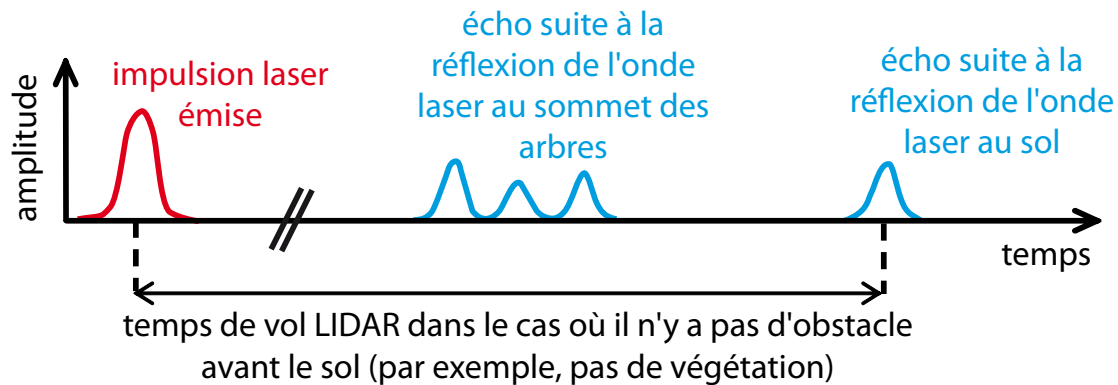


FIG. 2.6: Impulsion laser émise par un système LIDAR (rouge) et exemple d'une forme d'écho possible (bleu). Laser peak pulse emitted by the LIDAR system (red) and example of a possible echo (blue).

Chaque point ciblé peut donc être replacé dans un repère 3D sphérique (r, ϕ, θ) centré sur le système d'acquisition LIDAR. En effet, l'orientation du faisceau dans l'espace (ϕ, θ) est imposée par le système d'acquisition, tandis que la distance (r) est déduite du temps de vol-LIDAR. Le nuage de points obtenu peut être décrit dans d'autres repères 3D. Dans le cas de scans LIDAR réalisés sur des versants de montagnes, des plateaux,..., les coordonnées géographiques classiques (latitude, longitude, altitude par rapport au niveau de la mer) sont souvent utilisées. Il faut cependant connaître les coordonnées géographiques du système d'acquisition pour pouvoir opérer le changement de repère.

Il existe des variantes dans l'organisation des systèmes d'acquisition : forme et nombre de miroirs,... En particulier, la surface à imager est parfois scannée par une bande laser, plutôt que par un unique faisceau laser, afin de raccourcir le temps de mesure.

Problèmes liés à l'acquisition LIDAR et post traitement

Les données recueillies par le LIDAR sont constituées des coordonnées (x,y,z) des points mesurés à la surface de l'objet étudié et des informations telles que le rapport d'intensité entre l'écho lumineux et l'impulsion laser, ou le rapport de dépolarisation. Ces informations sont utiles car leurs valeurs dépendent de la nature du réflecteur (roche, végétation,...), de sa couleur, de sa texture, ainsi que de la distance entre la source laser et la cible. Par exemple, une surface claire est plus réfléchissante qu'une surface noire. Dans le cas des éboulements rocheux, on cherche à imager la géométrie de la surface rocheuse. Or le nuage de points acquis contient aussi des points relevés sur des végétaux, des grillages de protection, des artefacts liés aux réflexions multiples,... Il faut donc réaliser un post-traitement des données, afin de ne garder que les points d'intérêt (Reutebuch *et al.* (2003)). Il n'existe pas, pour l'instant, de système qui permette de nettoyer automatiquement un nuage de points. Cependant, des données telles que le rapport d'intensité permettent de séparer le nuage de points en sous-ensembles qui ont des caractéristiques de réflecteurs

proches (De Joinville *et al.* (2002)). A distance égale, on peut donc différencier (en partie), les points mesurés sur les végétaux de ceux mesurés sur la roche. La figure 2.7 montre le nuage de points acquis par LIDAR terrestre en septembre 2009 pour le site La Praz en Haute Maurienne. Les déplacements d'un compartiment de micaschistes très déstructuré sont suivis à cause d'enjeux importants qui sont l'autoroute, la voie ferrée et la route nationale en contrebas (<http://lapraz.voila.net/>). Le nuage de points (figure 2.7b) est colorié en fonction de l'intensité de l'écho lumineux. On distingue facilement les zones avec la roche affleurante des zones avec de la végétation. Les nouveaux systèmes LIDAR permettent d'enregistrer la totalité de l'onde laser réfléchi. Cette onde retour est une suite de pics plus ou moins énergétiques, caractéristiques de la distribution 3D et de la réflectance de la cible. Les recherches sont en cours pour essayer d'inverser ces données et d'en déduire des informations sur les matériaux et la structure 3D (Mallet *et al.* (2008)).

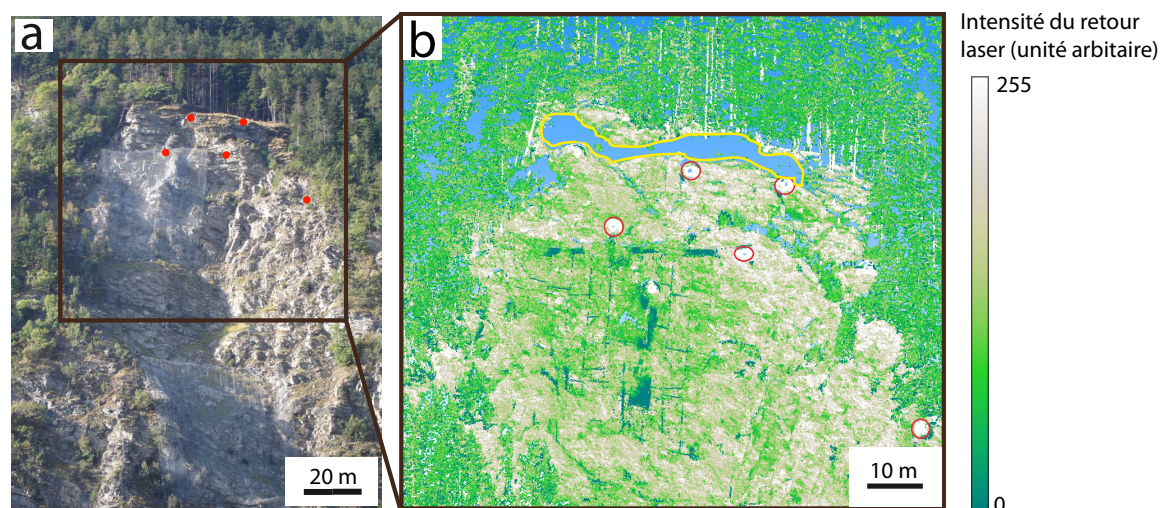


FIG. 2.7: a) Photo prise en septembre 2009 de la partie la plus active du glissement de La Praz en Haute Maurienne affectant des micaschistes. b) Extrait du nuage de points acquis par LIDAR terrestre en septembre 2009 du site de La Praz. La zone couverte par le scan LIDAR est entourée d'un rectangle noir sur la photo (a). Le nuage de points est colorié en fonction de l'intensité de l'écho lumineux. La roche et les cibles prismatiques (entourées de rouge) sont de très bons réflecteurs et apparaissent en blanc, tandis que la végétation et les filets de protection sont de moins bons réflecteurs et apparaissent en vert clair et vert foncé, respectivement. L'angle de prise de vue du LIDAR est tel que la vire située au sommet de la falaise n'a pas été atteinte par le faisceau laser. Cette zone d'ombre (i.e. sans point) est entourée de jaune sur l'image (b). a) Photo taken in September 2009 of the most active part of the schist slope instability at La Praz, Haute Maurienne. b) Point cloud acquired using terrestrial LIDAR in September 2009 at the La Praz site. The zone covered by the LIDAR data is signalled with a black rectangle on the photo (a). The point cloud is coloured given the intensity of the laser echo. The bare rock and reflection target (red circles) appear white as there are good reflectors, whereas the vegetation and safety net appear in green as they are bad reflectors. The view angle from the LIDAR system position is such that it wasn't possible to aim the top of the cliff with the laser beam. This shadow zone (i.e. without points) is circled with yellow on the image.

Le LIDAR apparaît comme un moyen efficace et précis pour relever la géométrie surfacique d'un objet géologique. Cependant, dans certains cas, la télédétection LIDAR ne

permet pas toujours de rendre compte de la géométrie 3D d'un objet, notamment en présence d'angles morts : un surplomb dans une falaise, un creux, etc. Une des techniques pour pallier ce problème est de multiplier les prises de vue. Les différents nuages de points obtenus, appelés « scènes » sont ensuite rassemblés pour reconstruire le modèle surfacique 3D de l'objet. En général, un recouvrement de 30% est nécessaire entre les « scènes » pour que leur rassemblement soit réalisable. Lorsqu'il n'est vraiment pas possible de trouver un/des terrain(s) où installer le LIDAR avec une vue complète sur la zone à scanner, il devient nécessaire d'embarquer le LIDAR dans un système aéroporté.

Le LIDAR aéroporté

Dans le cas où un système LIDAR est monté sur une plateforme mobile (avion, hélicoptère,...), il est nécessaire de constamment connaître la position et l'orientation du système d'acquisition afin de pouvoir reconstituer le nuage de points dans un seul et unique repère. La plateforme mobile est donc équipée d'instruments supplémentaires : une centrale inertielle et un GPS (Global Positioning System, De Joinville *et al.* (2002)).

Une centrale inertielle regroupe 3 accéléromètres et 3 gyroscopes. Les accéléromètres et les gyroscopes orientés selon trois axes perpendiculaires (voir figure 2.8). Ces capteurs d'accélération et de vitesse angulaire permettent de calculer en temps réel l'évolution du vecteur vitesse ainsi que de l'attitude (roulis, tangage, lacet) de la plateforme mobile.

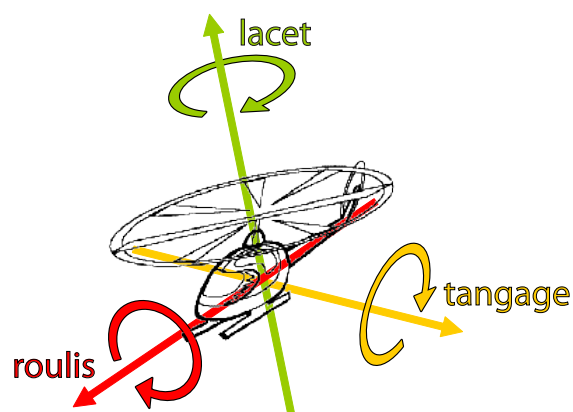


FIG. 2.8: Axes de mesures d'une centrale inertielle. Les 3 gyroscopes et les 3 accéléromètres qui composent la centrale inertielle de l'appareil en vol se répartissent selon 3 axes perpendiculaires et permettent de mesurer le roulis, le lacet et le tangage de l'appareil. Measurement axes of an IMU (Inertial measurement unit). The 3 accelerometers and gyroscopes constituting the IMU are placed such that their measuring axes are orthogonal to each other. They allow detecting changes in pitch, roll, and yaw of the flying device.

La position des centrales inertielles actuelles est recalée à l'aide de GPS et parfois d'autres instruments de mesure tels que des baromètres pour la correction d'altitude en raison des problèmes de dérives inhérents aux accéléromètres et gyroscopes. Les mesures LIDAR sont donc corrigées en fonction des mesures de la centrale inertielle et du GPS, mais il reste encore des erreurs liées à des problèmes de dérives. La minimisation des

erreurs a fait l'objet de nombreux travaux (De Joinville *et al.* (2002), Huising & Pereira (1998)). La précision maximale obtenue est de l'ordre du décimètre dans la direction de visée. Par ailleurs, la restitution des détails topographiques dépend de la densité du nuage de points. Plus l'échantillonnage spatial est de courte distance, plus les détails de la surface topographique seront discernables sur les données LIDAR. Malheureusement, la densité des nuages de points issus des LIDAR aéroportés sont plus faibles qu'avec les LIDAR terrestres car le balayage laser s'effectue alors que l'appareil est en mouvement. En moyenne, l'échantillonnage horizontal varie de 0.1 à 5 points par m² (De Joinville *et al.* (2002)), tandis qu'en LIDAR terrestre, la densité de points peut dépasser les 35 000 points par m² (Abellán *et al.* (2009)). L'échantillonnage peut être amélioré en augmentant le nombre de balayages lasers.

2.2.2 Constitution d'un MNT avec les données LIDAR

Le nuage de points acquis par scan LIDAR est utilisé pour créer un modèle 3D de l'objet étudié. On parle de modèle numérique de terrain (MNT), lorsque le modèle représente la topographie d'une zone. Les maillages utilisés peuvent être réguliers carrés, pseudo carrés, ou triangulaires, etc. Les MNT sont utiles dans de nombreux domaines : calculs de volumes et de surfaces,... On construit, à partir de la liste des points du maillage, un modèle de surface constituée de triangles collés bord à bord. La figure 2.9 montre le maillage triangulaire irrégulier utilisé pour le MNT de Chamousset1. Dans le cas de maillages non triangulaires, une étape de sélection des points à relier en triangles s'ajoute. Parmi d'autres, Gaisky (2000) et Kraus & Pfeifer (2001) ont proposé des méthodes spécialement conçues pour la génération de MNT à partir de données LIDAR.

2.2.3 Acquisition des données LIDAR de Chamousset

Pour les sites expérimentaux de Chamousset 1 et 2, les 2 scans LIDAR hélicoptérés ont été acquis avec un laser Riegl 2D couplé avec une caméra numérique Hasselband, une unité de mesure inertielle iMAR, et un capteur GNSS à deux fréquences. Le choix d'un scan hélicoptéré s'est imposé car il était impossible de couvrir l'ensemble des écaillles depuis les bords de falaise. La résolution est cependant plus faible que pour un laser terrestre, avec environ un point tout les 0,20 m, malgré 3 balayages laser successifs lors d'une même acquisition.

2.2.4 Traitement des données LIDAR de Chamousset

Les données LIDAR acquises à Chamousset ont fait l'objet de post-traitements. La correction des données LIDAR brutes avec les données GPS et de la centrale inertielle a été réalisée par la société responsable de l'acquisition. La falaise étant de couleur claire, elle constitue un très bon réflecteur et les données acquises sont de bonne qualité. En effet, la végétation était limitée à de l'herbe rase sur le plateau, il n'y a pas eu besoin de nettoyer le nuage de points, en dehors des quelques points dus aux multiples réflexions entre l'hélicoptère et la falaise. Les nuages de points acquis avant et après l'éboulement

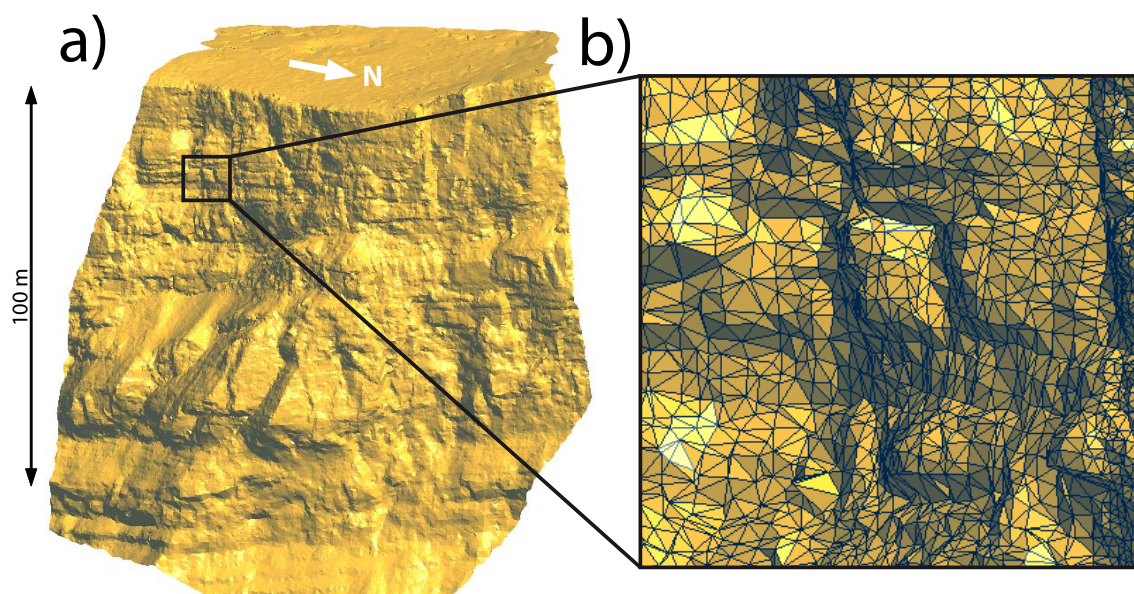


FIG. 2.9: a) MNT du site de Chamousset1 réalisé avec les données LIDAR acquises avant l'éboulement de novembre 2007. On distingue sur ce MNT haute résolution (environ 30 pts/m²) des détails de la topographie tels que les joints de stratification sub-horizontaux. b) Zoom de la zone entourée d'un rectangle noir en a). MNT constitué à partir d'un maillage triangulaire irrégulier. a) DEM (Digital Elevation Model) of the Chamousset1 site achieved using LIDAR data acquired prior its collapse the 24 November 2007. Topographic details such as horizontal joints of stratification can be spotted on this DEM (about 30 points/m²). b) Zoom of zone signalled with a black rectangle on figure (a). This DEM is built using and irregular triangular meshing.

de Chamousset1 ont été assemblés grâce à l'algorithme de meilleur ajustement du logiciel 3D reshaper (<http://www.3dreshaper.com>). Lors de la 2^{ème} acquisition, le plateau était recouvert de neige. Les points situés sur le plateau du 2^{ème} nuage de points ont été supprimés pour réaliser le meilleur ajustement. Deux maillages triangulaires irréguliers ont été construits à partir des nuages de points avec le logiciel 3D reshaper. Ce type de maillage irrégulier permet de reconstituer les formes abruptes de la topographie (arrêtes, coin,...) avec un minimum de lissage, ce qui permet de visualiser la stratification sur les MNT de Chamousset (voir section 2.2.5).

2.2.5 Les modèles numériques de terrain obtenus

Chamousset1

Les MNT du site de Chamousset1, avant et après la chute de l'écaille de 21000 m³, sont présentés à la figure 2.11. La comparaison des deux MNT permet de visualiser et calculer le volume de l'écaille qui s'est éboulée (figure 2.10). La colonne calcaire qui s'est effondrée, faisait environ 90 m de haut, 30 m de large et de 2 à 10 m d'épaisseur. La surface de rupture est complexe avec 2 excroissances de part et d'autre d'une zone principale (figure 2.11b). La partie supérieure de la cicatrice, relativement lisse comparée au reste, est verticale sur

une trentaine de mètres. Le reste de la surface de rupture est légèrement incliné, mise à part une partie en surplomb en pied (zone blanche en pied de la cicatrice sur la figure 2.11b). Après l'effondrement, les ponts rocheux ont été repérés lors d'une descente en rappel (figure 2.11b). Deux zones ont montré des traces de ruptures fraîches : un banc calcaire de 6 m d'épaisseur situé 30 m sous le plateau et un polyèdre d'environ 15 m de haut situé 75 m sous le plateau et qui présente une partie en surplomb. Des ponts rocheux ont pu ne pas être détectés dans l'excroissance Sud de la surface de rupture qui n'étaient pas observables depuis le trajet de descente en rappel.

Chamousset2

Le MNT du site de Chamousset2 est présenté sur la figure 2.11c. A son sommet, l'écaille fait environ 10 m de large et entre 2 et 5 m d'épaisseur. L'écaille étant toujours en place, la géométrie de la surface de discontinuité en arrière de l'écaille n'est pas connue. Les limites présumées de l'écaille (figure 2.11c) sont déduites de l'observation de la fracture principale sur le terrain, ainsi que de la forme du MNT. La hauteur de l'écaille est estimée à environ 30 m. Si on considère que la surface de rupture est à peu près plane, le volume de l'écaille serait compris entre 1000 et 2000 m³.

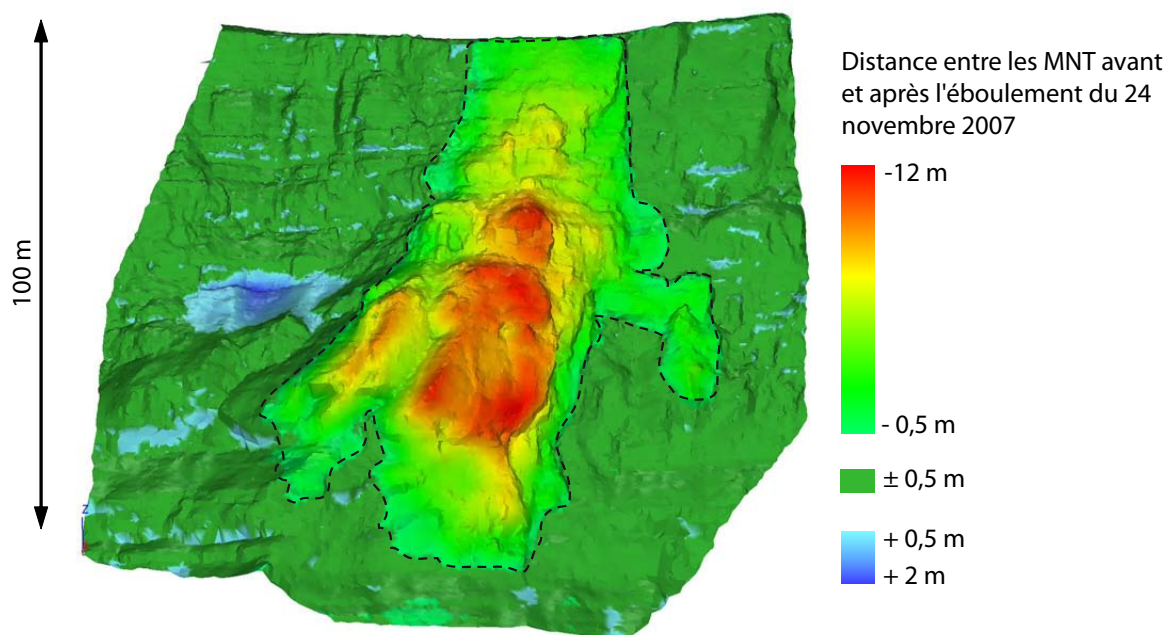


FIG. 2.10: MNT du site de Chamousset1 avant l'éboulement du 24 Novembre 2007 colorié en fonction de la distance avec le MNT du même site après l'éboulement. Les distances négatives (vert clair, jaune et rouge) représentent les zones où le rocher s'est effondré. Les distances positives (bleu) représentent les zones où de la neige et/ou de la glace se sont accumulées. Les limites supposées du volume éboulé sont symbolisées par une ligne noire pointillée. DEM of the Chamousset1 site prior its collapse on 24 November 2007. Colours indicate the distance to the DEM of the same site after the rockfall. Negative distances (light green, yellow and red) indicate zone with removed material. Positive distances (blue) represent deposit zones of ice or snow.

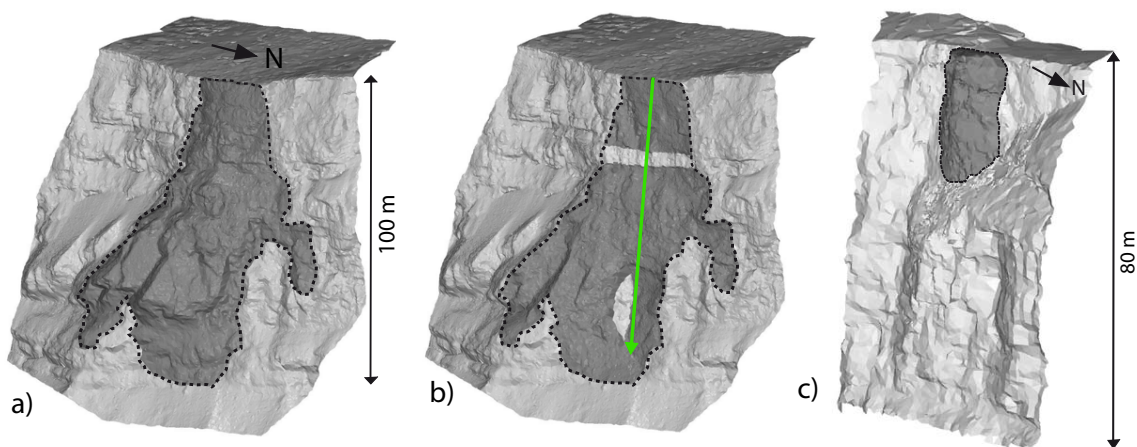


FIG. 2.11: Modèles numériques de terrain de Chamousset1 déduits des mesures LIDAR, avant (a) et après (b) l'éboulement. La face supérieure de l'écaille (a), ainsi que la surface de rupture (b) sont en gris foncé. Les zones de ponts rocheux sont en blanc (b). Le trajet de descente en rappel est figuré par une flèche verte (b). (c) MNT du site de Chamousset2 déduit des mesures LIDAR. Les limites supposées de l'écaille (encore en place) sont marquées par une ligne pointillée noire. Digital Elevation Models of the cliff obtained from Lidar acquisitions. a) Cham1 site prior to the collapse. Rock column upper face is in dark grey. b) Cham1 site after the collapse. The broken plane is in dark grey and rock bridges zones are in white. c) Cham2 site (still not collapsed). Supposed limits of the rock column are plotted as dark dotted line.

2.3 L'instrumentation des sites de Chamousset

Chacun des 2 sites de Chamousset a été équipé d'un réseau sismique, ainsi que d'extensomètres. Aux alentours des sites de Chamousset, le plateau a une altitude qui varie entre 1850 m et 1950 m. A cette altitude, les conditions météorologiques sont rudes et il est parfois difficile d'y maintenir une instrumentation en fonctionnement. La figure 2.12a montre le dégagement des panneaux solaires culminant à 3 m du sol, que nous avons dû réaliser en mars 2010, après un hiver très enneigé. À ces difficultés, s'ajoute le fait que le site est situé au sein d'un parc régional où il est impossible d'installer du matériel non démontable. De plus, les systèmes doivent être autonomes en énergie. Enfin, les sites ne sont accessibles qu'après une marche d'approche d'environ 1h, avec un acheminement du matériel possible à moindre frais à l'aide de chevaux (figure 2.12b). Pour des raisons techniques, nous avons pu bénéficier d'une communication GSM (Global System for Mobile Communications) avec la station sismique seulement à partir de novembre 2008 et uniquement pour le site de Chamousset2. Pour le site de Chamousset1, la réunion de ces conditions difficiles (climat rude, site protégé et isolé, absence de GSM...) a fait que l'acquisition a été interrompue à 3 reprises durant les quelques mois d'instrumentation, notamment, le 10 novembre 2007, soit 14 jours avant l'éboulement, après que les panneaux solaires aient été recouverts par la neige. Grâce à des panneaux solaires plus puissants, sur un mât beaucoup plus élevé, nous avons réussi à maintenir l'instrumentation opérationnelle durant tout l'hiver 2009/2010 malgré un enneigement très important. De plus, la station sismique a été enterrée dans une caisse isolée. Enfin, les disques de la station sismique de Chamousset2 étaient de plus grande capacité (32Mo contre 8Mo pour Chamousset1) et nous bénéficions d'une communication GSM.

Les données météo de la station des « Jardins du Roi » (figure 2.2), située 3,2 km au Sud-Ouest de Chamousset1 et 120 m plus bas, nous ont gracieusement été transmises par le Parc Régional des Hauts Plateaux du Vercors.

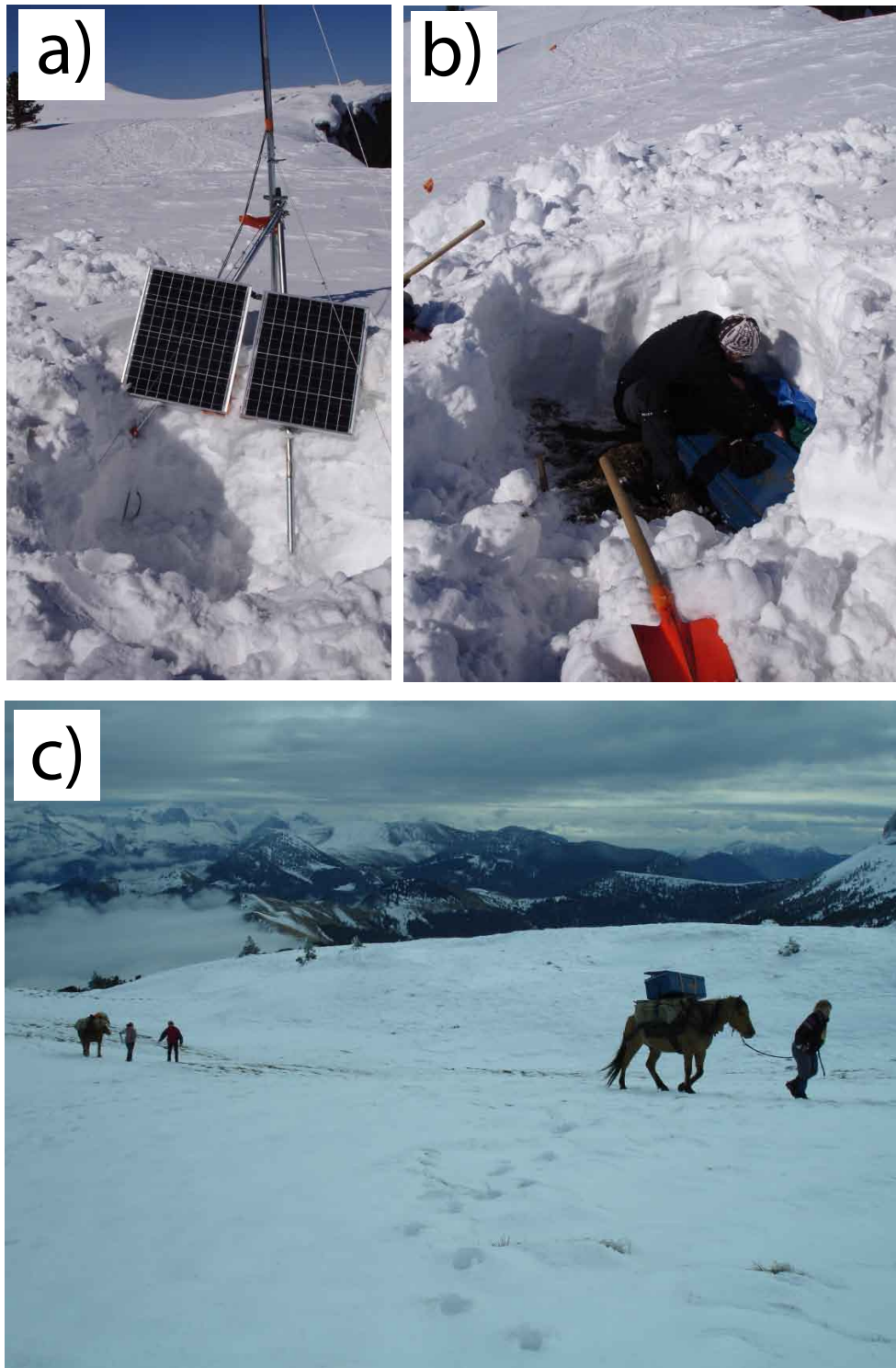


FIG. 2.12: Photos en mars 2010 des panneaux solaires (a) et de la station sismique (b) installés à Chamousset2 en mars 2010 après un hiver très enneigé. c) Photo de la montée de matériel avec des chevaux en novembre 2008 à Chamousset2. Photos of the solar panels (a) and the seismic station (b) installed at Chamousset2 in March 2010 after a snowy winter. c) Photo of the scientific equipment conveyed to the experimental site with horses in November 2008.

2.3.1 Description de l'instrumentation à Chamousset1

Un réseau sismique, ainsi que deux extensomètres, ont été installés sur le site de Chamousset entre juillet et novembre 2007 (figure 2.13). Un géophone vertical (2 Hz) a été placé sur l'écaille, tandis que 5 autres géophones verticaux (2 Hz) et un géophone 3 composantes (2 Hz) ont été déployés sur le plateau avec une ouverture d'environ 40 m. Durant les deux derniers mois d'enregistrement, les géophones 2 Hz ont été remplacés par des géophones 4,5 Hz.

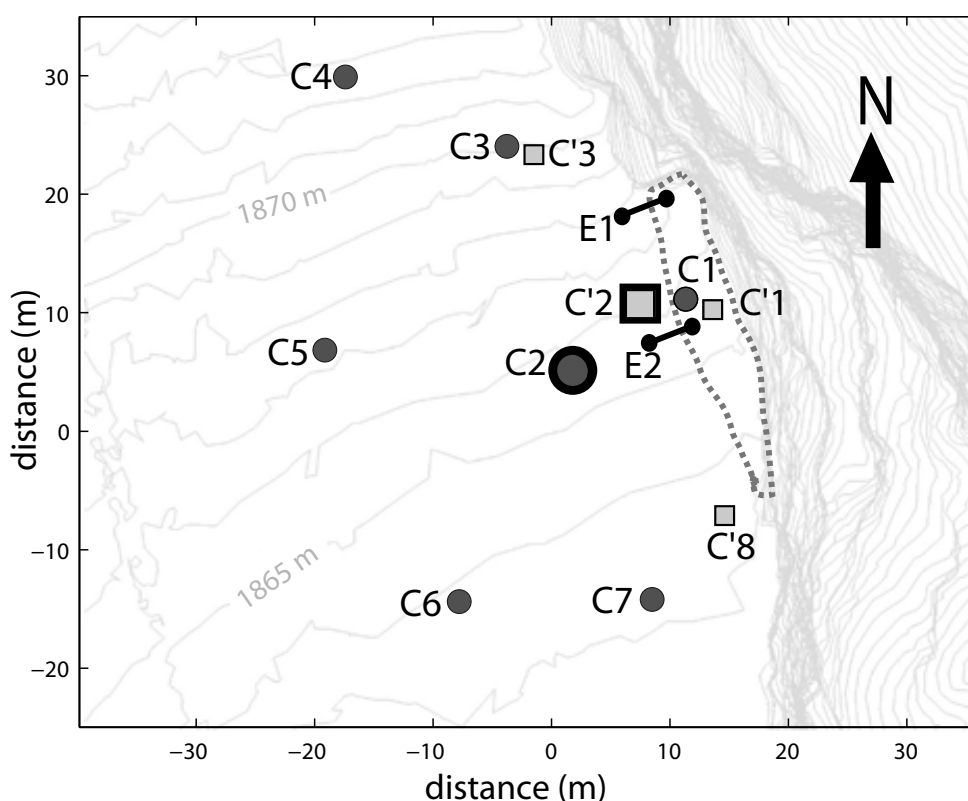


FIG. 2.13: Localisation de l'instrumentation à Chamousset1, vue de dessus. Les géophones 2 Hz (C1 à C7) ont été déployés du 13/07/2007 au 10/10/2007. Les géophones 4,5 Hz (C'1 à C'4) ont été déployés du 01/08/2007 au 26/11/2007. Les extensomètres E1 et E2 ont fonctionné entre le 01/08/2007 et le 26/11/2007. Les géophones 3C sont représentés par des symboles plus gros. La limite de l'écaille est en ligne grise pointillée. Temporary equipment at Chamousset1 from July to November 2007. Low frequency geophones (dark circles C1 to C7) were installed from the 13/07/2007 to the 10/10/2007. 4.5Hz geophones (C'1 to C'4) were installed from the 01/08/2007 to the 26/11/2007. Extensometers (black segments) were installed from the 01/08/2007 to 26/11/2007. Three-components sensors appear bigger with a thick black surround. Limits of the column are in grey dashed line.

L'acquisition a été réalisée en mode déclenché avec une fréquence d'échantillonnage de 1000 Hz, et une longueur d'enregistrement minimum de 2 minutes. Le critère de déclenchement était un rapport $\frac{\text{Short Term Average (sta)}}{\text{Long Term Average (lta)}}$ supérieur à 6 sur toutes les voies de la station sismique, avec des fenêtres sta et lta de 0,5 et 20 s, respectivement. Cette solution est

un bon compromis pour enregistrer régulièrement une partie de l'activité microsismique du site, ainsi que du bruit sismique, en remplissant la mémoire de la station sismique beaucoup plus lentement qu'avec une acquisition continue. Ce dernier point est crucial lorsqu'il est difficile d'accéder régulièrement au site expérimental.

Deux profils sismiques de 30 m ont été réalisés sur le plateau parallèlement et perpendiculairement à la falaise en septembre 2008. Un modèle sismique avec une couche de sol de 2 m d'épaisseur sur un demi-espace en a été déduit. Les vitesses des ondes P et S sont, respectivement, de 430 m/s et 180 m/s pour la couche de sol et de 2800 m/s et 960 m/s pour le substratum.

2.3.2 Description de l'instrumentation à Chamousset2

Pour pouvoir comparer plus facilement les données acquises sur les 2 sites, une instrumentation et un système d'acquisition similaires à ceux de Chamousset1 ont été choisis. Un réseau sismique comportant 6 géophones verticaux 2 Hz et un géophone 3 composantes 2 Hz a été installé à partir de juin 2008 sur le site de Chamousset2. Les paramètres d'acquisition sont similaires à ceux choisis pour Chamousset 1. Récemment (juin 2010), la configuration du réseau a été modifiée en installant 2 géophones 3 composantes sur l'écaille, ainsi qu'un géophone 3 composantes sur le massif à la place du réseau précédent (figure 2.14b). L'objectif de ces changements est de bénéficier d'informations sur les vibrations de l'écaille et du massif selon 3 directions de l'espace (N-S, E-W et vertical), afin de pouvoir les comparer. Lors de ce changement de configuration, un enregistrement continu des données à une fréquence de 500 Hz a été décidé, afin de bénéficier de plus d'enregistrements de bruit, en utilisant moins d'espace mémoire qu'avec une fréquence d'échantillonnage de 1000 Hz ³. Deux extensomètres ont été installés par la société Myotis le long de la fracture principale en août 2008. Un extensomètre se situe sur la face nord de l'écaille et un autre au milieu de l'écaille (figure 2.14a). La station extensométrique a, de plus, été équipée d'une sonde de température qui a été installée dans un forage de 20 cm au sein du calcaire au sommet de la falaise (voir la figure 2.14a).

Un profil sismique de 30 m a été réalisé sur le plateau parallèlement à la falaise en septembre 2008. Les vitesses sismiques déduites grâce à ce profil sont comparables à celles trouvées pour le site de Chamousset1.

³L'ensemble des changements survenus dans l'instrumentation sont reportés dans le calendrier de la manipulation de Chamousset2 qui peut être consulté sur le site <http://chamousset2.voila.net/>

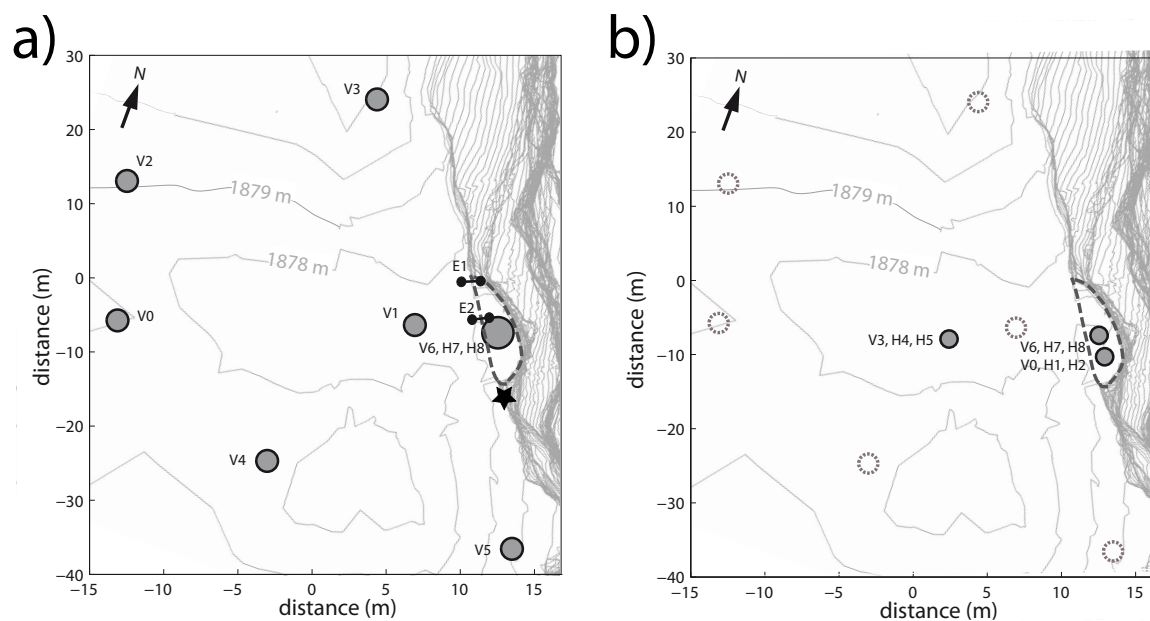


FIG. 2.14: a) Localisation de la première instrumentation à Chamousset2, vue de dessus. Les géophones 2 Hz ont été déployés du 06/06/2008 au 11/05/2010 (cercles gris). Les extensomètres E1 et E2 ont fonctionné entre le 27/10/2009 et le 05/02/2010. Le géophone 3C est représenté avec un symbole plus gros. La sonde de température installé dans un forage de 20 cm de profondeur est localisée par une étoile noire. Les limites de l'écaïlle sont en ligne grise pointillée. b) Localisation de l'instrumentation actuelle à Chamousset2, vue de dessus. Les géophones 3 composantes 2 Hz sont déployés depuis juin 2010 (cercles gris). La configuration précédente du réseau est indiquée par des cercles gris pointillés. a) Layout of the equipment at Chamousset2. The 2 Hz seismometers (gray circles) were deployed from the 06/06/2008 to the 11/05/2010. The extensometers E1 and E2 worked from the 27/10/2009 to the 05/02/2010. The Three-component sensor appears bigger. A temperature sensor was installed inside a 20 cm drilling (black star). Limits of the unstable column are in dashed lines. b) Seismic array configuration at Chamousset2 since Juin 2010 (gray circles). Previous configuration is shown as dashed circles.

2.4 Les enregistrements sismiques

De nombreux signaux sismiques ont été enregistrés sur les deux sites expérimentaux. En effet, une durée d'enregistrement de 16 h a été obtenue certains jours avec le critère sta/lta choisi. Dans le cas de Chamousset2, on observe une nette augmentation du nombre de déclenchements en été par rapport à l'hiver. La figure 2.15 montre que le critère $sta/lta > 20$ est le plus souvent dépassé durant les mois d'été pour la voie verticale installée sur l'écaille de Chamousset2. L'origine de cette différence est sans doute principalement due aux conditions météorologiques, très différentes entre l'été et l'hiver. Cependant, l'influence anthropique et animale n'est pas à exclure, puisque la fréquentation du Parc par les randonneurs se déroule essentiellement en été, et que les pâturages sont occupés par les troupeaux entre juin et octobre.

L'enregistrement des signaux s'effectue lorsqu'au moins un des capteurs à un sta/lta supérieur à 6. En effet, certains événements sismiques sont visibles sur l'ensemble des capteurs. Cependant, ces signaux représentent une faible partie de l'activité microsismique enregistrée à Chamousset, puisque de nombreux signaux ne sont visibles que sur 1 ou 2 capteurs. L'observation d'événements uniquement sur un ou deux capteurs n'est pas rare pour ce genre de réseau sismique (Amitrano *et al.* (2010), Senfaute *et al.* (2009), Walter & Joswig (2009)). Les causes de ce phénomène peuvent être multiples. Au sein d'un milieu très amortissant comme la craie de Mesnil-Val (Senfaute *et al.* (2009)), les signaux sismiques sont atténués sur des distances très courtes, inférieures aux distances entre capteurs. Le calcaire de Chamousset constitue un milieu nettement moins amortissant. Cependant, il l'est suffisamment pour que des signaux produits par des sources faiblement énergiques soient discernables uniquement sur les capteurs les plus proches de la sources. Par ailleurs, les discontinuités qui affectent le massif comme les différentes familles de fractures constituent des obstacles ponctuels à la propagation des ondes sismiques qui suffisent, dans certains cas, à totalement atténuer le signal sismique. Une partie de cette activité sismique est liée à l'endommagement des ponts rocheux qui précède l'éboulement, et elle contient des informations sur les mécanismes de rupture des ponts rocheux. C'est pourquoi, l'étude de l'activité sismique sera l'objet du chapitre 4. Les signaux les plus énergétiques, visibles sur l'ensemble du réseau sismique installé à Chamousset1, seront classifiés en fonction de leurs caractéristiques dans les domaines temporel et fréquentiel. Cette classification associera le type de source aux caractéristiques du signal enregistré. Le travail se focalisera ensuite sur l'étude de signaux très impulsifs pour lesquels il est possible de distinguer l'arrivée des ondes P de celles des ondes S et dont la source sismique semble être la rupture de ponts rocheux.

D'autre part, les enregistrements ont une durée minimum de 2 minutes, ce qui permet de bénéficier d'enregistrements du bruit ambiant espacé plus ou moins régulièrement dans le temps. Le chapitre 3 se consacre à l'étude du bruit sismique enregistré sur le site de Chamousset1. La composition fréquentielle du bruit ambiant est suivie au cours du temps dans l'objectif d'observer des variations perceptibles avant l'éboulement. Pareillement, le chapitre 5 traite du bruit sismique acquis sur le 2ème site expérimental, Chamousset2. Le traitement de ces données de bruit sismique permet de voir la variation de leur contenu fréquentiel avec les saisons, puisque les données ont été acquises sur plus d'un an.

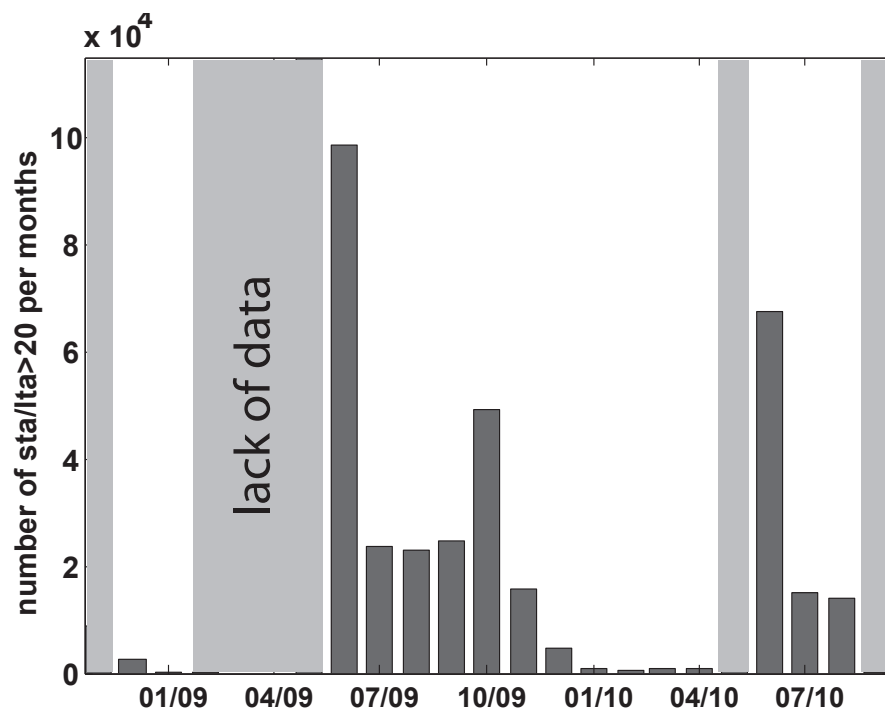


FIG. 2.15: Evolution du nombre de déclenchements ($sta/lta > 20$) pour la voie verticale (V6) installée sur l'écaille de Chamousset2. Number of triggering with ($sta/lta > 20$) for the vertical sensor (V6) installed on the Chamousset2 unstable rock column.

Chapitre 3

Utilisation du bruit sismique pour la détermination et le suivi des fréquences de résonance

3.1 Techniques utilisées

Dans cette partie sont passées en revue 2 techniques de traitement du signal utilisées au cours de cette thèse, le décrétement aléatoire et la Frequency Domain Decomposition, ainsi que les principes des 2 types simulations effectuées au cours de la thèse, l'analyse modale et l'analyse de la réponse non-linéaire.

3.1.1 Analyse modale

Nombre de systèmes physiques (patin de frein, instrument de musique, épaisseur d'aluminiums, **écaïlle rocheuse**...) sont susceptibles d'être le siège d'oscillations amorties. Ces oscillateurs peuvent emmagasiner temporairement de l'énergie sous deux formes : potentielle ou cinétique. L'oscillation est le phénomène par lequel l'énergie du système passe d'une forme à l'autre de façon périodique. L'énergie injectée est peu à peu absorbée par les éléments dissipatifs du système (amortisseur visqueux en mécanique, frottements...), jusqu'à ce que le système revienne à un état d'équilibre stable. Ces oscillations sont la somme de mouvements à des fréquences de résonances qui dépendent des caractéristiques du système physique étudié. Dans le cas simple de la vibration libre d'un système masse-ressort-amortisseur à un degré de liberté (figure 3.1a), l'équation différentielle du mouvement de ce système s'écrit :

$$m\ddot{x} + c\dot{x} + kx = F \quad (3.1)$$

où $x = x(t)$ est le déplacement de la masse m à partir de sa position d'équilibre statique, k est la constante de rigidité du ressort, c est le coefficient d'amortissement et $F = F(t)$ est une force extérieure excitant le système. Si on s'intéresse à la réponse libre d'un tel système, $F(t) = 0$. La méthode de Laplace permet d'obtenir la réponse du système, en

prenant les conditions initiales arbitraires $x(0) = x_o$, $\dot{x}(0) = \nu_o$:

$$x(t) = X \exp(-\zeta \omega_n) \sin(\omega_n \sqrt{1 - \zeta^2} t + \phi) \quad (3.2)$$

où $\zeta = \frac{c}{2\sqrt{km}}$ est le taux d'amortissement, $\phi = \arctg\left(\frac{x_o \omega_n \sqrt{1 - \zeta^2}}{\nu_o + x_o \zeta \omega_n}\right)$ et $\omega_n = \sqrt{\frac{k}{m}}$. Cette réponse n'est valable que dans les cas sous amortis, c'est-à-dire lorsque $\zeta < 1$. La fréquence d'oscillation, qui est la fréquence de résonance ou fréquence propre du système est $\omega_n \sqrt{1 - \zeta^2} < \omega_n$ (figure 3.1b), ou encore :

$$f = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{k}{m}} \sqrt{1 - \zeta^2} \quad (3.3)$$

Elle dépend de la masse m du système, de son amortissement c et de sa raideur k . Cette fréquence décroît plus la masse m est importante.

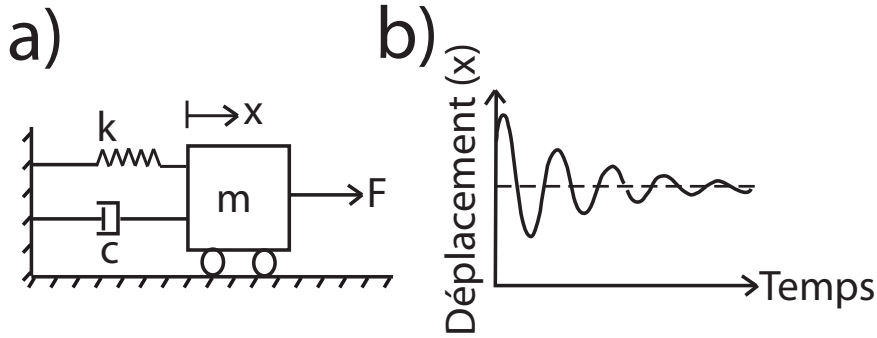


FIG. 3.1: a) Schéma d'un système masse-ressort-amortisseur à 1 degré de liberté et b) forme de la réponse libre amortie d'un tel système. Mass-spring-damper system with a single-degree-of-freedom (a) and the shape of its underdamped oscillations under free vibration (b).

Une écaïlle rocheuse comme celle instrumentée à Chamousset (voir chapitre 2) est un objet complexe possédant une infinité de fréquences de résonance. Pour retrouver la réponse libre d'un système aussi complexe et déterminer ses fréquences propres, on a recours à la modélisation. La discrétisation par éléments finis de l'écaïlle génère un modèle avec n degrés de liberté duquel on tirera les n premières fréquences de résonance. Une déformée modale (ou mode de vibration) est associée à chacune de ces fréquences. Durant cette thèse nous avons utilisé le logiciel Rdm6 (http://iut.univ-lemans.fr/ydlogi/rdm_version_6.html) qui permet l'analyse modale d'une structure en 2D. Les n premiers modes propres de la structure sont les solutions du problème aux valeurs propres :

$$K\{\varphi\} = \omega^2 M\{\varphi\} \quad (3.4)$$

où K est la matrice de rigidité de la structure, M la matrice de masse de la structure et ω une pulsation propre et $\{\varphi\}$ le vecteur propre associé.

Le suivi de l'évolution des fréquences de résonance d'une écaille rocheuse est un des objectifs de la thèse. La caractérisation dynamique d'un système pourrait être utilisé comme futur système d'alarme pour l'aléa éboulement rocheux. Les fréquences de résonance d'un système dépendent de sa géométrie, ses caractéristiques élastiques et ses conditions aux limites. Dans la cas de l'écaille, ces dernières correspondent à l'interface la séparant du massif stable. L'écaille est maintenue au massif stable par des ponts rocheux qui définissent la rigidité de l'interface. D'une manière indirecte, déterminer les fréquences de résonance d'une écaille rocheuse permettrait donc d'obtenir des informations sur le volume instable en jeu, sa rigidité, ainsi que sur le pourcentage de ponts rocheux qui rattache l'écaille au massif. La section 3.2 étudie l'influence respective de plusieurs paramètres tels que le module de Young, la répartition des ponts rocheux et leur proportion sur les fréquences de résonance d'une écaille.

Sur le terrain, on n'enregistre pas directement la réponse libre d'un système oscillant comme une écaille rocheuse ou un bâtiment, mais plutôt la réponse du système sous vibrations forcées, puisque celui-ci est constamment soumis à des forces extérieures (vent, séismes, trains, voitures...). Or, lorsqu'un système oscillant amorti est sollicité à des fréquences proches de ces fréquences propres, il se produit un phénomène de résonance, c'est-à-dire d'accumulation de l'énergie générant des oscillations plus importantes. Dans le milieu naturel, le bruit sismique couvrant un très large spectre fréquentiel (multitude de sources telles que : vagues, vent, pluie, séismes, machines industrielles, explosions,...), il contient aussi les fréquences de résonance du système. Celui-ci accumule de l'énergie à ses fréquences de résonance qui sont déterminées à partir du traitement du signal (spectre, décrétement aléatoire,...).

Le bruit sismique, associé à d'autres méthodes d'analyse modale comme la vibration forcée, a déjà été utilisé avec succès en génie civil afin de suivre l'endommagement des bâtiments. Clinton *et al.* (2006) a étudié l'évolution de deux fréquences de résonance de la Millikan Library, un grand bâtiment en Californie du Sud. Sur la figure 3.2, on peut voir la diminution de ces fréquences de résonance pour divers séismes qui ont endommagé le bâtiment entre 1967 et 2003. Etant donné que la masse de la structure reste à peu près constante au cours du temps, cette décroissance des fréquences de résonance a été interprétée comme une diminution de la rigidité du système provoquée par l'endommagement du bâtiment.

L'objectif de ce travail de thèse est d'appliquer diverses méthodes d'analyses modales afin de suivre l'évolution des fréquences de résonance d'une écaille calcaire avant son éboulement. En effet, la diminution du nombre de ponts rocheux au cours du temps induit une décroissance de la rigidité des conditions limites de l'écaille, ce qui entraîne une diminution de ses premières fréquences de résonance. Nous étudierons, à l'aide de simulations numériques, l'influence de la diminution du nombre de ponts rocheux sur la valeur des fréquences de résonance d'une écaille rocheuse. Enfin, nous utiliserons la technique du décrétement aléatoire pour suivre l'évolution fine de la première fréquence de résonance de l'écaille calcaire de Chamousset1 et estimer l'influence de paramètres météorologiques tels que la température, le vent et la pluviométrie sur ses fréquences de résonance.

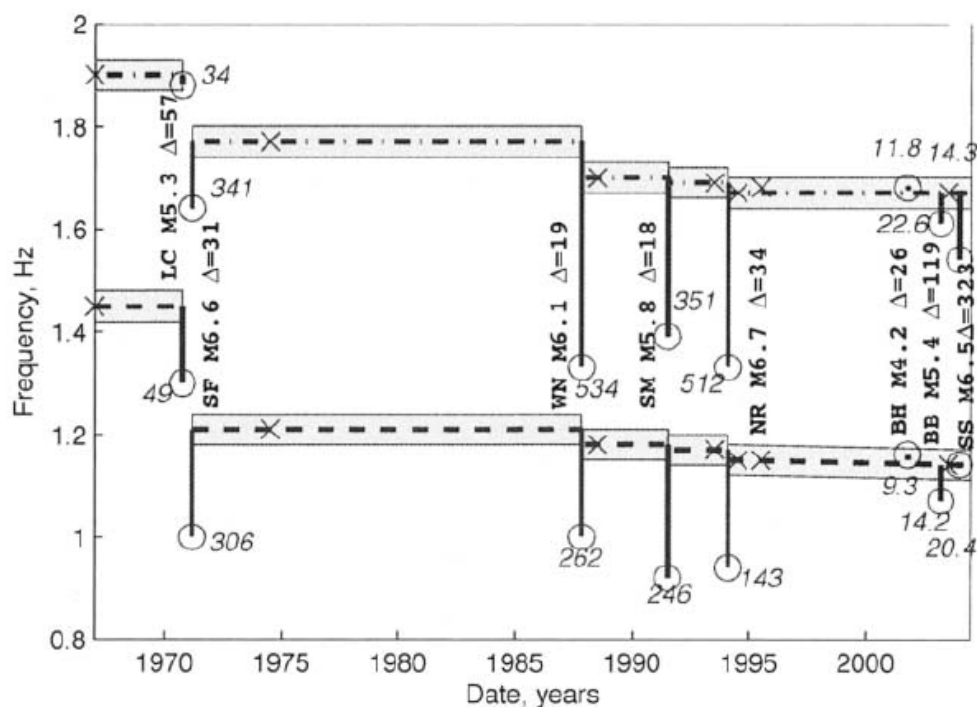


FIG. 3.2: Evolution of two natural frequencies of the Millikan Library, South California from Clinton *et al.* (2006). Dashed lines are east-west natural frequencies, dashed-dotted lines are north-south natural frequencies, all from forced vibration testing. Shaded area is the likely region of natural frequencies taking into consideration errors in measurement, caused by unknown shaker weight configuration and weather conditions for each test, and experimental error. Crosses indicate the actual time of a forced vibration measurement. Circles indicate the natural frequency estimated from the strong motion recording of the event, with the number in italics giving the peak acceleration recorded for the event (cm/sec^2).

3.1.2 Décrément Aléatoire

Le grand intérêt de la méthode du décrément aléatoire est qu'elle permet de suivre l'évolution des fréquences propres d'un système de façon beaucoup plus précise qu'en réalisant de simples spectres de Fourier.

Le principe de cette méthode consiste à considérer la réponse d'un système due à une sollicitation aléatoire à l'instant t comme composée de 3 parties : la réponse due aux conditions initiales (déplacement et vitesse initiales) et la réponse à la sollicitation aléatoire entre l'état initial et le temps t . En moyennant un grand nombre de portions de signal temporel avec les mêmes conditions initiales, les parties aléatoires du signal auront alors tendance à s'annuler, révélant la réponse libre du système aux conditions initiales. La figure 3.3a montre les portions de courbes $t_1, t_2 \dots t_i$ de largeur τ sélectionnées avec les mêmes conditions initiales (passage en zéro avec une pente positive) sur le signal filtré autour de la 1^{ère} fréquence de résonance pour l'écaille de Chamousset1. Ces portions sont ramenées à la même origine (figure 3.3b) puis moyennées (figure 3.3c) pour obtenir la signature de l'écaille pour ce mode de résonance. La réponse obtenue est appelée la signature du Décrément Aléatoire. Elle sert à identifier la fréquence et l'amortissement de la structure (voir la figure 3.4). Les conditions initiales proposées par Cole (Cole (1973)) sont le déplacement nul et la vitesse positive ou négative. Il existe de nombreuses autres possibilités pour les conditions initiales, comme de prendre les extrema locaux ou un seuil de déclenchement. La pertinence de la méthode en fonction des conditions initiales a été étudiée par Asmussen (Asmussen *et al.* (1998)). Pour notre étude nous avons choisi comme conditions initiales le passage par zéro avec une pente positive. La valeur du Décrément $D_{xx}(\tau)$ pour un temps τ est donc la suivante :

$$D_{xx}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X(t_i + \tau) \quad (3.5)$$

avec N le nombre de portions de courbes, $X(t_i + \tau)$ la valeur du signal de la portion i au temps $t_i + \tau$ et t_i l'intervalle de temps nécessaire pour ramener la portion de courbe i à l'origine choisie. Il est nécessaire de filtrer le signal autour de la fréquence d'intérêt avant de réaliser le processus de sélection des portions de signal et leur sommation. En général, on choisit un filtre avec une bande passante aussi large que le pic en fréquence sur le spectre de Fourier. Cela permet de conserver l'ensemble de l'énergie liée à la réponse libre du système pour la fréquence considérée, car la largeur du pic est fonction de l'amortissement du système.

Le nombre de fenêtres à sélectionner dans le signal est important pour assurer la stabilité des mesures d'amortissement par cette méthode. Un minimum de 500 fenêtres est requis pour garantir cette stabilité (Jeary (1997)), ce qui impose un enregistrement du signal aléatoire suffisamment long ; une heure d'enregistrement est recommandée par Jeary (Jeary (1997)) et Dunand (Dunand (2005)).

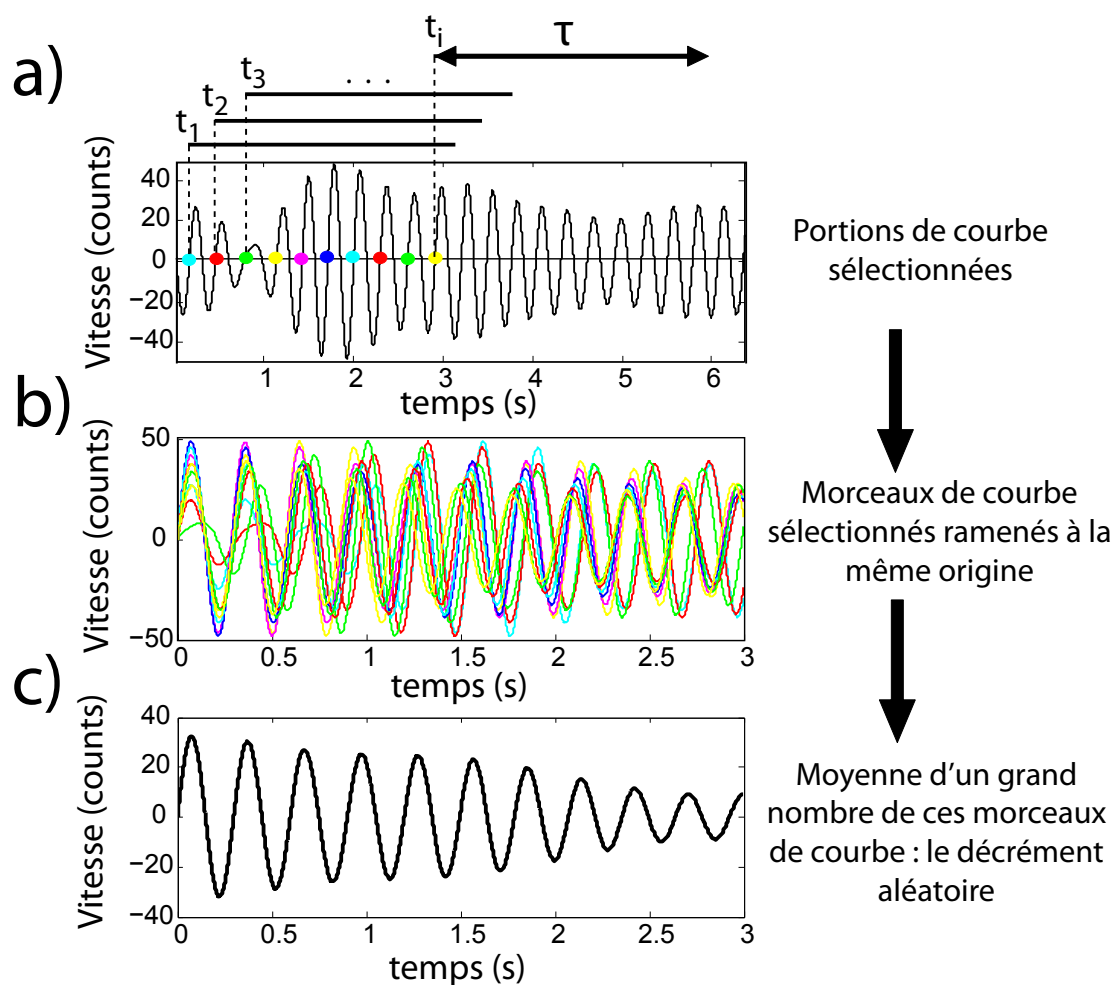


FIG. 3.3: Les différentes étapes de la technique du décrétement aléatoire. a) sélection de fenêtres avec les mêmes conditions initiales dans le signal aléatoire filtré autour de la fréquence de résonance. Dans cet exemple, les conditions initiales sont le passage en zéro avec une pente positive. b) Les portions de courbes sont ramenées à la même origine et c) les portions de courbes sont moyennées afin d'obtenir la signature de la structure. The different steps of the Random Decrement Technique. a) Selection of time segments with the same initial conditions. For this example, the triggering conditions are zero crossing with positive slope. The signal is filtered around the resonance frequency. b) The time segments are brought back to the same time origin and c) averaged in order to obtain the free vibration response of the structure called the Random Decrement Signature.

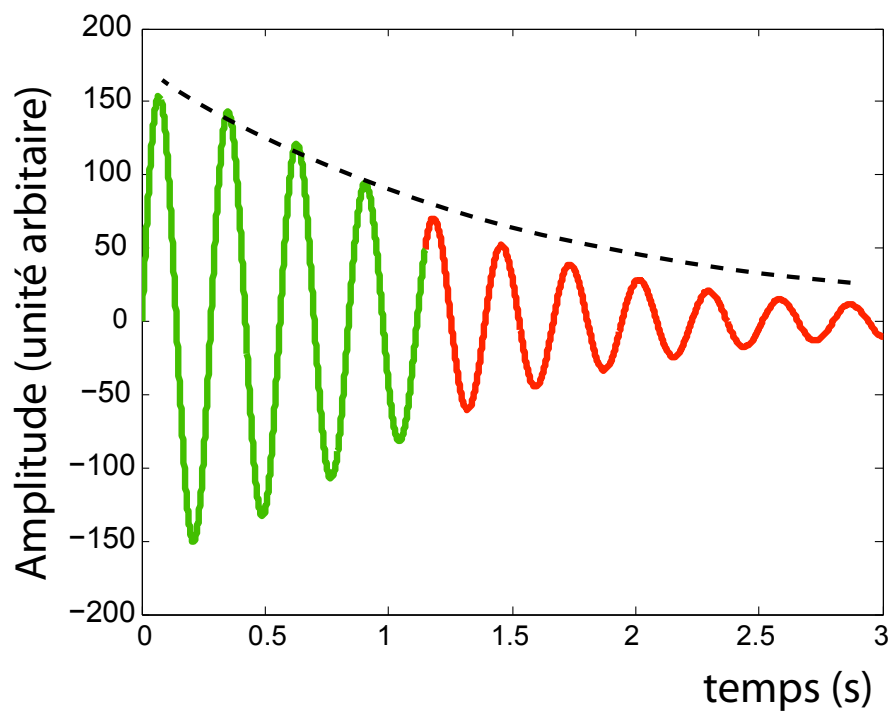


FIG. 3.4: *Exemple d'une signature obtenue pour le site de Chamousset1 pour la première fréquence de résonance. La partie verte est utilisée pour calculer la fréquence de résonance et l'amortissement. La ligne pointillée correspond à l'enveloppe théorique de la signature avec un amortissement qui suit une loi exponentielle décroissante.* Example of a Random Decrement Signature obtained for the Chamousset1 site at its first resonance frequency. The green part of the signature is used to calculate the resonance frequency and the damping. The dashed line corresponds to the envelope of the best-fitted exponential law for damping.

3.1.3 Analyse de la réponse non-linéaire d'une écaille

Les simulations temporelles pour étudier la réponse dynamique d'écailles calcaires ont été réalisées avec Plast2, un logiciel développé par L. Baillet (Baillet (2002)). Il s'agit d'un programme d'éléments finis explicite dynamique basé sur une configuration Lagrangienne réactualisée. Les modèles sont constitués de 2 corps déformables élastiques : un massif rocheux stable avec une falaise et une écaille en équilibre instable. Les valeurs du module de Young E , du coefficient de Poisson ν et de la densité ρ sont choisies en fonction des valeurs mesurées in situ pour les sites de Chamousset1 et 2. La valeur du module de Young pour les sites de Chamousset a été déduite indirectement, par les mesures de vitesses de propagation des ondes P et S, en utilisant les formules classiques de l'élasticité :

$$\begin{cases} \mu = V_s^2 \rho \\ \lambda = V_p^2 \rho - 2\mu \end{cases} \quad (3.6) \quad \text{et} \quad \begin{cases} \nu = \lambda / (2(\lambda + \mu)) \\ E = \mu(3\lambda + 2\mu) / (\lambda + \mu) \end{cases} \quad (3.7)$$

avec λ et μ les coefficients de Lamé.

Les vitesses de propagations des ondes P et S dans le calcaire de Chamousset sont, respectivement, de 2800 m/s et de 960 m/s (voir chapitre 2), ce qui conduit à l'estimation d'un module de Young d'environ 7×10^9 Pa et d'un coefficient de Poisson d'environ 0,43. Il est à noter que ces valeurs sont très différentes de celles mesurées sur un échantillon sain prélevé sur site. En effet, la vitesse de propagation des ondes P pour un tel échantillon (un cube de 6 cm de coté) est d'en moyenne 5800 m/s dans les 3 directions de l'espace (une direction perpendiculaire à la stratification et 2 directions parallèles à la stratification). Cette différence résulte probablement d'un effet d'échelle provenant de la fracturation du massif. La densité de l'échantillon a été mesurée à environ 2,65.

Pour chaque simulation, les conditions aux bords inférieur et latéraux du massif sont absorbantes (Clayton & Engquist (1977)) et les extrémités de la frontière inférieure sont encastées. Les simulations sont faites en utilisant les hypothèses de déformations planes. La discrétisation spatiale est réalisée en deux dimensions avec un maillage constitué de quadrilatères à 4 points de Gauss.

Les équations de mouvement sont développées via le principe des travaux virtuels et conduisent au système d'équations différentielles suivant écrit au temps t :

$$M\ddot{u}_t + C\dot{u}_t + F_{t \text{ int}} = F_{t \text{ appli}} \quad (3.8)$$

avec M , C les matrices de masse et d'amortissement ; \dot{u}_t , \ddot{u}_t les vecteurs de vitesse et d'accélération nodales ; $F_{t \text{ int}}$ les forces intérieures et $F_{t \text{ appli}}$ les forces appliquées.

L'intégration temporelle des équations différentielles est basée sur la méthode des différences finies centrées et l'expression des vitesses et accélérations à l'instant t est :

$$\dot{u}_t = (u_{t+\Delta t} - u_{t-\Delta t}) / (2\Delta t) \quad (3.9)$$

et

$$\ddot{u}_t = (u_{t+\Delta t} - 2u_t + u_{t-\Delta t})/(\Delta t^2) \quad (3.10)$$

Les algorithmes de gestion du contact et du frottement sont basés sur la méthode des multiplicateurs de Lagrange avant proposé par [Carpenter *et al.* \(1991\)](#) en deux dimensions.

Au niveau de l'interface massif/écaïlle, on définit des noeuds maîtres (sur le massif) et des noeuds esclaves (sur l'écaïlle). On impose sur ces derniers des conditions normales (non pénétration des surfaces maîtres) et tangentielles (loi de contact reliant généralement les contraintes de contact normale et tangentielle) au contact. Les conditions cinématiques vérifiées aux noeuds esclaves à l'instant $t + \Delta t$ sont équivalentes à l'introduction de multiplicateurs de Lagrange homogènes à des forces de contact à l'instant t . Formulée ainsi, la méthode des multiplicateurs de Lagrange est compatible avec les opérateurs d'intégration explicites. Les équations de mouvement (éq. 3.9 et 3.10) associées aux conditions cinématiques agissant sur les noeuds esclaves à l'instant $t + \Delta t$ s'écrivent alors de la manière suivante :

$$\begin{cases} M\ddot{u}_t + C\dot{u}_t + F_{t \text{ int}} + G_{t+\Delta t}^T \cdot \lambda_t = F_{t \text{ appli}} \\ G_{t+\Delta t} \{X_t + u_{t+\Delta t} - u_t\} = G_{t+\Delta t} X_{t+\Delta t} \leq 0 \end{cases} \quad (3.11)$$

avec λ_t les forces de contact agissant sur les noeuds esclaves, $G_{t+\Delta t}$ la matrice globale exprimant les conditions normales et tangentielles au contact et X_t le vecteur des coordonnées des noeuds à l'instant t .

Pour assurer la stabilité et donc la convergence des simulations, le pas de temps de la simulation Δt doit respecter la condition de Courant-Friedrichs-Lewys :

$$\Delta t \leq \frac{l_{min}}{c_{max}} \quad (3.12)$$

où l_{min} est la taille du plus petit élément et c_{max} est la vitesse de propagation d'onde longitudinale pour le matériau étudié.

L'interface suit une loi de type Mohr-Coulomb :

$$\tau = C + \sigma_n \tan \phi \quad (3.13)$$

avec C la cohésion, ϕ l'angle de frottement, σ_n la contrainte normale et τ la contrainte tangentielle. Les valeurs de C (13 MPa) et $\tan \phi$ (0,7) ont été choisies en fonction des valeurs obtenues pour des ponts rocheux par analyse en retour d'éboulements s'étant produits dans les falaises calcaires du massif du Vercors ([Frayssines & Hantz \(2006\)](#)).

3.1.4 Frequency Domain Decomposition

La Frequency Domain Decomposition (FDD) utilise des enregistrements simultanés de bruit ambiant en différents points d'une structure pour retrouver ses fréquences de résonance et les déformées modales associées. Il n'est pas nécessaire de faire une hypothèse a priori sur le comportement du système pour appliquer cette méthode. Son principe est de décomposer les matrices de densités spectrales (densités spectrales de puissance croisées entre tous les enregistrements simultanés) en degrés de liberté indépendants grâce à la décomposition en valeurs singulières. En supposant un faible amortissement et un bruit blanc en entrée, cette décomposition permet de déterminer les fréquences de résonance et d'estimer les vecteurs de déformées sans biais, même si les modes sont proches ([Brincker et al. \(2001\)](#)).

Les explications sur la méthode de la FDD sont tirées de la thèse de [Michel \(2007\)](#). Le logiciel utilisé pour le traitement des données de Chamousset2 selon la méthode de la FDD a été développé par C. Michel et se nomme Modal Analysis for Cityshark (MACity). Il est spécialement conçu pour recevoir les données enregistrées avec le matériel du LGIT (les stations Cityshark).

Dans la pratique, les enregistrements de bruit sismiques doivent être simultanés de manière à conserver l'information sur la phase, donc sur le signe des points de la déformée. Par ailleurs, l'amplitude de la sollicitation varie au cours du temps ; les amplitudes des spectres peuvent ne plus être comparables pour la construction de la déformée. Cependant, si plusieurs jeux de données ont été enregistrés dans la même structure, il est possible, grâce à un capteur de référence, de normaliser chaque point de la déformée par la valeur obtenue en ce capteur et donc d'assembler les différents jeux de données. L'amplitude de la déformée est arbitraire puisqu'on ne connaît pas l'amplitude de la sollicitation.

L'estimation des spectres est réalisée en enregistrant une longue durée de signal et en prenant la moyenne du spectre sur des fenêtres de temps. La durée de ces fenêtres T_O est choisie en fonction de la précision souhaitée en fréquence, $\delta f = 1/T_O$. Ces fenêtres de temps doivent être apodisées, afin d'estimer leur spectre le plus correctement possible. Pour l'estimation des DSP, la moyenne des spectres est calculée avec la méthode « de Welch » ([Welch \(1967\)](#)). Les expériences de [Michel \(2007\)](#) ont montré que pour des enregistrements de 15 min à 200 Hz, des fenêtres de 20 s, étaient un bon compromis entre précision en fréquence (0.024 Hz) et moyenne pertinente des fenêtres stationnaires.

Généralement peu de modes ont de l'énergie à une fréquence donnée. Cependant, en pratique, pour une structure telle qu'une écaille rocheuse, certains modes sont assez proches. C'est pourquoi, la méthode de la FDD utilise la décomposition en valeurs singulières des matrices de densité spectrale (DSP). On utilise parfois le Modal Assurance Criterion (MAC) pour mieux décomposer les modes et calculer leur amortissement ([Allemang & Brown \(1982\)](#)). Il s'agit de comparer la déformée à la fréquence du pic sélectionné aux déformées des fréquences alentours. En se donnant un seuil de valeur du MAC, typiquement 80%, on peut sélectionner les valeurs singulières qui appartiennent à la « cloche » du mode ou MAC bell ([3.5](#)).

La visualisation des « cloches » est un outil très utile pour savoir sur quelle plage de fréquence ce mode a de l'énergie. Une sollicitation externe à une à une fréquence

particulière (vent) peut faire fonctionner l'échelle sans amortissement, selon le mode qui a le plus d'énergie à cette fréquence. Le spectre montrera un pic à cette fréquence alors que le véritable pic du mode peut être situé plus loin. L'amortissement (déduit de la transformée inverse de la MAC bell) apporte également une indication concernant le mode que l'on considère. Si celui-ci est très faible (inférieur à 1%), il peut s'agir d'un signal monochromatique non amorti (conduite forcée,...). Enfin, la déformée modale est le dernier outil qui permet de reconnaître un mode structural. Si un seul point a une grande amplitude dans une déformée, on peut imaginer que seul le capteur correspondant a été sollicité à cette fréquence (résonance d'un mât équipé de panneaux solaires ou d'une éolienne, bruit numérique,...) et que cela ne correspond pas à un mode de la structure.

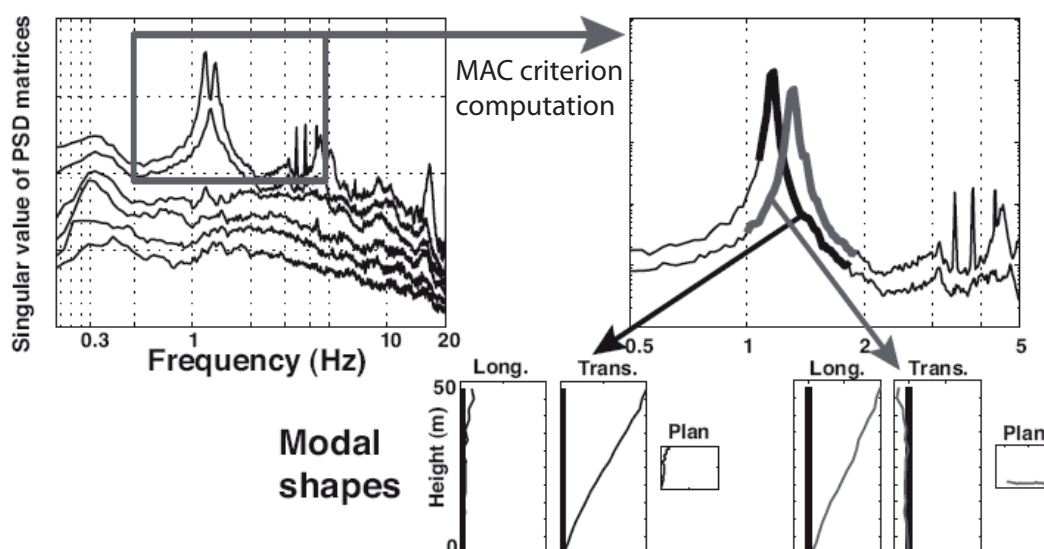


FIG. 3.5: Premières valeurs singulières des matrices de DSP d'une expérience à la tour ARPEJ II (Grenoble). Entre 0.5 et 5 Hz, le rang de la matrice est 2, il n'y a que 2 modes qui ont de l'énergie. Le critère MAC permet de séparer les deux cloches qui correspondent, respectivement, aux premiers modes transversal et longitudinal. D'après la thèse de Michel (2007). First singular values of the PSD matrices for an experiment at the ARPEJ II tower (Genoble). Between 0.5 and 5 Hz, the rank of the matrix is 2 so that only 2 modes have energy. The MAC criterion allows separating the two bells corresponding to the first transverse and longitudinal modes, respectively. Taken from Michel (2007).

3.2 Etude numérique paramétrique

3.2.1 Variation de l'emplacement des ponts rocheux

Afin d'étudier l'influence de l'emplacement des ponts rocheux sur les fréquences de résonance d'une écaille rocheuse, nous avons réalisé une série de modélisations 2D d'écailles rocheuses à l'aide du logiciel Rdm6 (http://iut.univ-lemans.fr/ydlogi/rdm_version_6.html). La géométrie des écailles simulées est rectangulaire avec une hauteur de 80 m et une largeur de 20 m. Les ponts rocheux sont simulés par des liaisons de raideur $K_x=K_y=3^e8 \text{ N/m}$ qui sont réparties sur le tiers inférieur « ouest » de l'écaille (voir figure 3.6). Ces liaisons sont au nombre de 15, ce qui représente environ 10% de la surface de rupture. Chaque simulation bénéficie d'une répartition des ponts rocheux différentes (voir figure 3.6).

Le modèle, constitué de 2118 éléments triangulaires se caractérise par les propriétés élastiques suivantes : un module de Young de 9000MPa, un coefficient de Poisson de 0,31 et une densité de 2,7. Ces valeurs sont équivalentes à une vitesse des ondes P de 2150 m/s et une vitesse des ondes S de 1130 m/s, ce qui est réaliste pour une roche calcaire.

La figure 3.7a montre la valeur des 15 premiers modes de résonance pour les simulations a à d présentées en figure 3.6. Les plus grandes différences sont visibles pour les 4 premiers modes. La fréquence du premier mode varie de plus de 10% entre la valeur la plus basse (0,8 Hz) et la valeur la plus haute (1,0 Hz). Ce résultat montre que la gamme des fréquences reste relativement constante pour tous les modes. Pour ce modèle, le facteur influent contrôlant les fréquences de résonance est la distance D (1/3 de la hauteur) le long de laquelle sont répartis les ponts rocheux. Cela laisse espérer, qu'à partir des fréquences de résonance, il sera possible de déterminer cette distance D pour une écaille avec une géométrie simple et connue grâce à des techniques telles que le LIDAR, ainsi qu'avec les 1^{ères} fréquences de résonance obtenues par le bruit sismique.

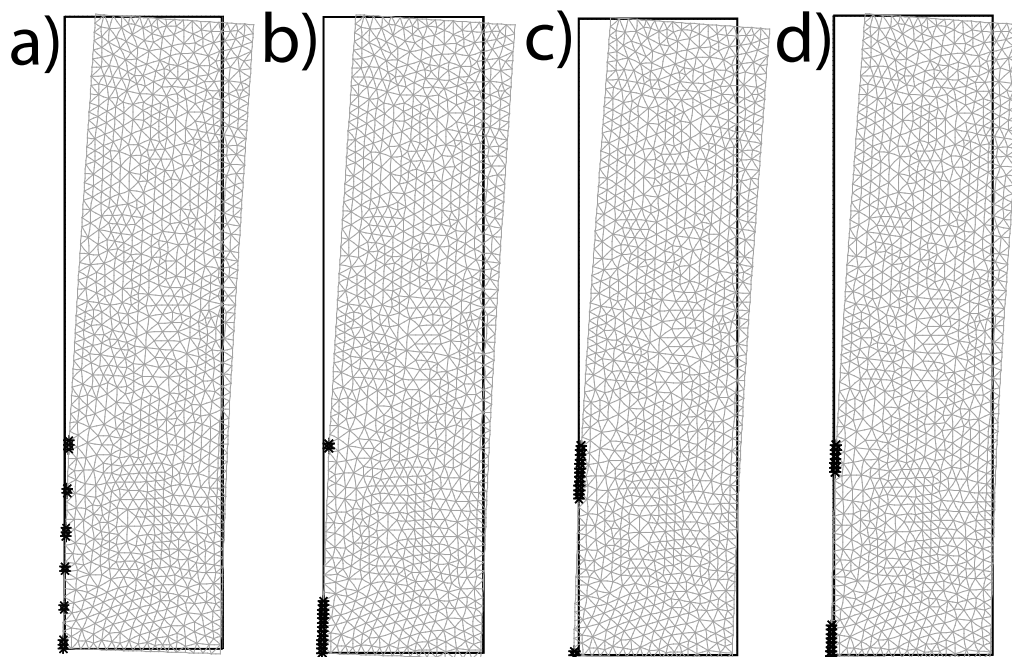


FIG. 3.6: a) à d) Géométries des différentes simulations 2D d'une écaille élastique rectangulaire de 20 m de large et 80 m de haut avec le logiciel Rdm6. Les liaisons de raideur $K_x = K_y = 3 \times 10^8$ N/m (astérisques noires) correspondent à des ponts rocheux qui représentent 10% de la limite Ouest de l'écaille (i.e. 15 noeuds sur 145). Le maillage gris représente la déformée du premier mode pour chaque configuration. a) to d) The 2D simulation geometries of a rectangular elastic rock column (width = 20 m, height = 80 m) performed with the Rdm6 software. Points of support ($K_x = K_y = 3 \times 10^8$ N/m) correspond to rock bridges covering 10% of the column West limit (i.e. 15 nodes out of 145). The grey mesh represents the modal shape of the first mode for each configuration.

3.2.2 Variation du module de Young

Nous avons réalisé une autre série de simulations d'écailles rocheuses (avec le logiciel Rdm6), pour étudier l'influence de la variation du module de Young sur les fréquences de résonance d'une écaille rocheuse. En effet, le module de Young d'une écaille rocheuse est susceptible de diminuer avec l'endommagement résultant du développement de fractures. Les fréquences de résonance d'une écaille dépendent, en partie, de son module de Young et nous avons étudié leurs variations, pour la géométrie du modèle présenté en figure 3.6a, en faisant varier le module entre 9000 et 5000 Mpa. Avec un coefficient de Poisson de 0,31, cela correspond à une variation des vitesses d'ondes P entre 1600 et 2150 m/s et à une variation des vitesses d'ondes S entre 840 et 1130 m/s.

La figure 3.7b montre la valeur des 15 premiers modes de résonance pour ces simulations. Les plus grandes différences sont constatées pour les modes supérieurs (10 à 15) avec plus de 25% de différences entre la simulation avec $E = 5000$ MPa et $E = 9000$ MPa, tandis que les premiers modes (1 à 5) restent assez stables avec moins de 10% de différence. Les modes supérieurs sont difficiles à déterminer avec les mesures de bruit de fond car la majorité de l'énergie sismique est souvent concentrée sur les premiers modes. Il semble donc relativement difficile de quantifier l'évolution de l'endommagement interne d'une écaille, à partir des mesures de fréquences de résonance.

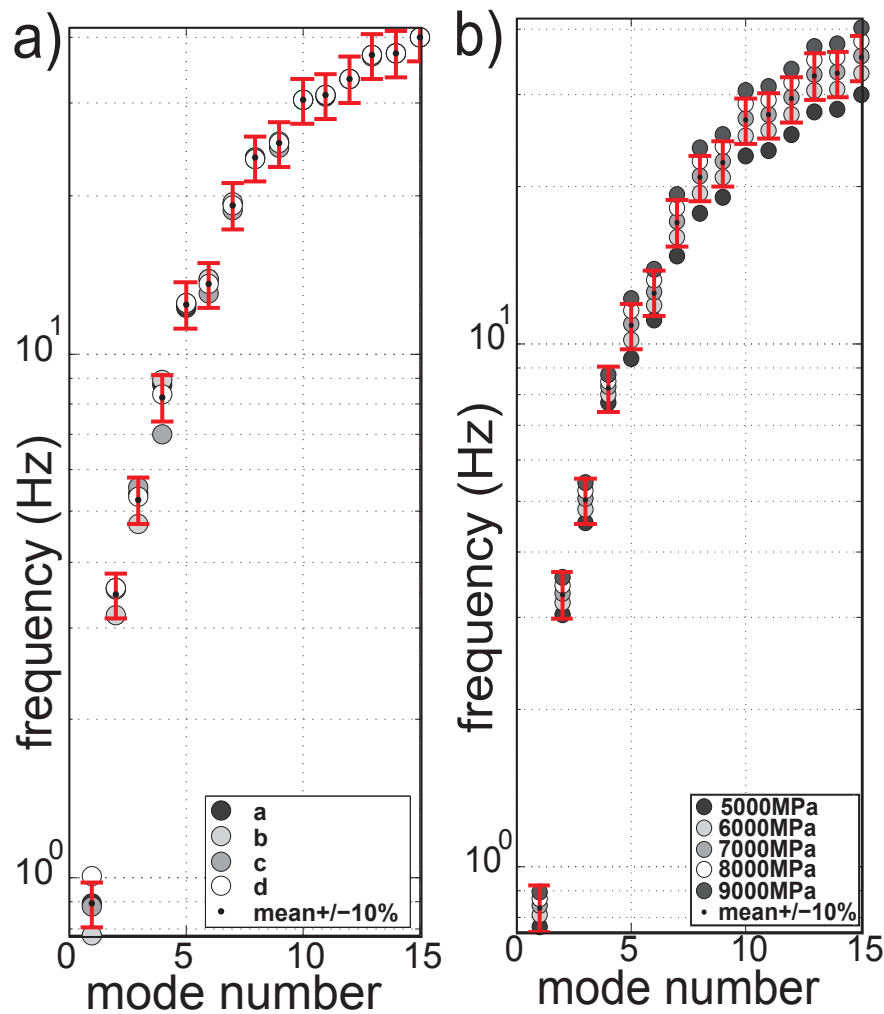


FIG. 3.7: a) Evolution de la fréquence en fonction du mode de résonance pour les 4 configurations de ponts rocheux présentées en figure 3.6. b) Evolution de la fréquence en fonction du mode de résonance pour 5 valeurs du module de Young avec la géométrie de la figure 3.6a). La moyenne de la fréquence pour chaque mode est représentée sur par un point noir avec des barres d'erreurs correspondant à 10% de cette moyenne. a) Resonance frequencies of the first 15 modes for the 4 different distributions of rock bridges displayed on figure 3.6. b) Resonance frequencies of the first 15 modes for 5 different values of Young modulus using the simulation geometry presented on figure 3.6a). The frequency mean for each mode is plotted as a black dot with error bars equal to 10% of the mean.

3.2.3 Variation du nombre de ponts rocheux

Cette partie est extraite d'un article intitulé **Caractérisation dynamique d'une écaille calcaire (Chamousset, Vercors)** paru à l'occasion des JNGG (*Journées Nationales de la Géologie et de la Géotechnique*) en juillet 2010. Elle illustre la réponse dynamique d'une écaille calcaire élastique pour un cas géométrique 2D simple. Nous montrons qu'il est possible de retrouver les 1^{ers} modes d'une écaille en enregistrant le bruit sismique à son sommet. Par ailleurs, nous montrons que le pourcentage de ponts rocheux rattachant l'écaille au massif joue un rôle important sur la valeur et la déformée de ces modes. A partir de ces résultats numériques, nous avons appliqué la même méthode d'étude sur des données provenant du site de Chamousset1 (Vercors, France) qui sont présentées avec leur exploitation, en partie 3.3.

La réponse dynamique d'une écaille élastique qui se détache d'une masse rocheuse a été simulée en 2D (hypothèse de déformations planes) à partir du code en éléments finis avec un schéma d'intégration dynamique explicite Plast 2 (Baillet & Sassi (2006)). Nous souhaitons observer l'évolution des fréquences propres de cette écaille avec la diminution du nombre de ponts rocheux.

La géométrie de l'écaille est simple : 80 m de haut, 20 m de large. Elle surplombe 120 m de falaise (figure 3.8a).

La simulation reproduit les ruptures successives de ponts rocheux suivant une interface prédéfinie (figure 3.8a). Ces ponts rocheux, matérialisés par des noeuds des éléments frontière de l'écaille, sont solidaires du massif en début de simulation. Ils totalisent 21 % de la surface totale de l'interface et sont répartis de manière aléatoire. Ils suivent un critère de Mohr-Coulomb et chaque 100 s, la cohésion du pont rocheux le plus contraint est diminuée jusqu'à sa rupture. Le reste de l'interface suit une loi de contact avec frottement de type Coulomb.

Les propriétés mécaniques du massif et de l'écaille sont inspirées des vitesses d'ondes P et S mesurées à Chamousset1 (voir partie 3.3) : module de Young de 0,69^e4 MPa, masse volumique de 2600 kg/m³ et coefficient de Poisson de 0,43.

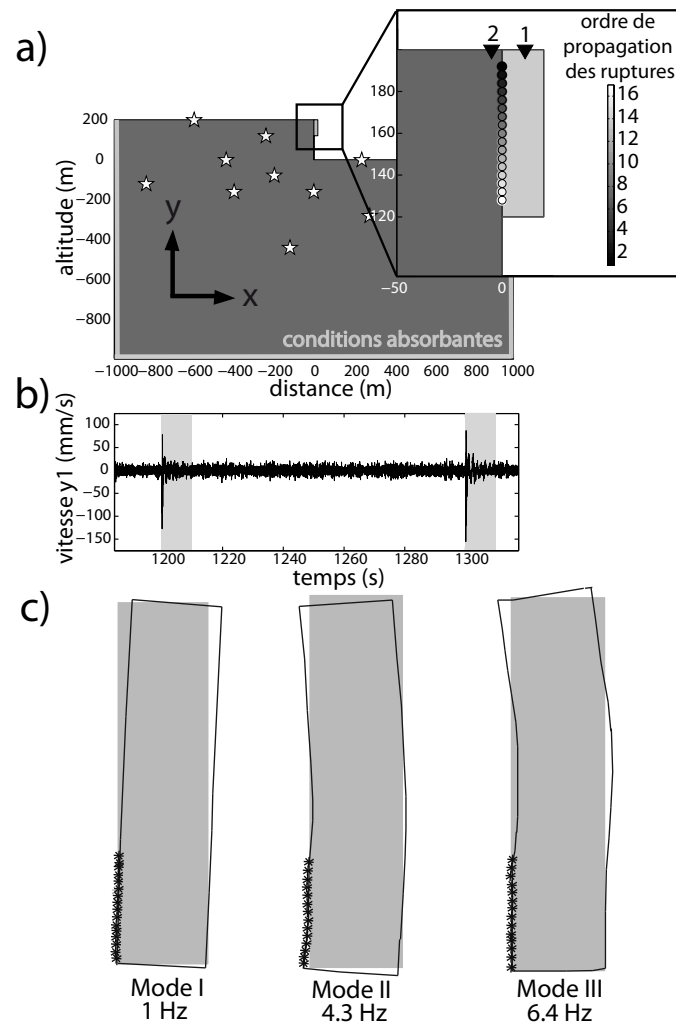


FIG. 3.8: a) Géométrie de la masse rocheuse (gris foncé) et de l'écaille (gris clair). Les sources de bruit blanc sont au sein du massif (étoiles). Les 2 capteurs (triangles), ainsi que les ruptures de ponts rocheux se produisant durant la simulation (cercles) sont localisés dans le rectangle de zoom. b) Vitesse verticale du capteur 1 durant une partie de la simulation. Le bruit sismique (fenêtres blanches) est utilisé pour calculer les spectres. Des signaux de ruptures de ponts rocheux sont visibles dans les fenêtres grises. Les ruptures de ponts rocheux sont imposées toutes les 100 s. c) Déformées modales de l'écaille obtenues en analyse modale. Les points d'appuis ($K_x=K_y=3e8$ N/m) sont placés sur 24 m (astérisques noires) et caractérisent l'élasticité du massif. Cette géométrie reproduit la distribution des ponts rocheux de la simulation à 1200 s. a) Geometry of the mass (dark gray) and of the column (light gray). White noise sources (white stars) are located inside the rock mass. The location of the two seismic sensors (black triangles) and of the ruptures of rock bridges (filled circles) are shown in the zoom rectangle. b) Vertical velocity at sensor 1 during 130 s of the simulation. Seismic noise (white windows) is used to calculate Fourier spectra. Rock bridge ruptures can be spotted in the signal (gray windows). c) Modal shapes obtained by linear analysis of the column. Points of support ($K_x=K_y=3e8$ N/m) are distributed along 24 m (black asterisks). This geometry reproduces rock bridges distribution at around 1200s during numerical simulation

Le milieu est constamment excité par des sources de bruit blanc situées sur des noeuds du massif préalablement choisi (figure 3.8a). Pour ces sources (des noeuds du massif), un incrément de déplacement aléatoire (calculé par le logiciel de [Matsumoto & Nishimura \(1998\)](#)) est imposé, à chaque pas de temps de la simulation. Le signal sismique est sauvegardé pour 2 noeuds du modèle (figure 3.8a). Un délais de 100 s est laissé entre chaque rupture afin d'obtenir des fenêtres de bruit entre les signaux de rupture (figure 3.8b). Ce bruit est utilisé pour faire des spectres (figure 3.9). Les spectres de bruit du capteur situé sur l'écaille (figures 3.9c et 3.9d) présentent des pics aussi bien dans la direction verticale que horizontale. Les valeurs de ces pics décroissent avec le temps et le nombre de ponts rocheux. Bien que ces pics aient les mêmes valeurs en fréquence dans les 2 directions, leur amplitude dépend de la direction d'enregistrement. Ainsi, le pic le plus bas (qui évolue de 6 Hz à 1 Hz) est beaucoup plus énergétique dans la direction horizontale (figure 3.9c) que dans la direction verticale (figure 3.13d). Les spectres de bruit du capteur situé sur le massif montrent un aspect général très différent de ceux de l'écaille (figure 3.9f), sans l'émergence nette de pics. En effet, le massif simulé a un grand nombre de fréquences propres difficiles à isoler les unes des autres car elles couvrent de manière quasi continue la bande de fréquence étudiée.

Nous avons calculé les rapports spectraux entre l'écaille et le massif. Les spectres de Fourier ont d'abord été lissés ([Konno & Ohmachi \(1998\)](#)) pour éviter des valeurs de diviseur irréalistes. Ces rapports permettent d'améliorer la résolution de la réponse dynamique de l'écaille (i.e. les pics en fréquence) en s'affranchissant de l'influence du massif. Afin d'identifier ces pics en fréquence, une analyse modale linéaire par éléments finis de l'écaille a été réalisée avec les caractéristiques géométriques à 1200 secondes. Cette analyse prouve que les 3 pics trouvés en analyse dynamique correspondent aux fréquences des 3 premiers modes de l'écaille (1 Hz, 4,3 Hz et 6,4 Hz), dont les déformées modales sont présentées en figure 3.8c. La diminution de ces fréquences propres au cours de la simulation dynamique résulte de la rupture de ponts rocheux, et donc, de la perte de rigidité de l'interface écaille/massif. Cette évolution est un paramètre indicateur du degré de découplage d'une écaille rocheuse par rapport au massif. Elle pourrait servir à la surveillance de sites instables. Les déformées modales (figure 3.8c) montrent cependant que certains modes vibrent parfois dans une direction privilégiée. En particulier, le 1^{er} mode présente un déplacement plus important dans la direction horizontale que verticale, ce qui est cohérent avec les spectres calculés en analyse dynamique. Il sera donc plus prudent d'utiliser des capteurs 3 composantes sur le terrain.

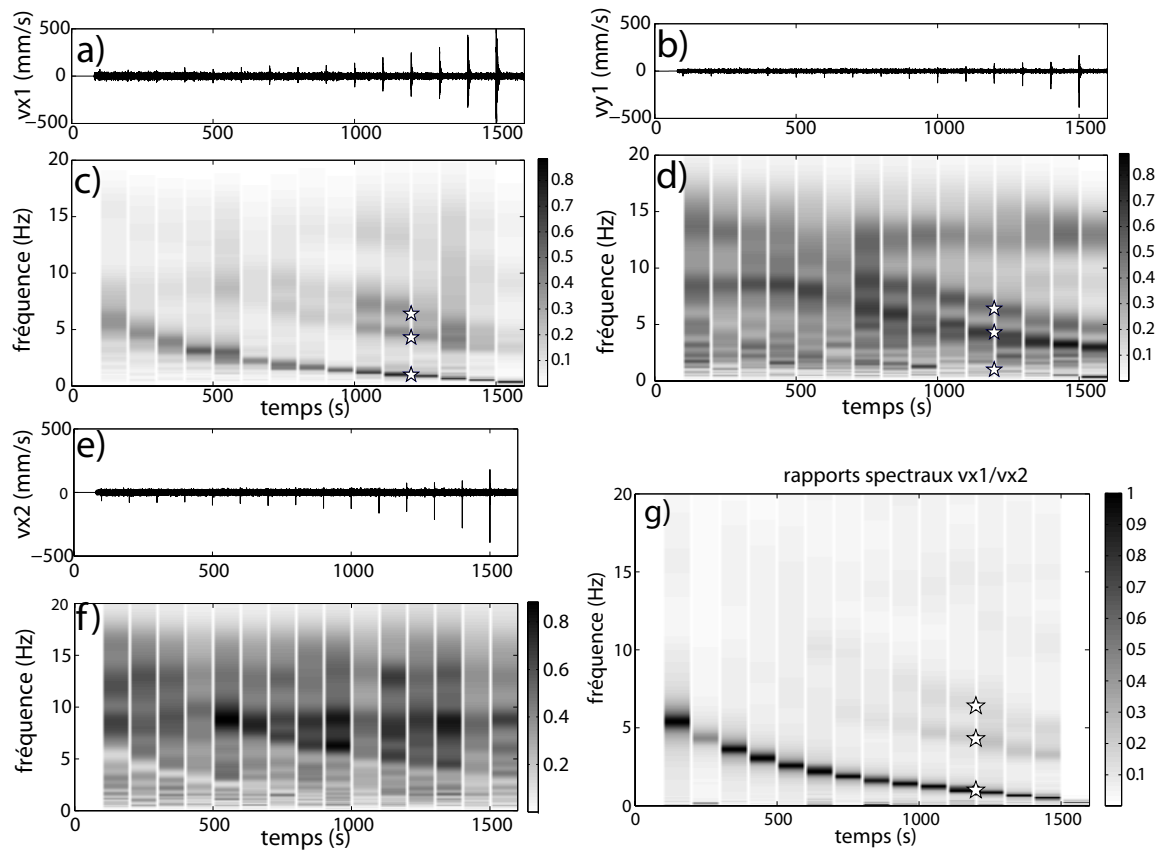


FIG. 3.9: *Signal sismique et évolution du spectre normé pour le capteur 1 (sur l'écaille) dans la direction horizontale (a et c) et dans la direction verticale (b et d). Signal sismique et évolution du spectre normé pour le capteur 2 (sur le massif) dans la direction horizontale (e et f). Rapports spectraux normalisés entre l'écaille et le massif (capteurs 1 et 2) dans la direction horizontale (g). Les fréquences des modes 1, 2 et 3 trouvés par l'analyse linéaire (figure 3.8c) sont indiquées par des étoiles (figures c, d et g). Les bandes blanches verticales correspondent aux ruptures de ponts rocheux.* Velocity signals and evolution of the normalized spectra with time for sensor 1 (on the column) in the horizontal direction (a and c) and vertical direction (b and d). Velocity signal and evolution of the normalized spectra with time for sensor 2 (on the rock mass) in the horizontal direction (e and f). Normalized spectral ratio between the column sensor and the rock mass sensor (sensors 1 and 2) in the horizontal direction (g). Frequency values of mode 1, 2 and 3 found by the linear analysis are indicated with white stars (c, d and g). Vertical white strips show rupture events.

3.2.4 Conclusions

Des études numériques présentées dans cette section, il résulte :

- que le bruit sismique paraît bien adapté pour suivre l'évolution des premières fréquences de résonance
 - que la variation du nombre de ponts rocheux à une influence plus importante sur les premiers modes de vibrations que le module de Young. A cela s'ajoute l'observation récurrente, sur falaises calcaires, d'écailles instables avec une fracture arrière clairement définie et peu de fractures apparentes dans l'écaille.
 - qu'il est préférable d'utiliser des sismomètres 3 composantes pour des expériences in situ. Cela n'a pu être réalisé sur le site de Chamousset1 où les mesures étaient déjà entamées, mais un capteur 3 composantes a pu être installé sur l'écaille de Chamousset2.
-

3.3 La réponse dynamique de l'écaille de Chamousset

1

Titre original : The dynamic response of the Chamousset rock column (Western Alps, France) before its collapse.

Lévy C.¹, Baillet L.¹, Jongmans D.¹, Mourot P.², Hantz D.¹

¹Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, CNRS, Grenoble University, France

²Myotis society, 20, rue du Tour de l'Eau, Parc Chephren, 38400 Saint Martin d'Hères, France

3.3.1 Introduction et résumé en français

Introduction

Dans la section 3.2.3, nous venons de voir qu'à priori, il est possible de retrouver les fréquences de résonance d'une écaille calcaire grâce à des enregistrements de bruit sismique sur l'écaille. De plus, ces fréquences de résonance devraient diminuer significativement avec la diminution du nombre de ponts rocheux qui conduit à l'éboulement. Cependant, plusieurs phénomènes ne sont pas simulés de manière exacte dans le modèle présenté en section 3.2.3. Tout d'abord, la géométrie de l'écaille est très simplifiée et le modèle n'est que 2D. De plus, l'écaille est considérée comme un milieu homogène élastique, alors que dans la réalité un compartiment rocheux instable contient souvent des discontinuités (plans de stratifications,...). Ensuite, l'amortissement du modèle ne varie pas en fonction de la fréquence. Or, dans un milieu réel, les ondes hautes fréquences sont plus vite amorties que les ondes basses fréquences. Enfin, le bruit sismique est rarement isotrope avec un contenu fréquentiel large bande (Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006)), tandis que le modèle réalisé en section 3.2.3 comporte des sources de bruit blanc (i.e avec un contenu fréquentiel très large bande). Une des sources de bruit très importante en bord de falaise (lieu sujet aux éboulements) est les thermiques. Ces mouvements de masse d'air sont provoqués par la différence thermique qui existe fréquemment entre le bas et le haut de la falaise. Cette source de bruit est particulièrement orientée, avec, en général, des déplacements plus importants dans la direction perpendiculaire à la falaise. La question suivante se pose donc : est-il possible de retrouver les fréquences de résonance d'une écaille calcaire grâce à des enregistrements de bruit sismique pour un site *In situ*? C'est dans l'objectif de répondre à cette question que nous avons instrumenté un compartiment instable en bord de falaise dans le Sud du Vercors (voir section 2.1 du chapitre 2). L'analyse des résultats a été acceptée sous forme d'article à la revue *Journal of Geophysical Research, Earth Surface*. Il est retranscrit dans les sections 3.3.2 à 3.3.7 de ce chapitre.

Résumé

Nous avons instrumenté le site de Chamousset1 (voir sa description en section 2.1) en juillet 2007, soit quatre mois avant l'éboulement du compartiment instable de 21000 m³ qui avait été préalablement repéré par les gardes du Parc National du Vercors. L'analyse du contenu fréquentiel du bruit sismique enregistré à Chamousset1 par des géophones verticaux a permis de montrer plusieurs choses. D'une part, les réponses fréquentielles enregistrées sur la partie stable du massif diffèrent beaucoup de la réponse fréquentielle enregistrée en tête de l'écaille instable. Cette réponse fréquentielle présente des pics à des fréquences isolées dont les valeurs évoluent progressivement dans le temps. Il s'agit des fréquences de résonance de l'écaille. En particulier, on observe clairement que la valeur du pic de plus basse fréquence diminue de 3,6 Hz en juillet 2007 à 2,6 Hz en novembre 2007, 15 jours avant l'éboulement. Afin de mieux comprendre les facteurs influençant les variations de ce premier mode de résonance, nous avons utilisé la technique du décrétement aléatoire pour observer ses variations fines (de l'ordre de 0,1Hz). Ainsi, l'évolution de cette première fréquence de résonance apparaît comme fortement influencée par la température. Quand la température est positive, les faibles variations de la fréquence de résonance suivent les mêmes variations que la température. Par ailleurs, des dommages irréversibles comme la rupture de ponts rocheux peuvent survenir avec les cycles de gel/dégel et, dans une moindre mesure, lors des périodes de fort vent. Nous avons observé la concomitance d'une période gel/dégel avec une diminution significative de la fréquence de résonance, qui a donc été interprétée comme le résultat de ruptures de ponts rocheux. Cette hypothèse est consolidée par l'observation des zones de ruptures fraîches après l'éboulement, ainsi que par l'augmentation du nombre d'événements sismiques enregistrés durant cette période. Enfin, nous avons montré qu'il est possible de retrouver l'évolution de ces fréquences de résonance grâce à des simulations 2D de l'écaille de Chamousset1. En particulier, la diminution du nombre de ponts rocheux dans le modèle entraîne une diminution de la 1^{ère} fréquence de résonance comparable à celle observée In situ. Cette étude suggère donc que le bruit sismique peut être utilisé pour évaluer la probabilité de rupture d'une écaille instable de roche dure.

3.3.2 Abstract

This paper investigates the variation of the first resonance frequency of the Chamousset limestone column (21000 m³, Vercors, French Alps) before its collapse in November 2007. The site was instrumented with seismometers and extensometers during a four month period with some gaps in the measurements. Experimental results and numerical modelling showed that the resonance frequency of a prone-to-fall column can be derived from the spectra of continuous seismic noise records. At the Chamousset site, the evolution of the resonance frequency appeared to be strongly controlled by the temperature. When temperature were positive, slight resonance frequency variations correlated well with thermal fluctuations. Irreversible damage can occur during freeze-thaw cycles and to a lesser extent during strong wind. It coincided with a significant drop in resonance frequency, which was interpreted as the result of rock bridge breakage. This hypothesis is supported by fresh rupture observation after the collapse, seismic event records and

numerical modelling. This study suggests that seismic noise recording could be used for assessing the potential failure of unstable column in rigid rocks.

3.3.3 Introduction

Rock failure assessment requires the detection of the unstable volume and the prediction of the rupture phase (Crosta & Agliardi (2003)). Failure mechanism is strongly controlled by the geological and structural conditions of the mass and the slope morphology (Hoek & Bray (1981)). Performing traditional fieldwork on a rock face can pose huge problems of accessibility, safety and data quality. Consequently, terrestrial and airborne remote sensing techniques have been increasingly used for generating DEM (Digital Elevation Model) of rock slopes and to extract quantitative and valuable information on the discontinuity pattern affecting the rock face (among others, Jaboyedoff *et al.* (2004); Deparis *et al.* (2008a); Sturzenegger & Stead (2009)). Besides that it is not restricted to single measurement points, laser scanning allows the structural analysis of steep and inaccessible slopes to be made. The instable volume geometry and potential failure mechanism can be roughly estimated by extrapolating the joints extracted from DEM (Oppikofer *et al.* (2009); Sturzenegger & Stead (2009)).

However, such measurements do not provide information about the internal structure of the rock mass. Back analysis of 25 rock falls in steep limestone cliffs in the French Alps (Frayssines & Hantz (2006)) showed that these events were initiated by intact rock failure in rock bridges and that the persistence of joints was the main factor to consider in the evaluation of the failure probability. A few percents of remaining rock bridges out of the whole contact surface are usually sufficient for stability. Rock bridges mapping is then a crucial step for rock failure assessment. In the last years, several authors (Jeannin *et al.* (2006); Roch *et al.* (2006); Deparis *et al.* (2008a)) applied geophysical techniques for delineating and characterizing the joint pattern inside the rock mass. It turned out that GPR (Ground Penetrating Radar) profiles conducted on the cliff face yielded the best results in terms of penetration and resolution and provided the geometry and continuity of the major open joints. However, beside the difficulty of deployment on a cliff, the GPR method offers the disadvantages to be limited to high resistive rock slopes (owing to the poor radar wave penetration in electrically conductive material) and to sites where abseiling is feasible. Hence, the technique can only be applied for specific surveys.

Contrary to other landslide types, rock falls are usually sudden phenomena with few apparent precursory patterns observed prior the collapse. The forecast of rock slope failure and the search of precursors have been an active research topic for the last decade with applications in rock mechanics, rock engineering and mining (Zvelebil & Moser (2001); Crosta & Agliardi (2003); Amitrano *et al.* (2005); Wu *et al.* (2006); Rosser *et al.* (2007); Oppikofer *et al.* (2008); Lato *et al.* (2009)). The most common observed precursors have been accelerations of the fracture opening (Voight & Kennedy (1979); Azimi & Desvarreux (1996); Zvelebil & Moser (2001)) or of the ground displacement (Crosta & Agliardi (2003); Sornette *et al.* (2004); Petley (2004); Oppikofer *et al.* (2008)). These data were usually interpreted using the slope creep theory (Saito & Uezawa (1961); Fukuzono (1985); Voight (1989); Kilburn & Petley (2003)), which allows for predicting the time of slope failure

occurrence. At the present time, sequential laser scanning measurements easily enables the detection of failure-prone zones, which exhibit high displacement rates. ([Oppikofer et al. \(2008\)](#); [Lato et al. \(2009\)](#)). Recently, [Rosser et al. \(2007\)](#) analyzed high-resolution sequential laser scanning data to identify spatial and temporal patterns in rock fall activity. Their results suggested that rock falls could potentially be viewed and quantified as precursors for larger slope failure.

Seismic monitoring systems operating autonomously have been increasingly used for analyzing the seismicity induced by the mass movements and for locating the generated microearthquakes ([Amitrano et al. \(2005\)](#); [Spillmann et al. \(2007\)](#); [Mertl & Brückl \(2007\)](#); [Amitrano et al. \(2007\)](#); [Walter & Joswig \(2008\)](#); [Walter & Joswig \(2009\)](#); [Amitrano et al. \(2010\)](#); [Got et al. \(2010\)](#); [Gaffet et al. \(2010\)](#)). However, event identification, classification and location turned out to be a complex task in rock gravitational movements, owing to the large number and the complex shape of recorded seismic events, as well as to the highly heterogeneous seismic structure ([Spillmann et al. \(2007\)](#); [Mertl & Brückl \(2007\)](#), [Walter & Joswig \(2009\)](#)). Recently, [Burjánek et al. \(2010\)](#) deployed a small aperture seismic array for analyzing ambient vibrations on the unstable rock slope of Randa (Switzerland). Using a reference site on the stable part, they computed site-to-reference spectral ratios. They found amplification at sites located within the unstable part of the slope, associated with polarization orientations in agreement with displacement directions.

In the case of rock falls, [Amitrano et al. \(2005\)](#) seismically monitored a natural chalk cliff (Haute Normandie, France) before a $1\text{--}2 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ collapse. Looking for simple precursors, they observed a tremendous rising of seismic activity and energy few hours prior the fall, but only on one close station located within one rupture length distance from the rock fall rupture plane. Working on the same data set, [Senfaute et al. \(2009\)](#) detected strong signals approximately 15 h prior to a rock-fall. They observed a progressive decrease of frequency spectrum for the microseismic events as the rock mass approached failure. These results enlighten observations made by other authors ([Azimi & Desvarreux \(1996\)](#); [Rosser et al. \(2007\)](#)) during rock falls, that most of the above-mentioned instability precursors remain stable until few days, and more often few hours, prior to a rock collapse, making long term failure hazard assessment difficult. [Got et al. \(2010\)](#) monitored the displacement and seismic activity of an unstable rock column in a natural limestone cliff (Vercors Massif, French Alps) during three months preceding its failure. However, the monitoring system stopped to work two weeks before the collapse. Studying the seismic noise, they found a steady increase in the high frequency base noise level and the emergence of spectral modes during the last weeks of operation.

In this paper, we investigate the application of the seismic noise recorded by monitoring systems for evaluating the degree of coupling of a prone-to-fall column to the rock massif. During the past two decades, the use of seismic noise for modal analysis of structures has increased in civil engineering (for a recent review, see [Michel et al. \(2008\)](#)). [Clinton et al. \(2006\)](#) processed continuous ambient vibration records to study the drop in the natural frequency of buildings, resulting from a decrease in system stiffness with the progressive damaging during earthquakes. Similarly, when a rock column decouples from the mass, the contact stiffness decreases with the breakage of rock bridges, resulting in natural frequencies drop. We propose to use ambient noise array measurements to study

the evolution of the natural frequencies of a rock column until its fall. In that purpose, we applied it to the limestone cliff of Chamousset (Vercors massif, France), which was also studied by [Got *et al.* \(2010\)](#). Compared with this former work, our study is focused on the column natural frequency evolution and covers a longer time period, ranging from 6 months to two weeks prior the collapse of 21,000 m³. A significant natural frequency decrease was observed and was successfully numerically modelled, using the geometry and the rock bridge location derived from the helicopter photos and scan laser images taken before and after the collapse.

3.3.4 Field site : the Chamousset rock fall

The Chamousset site is located at the top of the 300 m high Urgonian cliff delineating the southern Vercors massif, French Alps (figure 3.10a), which is affected by NE trending strike-slip faults. In its upper part (highest 100 meters), the facing east cliff is made of near-horizontally meter-thick bedded limestone (figure 3.11b), while marly limestone composes the less steep lower part of the cliff where layers are a few decimetres thick. A structural study performed on the nearby outcrops on the plateau showed that layers at the meter scale are affected by two near-vertical fracture sets striking N110-120°E and N30-50°E. The latter set is parallel to the strike-slip faulting. At the hectometre scale, the mass is cut by N160° oriented near-vertical fracture planes (figure 3.10b) which control the cliff orientation at the Chamousset site.

A limestone column of 21000 m³ fell down from the upper part of the cliff the 24 November 2007 (personal communication of an inhabitant of the village of Chichilianne, (figure 3.10a). Figure 3.11 shows pictures taken before and after the fall. The collapse took place in late fall, when the Vercors plateau (1850 m to 1950 m of elevation in this area, figure 3.10b) was covered by a 5 cm thick layer of snow. Rangers of the regional park of the Vercors massif, who observed the progressive opening of a 30 m long tension crack on the plateau, detected the unstable column. Two helicopter Lidar scans of the cliff were acquired in October and December 2007, before and after the failure, using a Riegl 2D laser scan brought together with a Hasselband digital camera, an Inertial Measurement Unit iMAR and a Dual frequency GNSS receiver. Helicopter scanning allowed the geometry of the column and the morphology of the failure surface to be determined (figure 3.12) with an average point spacing of 0.20 m, minimizing the number of uncovered areas.

The column that crashed down was about 90 m high, 30 m wide and 2 to 10 meters thick. The shape of the failure surface is complex with 2 outgrowths on either side of the main area (figure 3.12). The top part of the failure surface approaches a nearly perfect vertical plane for 30 m and is smooth compared to the rest of the scar. The remainder of the failure surface presents an overall positive tilt except for a large overhanging zone at the bottom of the scar. After the collapse, rock bridges positions were visually localised by abseiling down the scar (see path in figure 3.11b). Two zones showed evidences of fresh intact rock rupture : an elongated horizontal area corresponding to a 6 m thick limestone bed located 30m below the plateau, and an elongated vertical 15 m high polyhedron area located 75 m to 90 m below the plateau. The lower part of this rupture zone is overhanging. No friction feature was observed on these parts of the failure surface, indicating they failed

under normal tensile stresses. Other rock bridges could have been missed in the south outgrowth of the rupture failure surface, which was not visible from the abseiling path.

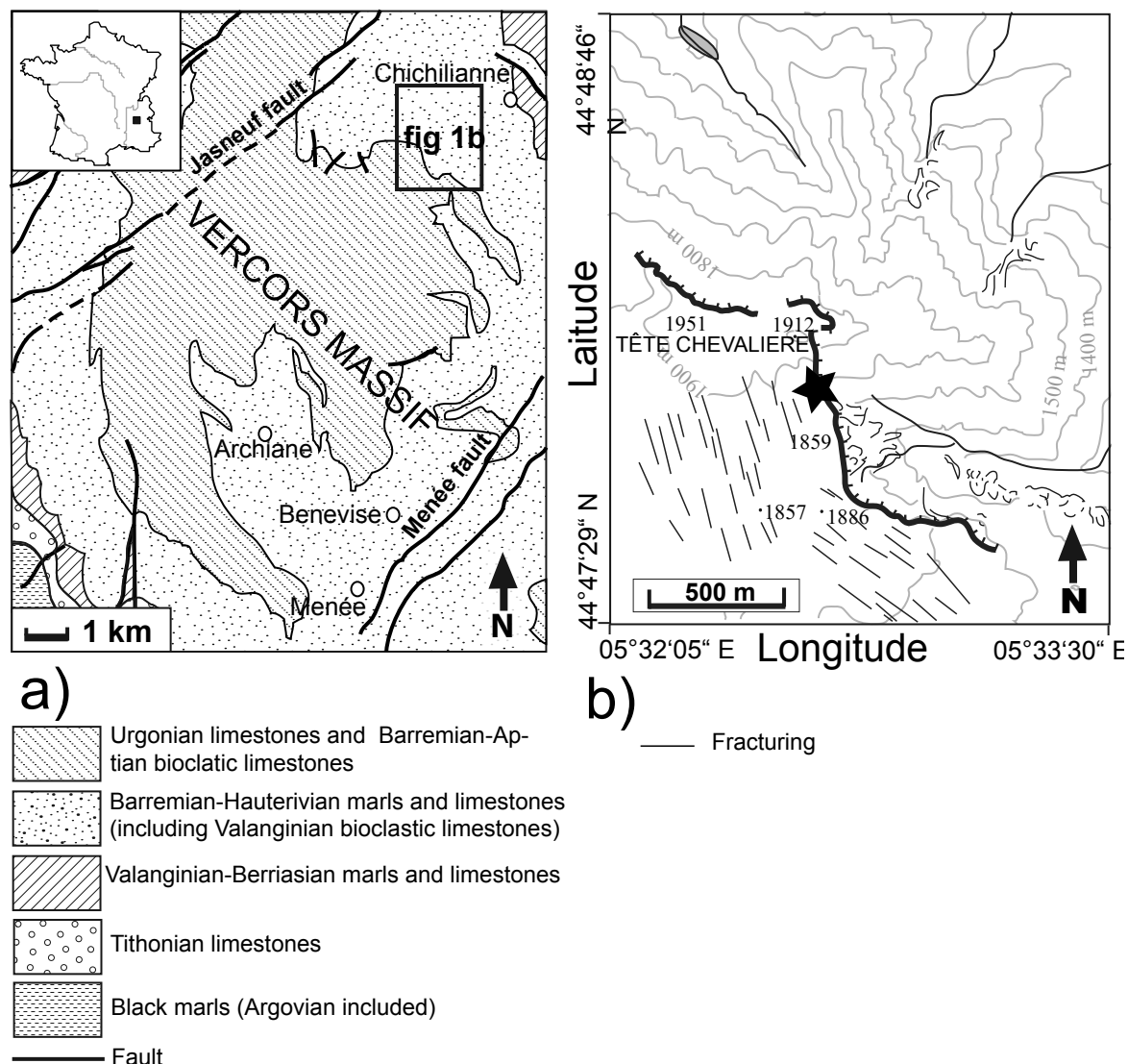


FIG. 3.10: Location of the study site (Chamousset) a) Geological map of the southern Vercors massif (France) (modified from [Gidon \(1977\)](#)). b) Detailed topographic map (located by a rectangle in a) showing the Chamousset site (star) at the top of the cliff.

In order to monitor precursory patterns of the fall, the Chamousset site was equipped with a temporary seismic array from the 13/07/2007 to the 10/10/2007 and two horizontal cable extensometers from the 01/08/2007 to the 27/11/2007. The latter were installed inside the tension crack separating the column from the stable rock mass (figure 3.13). At the beginning of the monitoring, the crack opening at the surface was about 1 m. The seismic array consisted of 7 short period (2 Hz) seismometers (1 three-components and 6 vertical-component). One vertical seismometer was installed on the column while the other 6 were deployed on the plateau with an array aperture of about 40 m. During the last two months of record, short period seismometers were replaced by 4.5 Hz geophones,

but only the one installed on the column (C'1) worked properly. The monitoring system recorded in a continuous mode (1000 Hz of sampling frequency) but it stopped to work the 10 November 2007, 14 days before the fall, after the solar panels were covered by snow. Owing to maintenance problems at this remote high-elevation site, records were discontinuous with several non-operating periods. The air temperature and rainfall were recorded by a permanent meteorological station located 3.2 kilometers to the South West from the site and 120 m below in altitude.

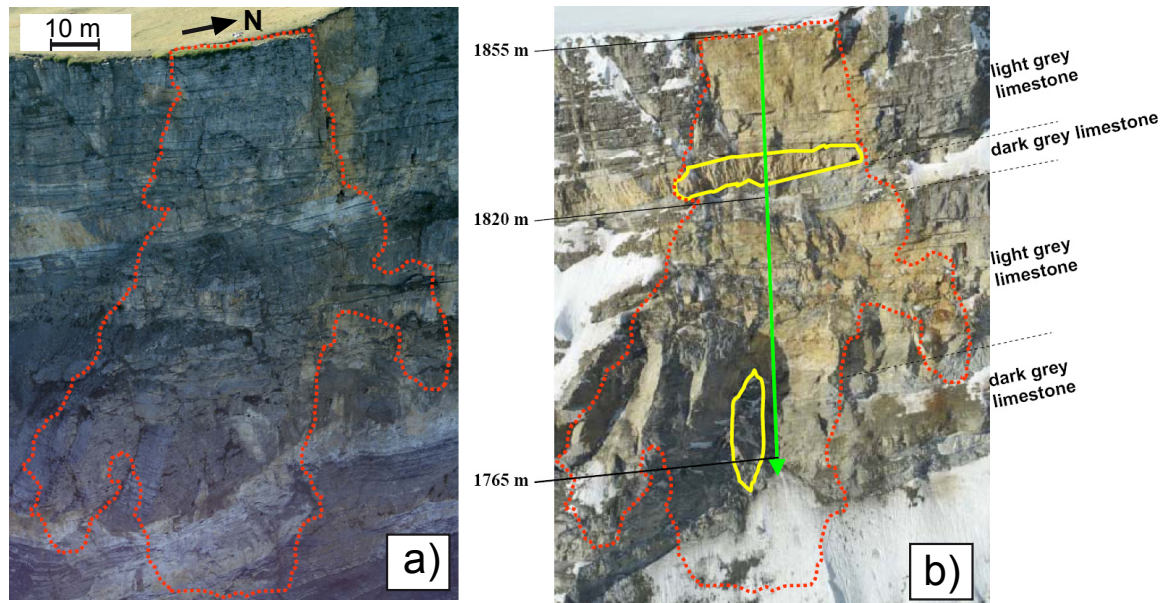


FIG. 3.11: Photos of the Chamousset cliff prior (a) and after the collapse (b). Limits of the column (a) and of the rupture plane (b) are in red dashed lines. Rock bridges zones are in yellow (b). The abseiling path is shown with a green arrow (b).

Geophysical investigation was performed on the plateau after the rockfall. Two 30 m long seismic profiles were acquired parallel and perpendicular to the cliff in September 2008. A seismic model consisting of a 2 m thick soil layer overlying bedrock was derived from data, with P-wave and S-wave velocities of 430 m/s and 180 m/s, respectively, in the soil layer and about 2800 m/s and 960 m/s in the bedrock. These values characterize the material at the scale of the seismic wavelength, in the range of a few tens of meters, considering the rock mass and its discontinuities as an equivalent medium.

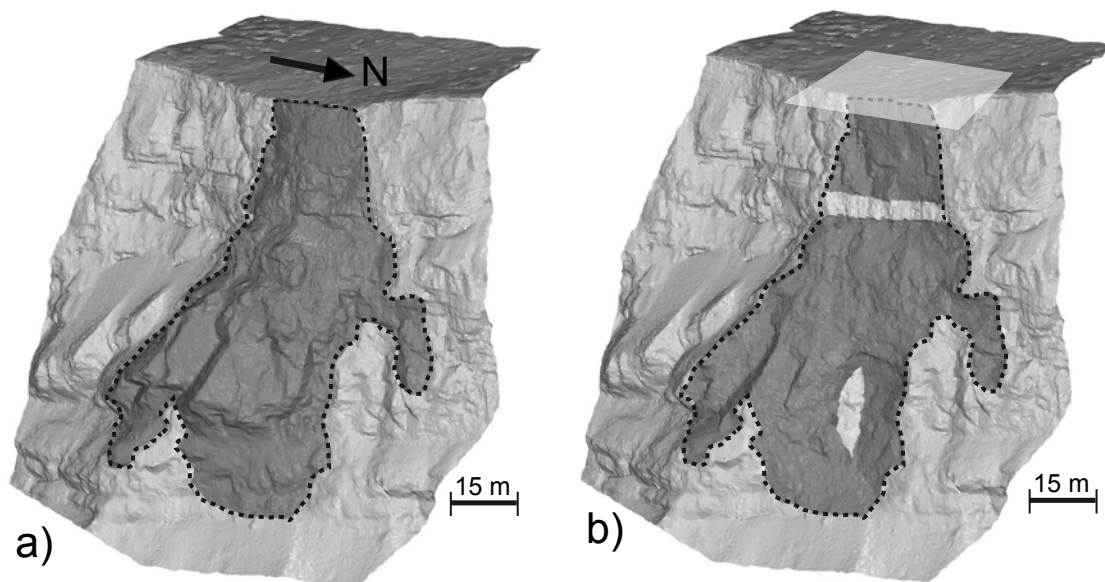


FIG. 3.12: Digital Elevation Models of the cliff obtained from the Lidar acquisitions. a) Prior to the collapse. Rock column upper face is in dark grey. b) After the collapse. The broken plane is in dark grey and rock bridges zones are in white. Location of the sensor array (figure 3.13) is indicated by a white translucent parallelogram.

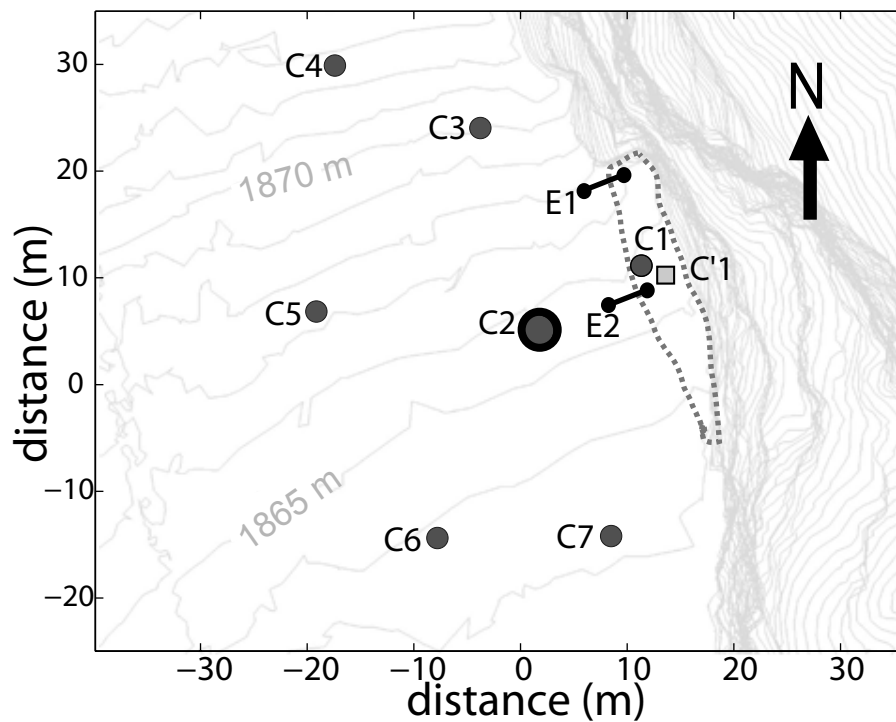


FIG. 3.13: Temporary equipment at Chamousset from July to November 2007. Seven short period seismometers (labelled C1 to C7 : dark circles) were deployed from the 13/07/2007 to the 10/10/2007. C2 is a 3-C sensor. One 4.5Hz geophone (C'1 : square) was installed on the column from the 01/08/2007 to the 26/11/2007. Extensometers E1 and E2 (black segments) were installed from the 01/08/2007 to the 26/11/2007. Limits of the rock column are in grey dashed line.

3.3.5 Data analysis

During the monitoring period, seismic noise was recorded in a continuous mode, as well as thousands of small seismic events of different types. Figure 3.14 shows vertical signals and normalized spectrograms recorded simultaneously on the column and on the mass and corresponding to two different types of events. Spectrograms were computed using 1 s windows with 98 % of overlap. In the first case (figures 3.14a to d), seismic events are impulsive and much more energetic on the column (figure 3.14a) than on the rock mass. The spectrogram on the column (figure 3.14b) shows three dominant frequencies at about 3, 7 and 20 Hz in the seismic noise. During the seismic events, the energy shifts to frequencies higher than 40 Hz and the discrete frequency of 40 Hz was continuously excited. On the rock mass, the seismic noise energy is more scattered but the frequency range exhibits a similar shift to higher frequencies during the seismic events. These impulsive events usually exhibit P-waves and S-waves and probably correspond to the local rupture phenomena. In figure 3.15 are shown the vertical component on the column and the three components measured on the rock mass. P and S waves can be easily picked with a time difference of 46 ms. Considering the in-situ measured P-wave and S-wave velocities leads to an hypocentral distance of about 70 m, which fits with the location of the lower observed fresh rupture surface. Of particular interest is the mono-frequency coda at 40 Hz observed in figure 3.15a, showing the excitation of the column at that peculiar frequency.

In the second case (figures 3.14e to h), seismic events are less energetic and longer. Motions are still of higher amplitude on the column. On the column (figure 3.14f), seismic noise spectra show four dominant frequencies at 3, 7, 20 and 40 Hz, while seismic event spectra exhibit peaks around 20 Hz and at 40 Hz. On the stable rock mass, the noise spectra is again more scattered with however the same peaks as on the column. During the main seismic event (figure 3.14g) the spectral energy concentrates around 20 Hz before progressively spreading out in the trail of the event. The origin of these seismic events type is still unclear but could correspond to block falls. These observations show that the seismic noise spectra on the column systematically exhibit energy peaks at peculiar frequencies (3, 7, 20 and 40 Hz) which could correspond to some of the column resonance frequencies. These two examples indicate that seismic events of different types were recorded. The events spectra are dominated by higher frequencies with respect to ambient noise spectra, depending on the spectral characteristics of the incoming signal.

This study is focused on the evolution of the column natural frequencies, and the seismic events, which disturb the spectra, were rejected using an anti-triggering STA/LTA filter with a threshold ratio of 2 and short and long windows of 0.5 and 20 s, respectively. The time periods fitting this criterion and considered for the spectra computations are shown in figure 3.14.

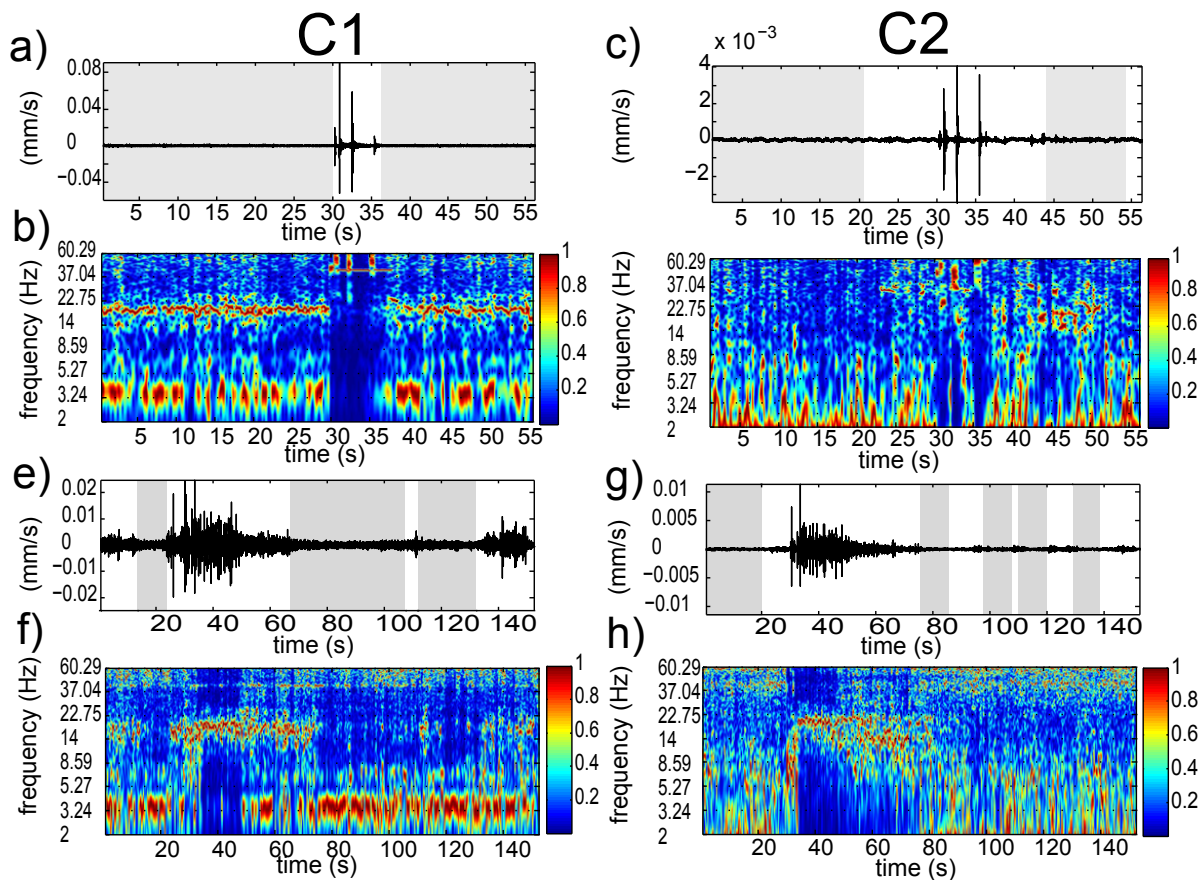


FIG. 3.14: Signals and spectrograms for two types of seismic events. a) and b) Impulsive signal recorded on the rock column (vertical seismometer C1) the 25 July 2007 at 03 :12 :27 and corresponding normalized spectrogram. c) and d) The same on the rock mass (vertical component of seismometer C2). e) and f) Complex signal recorded on the rock column (vertical seismometer C1) the 10 August 2007 at 02 :02 :58 and corresponding spectrogram. g) and h) The same on the rock mass (vertical component of seismometer C2).

Spectra were calculated for 5 s time windows and summed over an hour with no smoothing processing for the vertical sensors installed on the column (C1 and C'1, Figure 3.13). No instrumental correction was applied to the seismograms. Figure 3.16a shows the evolution of the 1-hour spectra with time, between the 24 July and the 10 November 2007. Four normalized Fourier spectra curves between 2 Hz and 30 Hz are plotted in the same figure. At the beginning of the monitoring (August 2007), four distinct energy peaks are observed at about 3.6 Hz, 7 Hz, 18 Hz and around 40 Hz. The peak at 3.6 Hz is by far the most energetic one. Its frequency slightly varies with time between August and the beginning of October and decreases between October and November to reach 2.6 Hz, 15 days before the collapse. In November 2007, seismograms were recorded using 4.5 Hz sensors, with a lower sensitivity (32 V/m/s) than the short period one (1920 V/m/s) and a natural frequency above the main peak frequency. Although the corresponding spectra are probably biased, they still show a predominant peak at a low frequency (figure 3.16d

and e) that is consistent with the previous measurements. However, a doubt can be raised about this value and this issue will be addressed in the discussion section.

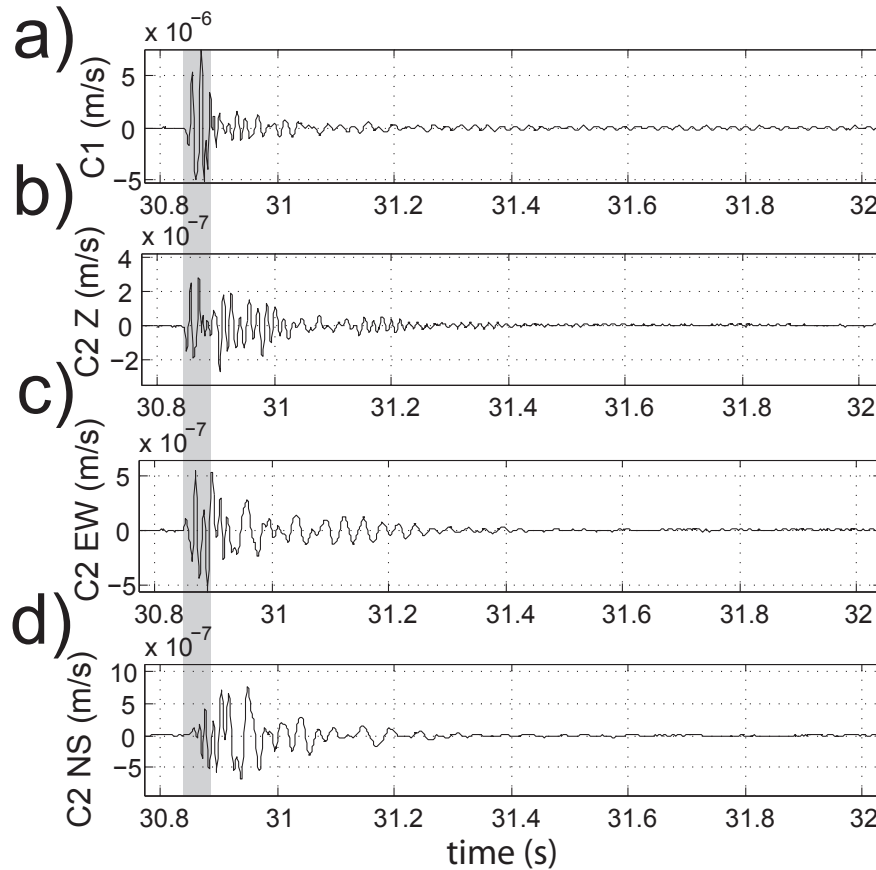


FIG. 3.15: Detail of the transient signal showed in figure 3.14 and recorded on the vertical seismometer C1) (a), and on the 3-C seismometer C2 Z (b), EW (c) and NS (d) the 25 July 2007 at 03 :12 :27. The grey window limits indicate the P and S-wave arrivals.

In figure 3.17 are plotted the evolution of the normalized spectra for the vertical and EW components of seismometer C2 installed on the rock mass (figure 3.13) between the 24 July and the 10 October 2007. Peaks are barely visible on the vertical component of C2 (figure 3.17a). Spectra measured on the other vertical sensors deployed on the plateau (not shown) exhibit the same characteristic. On the contrary, the EW component spectra show several peaks between 3 and 40 Hz. Of particular interest is the peak at the lowest frequency (3.6 Hz), which is identical to the one pointed in figure 3.16a.

Seismic noise spectra measured on the column show a predominant low frequency which fluctuates with time and seems to decrease before the rockfall. In order to study these frequency variations in detail we used the random decrement technique, initially proposed by Cole (1968) to study the dynamic response of space shuttle wing and later applied in civil engineering by Asmussen (1997). This technique consists to stack a large number of signal windows starting at zero with a positive slope and to deduce the impulse

response function of the structure. The principle of the method is to select time windows of a given length inside the noise signal which had been previously filtered around the frequency of interest. Averaging a large number of time windows of the response with the same initial condition contributes to reduce the random part of the response and the noise, allowing the free vibrations to emerge. A minimum of 500 windows is required to ensure the stability of the measurements (Jeary (1997)). In our study, the filtering was designed with a 2–4 Hz frequency band and one thousand 3 s windows were averaged. In figure 3.18, the evolution of the determined resonance frequency is compared to the meteorological data (air temperature, wind speed and rainfall) and to the extensometer data. On the same figure is also plotted the evolution of the seismic energy measured on the vertical component of sensors C1 and C'1, as well as the cumulated number of seismic events with a STA/LTA higher than 6.

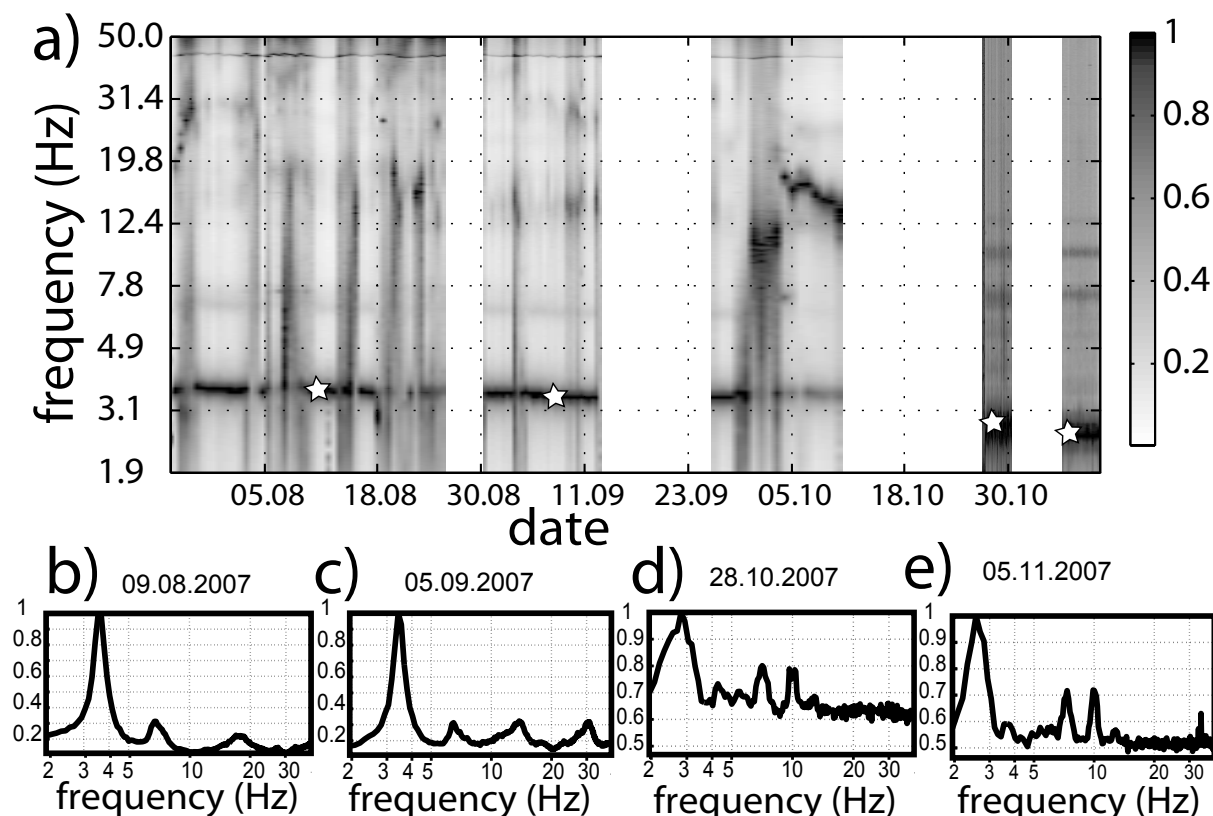


FIG. 3.16: a) Normalized spectra as a function of time for the vertical seismometer (C1 or C'1) installed on the Chamousset column at the Chamousset site from July to November 2007. Graphs b), c), d) and e) show the normalized Fourier spectra shapes at the dates indicated with a star on graph a).

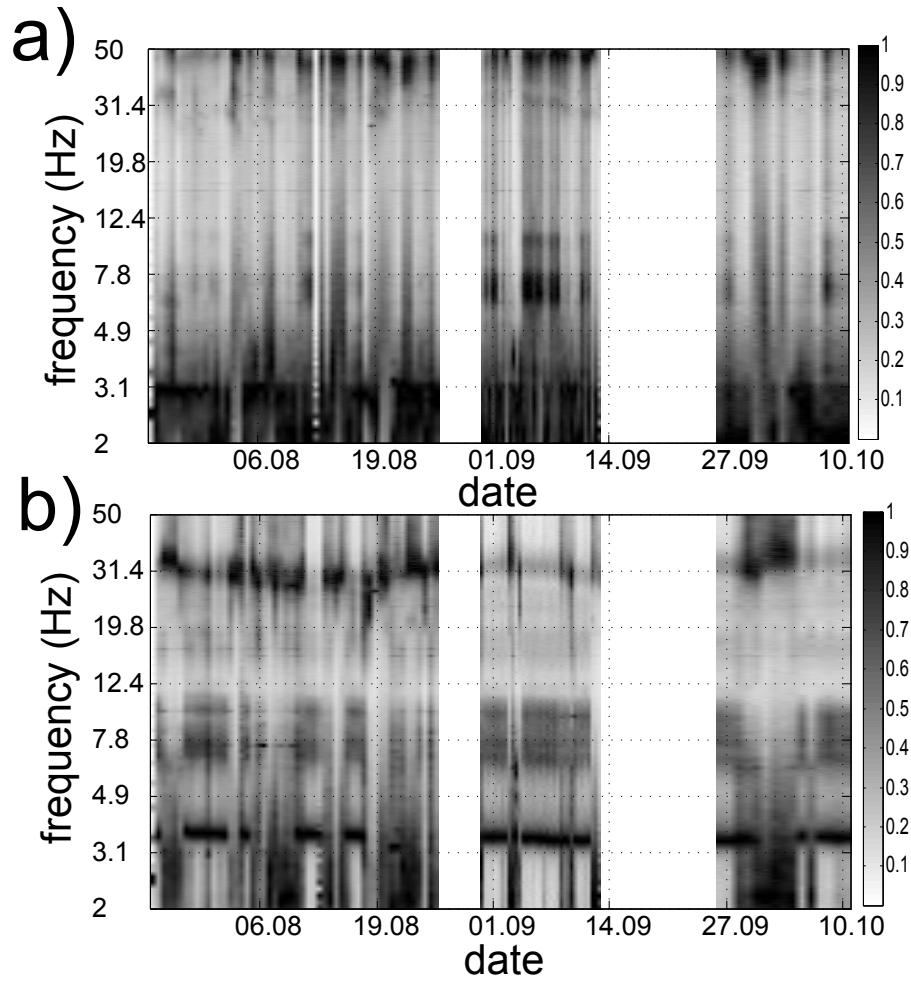


FIG. 3.17: Evolution of the normalized spectra with time for a) the vertical component of seismometer C2 and b) for the EW horizontal component of seismometer C2.

First, the air temperature and resonance frequency curves (figure 3.18a) both exhibit a global average decrease over the whole monitoring period, of about 20°C and 1 Hz, respectively. Between the 24 July and the 4 September 2007, the two curves correlate very well, with frequency oscillations in phase with weekly temperature variations. Thermo-mechanical simulations of an increase of temperature on the Chamousset column (not presented here) showed that the relating rock dilation results in a closure of the fissure and an increase of the contact surface between the column and the rock mass, explaining the frequency augmentation. From the data, a peak-to-peak variation of 20°C generated a reversible oscillation of 0.1 Hz in frequency. After the 4 September, a peculiar drop in frequency of 0.1 Hz occurred during a period with rising temperature (P3 in figure 3.18a), which cannot be explained by meteorological factors (no rainfall and temperature increase period). It coincides with a burst in seismic energy and an increase of the number of seismic events (figures 3.18c and d), which were interpreted as resulting from the breakage of rock bridges. The wind speed is also slightly higher during that period and probably contributes to excite the column. At the end of September, a dramatic increase of 0.5 Hz in resonance frequency was observed during a rainy period (P4, figure 3.18b) and when the temperature

fell below zero during a few days (figure 3.18a). This effect probably results from the development of ice in the fissures, increasing the contact and column stiffness. Finally, the resonance frequency drops of 0.6 Hz between the 10 October and the 27 October 2007. This decrease occurred at the same time as a significant temperature drop to -5°C (P5). This freeze-thaw cycle could have contributed to break rock bridges and to lower the resonance frequency. This interpretation is supported by the extensometer data which both exhibit an increase in displacement rate (figure 3.18b) after this temperature drop, from 0.7 mm/day to more than 3mm/day. Between these two dates, the seismometer characteristics have however changed and this potential influence will be addressed in the discussion section. Several resonance frequency drops (P1, P2 and P4, figure 3.18a) coincide with rainfall events (figure 3.18b). They could be explained by an increase in weight resulting from water infiltration. However, the cumulated height of water is too small to provoke a significant weight change of the column, except if the rear fissure drains some water from the mass. Moreover, other rainfall events did not appear to cause frequency drops. Another interpretation is that water can decrease the stiffness of the column by lubricating the joints. Finally, the collapse of the column occurred on 24 November 2007, when the temperature became positive after 11 days with negative temperature (figure 3.18a).

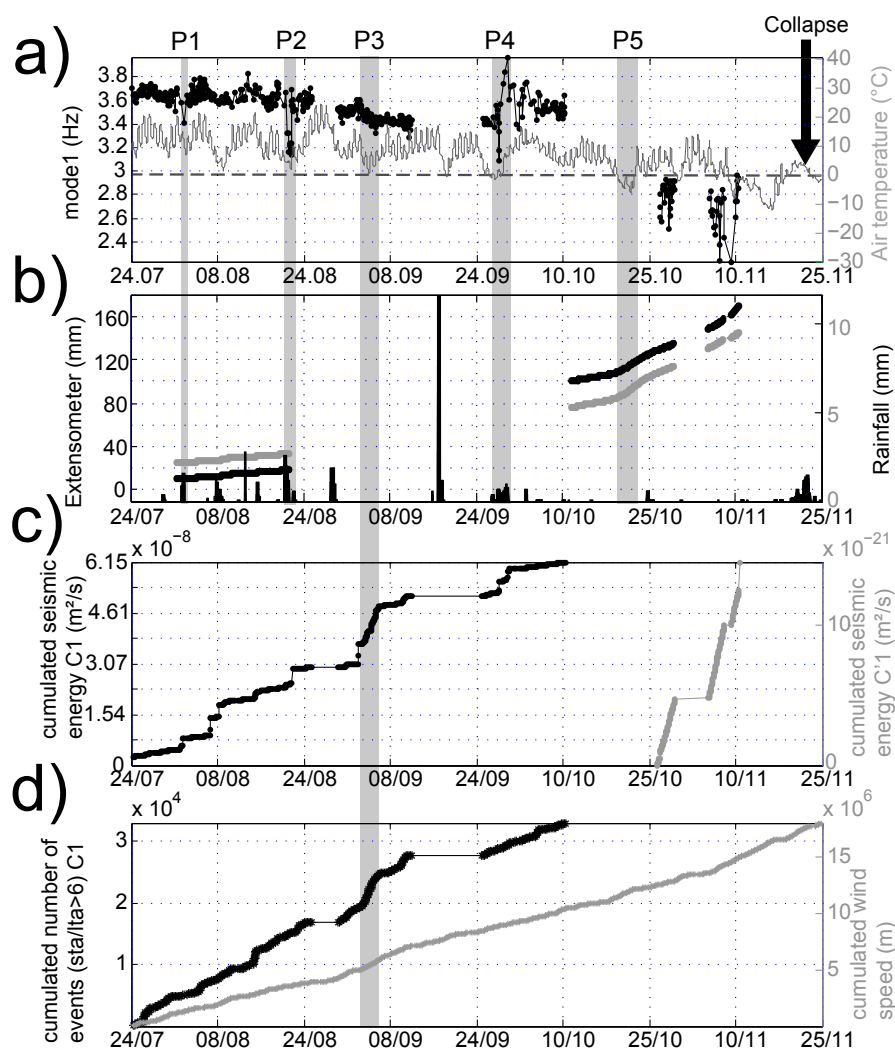


FIG. 3.18: Comparison of seismic data measured for the Chamousset rock column with the meteorological data measured at the “Jardin du Roi” station. a) Evolution of the lowest resonance frequency (black dot and line) and of the air temperature (grey line). b) Evolution of the rear fissure aperture measured by extensometers E1 (black line) and E2 (grey line) and rainfall data (black bars). c) Evolution of the seismic energy computed from the vertical signals measured at seismometer C1 (black line) and seismometer C'1 (grey line) on top of the Chamousset rock column. d) Evolution of the cumulated number of event with STA/LTA ratios higher than 6 for the seismometer C1 (black line). Evolution of the cumulated wind speed (grey line).

3.3.6 Numerical modelling of the Chamousset rock column

A 3D modal analysis of the Chamousset rock column was performed using the Finite Element software *Comsol* (<http://www.comsol.com>). The column geometry was derived from the two lidar data and clamped boundary conditions were set where fresh rock ruptures were observed (i.e. with a similar rock bridges distribution than the 2D simulation at 230s, figure 3.20). The 3D modal analysis showed that the first resonance frequency, around 3 Hz, corresponded to a flexion mode of the 30 m high upper part of the column, over the horizontal rock bridge zone (figure 3.12a). This mode deformation looks like the 2D mode on figure 3.19c. The second and third resonance frequencies (6 Hz and 11 Hz) found by this 3D analysis correspond to a torsion mode around the rock column vertical axis and a flexion mode along the rear fracture azimuth, respectively. These results confirm that the resonance frequency recorded on site (ranging from 3.6 Hz to 2.6 Hz) corresponds to the 1st flexion mode of the rock column in a direction perpendicular to the rear fracture. Moreover, measurements of extensometers E1 and E2 (figure 3.18) showed that the opening rate evolution was similar along the rear fracture, highlighting the 2D deformation of the upper part of column. Finally, the Lidar DEM shows little lateral variation of the column geometry over the 30 upper meters. The first resonance mode of the column then appears to mainly affect its free upper part, characterized by a 2D geometry. From these observations and for computation time reasons, we focused our study on the 2D numerical simulation of the column and on the first mode of resonance, using the hypotheses of planar deformations.

2D finite element non linear modelling was achieved to mimic the evolution of the first column resonance frequency prior its collapse. The 2D elastic column geometry is derived from the lidar data acquired before and after the fall (figure 3.12). In the simulation, the 1500 m wide and 1000 m high rock mass is limited by absorbing boundaries (figure 3.19a). We used the explicit dynamic finite element code Plast2 (Baillet *et al.* (2005); Deparis *et al.* (2008b)). The motion equation was both spatially and temporally discretized by using the finite element method and the β^2 explicit time integration scheme (Carpenter *et al.* (1991)), respectively. In order to ensure stability, the explicit scheme satisfies the Courant-Friedrichs-Levy (CFL) condition ($\Delta t \leq \xi \left(\frac{h}{c_{min}}\right)$ where Δt is the time step, h is the element size, c is the wave speed, and ξ is a positive constant ($\xi < 1$, $\xi \approx 0.5$ in most practical purposes). Correct wave propagation was obtained by using 10 finite elements per wavelength (Mullen & Belytschko (1982)) with the absorbing boundary conditions proposed by Stacey (1988). Computations were made with 9245 quadrilateral finite elements with a minimum element size h of 0.4 m.

The simulation reproduced the progressive brittle failure of rock bridges along the prone to be broken plane. Rock bridges were set at the two zones along the scar (figure 3.19b), where fresh rupture was evidenced during abseiling (figure 3.12b). The rest of the interface is subjected to Coulomb friction ($\mu = 0.7$) whenever in contact. Rock bridges are modelled by nodes of the column meshing sticking to the massif surface (figure 3.19). During the simulation (figure 3.19b), the proportion of rock bridges evolves from 7.3% (i.e. 18 nodes out of 245 along the interface were attached to the mass) to 0%. Rock bridges follow a Mohr-Coulomb criterion ($\tau = C + \sigma_n \tan\phi$ with $\tan\phi = 0.7$) and their breakage is managed by decreasing, every 90 s, the cohesion C of the currently most stressed node

along the interface until rupture. The contact non-linearity (column/massif interface) is taken into account by using the Lagrange multiplier method (Carpenter *et al.* (1991)) which enables the evaluation of the normal σ_n and tangential τ contact stresses, as well as the determination of whether the contact surfaces locally stick, slip, or separate. The contact algorithm uses slave nodes on the column and target surfaces on the massif. An elementary target surface defined by two nodes is broken down into Ferguson patch with a C^1 continuity across the adjacent boundary (Faux & Pratt (1979)). A model coupling unilateral contact condition, Coulomb friction and Mohr-Coulomb criterion is used for computing the contact stresses and displacements at each iteration. We set the value of 13 MPa as initial cohesion for the model rock bridges, which was derived from back analysis of rock falls in steep limestone cliffs in the French Alps (Frayssines & Hantz (2009)). After 5 ruptures at altitudes ranging from 260 m to 280 m, the critical cohesion on the remaining rock bridges exceeded the initial cohesion and lead to the column collapse. Values of Young modulus and Poisson ratio for the bedrock and the upper 2 m thick weathered layer were derived from the P and S wave velocities provided by the seismic profiles achieved in September 2008. These moduli and Poisson ratios are representative of the rock mass at the scale of the seismic wavelength (20 m to 40 m), and then take into account the presence of discontinuities in an equivalent medium.

The medium was permanently excited using white noise sources placed at nodes on the surface of the mass and the column (figure 3.19a and b). At each time step, a random external force is generated at these nodes using the software designed by Matsumoto & Nishimura (1998). Several distributions of the noise sources with different maximum amplitudes were tried : inside the rock mass, along the free surfaces and close to the interface mass-column. It turned out that the source location does not influence the results, as long as the amplitude and the duration of the excitation are large enough. Synthetic signals were computed at two nodes (figure 3.19b) located at the top of the rock mass (sensor 2) and at the column surface (sensor 1). A time lag of 90 s is left between each rupture, in order to select 80 s long time windows free of rupture effects (figure 3.19d). Seismic noise spectra were computed on the 80 s long time windows between rock bridge ruptures (figure 3.20). Those were long enough to adopt the same signal processing as for field seismic data.

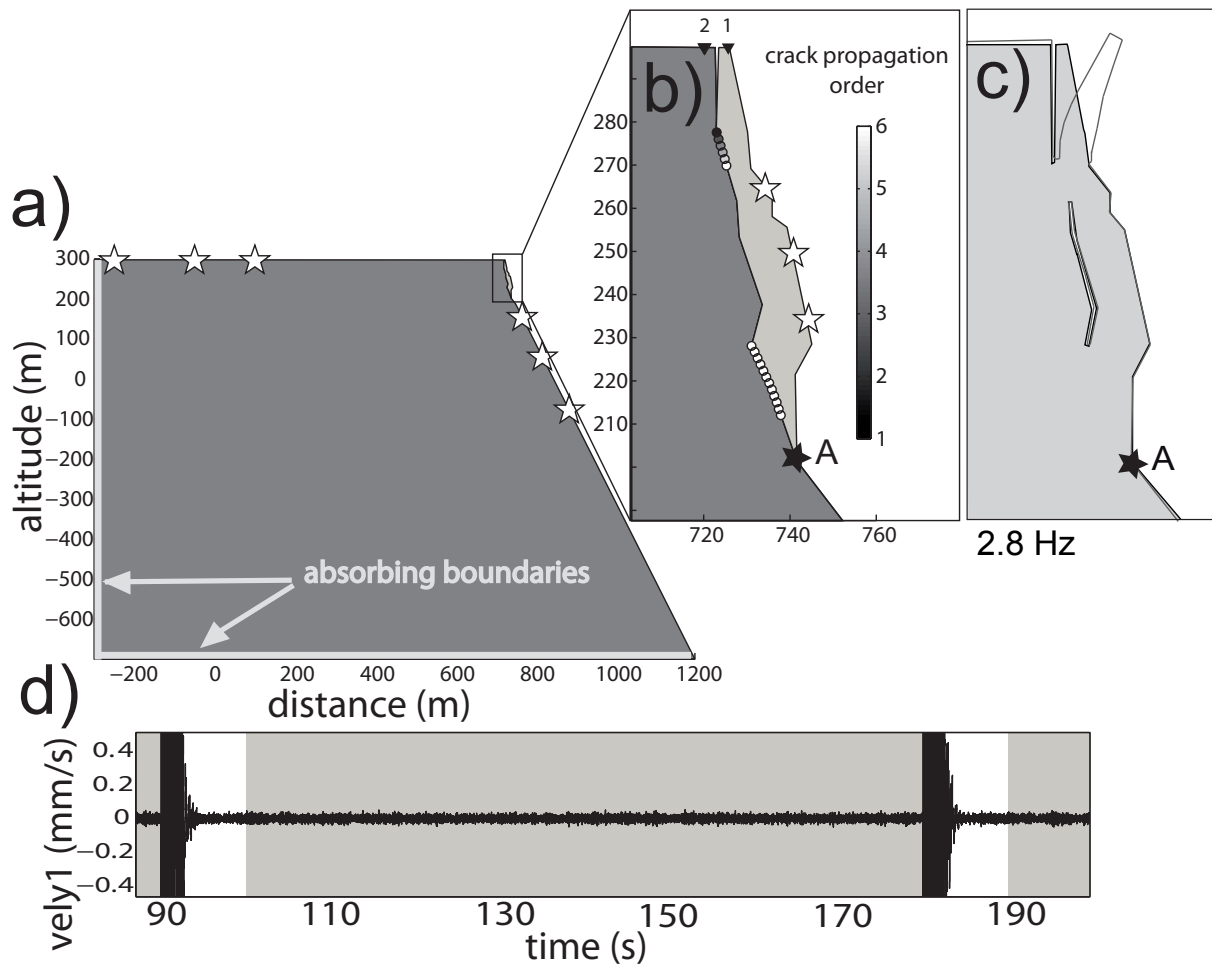


FIG. 3.19: a) Geometry of the rock mass and of the column, both including a 2 m thick low velocity layer at the top. White stars stand for seismic noise sources. b) Cross-section through the Chamousset column with the location of the two sensors (black triangles) and of the two zones of rock bridges along the scar. Filled circles localize ruptures occurring during the simulation. c) Shape of the column 1st mode deduced by a 2D modal analysis using the RDM6 software. Rock bridges extension corresponds to the rupture configuration at 230 s during the numerical simulation using the Plast2 software. (d) Vertical velocity signals computed at sensor 1 during two rock bridge cracks. Seismic noise windows used for spectra computations are in grey, while crack-generated signals are shown by white windows.

The evolution of the normalized spectra with time on the column (sensor 1 in figure 3.19b) is shown in figure 3.20a and b for the horizontal and vertical components, respectively, between 0 and 20 Hz. Spectra simulated on the horizontal component exhibit one predominant energy peak at a low frequency, which consistently decreases with time and the number of broken rock bridges, from 5 Hz to 1.8 Hz. These values encompass the experimental peak frequencies (3.6 to 2.6 Hz), which were interpreted as the lowest resonance frequency of the column. Similar results are obtained along the vertical component (figure 3.20b), although with less energy for the two first rock bridge geometries. On the contrary,

the energy on the rock mass for both components (figures 3.20c and d) mainly concentrates at higher frequency (over 10 Hz), although the energy peaks at the column resonance frequency are slightly visible. These peaks result from the transmission of the energy induced by the column vibrations to the rock mass. Vibration amplitudes simulated for further points on the rock mass show that they decrease with distance to the column. This column-to-mass energy transmission was observed at the Chamousset site along the EW component (figure 3.17b). Finally, simulated normalized column-to-mass spectral ratios are shown in figures 3.20e and f in the horizontal and vertical directions. The theoretical frequencies corresponding to the first resonance mode of the column were computed using the RDM6 software (http://iut.univ-lemans.fr/ydlogi/rdm_version_6.html) for 5 rock bridges extensions and are plotted on both graphs. These values perfectly match the predominant peaks derived from the simulated ambient vibrations. Similarly to the spectra results, the ratios along the horizontal component exhibit clearer peaks than along the vertical one, particularly during the first two simulation stages. This results from the greater horizontal displacements generated by the first flexion mode, as illustrated in figure 3.19c and confirms recent observations made by *Burjánek et al. (2010)*.

The 2D dynamic modelling of the Chamousset column, considering the rock bridge location before failure and their progressive breakage, showed that the measured and simulated drops in resonance frequency are in a similar range. The evolution of the resonance frequency with time could then be used as a precursor for monitoring the decoupling of the column from the rock mass before its collapse.

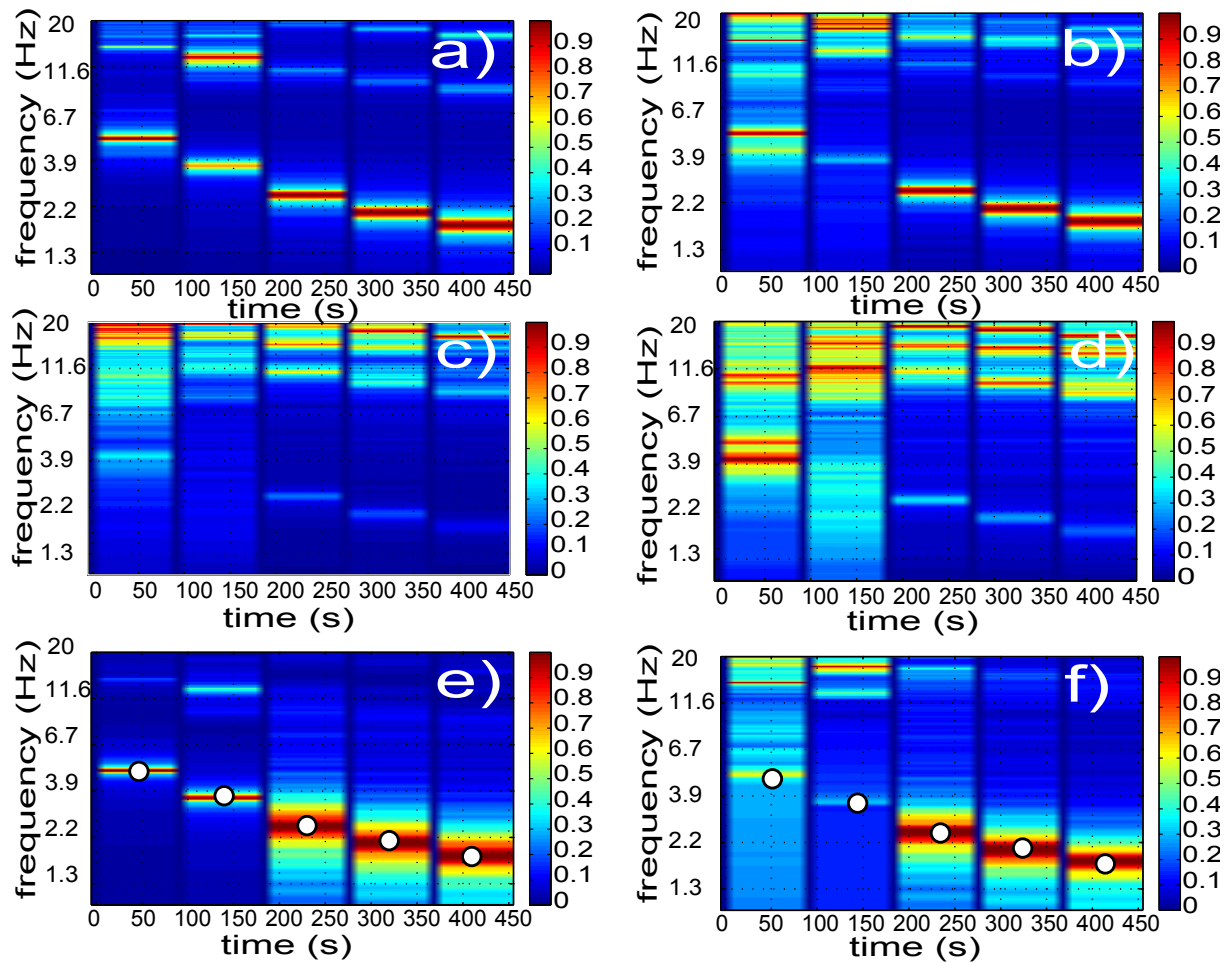


FIG. 3.20: a) and b) Normalized spectra computed on the column (seismometer 1) in the horizontal and vertical components, respectively. c) and d) the same on the rock mass (seismometer 2). e) and f) Normalized column-to-mass spectral ratio in the horizontal and vertical directions, respectively. White dots indicate the theoretical frequency for the 1st resonance mode, using the RDM6 software.

3.3.7 Discussion and conclusions

This paper investigates the variation of the lowest resonance frequency of the Chamouset rock column prior to its collapse, from field measurements and numerical modelling. The comparison of the measured resonance frequency with meteorological data indicates a strong control of the temperature on the frequency values. When the temperature is positive, weekly variations create in-phase reversible resonance frequency oscillations of 0.1 Hz in amplitude, which result from the increase (decrease) of contact stiffness between the column and the rock mass during thermal rock dilatation (contraction). The effect of rainfalls is more debatable. A drop of frequency was observed during some of the rainfall events, which could be partly explained by an increase of the column mass owing to an influx of water. No data are however available to support this hypothesis. The limestone being highly permeable due to karstic solution and crack opening, this effect should be very limited in time. Another process could be a decrease of the stiffness due to water lubrication of the joints. The influence of these meteorological factors is reversible and can be combined, leading to opposite or conjugate effects. When the temperature fell below zero after or during a rainy period, the resonance frequency can temporary increase, as it was observed at the end of September 2007. This effect results from the formation of ice which increases both the bulk rigidity of the column and the contact cohesion. On the other hand, the presence of ice contributes to the irreversible fissure growth, either during the phase change from liquid to solid or during the ice dilatation occurring when negative temperatures increase. [Frayssines & Hantz \(2006\)](#) demonstrated that freeze-thaw cycles are the main cause of rock falls in such massive limestone cliffs. They observed that failure often occurred at the end of the freeze-thaw cycle, when the temperature reached positive values and cancelled the cohesion effect at the ice-rock interface. This relation was observed before the column collapse at the Chamouset site. One month and a half before the failure, a severe drop in resonance frequency was observed between the 10 October and the 27 October 2007. Unfortunately this drop coincided with a seismometer change and the installation of one 4.5 Hz geophone on the column. Although some doubt can be raised about the spectra quality below the geophone natural frequency, the reliability of the frequency measurements is supported by the following arguments. First, the Fourier spectra (figures 3.16d and e) exhibit a clear peak with a high energy, at a frequency which consistently decreases with time. Second, the temperature significantly fluctuates during that period, with 4 days at -5°C . That major freeze-thaw cycle, which coincides with a significant augmentation in displacement rate, was likely to damage rock bridges and to cause a decrease in resonance frequency, particularly when approaching the failure which occurred 15 days after the last measurement. Studying the triggering factors for rockfalls in calcareous cliffs in the French Alps, [Frayssines & Hantz \(2006\)](#) identified ice jacking as the main physical process leading to failure. Finally, numerical simulations performed with the 2D geometry of the Chamouset column and the estimated rock bridge area consistently retrieved the measured resonance frequency range (3.6 to 2.6 Hz). The irreversible resonance frequency decrease observed in November 2007 seems then to be consistent both with the meteorological data and the evolution of the column which decouples from the rock mass.

A drop in frequency, which was not linked to temperature variation or rain fall, oc-

curred around the 4 September. It coincided with a burst in seismic energy and in wind speed, as well as with the number of seismic events. Strong winds contribute to increase the measured seismic energy but also dynamically excite the column. The concomitant increase of the number of rupture seismic events supports the hypothesis that the frequency drop results from rock bridge breakage, probably partially induced by the wind. An alternative to contact stiffness variation for explaining frequency drops is the decrease of the shear and Young moduli resulting from a progressive damage in the rock column itself. Although this effect cannot be ruled out, the consistency between the measured and simulated frequency values, the field observation of one major rear tension crack and the records of rupture seismic events exhibiting P and S-waves suggest that the reduction of rock bridges is the major factor controlling the observed resonance frequency decrease in this case. Although freeze-thaw cycles have seemed to play a predominant role in the collapse, fissure growth could also have resulted from temperature-independent phenomena like the wind effect or the tertiary creep (Kemeny (2003)).

Both in situ measurements and numerical modelling have shown that the column resonance frequency can be easily derived from ambient vibration study, computing the Fourier spectra of the motion recorded at the column top. The resonance frequencies of the column are however enhanced by the computation of the column-to-rock mass spectral ratio, provided that the rock reference station is far enough from the column. Although resonance frequencies were in-situ measured with vertical sensors at Chamousset, numerical modelling has pointed that the resonance mode at the lowest frequency (column flexion) is easier detected on the horizontal component. Moreover, this first resonance frequency, which was measured between 2 and 4 Hz at Chamousset, depends on the column volume and could be lower than 1 Hz for column size of a few tens of thousands m³. Consequently, the minimum recommended instrumental configuration for such study would be two 3-C low-frequency sensors installed on the column and on the rock mass.

Contrary to other precursors like surface crack opening which can manifest only locally, the decrease of resonance frequency with time offers the advantage to be a global parameter characterizing the column mass and its coupling to the stable rock mass. The results of this study suggest that the evolution of lowest natural frequency could be a reliable precursor of rock falls. However, they were obtained for a brittle and strong bedded rock (limestone), with a well-delineated column decoupled from the rock mass. The application of this technique to softer rocks affected by more complex deformation patterns has still to be proved.

3.3.8 Acknowledgments

This work was partially funded by the A.N.R Triggerland, the federative structure V.O.R (Vulnérabilité des Ouvrages aux Risques) and the Marie Curie Program "Mountain Risks". The authors acknowledge Myotis society for collaboration in setting up the experiment. This work would not have been achieved without the help of many field work participants; we are especially grateful to R. Béthoux, G. Cougoulat, as well as to the rangers of the Vercors Regional Park for drawing our attention to the Chamousset site and for allowing the deployment of a scientific experiment in a protected area. All (or most)

the computations presented in this paper were performed at the “Service Commun de Calcul Intensif de l’Observatoire de Grenoble (SCCI)”. The authors are also grateful to the “parc national Sismob (INSU-CNRS)” and the LGIT for the lending of instruments. The authors thank the associate editor as well as Jan Burjanek and two anonymous reviewers for their constructive and helpful comments.

Chapitre 4

Etude des signaux impulsions liés à des ruptures

Titre original : Analysis of the seismic signals recorded on a prone-to-fall rock column (Vercors massif, French Alps).

Lévy C.¹, Jongmans D.¹, Baillet L.¹

¹ISTerre, CNRS, Grenoble University, France

4.1 Introduction et résumé en français

4.1.1 Introduction

Le chapitre précédent étudie le contenu fréquentiel du bruit sismique enregistré sur le site de Chamousset1 (voir chapitre 2). Cette étude a permis de montrer que l'endommagement de l'interface entre l'écaille et le massif entraînait une diminution de la première fréquence de résonance de l'écaille. Jusqu'à présent, nous nous sommes donc peu intéressé au reste du signal sismique qui est constitué d'événements de plus forte amplitude. Or, l'activité sismique sur le site est très importante (voir section 2.4 du chapitre 2). De plus, nous avons tout lieu de croire qu'une analyse de l'activité sismique permettrait de collecter des informations sur l'endommagement de l'interface entre l'écaille et le massif. En effet, l'augmentation de l'activité sismique est l'un des précurseurs connus aux éboulements (voir chapitre 1). Cela s'explique par le fait que la rupture de ponts rocheux est à l'origine d'une partie de la microsismicité enregistrée sur site. C'est pourquoi, nous nous sommes intéressé à la microsismicité enregistrée avant l'effondrement de l'écaille calcaire de 21000 m³ à Chamousset1. L'objectif de ce travail est d'arriver à distinguer la microsismicité causée par la rupture de ponts rocheux du reste de l'activité sismique, puis d'en déduire des informations sur les mécanismes de rupture des ponts rocheux. Les résultats de ce travail ont été soumis sous forme d'article à la revue *Geophysical Journal International*. L'article est retranscrit dans les sections 4.2 à 4.11 de ce chapitre.

4.1.2 Résumé

Le site de Chamousset1 (voir sa description au chapitre 2) a été équipé d'un réseau sismique de faible ouverture (environ 40 m) composé de sismomètres courte période (2 Hz). Ces capteurs ont été déployés pendant 4 mois sur et autour de l'écaille calcaire instable de 21000 m³ qui s'est éboulée un mois et demi après la fin de l'expérience. Pendant cette période d'acquisition, 193 événements ont été enregistrés par les 7 sismomètres du réseau. L'analyse de ces signaux montre l'existence de trois principaux types d'événements sismiques locaux distinguables par leurs caractéristiques dans les domaines fréquentiel et temporel : les microséismes (isolés ou sous forme d'événements multiples), les chutes de blocs isolés et les éboulements. Un tiers des événements étudiés sont restés non classés. Environ 62% des événements classés sont des microséismes qui présentent des ondes P et S clairement discernables. Parmi ces microséismes, 40 événements possédant un bon rapport signal-sur-bruit ont été sélectionnés et étudiés en détail. Les temps d'arrivée des ondes P et S de ces signaux ont été pointés sur les enregistrements. Les distances hypocentrales déduites de ces pointés concordent avec les zones de la surface de rupture (ou interface écaille-massif) présentant des traces de rupture récentes observées après l'éboulement. L'étude de la polarisation de ces enregistrements 3-composantes (3 directions de l'espace), associée avec les résultats de simulations numériques, a permis de distinguer les deux mécanismes de rupture possibles pour ces événements (traction et cisaillement). Les ruptures en cisaillement (mode II) ont surtout affecté la partie inférieure de la surface de rupture, tandis que les ruptures en traction (mode I) ont plutôt affecté la partie supérieure. Enfin, la comparaison du mouvement sismique enregistré sur l'écaille instable et celui enregistré sur le massif rocheux stable a montré qu'il était systématiquement amplifié sur l'écaille pour les 40 microséismes. Le traitement du signal réalisé sur ces signaux et les simulations numériques suggèrent que cette amplification est la conséquence d'une excitation de l'écaille à ses fréquences propres. Cette amplification est particulièrement élevée (> 3) pour les microséismes dont la source est localisée sur l'interface écaille/massif.

4.2 Abstract

A small-aperture (40 m) short-period seismic array was installed during four months on the Vercors massif (Western French Alps) at the top of a limestone column which collapsed one month and a half later. During this monitoring period, 193 seismic events were recorded by the 7 seismometers of the array. Signal analysis yielded three main types of local seismic events to be identified from temporal and spectral characteristics : microearthquakes (single or multiple events), individual block falls and rock falls. One third of these events remained unclassified. About 60% of these events were classified as microearthquakes, exhibiting distinct P and S-waves. Out of them, 40 events with a good signal-to-noise ratio were selected and processed. P and S-wave travel times were picked on the records and the inferred hypocentral distances agree with the two zones of the scarp exhibiting fresh ruptures after the fall. Polarization analysis of the 3-C records, along with numerical simulations, allowed discriminating between the two possible rupture mechanisms (toppling and sliding). Shear rupture (sliding) was the predominant mode in the lower part of the column whereas traction rupture (toppling) affected the upper part. Finally, the comparison between the motions recorded on the column and on the rock mass showed a systematic amplification on the column. Signal processing and numerical modelling both suggest that this amplification resulted from the excitation of the natural frequencies of the column and is particularly high (> 3) for microearthquakes occurring at the column-to-mass interface.

4.3 Introduction

Small aperture seismic arrays, with a size from a few tens of meters to 1 km, have been increasingly deployed on unstable slopes in the last ten years. As gravitational movements affect all types of soils and rocks with a large variety of mechanisms and a wide range of displacement rates (Cruden & Varnes (1996)), the objectives of such seismic investigation or monitoring can be manifold. Recording seismic events and/or ambient vibrations with seismic arrays have been used for understanding the seismic response of rock slopes (Del Gaudio & Wasowski (2007); Del Gaudio *et al.* (2008); Burjáněk *et al.* (2010); Levy *et al.* (2010)), for detecting and characterizing the seismic activity generated by slope deformation in rocks (Mertl & Brückl (2007); Spillmann *et al.* (2007)) or in weaker sedimentary material (Walter & Joswig (2008) and Walter & Joswig (2009)), for studying the seismic precursory patterns before a cliff failure (Amitrano *et al.* (2005); Senfaute *et al.* (2009)), for detecting small size rock falls (Vilajosana *et al.* (2008); Lacroix & Helmstetter (2010)), or for performing 3D seismic tomography of landslides (Renalier *et al.* (2010)).

A large amount of these studies was devoted to rocky slopes, with the aim of detecting and locating micro-earthquakes generated by fracturing within the unstable rock mass. During such monitoring experiments, the number of detected seismic events, which depends on the site characteristics and the triggering parameters, is usually very large. During a microseismic investigation on the site of Randa (Swiss Alps), Spillmann *et al.* (2007) operated a 31-month monitoring system that recorded a total of 66,409 triggered events. A major effort was required to classify this data set, from which only 223 landslide-related microearthquakes with magnitudes ranging from -2 to 0 were extracted. Other events were identified as noise transients generated by electrical disturbances, distant earthquakes or explosions and regional earthquakes. In a similar study performed on the Sechilienne rock slope (French Alps), Helmstetter & Garambois (2010) detected several thousand events in two years. After rejection of events classified as noise (helicopter, industrial noise, storms), they evidenced mostly block falls, and also hundreds of local micro-earthquakes and regional earthquakes. During temporary surveys conducted at the Heumoes (Austrian Alps) and Super-Sauze (French Alps) landslides affecting weak formations (glacial sediments and marls, respectively), Walter & Joswig (2008) and Walter & Joswig (2009) evidenced seismic signals generated by mass movements. At the Super-Sauze mudflow, they distinguished three main types of seismic events from the spectral and temporal signal characteristics : rockfall events, fracture events and scratch events. These examples show that the recorded seismic signals are numerous and could be of different origins. Thus, event classification appeared to be a sensitive and time-consuming task, requiring the designing of semi-automatic pattern recognition procedures (Spillmann *et al.* (2007); Helmstetter & Garambois (2010)). In a few studies, the seismic events related to the rock slope deformation were tentatively located, using different seismic array techniques (Spillmann *et al.* (2007); Walter & Joswig (2009); Helmstetter & Garambois (2010)). Event location however turned out to be a challenging task because of the strong heterogeneity in seismic velocity characterizing the unstable slopes, the high seismic attenuation, and the difficulty to pick identified impulsive waves (first break P-waves and S-waves) (Spillmann *et al.* (2007)). This latter is making worse by the composite or multiple-event character of many events classified as micro-earthquakes generated by

rock slope deformation (Mertl & Brückl (2007)). Consequently, a large part of the studies were focused on the search of seismic precursors before slope failure (Amitrano *et al.* (2005); Senfaute *et al.* (2009); Levy *et al.* (2010)) and on the relation between seismic events (ruptures, rock falls), displacement rate measurements and climatic parameters (Amitrano *et al.* (2010); Levy *et al.* (2010); Helmstetter & Garambois (2010)).

Here we present the results of a four-month seismic array monitoring conducted on the Chamousset site located at the top of a 300 m high limestone cliff (French Alps). These calcareous cliffs are regularly affected by rock falls (Frayssines & Hantz (2006)) with little or no precursors, highlighting the brittle behavior of the rock mass. The variation of the first resonance frequency of the Chamousset limestone column was studied from seismic noise measurements in a previous work (Levy *et al.* (2010)). The evolution of the resonance frequency appeared to be strongly controlled by the temperature. During freeze-thaw cycles a significant drop in resonance frequency was interpreted as the result of rock bridge breakage. This paper focuses on the seismic events recorded during the same experiment. Several thousands were detected at the Chamousset site, out of which about 200 were recorded by the 7 seismometers of the 40 m aperture array. Different types of seismic events were identified and analyzed. Contrary to previous experiments, some of these events exhibit clear P and S waves, making possible an analysis of the rupture mechanism and an estimation of the hypocentral distance. However, the event location was difficult because of the small array aperture and the heterogeneous velocity field.

4.4 Chamousset site

The Chamousset site is located to the South of the carbonate Vercors massif (western Alps, France), at an elevation of about 1900 m, close to the peak of Tête Chevalière (figure 4.1a).

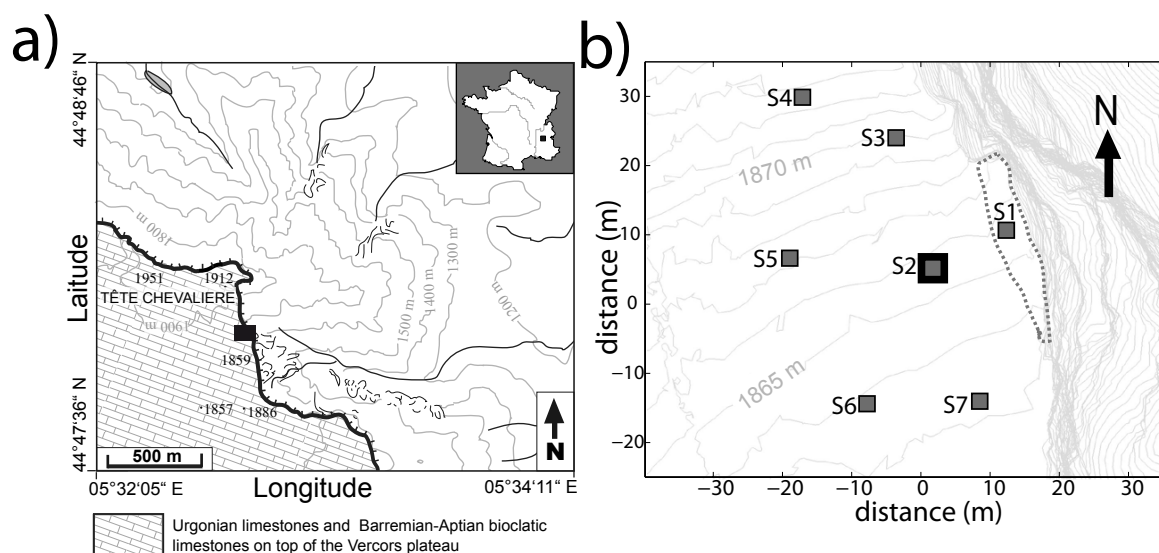


FIG. 4.1: a) Situation map of the Chamousset site located at the border of the Vercors plateau (southeast of France). The cliff limit is delineated with a barbed line and the site is located with a black rectangle. b) Layout of the seismic array deployed from the 13/07/2007 to the 10/10/2007. The seven short period seismometers are labeled S1 to S7. Vertical seismometers were installed, except for the 3-C seismometer S2. The unstable column is contoured with a dashed line.

Seven short period (2 Hz) seismometers were deployed from the 13/07/2007 to the 10/10/2007. The array with an aperture of about 40 m included one three-component and six vertical sensors (labeled S1 to S7 in figure 4.1b), one of which (S1) being installed on the unstable column. All seismometers were connected to the same acquisition system and signals were sampled at a rate of 1000 Hz. A standard trigger algorithm, based on the ratio of short-time averages STA and long-time averages LTA, was used for detecting signals related to rock mass deformation. During acquisition, we applied a low ratio STA/LTA of 6 for extracting events, setting the lengths of the STA and LTA windows to 500 ms and 20 s, respectively. Several thousands of seismic event were recorded during the four-month period, a large part of which being only detected on one or a few sensors. During processing, a second extraction phase was applied to separate the more energetic events. Events recorded by all sensors with a STA/LTA ratio over 8 were selected. 220 events were found to meet this double criterion, among which 27 were interpreted as resulting from human (hikers) and animal activity.

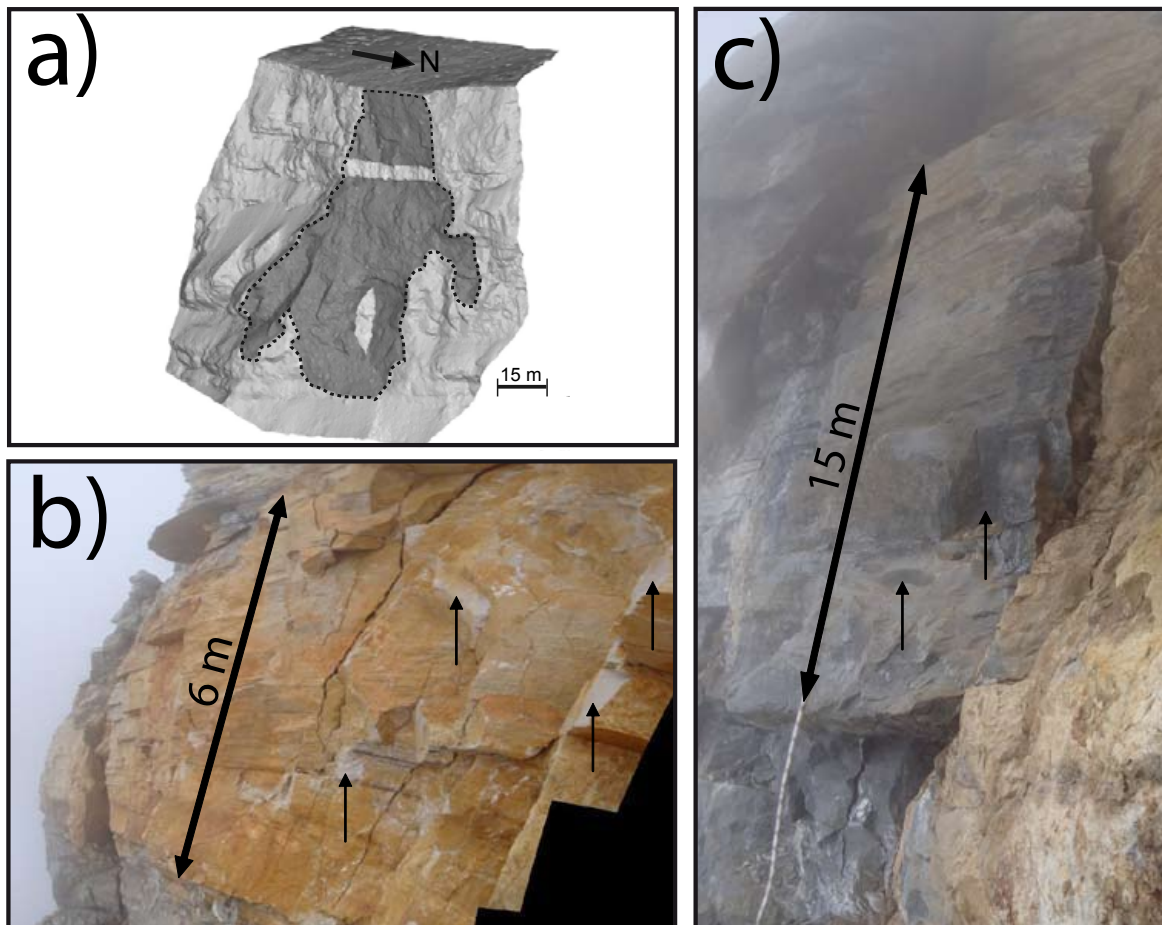


FIG. 4.2: a) Digital Elevation Model of the Chamousset cliff achieved with helicopter lidar data acquired after the column collapse. The rupture plane is in dark grey and the two zones with broken rock bridges are in white. b) Photo of the 6 m high upper zone showing fresh intact rock rupture (white patches). c) Photo of the 15 m high lower zone showing fresh intact rock rupture. Some spots showing fresh intact rock rupture are pointed with arrows on figure b) and c).

The rock column collapsed on the 24 November 2007 and its volume was estimated to $21,000 \text{ m}^3$ from two lidar scans of the cliff acquired before and after rockfall (Levy *et al.* (2010)). Unfortunately, the seismic array had to be dismantled on the 10/10/2007 for logistical reasons. After the fall, the rupture plane was inspected by a geologist abseiling the cliff face. He located two zones exhibiting fresh rock rupture (figure 4.2a) : an elongated horizontal zone corresponding to a 6 m thick limestone bed located 30 m below the plateau, and an elongated vertical 15 m high polyhedron area located 75 m to 90 m below the plateau. Figures 4.2a and 4.2c show the pictures of these two zones with the broken rock bridges appearing as white patches of one dm to a few dm in size.

Two short 30 m long refraction tests were carried out on the plateau, parallel and perpendicular to the cliff. Processing of refracted events and inversion of surface waves gave the following 1D simplified model (Levy *et al.* (2010)) : a superficial loose and thin

layer ($V_p=430$ m/s; $V_s=185$ m/s; 2 m thick) overlying the fractured limestone bedrock ($V_p=2800$ m/s; $V_s=960$ m/s).

4.5 Seismic signal classification

The 193 events recorded by the 7 sensors of the array, with a STA/LTA over 8, were analyzed and classified. As stated in the introduction, classification is a difficult task and we started by identifying single events and by characterizing them in the time and frequency domains. The considered parameters are the frequency range, the amplitude, the signal shape and the duration. The event beginning was manually picked and our definition of event duration is when the mean amplitude of a 0.5 s moving window has resumed to the noise level preceding the event. Figure 4.3 shows the seismograms and spectrograms for four seismic events, recorded on the vertical component of sensor S2. The first one is an artificially generated block fall of a few dm^3 in size, which is not included in the 193 events. Figure 4.3a shows that the recorded signal is short and impulsive. The striking feature is the narrow frequency range of the spectrum (around 60 Hz), which is probably related to the size of the block. No specific waves could have been identified at the beginning of the signal. Height such mono-frequency impulsive events were found in the data set, with the frequency ranging from 10 to 80 Hz and durations between 0.7 and 2.6 s. One of these events, with a frequency around 40 Hz, is shown in figure 4.3b.

Another type of impulsive and short duration events is shown in figure 4.3c. The spectrogram exhibits a broad spectrum (10–100 Hz) with energy bursts at specific frequencies. In the zoomed signal (figure 4.3c, right column), two waves can be clearly distinguished, which were identified as P-wave and S-wave (see the polarization analysis, section 4.7, and figure 4.6). The signal envelope has a triangle shape with a coda. 28 events of this type were recorded, with frequencies ranging from 5 to 150 Hz and the duration between 0.7 and 3.5 s. These events generating P and S-waves are interpreted as microearthquakes related to the deformation. Their location and mechanism will be studied in section 4.7. During the seismic monitoring, we also recorded 18 regional earthquakes or quarry blasts. Only one of these events, characterized by well separated impulsive P-wave and S-wave onsets (figure 4.3d), was detected by the French permanent seismological network (SISMALP, Thouvenot *et al.* (1990)), indicating that most of these events are nearby low-magnitude earthquakes and blasts. Their frequency range is notably lower than for the local events.

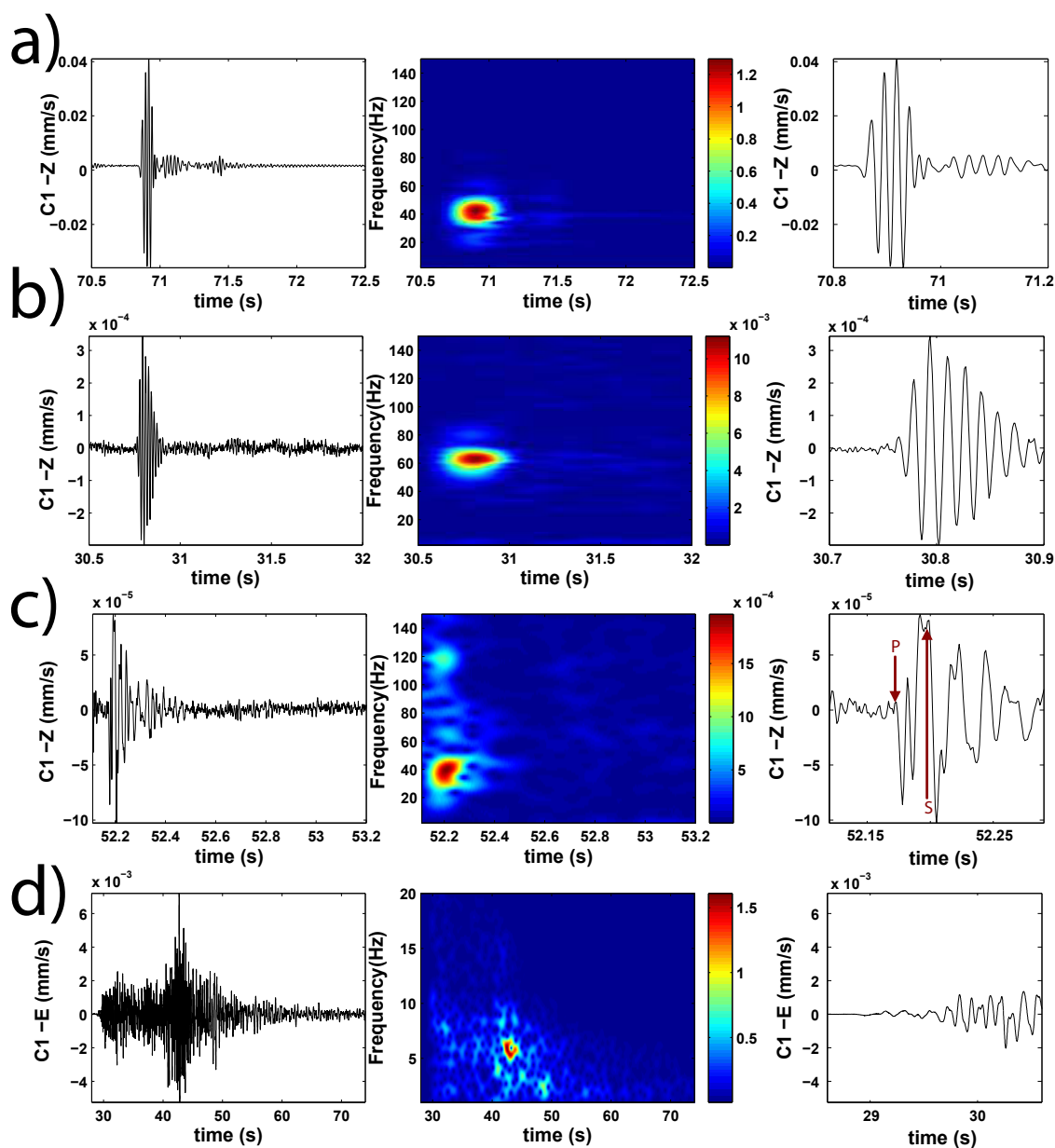


FIG. 4.3: Single event seismograms and spectrograms recorded by sensor S2 (located on the rock mass) : Left column : full seismogram. Middle column : spectrogram (window length of 0.5 s for a to c and 2s for d with 98% of overlap). Right column : Zoom on the beginning of the signal. a) Generated block fall - vertical component, recorded on the 2008/07/16 at 09 :43 :02. b) Natural block fall- vertical component, recorded on the 2007/07/27 at 11 :37 :35. c) Microearthquake - vertical component, recorded on the 2007/09/28 at 15 :17 :39. P and S waves arrivals are pointed with red arrows on the zoom window. d) Regional earthquake ($M_L = 3.4$; epicentral distance : 112 km) - Horizontal component, recorded on the 2007/10/05 at 06 :05 :21. Note that the frequency scale is different.

The majority of the recorded events (147 out of 193) exhibit complex shapes and were classified into three groups : multiple events, rock falls and unclassified events. Multiple events are made of the succession of separated signals generated by microearthquakes and/or block falls. Signals are considered to be separated when inter-event durations of at least 0.5 s with average absolute amplitude below 10% of the event maximum amplitude can be identified. Two examples are shown in figures 4.4a and 4.4b. In the first case, the record evidences a succession of three main impulsive events (and two minor ones) which were clearly identified as microearthquakes (presence of P and S-waves, triangular envelop shape, broad frequency spectrum with energy bursts). Most of the multiple events exhibit these characteristics. The second record, which is characterized by a lower signal to noise ratio, also exhibits several impulsive events, which are however more difficult to classify. Spectral characteristics suggest the presence of both microearthquakes and block falls in the signal. During the field campaign, we also recorded 23 signals exhibiting a lemon-shape envelope with spikes and a broad frequency range sometimes spanning the 10–150 Hz range. The signal duration varied between 1.6 and 43 s. Two examples with different frequency ranges and durations are shown in figure 4.4c and d. [Walter & Joswig \(2009\)](#) and [Helmstetter & Garambois \(2010\)](#) also detected that type of events that they interpreted as rock falls. Rock falls, with a size varying between a few dm³ to a few tens of m³ in this case, are complex phenomena with several phases (breakage, detachment, impact, rolling, and/or sliding) likely to emit seismic waves with different characteristics ([Deparis *et al.* \(2008b\)](#)). They often occur with successive detachments, generating complicated signals. Other processes, like fragmentation and soil entrainment, could also affect the signal characteristics, in particular the duration. It results that the recorded signals are composite (mixing of emerging phases and spikes) with a broad spectrum that can also be altered by the wave attenuation depending on the distance from the station. Finally, we incorporated all the local events with unclear attributes (33) in undetermined events. These could be made up of a complex mixing of local rupture events and rock or block falls with short delays, which made impossible any clear identification. Two such events are shown in figures 4.4e and f.

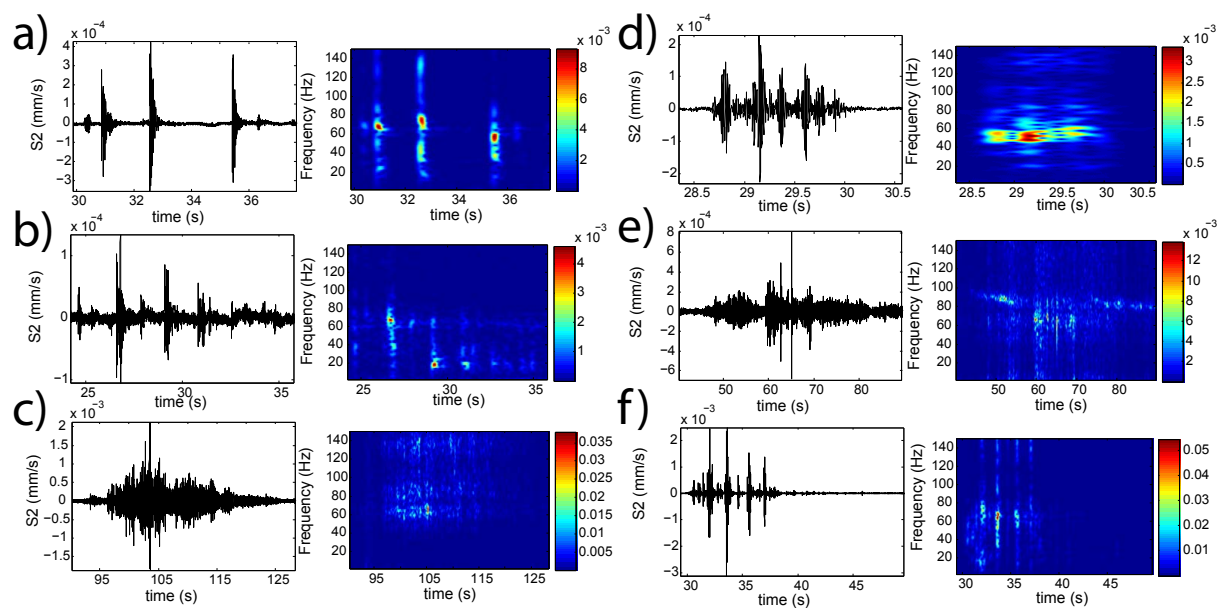


FIG. 4.4: Vertical seismograms and spectrograms of composite events recorded by sensor S2 located on the rock mass. Left column : seismogram. Right column : spectrogram (window length of 0.4 s with 98% of overlap). a) Multiple event with successive microearthquakes, recorded on the 2007/07/25 at 03 :12 :27. b) Multiple event with rupture and block fall events, recorded on the 2007/08/17 at 06 :00 :40. c) and d) Rock fall records (2007/08/06 at 09 :28 :45 and the 2007/07/18 at 13 :58 :15, respectively). e) and f) Unclassified events recorded on the 2007/08/02 at 12 :51 :04 and the 2007/08/08 at 04 :41 :54, respectively.

4.6 Correlation with meteorological parameters

In figure 4.5a is plotted the temporal distribution of the 193 seismic events recorded during the 4-month experiment, with two data gaps of 4 days and 12 days when the acquisition system was not operating. We grouped the block fall and rock fall events in the same category. In the same figure (figure 4.5b) are plotted the air temperature and the rain fall data measured at a meteorological station located 3.2 km southwestward from the Chamousset site. Considering that the multiple events are mainly a succession of microearthquakes, the rupture events are predominant with regards to the rock falls. Three peaks appear on the histogram of the number of events, on 1 August, 8 August, 14 August, 21 August and 28 September 2007. Increases in the daily event number are correlated with minima in the temperature curve, which are reached after a significant temperature drop of 15 to 20°C. The largest daily number of events was observed when the temperature fell below 0°C, as *Got et al. (2010)* observed on other seismic data acquired at the same experimental site. On the contrary, no relation emerges between the event number and the rainfall data. These results suggest that temperature drops, which generate thermal contraction stresses, increase the number of microearthquakes resulting from rock breakage. They are in agreement with the analysis of the resonance frequencies on the same site, which also showed a strong temperature control on rock damaging (*Levy et al. (2010)*). The correlation between microseismic event clusters and temperature falls was already shown at the foot of the Matterhorn mount (3829 m a.s.l., Italian Alps) in stiff gneissic rocks (*Amitrano et al. (2010)*). On the contrary, the little influence of rain falls, at least during the experimental period, can be explained by the high permeability in this karstic limestone.

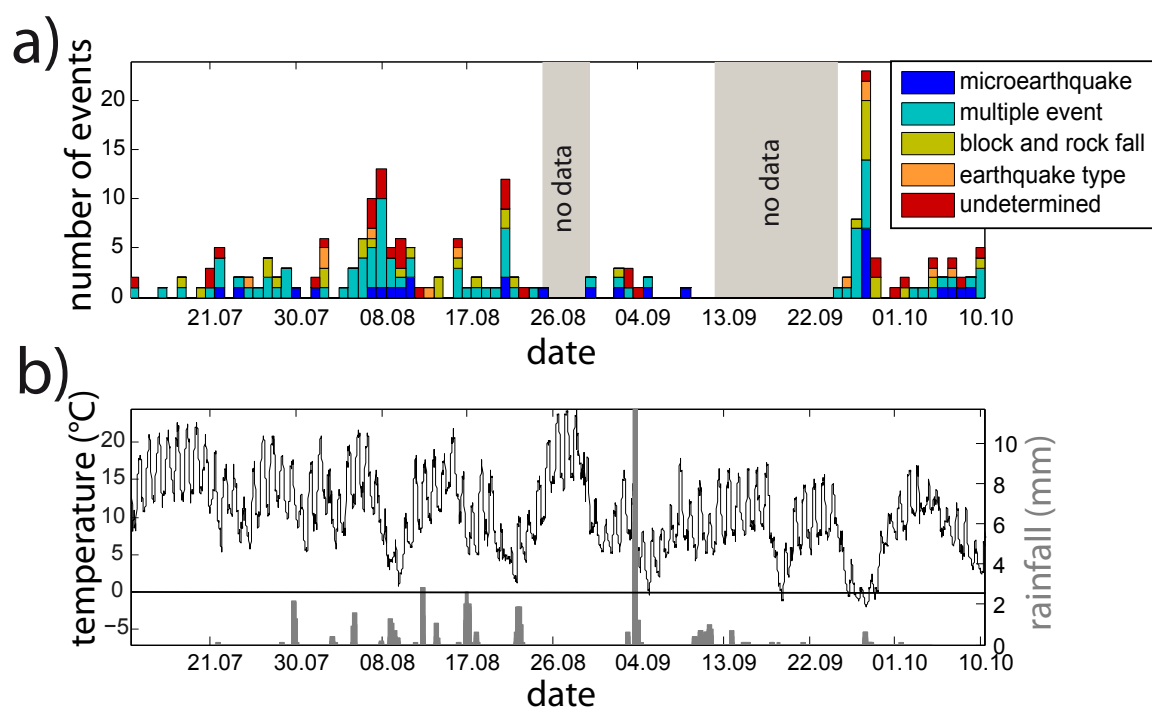


FIG. 4.5: a) Temporal distribution of the 193 events detected on all the seismic array sensors at Chamousset (anthropogenic events were removed from statistics). Events were classified in microearthquakes, multiple events, rock falls (including block falls), earthquakes and unclassified local events, (see text for details). b) Air temperature curve and rainfall bar diagram recorded at a meteorological station located 3.2 kilometers to the South West from the site and 120 m below in altitude.

4.7 Microearthquake characterization

As evidenced in section 4.6, most of the recorded seismic events are microearthquakes or a succession of microearthquakes, probably related to the deformation of the prone-to-fall column. Signals classified as microearthquakes systematically exhibit two distinct wave arrivals (figure 4.3a). We performed polarization analysis on the seismograms recorded by the 3-C seismometer S2 in order to identify these waves. Figure 4.6 shows the seismograms and the corresponding particle motions for one microearthquake. The polarization analysis was performed on short time windows (15 ms and 80 ms for the first and second identified waves, respectively). The first arrival (figure 4.6d) exhibits the characteristics of a P-wave, vibrating along a single, near-vertical direction. This result is consistent with the presence of rupture sources below the sensor. The latter wave is clearly a S-wave with a near-horizontal polarization, perpendicular to the propagation direction given by the P-wave vibration. In the horizontal plane, this S-wave vibrates along a direction N80°E, almost perpendicular to the orientation of the rupture plane.

Analysing the wave polarization, we determined P and S-wave arrival times for the 40 signals (28 events in the microearthquake class and 12 in the multiple-event class) allowing an accurate picking. The delay times between P and S-wave arrivals ($T_s - T_p$) were computed for all events and are plotted against time in figure 4.6f. Values are ranging from 0.01 to 0.1 s, indicating that microearthquakes are local. $T_s - T_p$ values were converted into hypocentral distances (figure 4.6f), using the seismic model derived from seismic prospecting (see section 4.4). The distance uncertainty resulting from picking and velocity uncertainty has been estimated to about 6 m. Most of the hypocentral distances (except for one higher value) range from 10 m to 90 m, and could be consistent with microearthquakes occurring along the interface between the 90 m high column and the rock mass. The two zones where fresh ruptures were observed are shaded in figure 4.6f. Considering the depth uncertainty, they concentrate 33 of the 40 microearthquakes.

From the $T_s - T_p$ values determined at sensor S2 and the P-wave arrival times at the other vertical sensors of the seismic network, we attempted to localize the event hypocentres, using the Hypoline software (Joswig (2008)). For most events, it was however impossible to find an appropriate hypocentre to explain the data. This failure probably results from the small array aperture (40 m) with regards to the event depth, and from insufficient knowledge on the 3D seismic structure of the site (Spillmann *et al.* (2007)). Indeed, rock velocities in unstable slope could be extremely heterogeneous (Heincke *et al.* (2006)). Spillmann *et al.* (2007) showed that these large velocity variations had to be included in the microearthquake location process. The simple refraction tests made here were unable to produce a 3D velocity model of the field site.

The magnitudes for the 40 microearthquakes were computed using the estimated hypocentral distances and the displacement amplitudes. The event magnitudes M_L were derived using the empirical law used by Joswig (2008) for seismic events with a hypocentral distance lower than 3 km :

$$M_L = \log_{10}(A_{max} \times 2800) + (0.25 + \log_{10}(D))$$

where A_{max} is the maximum displacement (in meter per second) and D is the hypocentral distance (in km).

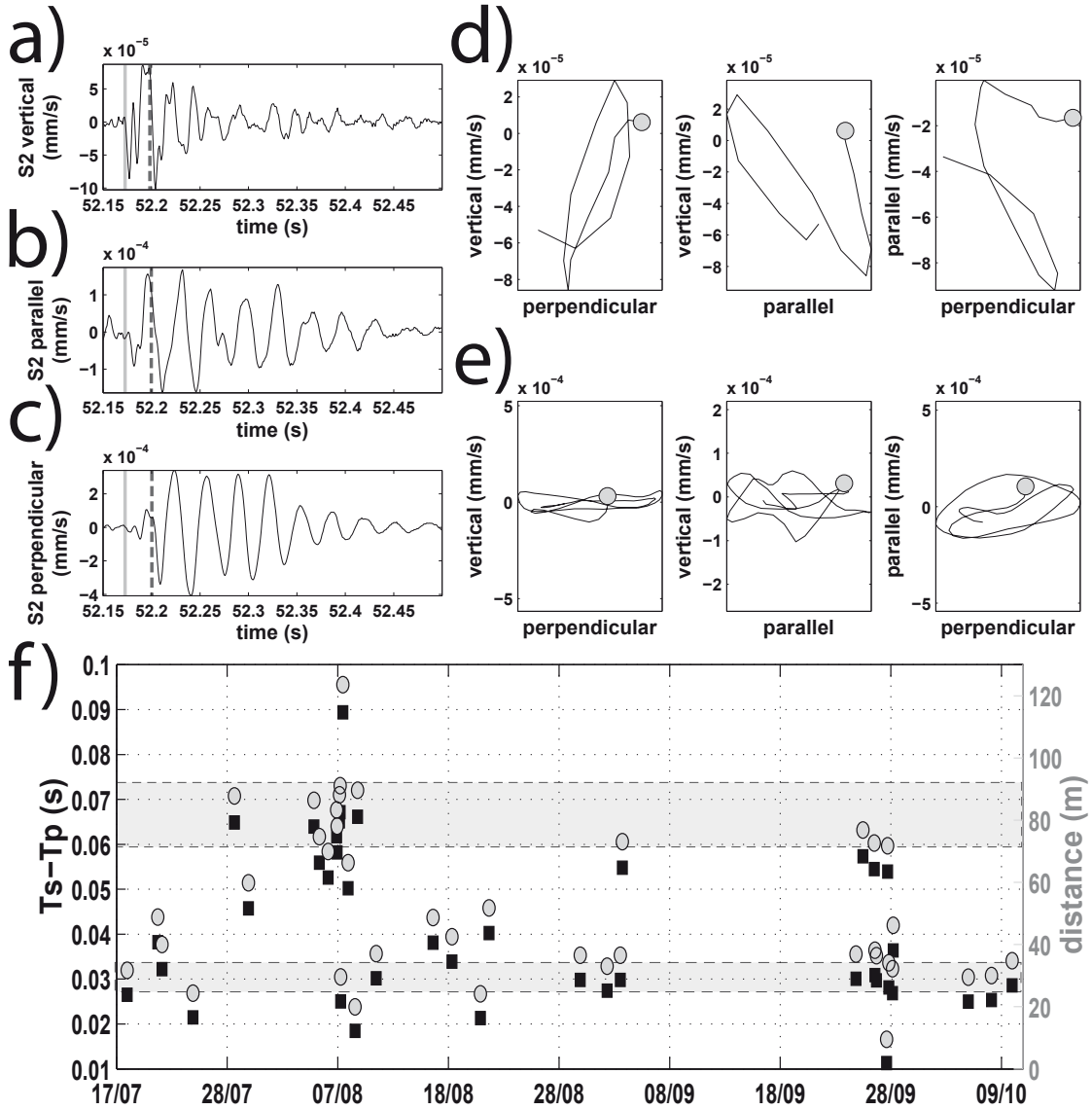


FIG. 4.6: Polarization analysis performed on the seismograms recorded at seismometer S2 for the microearthquake of 2007/09/28 at 15.17.39. a) to c) : Vertical, parallel and perpendicular to the rupture plane signals. P-wave and S-wave arrival times are indicated with a thick gray line and an thick dotted gray line, respectively. d) and e) Particle motions in the three polarization planes for P-waves (duration of 15 ms) and S-waves (duration of 80 ms), respectively. Motion starts are indicated with gray dots. f) $T_s - T_p$ values (black squares) picked at seismometer S2 as a function of time. Data are converted in hypocentral distances (gray squares) (see text for details). The distance scale is given on the right of the diagram. The rock bridge locations are shown with gray rectangles (see section 1).

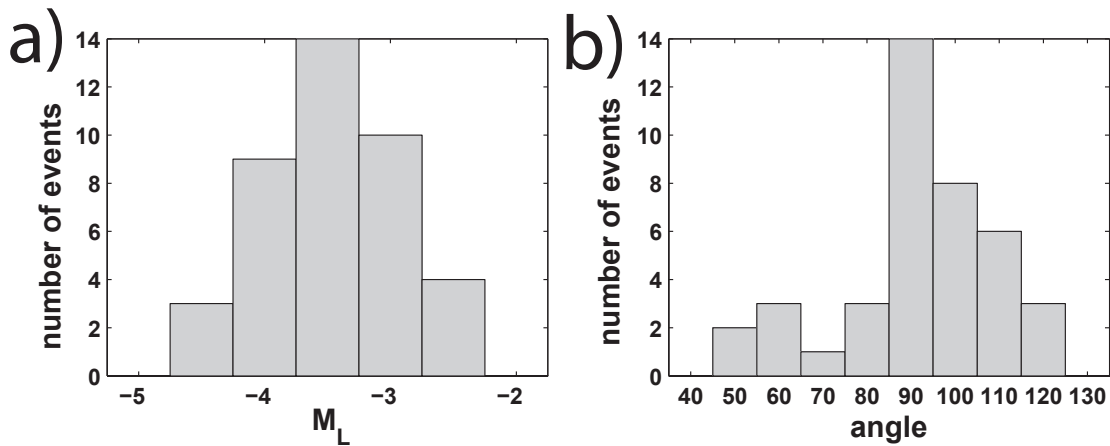


FIG. 4.7: a) Bar diagram of the magnitude distribution. b) Bar diagram of the polarization angle.

Figure 4.7a shows the magnitude distribution for the 40 events. Microearthquake magnitude ranges from -4.5 to -2, with most of the events between -4 and -2.75. Extrapolating empirical relations established for earthquakes (Wells & Coppersmith (1994)), the magnitude range (-4, -3) corresponds to a rupture area between 0.01 and 0.1 m², which matched the size of the observed fresh rupture areas (figures 4.2b and c). Gibowicz *et al.* (1991) studied seismic events generated during a shaft excavation in granite between 324 and 443 m of depth. They studied the source parameters of 155 tremors with moment magnitude from -3.6 to -1.9. They found rupture areas between 0.3 and 1.5 m² (source radius between 0.3 and 0.7 m) which are in a range consistent with the Wells and Coppersmith's relation (rupture area of 1 m² for a magnitude of -2).

S-wave polarization diagrams of the 3C sensor S2 were calculated for the 40 events (figure 4.8). The S-wave polarization in the horizontal plane (figure 4.8a) shows a vibration orientation which is more or less perpendicular to the rupture plane η . A linear regression model was fitted to the 0.08 s of signal following the first S-wave arrival. The polarization angle is defined as the angle made by this line and the rupture plane (N 165°). Angle is counted positive for anti-clockwise rotation. The bar diagram of the polarization angles (figure 4.7b) shows that 80% of the values are between 70° and 110°, indicating a preferential orientation perpendicular to the rupture plane. No evolution of the S-wave polarization angle was observed with time or with hypocentral distance. Polarization diagrams in the vertical plane perpendicular to the rupture plane usually exhibits predominant horizontal S-wave motions much higher than vertical P-wave motions. In this vertical plane, only 30% of the signals have S to P-wave amplitude ratio lower than 3. This link between the polarization diagrams and the rupture mechanism will be numerically studied in section 4.8.

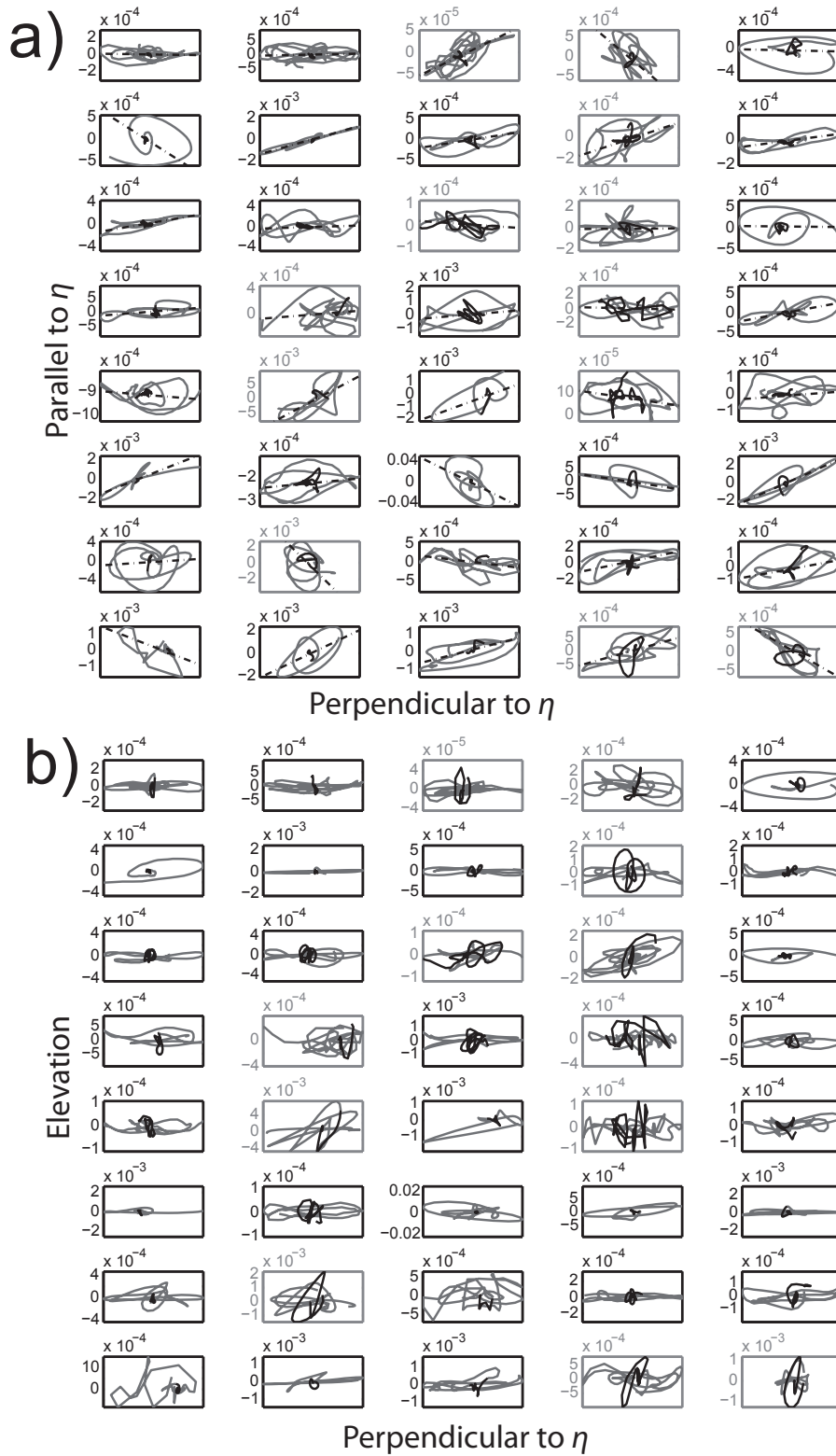


FIG. 4.8: Polarization diagrams for the 40 microearthquakes recorded at sensor S2. a) in the horizontal plane. b) in the vertical plane perpendicular to the rupture plane. Grey line : S-wave motion. Black line : P-wave motion. Events interpreted as resulting from shear (traction) mechanism have black (grey) axis.

4.8 Rupture mechanism modelling

Two main rupture mechanisms could explain the opening of the rear fracture and the collapse of the Chamousset column : slide along a plane with a shear mechanism similar to a normal fault, or topple with a tensile fracture mode. In order to understand the observed polarization patterns for P and S-waves and to constrain the microearthquake source mechanism, we numerically simulated the ground motions generated by the two possible rupture modes (traction and shear). We applied a code coupling the discrete wave number method (Bouchon (1981)) for computing Green's functions in an axisymmetric medium and the reflectivity method (Kennett & Kerry (1979)) for propagating the wavefield in a layered medium. Synthetic seismograms are calculated by convolving Green's functions with a source function.

Four simulations were performed with a 9 sensor array located at the free surface and a source (in traction or in shear) situated at -30 m or -75 m in depth (figure 4.9a). The geometry of the rupture surface was simplified as a plane dipping at 80° (figure 4.9b). The source positions in depth mimic the actual location of rock bridges along the rupture plane (figure 4.2). The source time function is a 0.03 s Ricker wavelet for all the simulations and the focal mechanism is either a traction (strike= 0° , dip= 80°) or a shear (strike= 0° , dip= 80° , rake= -90°), in agreement with the convention given in Aki & Richards (2002). The elastic seismic model obtained from refraction tests was used for the simulations, and quality factors values were chosen for this type of material (see table 4.1). The 1st 2 m thick layer corresponds to soft soil, whereas the 2nd layer corresponds to the calcareous bedrock.

Layer thickness (m)	P wave velocity (m/s)	S wave velocity (m/s)	Density	Quality factor Q_p	Quality factor Q_s
2	430	185	2	40	20
-	2800	960	2.65	1000	500

TABLE 4.1: Dynamic characteristics of the 2-layer seismic model used for ground motion simulations.

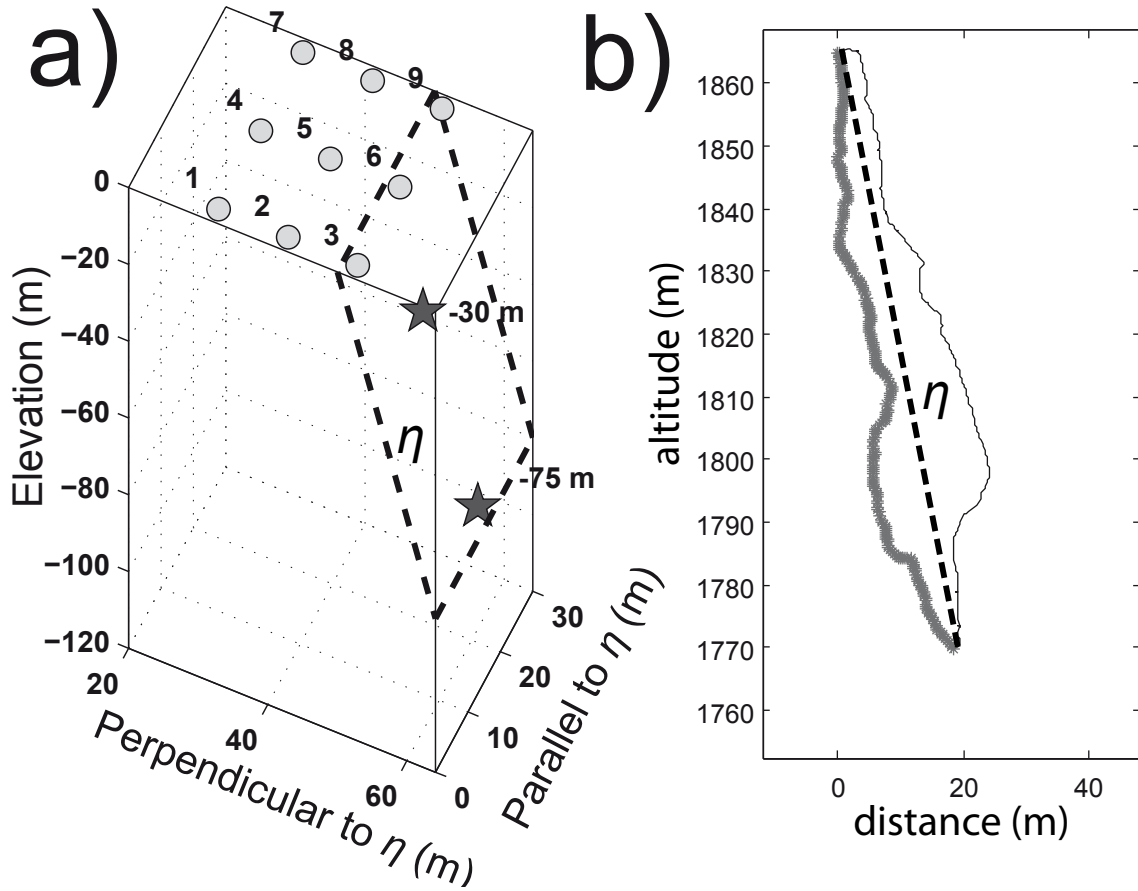


FIG. 4.9: Layout of the sensors and sources for the source mechanism simulations. The sensors (labeled from 1 to 9) are represented with gray circles. The rupture plane η (80° of dip) is marked with black dotted lines. The sources at -30 m and -75 m along the fault plane are dark stars. The medium is a layered half-space with the characteristics given in table 4.1. b) Vertical cross section through the Chamousset rock column Digital Elevation Model deduced from LIDAR data. The rupture surface in bold dark line. The mean rupture plane η (dip of 80°) chosen for the simulation is shown with a black dotted line.

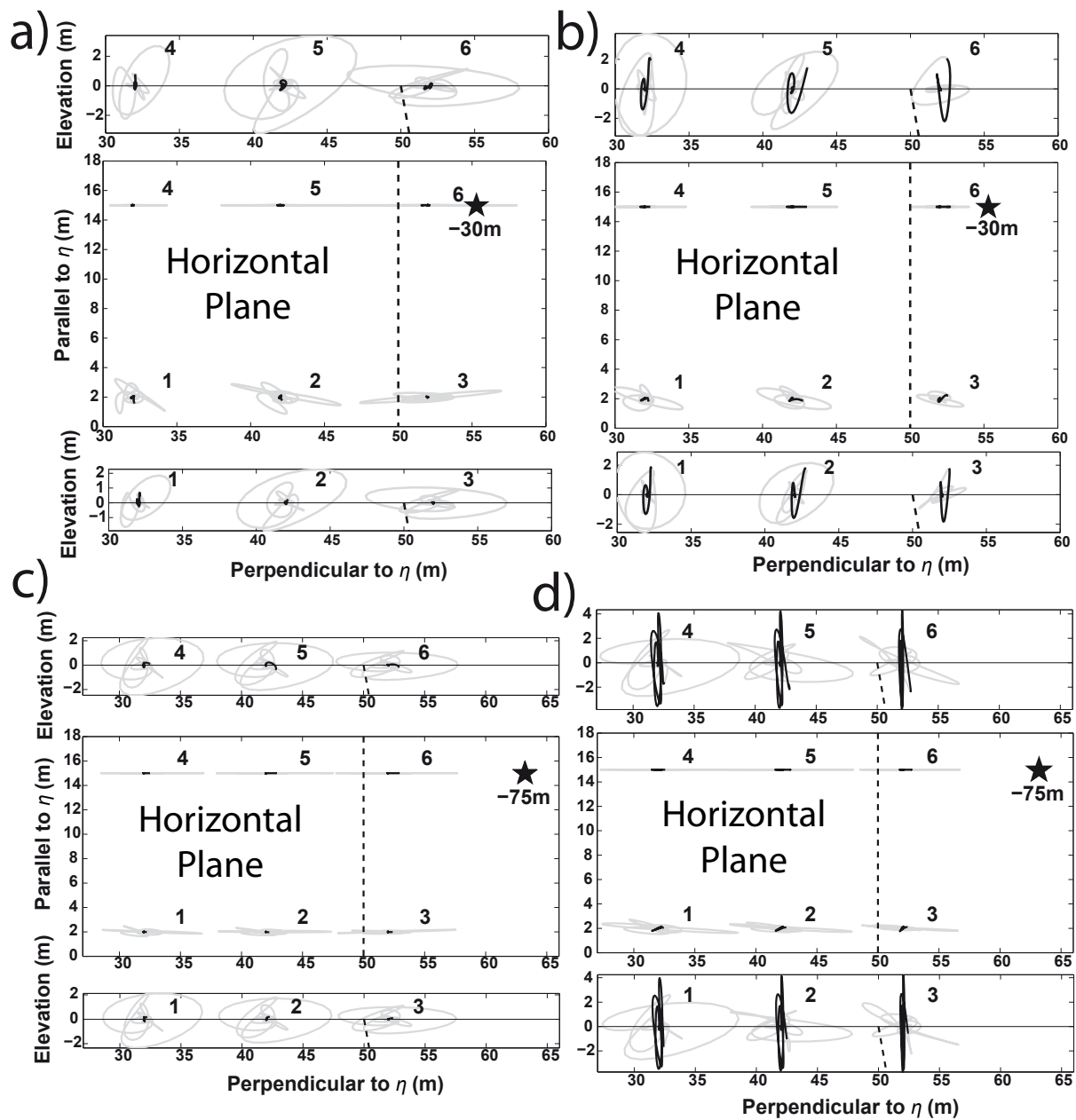


FIG. 4.10: Simulated polarization diagrams of P- waves (black lines) and S- waves (grey lines) for sensors 1 to 6 (figure 10). The trace of the rupture plane η is shown with a black dotted line. a) Source at -30 m with a shear mechanism. b) Source at -30 m with a traction mechanism. c) Source at -75 m with a shear mechanism. d) Source at -75m with a traction mechanism. For each source are shown the motions in the horizontal plane and in the two vertical planes along the sensor lines.

Figure 4.10 shows the four sets of polarization diagrams for the two rupture mechanisms and the two source depths. As the problem is symmetrical, the motions at only 6 sensors (1 to 6) are shown in the horizontal plane and in the two vertical planes on both

sides. For the shear mode (normal fault mechanism; figures 4.10a and 4.10c), S-waves above the source are mainly horizontal and are predominant with regards to P-waves. They are polarized perpendicular to the rupture plane trace, particularly for the source at -75 m. This polarization pattern is very similar to 70% of the observed polarization diagrams (figure 4.8). The observed dispersion in polarization angle (figure 4.7b) probably results from the roughness of the rupture surface, which locally exhibits strike and dip variations and also from the relative source location compared to the sensor position. For the traction mode (toppling mechanism), the polarization diagrams also show S-waves polarized approximately perpendicular to the rupture plane trace, with a more complex shape in the vertical plane. A distinctive feature is that P-wave vibrations (vertical component) are much higher than those computed for the shear mode, with amplitudes similar to S-waves. This relatively high P-wave to S-wave ratio was observed for a minority (about 30%) of the studied microearthquakes. Figure 4.11a displays the magnitude of the 40 microearthquakes as a function of the hypocentral distance, distinguishing the two focal mechanisms. Whereas no relation appears between magnitude and hypocentral distance, all the events with a traction mechanism (except one) turned out to be located between 20 m and 39 m, in the vicinity of the upper zone where rock bridges were observed. On the contrary, most of the shear-like events are scattered between 30 m and 90 m. These results suggest that, during the four-month experiment, the main mechanism breaking rock bridges in the upper part of the column was toppling, while sliding was the predominant rupture mode in the lower part.

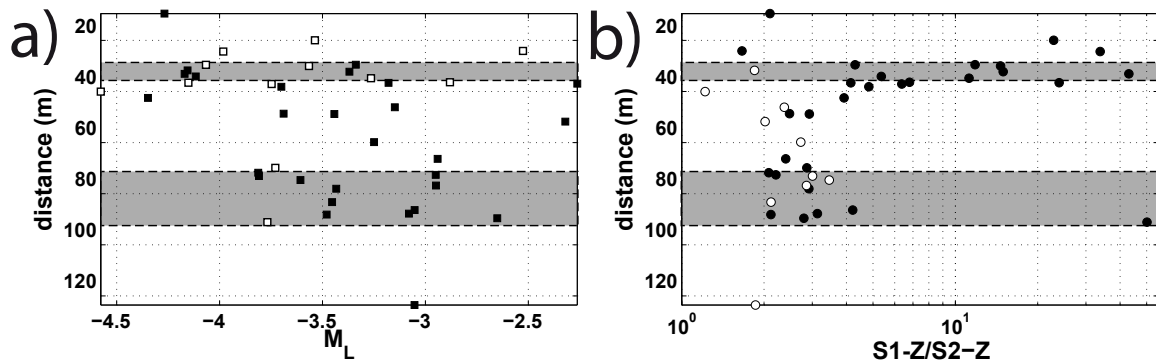


FIG. 4.11: a) Estimated hypocentral distance from sensor S2 versus the magnitude of the 40 microearthquakes. Shear and traction mechanisms are shown with black and white squares, respectively. b) Estimated hypocentral distance from sensor S2 versus the maximum amplitude ratio between the vertical (z) signals measured on the rock column (S1) and on the rock mass (S2). Microearthquakes displaying a long coda are shown with black circles. Shaded areas show the location of rock bridges.

4.9 Column motion characteristics

So far, we have investigated the information available in the 3-C seismograms recorded on the rock mass. We now compare the vertical signals measured on the rock mass (sensor S2, figure 4.1b) and on the rock column (sensor S1). Figure 4.12 shows the seismograms, the corresponding spectrograms and the spectral ratios for three microearthquake events (M1 to M3). A striking feature is that the ground motion on the column is systematically higher than on the rock mass, with an amplitude ratio between 2 (event M1) and 50 (event M3) in the time domain. Spectrograms on the rock mass (S2) evidenced energy in different frequency ranges for the three events (first 0.5 s), probably varying with the source location and characteristics. Notably, the higher magnitude event (figure 4.12c) exhibits lower frequency content than those observed for the two other events. Spectrograms measured on the rock column (S1) show significant differences with those computed on the rock mass (S2). Spectrogram ratios evidence spectral amplifications at specific but different frequencies, whose amplitude increases from event M1 (figure 4.12a) to event M3 (figure 4.12c). For events M2 and M3, the energy in the coda (late part of the signal) concentrates at one given frequency (43 Hz) (see spectrograms S1 and spectrogram ratios). Two other less energetic lower frequencies also appear at about 3.5 Hz and 6.7 Hz for event M3. These frequencies match some of the column resonance frequency values (3.5 Hz, 6.7 Hz, 20 Hz and 43 Hz) which were determined from seismic noise analysis (Levy *et al.* (2010)).

These observations show that microearthquakes could excite the rock column at some of its resonance frequencies, depending on the spectral characteristics and the location of the source. In figure 4.11b are plot the column-to-mass amplitude ratio versus hypocentral distance from sensor S2 for the 40 microearthquakes, distinguishing events with long coda dominated by resonance frequencies. Highest ratios (over 3) are clearly associated with a longer coda, highlighting the role of resonance phenomena in the motion amplification on the column. Also, most of the microearthquakes exhibiting a longer coda seems to be located along or close to the zones with fresh rock ruptures (figure 4.11b).

In order to understand these observations, the 2D dynamic response of the rock column to local seismic events was numerically modeled for different source locations. Figure 4.13a presents the geometry of the used 2D model with the Chamousset rock column (figure 4.13b) attached to the mass by rock bridges. The elastic dynamic characteristics of the layers are derived from the seismic prospecting (table 4.1). Four sources were introduced in the model : two along the rock mass-column interface at 30 m and 75 m depth, and two in the rock mass at the same depths (figure 4.13b). The source mechanism is a horizontal point force with a 0.03 s Ricker wavelet as source time function. Synthetic seismograms were computed using the explicit dynamic finite element code Plast2 (Baillet *et al.* (2005); Levy *et al.* (2010)), using 9245 quadrilateral finite elements with absorbing boundaries and a minimum element size h of 0.4 m. Details on the numerical method can be found in Levy *et al.* (2010).

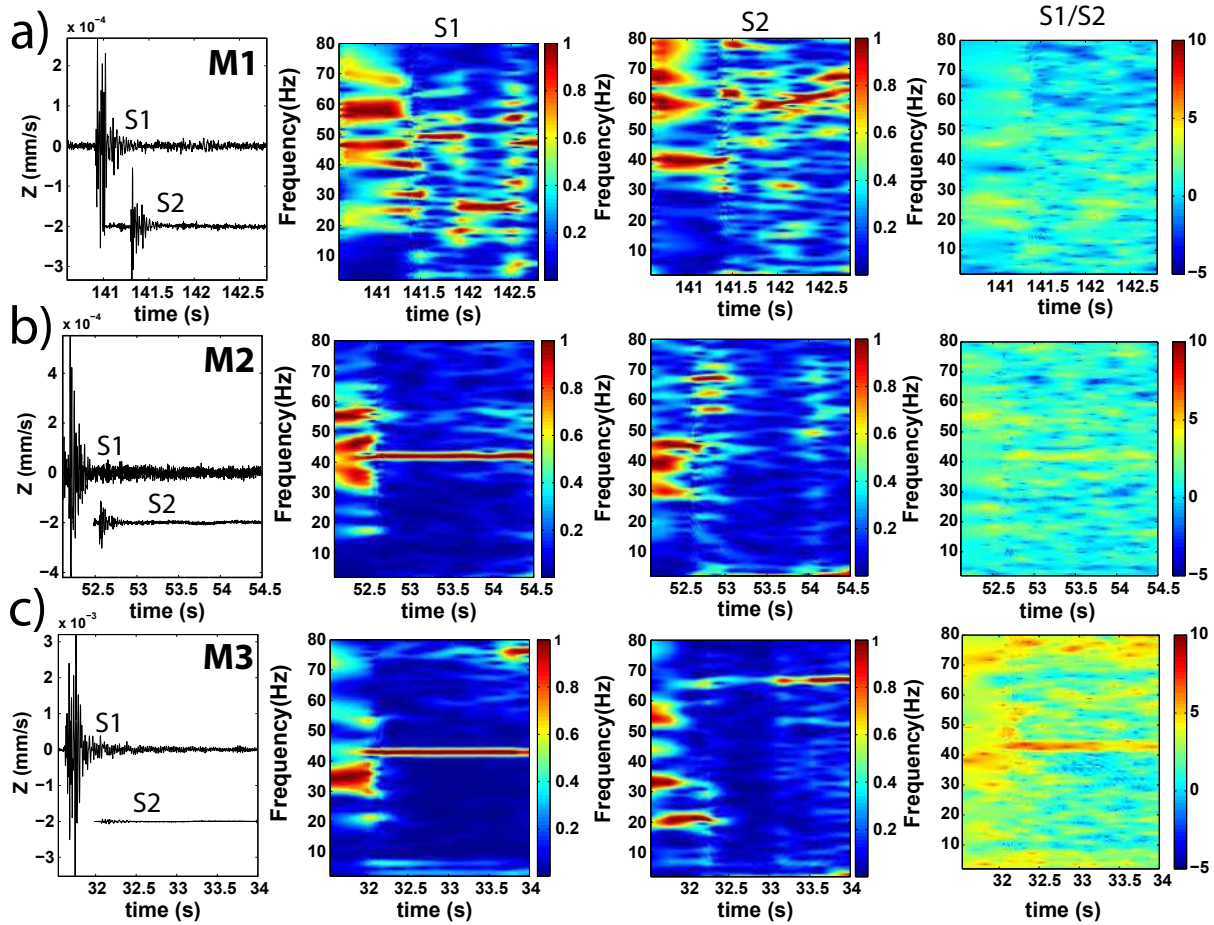


FIG. 4.12: Vertical seismograms (1st column), normalized spectrograms (2nd and 3rd columns) and spectrogram ratio in log scale (4th column) for three microearthquakes (M1 to M3). Seismograms were recorded on the rock column (sensor S1) and on the rock mass (sensor S2). Seismograms of sensor S2 (of lower amplitude) are shifted by 0.5 s and by two unities along the X and Y axis, respectively. Spectrograms (S2 and S1) are computed with a window length of 0.8 s and 98% of overlap. a) Microearthquake ($M_L = -4.15$) showing no coda pattern, recorded the 2007/07/18 at 22 :50 :23. b) Microearthquake ($M_L = -4.11$) showing a mono-frequency coda at 43 Hz, recorded the 2007/09/28 at 15 :17 :39. c) Microearthquake ($M_L = -3.76$) showing a coda with energy at frequencies (3.5 Hz, 6.7 Hz and 43 Hz), recorded the 2007/08/08 at 00 :03 :31.

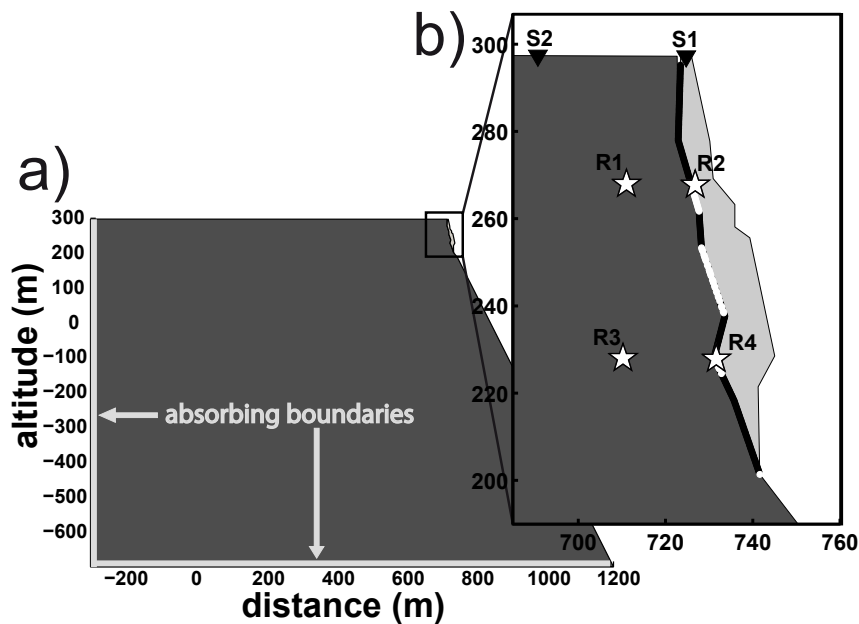


FIG. 4.13: Geometry of the rock mass and of the column, both including a 2 m thick low velocity layer at the top. b) Cross-section through the Chamousset column with the location of two seismic sensors (black triangles) and of the different sources (with stars labeled R1 to R4). White dots along the interface indicate the zones with rock bridges or with a friction contact. Black dots denote no contact.

Simulation results for sources R1 and R2 are shown in figure 4.14 with the same presentation as in figure 4.12. For the source located in the rock mass (position R1, figure 4.13b), the motion amplitude and the frequency content (between 20 and 50 Hz) of the signal S2 measured on the mass are similar for the two components (figures 4.14a and b). On the contrary, the motion spectral characteristics on the rock column differ between the horizontal and vertical components, with a concentration of energy at given frequencies (e.g. 35 Hz for the vertical component), associated with a signal amplification of 2 to 3. The spectrogram at sensor S1, as well as the spectrogram ratio, evidences energy at some specific frequencies in the late coda along the horizontal component (3 and 10 Hz). This phenomenon is less visible along the vertical component. When the seismic source is located along the interface (source R2 located in the upper rock bridge breakage zone; figures 4.14c and d), seismograms show a dramatic motion amplification on the column, with an amplitude of 5 and 11, on the vertical and horizontal components, respectively. Analysis of the spectrograms computed on the rock column (S2) and of the spectrogram ratios S1/S2 clearly evidences a concentration of seismic energy at some specific frequencies (3, 10, 20, 29, 35, 40 Hz), both in the early and late parts of the signals. This phenomenon is particularly apparent along the horizontal component, for which spectral ratios as high as ten were computed. We calculated the theoretical resonance frequencies of the column (3.2, 9.8, 12.6, 15.1, 19.4 Hz) and a very good agreement was found between the frequencies which concentrate energy and the resonance frequency values. Similar numerical results (not shown here) were obtained for sources 3 and 4 located at 75 m depth (figure 4.13b).

In summary, numerical simulations mimic the stronger ground motions observed on the rock column with regards to the rock mass, as well as the energy concentration at specific resonance frequencies. This suggests that the motion amplification results from the column resonance triggered by the seismic events. Modelling also evidenced the predominant effect of the source location on the dynamic response of the column. Higher amplifications and longer coda are simulated for sources acting along the column-to-mass interface. This association of high motion amplification (> 3) and longer duration was also observed in the measurements and could serve as a criterion for indentifying events related to rock bridge breakage along the interface. Although a general good agreement was found between the simulated and measured seismic motion characteristics (including resonance frequencies), some discrepancies exist on the more excited resonance frequencies. In particular, numerical modelling failed to simulate the observed predominance of the 43 Hz frequency in the coda on the rock column (compare figures 4.12a and Figure 4.14d for sensor S1), as well as the highest amplifications (over 12). This discrepancy could result from the 2D modelling approximation and from a difference in the source spectral signature and mechanism, which strongly control the column excitation. Also, the attenuation properties of the medium (which are unknown here) could play a significant role in resonance phenomena and could modify the energy amplification and repartition between the natural frequencies.

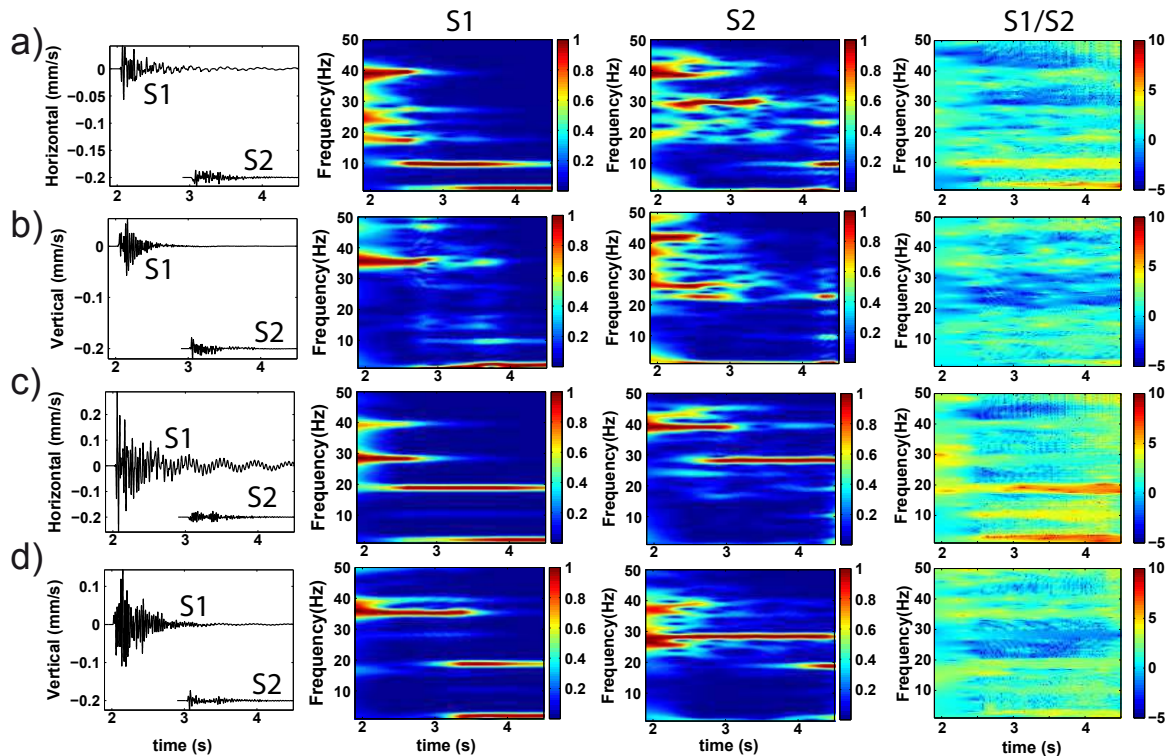


FIG. 4.14: First column : Seismograms of sensors 1 and 2 (2 shifted). 2nd to 3rd column : spectrograms of sensors 1 and 2, respectively. 4th column : spectrogram ratio of sensors 1 over 2 with a log scale. a) and b) Source R1 : motions on the horizontal and vertical components, respectively. c) and d) Source R2 : motions on the horizontal and vertical components, respectively.

4.10 Conclusions

A small-aperture short-period seismic array monitored the seismic activity during a four-month period preceding a column fall (21,000 m³) in the Vercors massif (Western French Alps). Almost 200 events were recorded by the 7 seismometers of the 40 m aperture array. Apart of regional events (earthquakes and quarry blasts), signal analysis has evidenced three main types of local seismic events (microearthquakes, individual block falls and rock falls) which showed distinctive temporal and spectral characteristics. Microearthquakes (single or multiple events) are the more numerous (62% of the events), followed by rock falls (12%), earthquake type events (5%) and block falls (4%). Finally, 17% of the events were unclassified and probably correspond to a complex mixing of local rupture events and rock or block falls with very short delays, which made impossible any clear identification. A relation was found between the daily number of seismic events and the temperature values. The largest numbers of events fit with minima in the temperature curve, after a severe temperature drop (from 15 to 20°C). This result suggests a temperature control on rupture events and damaging, as it was recently shown from resonance frequency analysis on the same site (Levy *et al.* (2010)).

The polarization analysis of 40 microearthquake seismograms with a good signal-to-noise ratio allowed P-waves and S-waves to be identified on the only 3-C sensor of the array. The magnitude of these microearthquakes ranges from -4.5 and -2. Using a simple seismic model derived from refraction tests performed on the plateau, we transformed Ts-Tp values in hypocentral distances from the sensor. Most microearthquakes are located in a distance range compatible with the two zones exhibiting fresh rupture along the scarp. No accurate location was possible using the 6 vertical sensors and the one 3-C sensor, probably because of the complex velocity structure at the site. The polarization patterns were numerically modelled for the two possible rupture mechanisms (sliding with a shear mode and toppling with a traction mode). Comparison between observed and simulated polarization diagrams showed that 30% of the microearthquakes were generated by traction in the upper part of the column, while the remaining 70% were events with a shear rupture mode, mostly distributed in the lower part of the column. These results indicate that the two rupture modes coexisted in different zones before the fall. Comparison of the vertical ground motions on the prone-to-fall column and on the rock mass showed a higher amplitude on the column. In particular, 60% of the 40 microearthquakes generated an amplification higher than 3, associated with a longer coda dominated by specific frequencies. These events turned out to be located at hypocentral distances from the 3-C sensor, which are in a range compatible with the fresh rupture zones observed after the collapse. 2D numerical modelling of the dynamic response of the column to local seismic events successfully simulated the motion amplification observed on the rock column. Higher amplification values and longer coda with dominant frequencies were retrieved when sources were located along the column-to-mass interface. Dominant frequencies were found to be natural column frequencies. All these results suggest that seismic events generating high motion amplification (> 3) and longer coda duration result from rock bridge breakage along the interface. This study has shown that the analysis of the signals generated before a rock failure could bring some insight on the rupture mechanisms, at least in a stiff rock like limestone.

4.11 Acknowledgments

Many thanks to O. Coutant for his helpful comments on running the code AXITRA. This work was partially funded by the A.N.R Triggerland, the federative structure V.O.R (Vulnérabilité des Ouvrages aux Risques) and the Marie Curie Program “Mountain Risks”. This work would not have been achieved without the help of many field work participants ; we are especially grateful to R. Béthoux and G. Cougoulat, as well as to the rangers of the Vercors Regional Park for drawing our attention to the Chamousset site and for allowing the deployment of a scientific experiment in a protected area. Most the computations were performed at the “Service Commun de Calcul Intensif de l’Observatoire de Grenoble (SCCI)”. The authors are also grateful to the “parc national Sismob (INSU-CNRS)” and the LGIT for ending the instruments.

Chapitre 5

Etude thermomécanique de l'écaille de Chamousset 2 sur un cycle saisonnier

Le site de Chamousset2 a été instrumenté de façon presque continue sur une longue période de temps (supérieure à 1 an), ce qui a permis de voir l'influence à court, moyen et long terme des conditions météorologiques sur l'état de la fracture séparant l'écaille du massif, ainsi que de constater les facteurs favorisant l'endommagement. Ainsi le site est équipé en permanence depuis mai 2009 de 6 sismomètres verticaux (2 Hz) sur le massif et d'un sismomètre 3 composantes (2 Hz) sur l'écaille (figure 2.14a au chapitre 2). Le site a été temporairement équipé d'extensomètres et d'une sonde de température installée dans la paroi rocheuse d'octobre 2009 à février 2010 (figure 2.14a au chapitre 2). Les dimensions de l'écaille instable à Chamousset2 sont de l'ordre de 10 m de largeur et 4 m d'épaisseur au sommet de l'écaille, avec un volume total estimé de l'ordre de 1000 à 2000 m³ pour une hauteur d'environ 30 m (voir section 2.2.5 du chapitre 2). Ces dimensions sont donc très différentes de celles de l'écaille de Chamousset1, qui faisait 2 m d'épaisseur et 30 m de largeur à son sommet, avec un volume de 21000 m³ pour une hauteur de 90 m (voir section 2.2.5 et figure 2.11 du chapitre 2). Les mécanismes de rupture des deux écaïlles étant comparables (voir Chapitre 2), il sera intéressant de comparer les caractéristiques du bruit sismique enregistré à chacun des sites, sachant que les volumes instables sont très différents.

5.1 Caractéristiques spectrales du bruit sismique mesuré sur l'écaille et le massif

Cette section est consacrée à l'étude des caractéristiques spectrales du bruit sismique mesuré sur l'écaille et le massif durant une courte période (mois d'août 2009). Les réponses fréquentielles de l'écaille et du massif seront comparées et différenciées.

Grâce au réseau sismique installé à Chamousset2, nous avons pu observer une variabi-

lité de la réponse fréquentielle dans le domaine temporel. Les figures 5.1a à 5.1c présentent les sommes de spectres de bruit sismique pour le capteur 3 composantes installé sur l'écaille instable au mois d'août 2009. Les spectres sont calculés à partir de fenêtres de bruit de 5 s ($sta/lta < 2$, $sta = 0,5$ s, $lta = 20$ s) et ils sont sommés sur l'équivalent d'une heure de bruit (i.e. 720 fenêtres de 5 s). Le nombre d'enregistrements étant important en été (voir figure 2.15 du chapitre 2), il y a en moyenne 6 sommes de spectres (6 heures de bruit) par jour. Pour une meilleure lisibilité, chaque somme de spectre est normalisée en la divisant par son maximum. Sur les deux voies horizontales (H7 Nord-Sud, figure 5.1b et H8 Est-Ouest, figure 5.1c), on observe un pic en fréquence aux alentours de 6 Hz dont la valeur fluctue au cours du temps. Cette fréquence, qui domine la réponse fréquentielle de l'écaille, correspond au 1^{er} mode de résonance de l'écaille (voir section 5.3.2). Par rapport au site de Chamousset1 (1^{ère} fréquence de résonance d'environ 3 Hz en août 2007), cette valeur de fréquence plus élevée est en accord avec un volume plus faible de l'écaille de Chamousset2 (~ 2000 m³ au lieu de 21000 m³). D'autres pics moins énergiques sont observés à plus hautes fréquences sur ces deux voies horizontales, avec des fluctuations temporelles similaires à celles du 1^{er} mode (voir les flèches sur les figures 5.1b et c). Contrairement au 1^{er} mode, ces fréquences de résonance ne sont pas forcément visibles dans les 2 directions. Pareillement, on observe des pics en fréquence (7 Hz, 21 Hz) sur la voie verticale du capteur installé sur l'écaille (figure 5.1a). Le pic à 6 Hz, bien visible sur les voies horizontales de l'écaille est inexistant sur la voie verticale V6 (voir figure 5.1a), alors qu'un pic à 21 Hz, non visible sur les voies H7 et H8, domine la réponse fréquentielle dans la direction verticale. Les pics en fréquence observés pour chacune des voies du capteur installé sur l'écaille sont résumés à la table 5.1. La réponse fréquentielle dans une direction, en un point donné de l'écaille, est la somme des contributions de chaque mode dans cette direction. Cette contribution peut être parfois nulle ou négligeable, ce qui explique que des pics de fréquences ne soient pas visibles dans certaines directions. Par exemple, pour un bâtiment tel que l'Hôtel de Ville de Grenoble, les deux premiers modes correspondent aux flexions dans les directions latérale et transversale, respectivement (voir figure 5.2, Michel (2007)). La contribution à la réponse fréquentielle se fait uniquement selon la direction latérale pour le 1^{er} mode et uniquement dans la direction transversale pour le deuxième mode. Dans notre cas, on peut supposer que le 1^{er} mode de résonance de l'écaille est quasiment purement horizontal au sommet de l'écaille, tandis que le mode à 21 Hz est quasiment purement vertical. Nous étudierons plus en détail la façon dont oscille l'écaille à son 1^{er} mode de résonance en section 5.3.2 afin de vérifier cette hypothèse.

Le même traitement du bruit sismique a été réalisé sur les enregistrements des capteurs verticaux V1 et V4 situés sur le massif. Les sommes de spectres de bruit normées de ces deux capteurs sont présentées sur les figures 5.1d et 5.1e. Ils se caractérisent par une amplitude élevée à haute fréquence (> 35 Hz), ainsi qu'à basse fréquence (< 3 Hz) et par l'absence de pic fréquentiel stable dans le temps, à la différence des enregistrements réalisés sur l'écaille.

Le rapport des sommes de spectres de bruit entre la voie verticale sur l'écaille (V6) et la voie verticale sur le massif la plus proche de l'écaille (V1) est montré sur la figure 5.1f. Sur ces rapports spectraux, on voit ressortir plus nettement les pics fréquentiels visibles sur la figure 5.1a, qui correspondent bien aux fréquences de résonance de l'écaille. La figure 5.1g présente les mêmes résultats normés pour la bande de fréquence [5 10] Hz.

On voit clairement une amplification du mouvement vertical sur l'écaille à une fréquence d'environ 7 Hz. Ce pic, peu visible sur la figure 5.1f, correspond à la 2^{ème} fréquence de résonance observée sur les voies H7 et H8 sur l'écaille (figures 5.1b et 5.1c et table 5.1).

	Voie H7	Voie V8	Voie V6
1 ^{er} pic	5,3 – 6,6 Hz	5,3 – 6,6 Hz	
2 ^{ème} pic	7,2 – 7,8 Hz	7,2 – 7,8 Hz	7,2 – 7,8 Hz
3 ^{ème} pic		8,4 – 10 Hz	
4 ^{ème} pic	10,3 – 12 Hz		
5 ^{ème} pic		11,7 – 13 Hz	
6 ^{ème} pic	13,4 – 14,4 Hz		
7 ^{ème} pic			20,6 – 21,1 Hz
8 ^{ème} pic			33 – 35,6 Hz

TAB. 5.1: Frequency picks observed on normalized Fourier spectra during August 2009 for the components H7, H8 and V6 of the 3C-sensor installed on the Chamousset2 rock column. The frequency ranges take in account the variability of the peaks during the month of measurement.

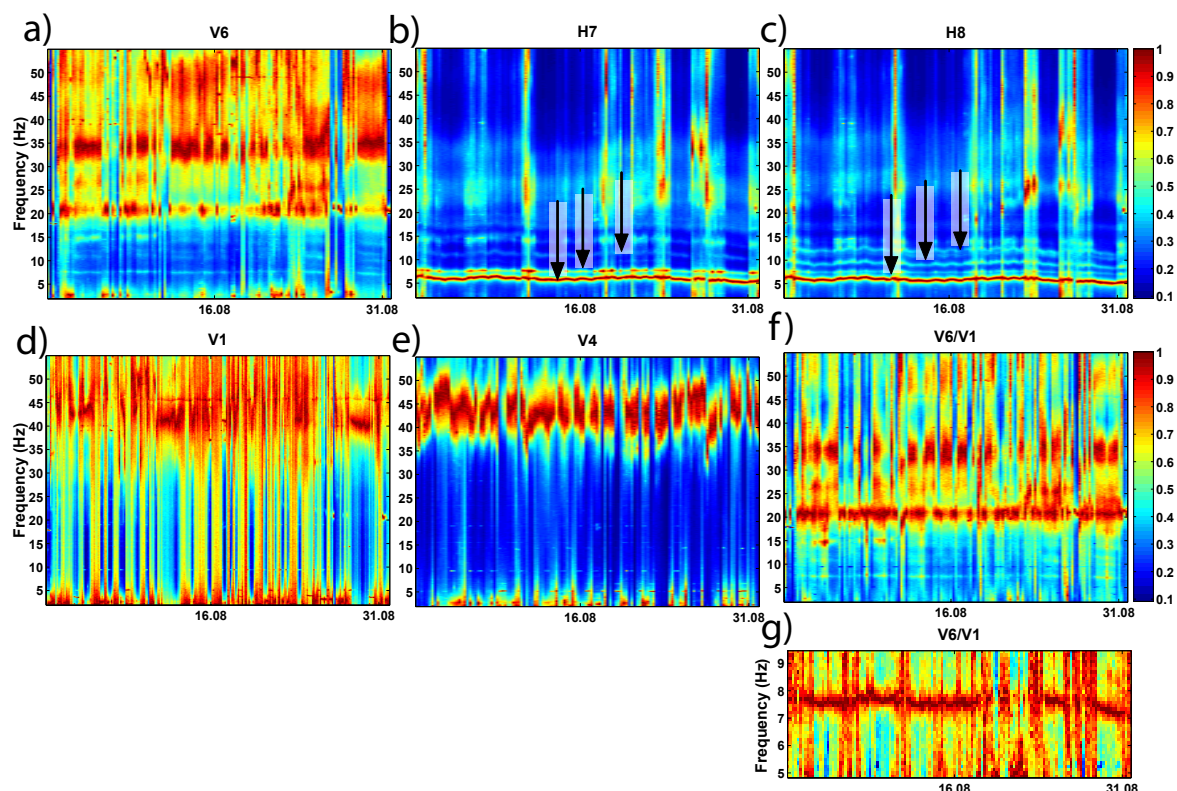


FIG. 5.1: Normalized Fourier spectra of seismic noise recorded during August 2009 by the 3C sensor installed on the Chamousset2 unstable rock column for the vertical component V6 (a), the NS horizontal component H7 (b), and the EW horizontal component H8 (c). Normalized Fourier spectra of seismic noise recorded during August 2009 by the vertical sensors V1 (d) and V4 (e) installed on the stable massif at Chamousset2. f) Normalized spectral ratio between sensor V6 on the rock column and V1 on the massif. This ratio is displayed with [5 10] Hz of frequency range in figure g). Black arrows point some of the frequency peaks observed for horizontal sensors H7 (b) and H8 (c) installed on the rock column.

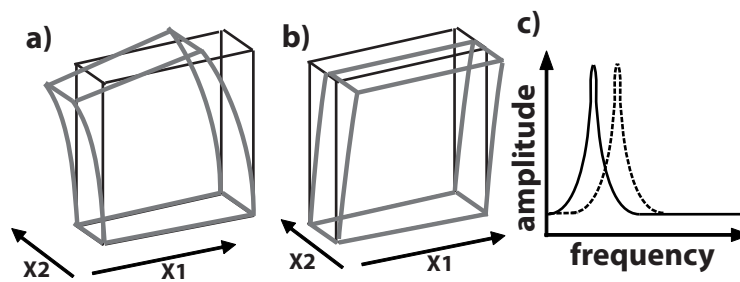


FIG. 5.2: a) Modal shape (gray) of a rectangular building (black) : lateral flexion according to direction X1. b) Modal shape (gray) of a rectangular building (black) : transverse flexion according to direction X2. c) Contribution of the lateral flexion mode in the building frequency answer along direction X1 (plain ligne), and contribution of the transverse flexion mode in the building frequency answer along direction X2 (dotted line).

5.2 Influence des paramètres météorologiques sur le bruit sismique et les données extensométriques

Après avoir établi les principales caractéristiques fréquentielles du bruit sismique, nous étudierons ces caractéristiques durant une plus grande fenêtre temporelle (1 an et demi) pour étudier l'influence à court, moyen et long terme des conditions météorologiques sur l'état de la fracture séparant l'écaille du massif. L'objectif est de distinguer pour la 1^{ère} fréquence de résonance F_1 (cf. section précédente) ses variations dues à des phénomènes réversibles et celles causées par de l'endommagement (phénomènes irréversibles).

5.2.1 Evolution annuelle du bruit sismique (mai 2009 à septembre 2010)

Les sommes de spectres de bruit sismique normées sont montrées pour la voie horizontale H7 installée sur l'écaille de mai 2009 à septembre 2010 (figures 5.3a et 5.3d), avec une période de 2 semaines sans donnée en mai 2010. Sur la même figure sont aussi tracées les courbes de température de l'air et de pluviométrie (figure 5.3b), et de vitesse du vent (figure 5.3c) mesurées à la station météo des Jardins du Roi (2 Km au Sud). La figure 5.3b montre un zoom des sommes de spectre (figure 5.3a) entre 4 et 9 Hz. La figure 5.3e montre le nombre de fois où le critère sta/lta dépasse 20 pour la voie verticale V6, avec $sta = 0,5$ s et $lta = 20$ s.

L'observation de la figure 5.3 permet de tirer les conclusions suivantes :

- La première fréquence de résonance F_1 (pointée par une flèche sur la figure 5.3d) se distingue clairement et a une variation importante au cours du temps, de 5 Hz à 25 Hz, avec les plus fortes évolutions concentrées sur la période hivernale entre novembre 2009 et mai 2010. Durant certaines périodes de temps, ce premier mode de résonance est dédoublé (fréquence F_2 , pointée par une flèche sur la figure 5.3d). Au moins trois modes supérieurs de résonance, nettement moins énergétiques, sont visibles entre 10 et 20 Hz.
- Les figures 5.3b et 5.3d montrent une décroissance de F_1 de 8 Hz à 5 Hz entre mai 2009 et octobre 2010, associée à des fluctuations mensuelles à hebdomadaires qui sont en phase avec les variations de la température extérieure lorsque celle dernière est positive. Une variation de température de 15°C induit une fluctuation de 1Hz sur F_1 . En période de gel, cette corrélation n'est plus vérifiée et la fréquence F_1 se met alors à augmenter pour atteindre son maximum (25 Hz) en janvier 2010. Lorsque les températures redeviennent positives, elle diminue régulièrement pour atteindre 7 Hz en juin 2010 et environ 6 Hz à partir de juillet 2010.
- On observe une seconde fréquence de résonance F_2 (figure 5.3d) proche de F_1 , de juillet 2009 à novembre 2009 et de mi-juillet 2010 à septembre 2010, avec un écart maximum de l'ordre de 1.5 Hz. En mai 2009, fin juin 2010 et durant la période hivernale les fréquences de ces deux modes sont quasiment identiques. Les variations d'amplitude de F_2 sont moins élevées que celles de F_1 (entre 6,5 et 8 Hz durant la

période non hivernale), et ce mode semble moins affecté par les variations de température que le 1^{er} mode.

- L'énergie relative des fréquences de résonance F_1 et F_2 changent au cours du temps. Avant l'hiver, le pic d'énergie du deuxième mode disparaît systématiquement durant les périodes combinant une diminution de température et un vent violent (> 3 m/s, voir exemples montrés par des rectangles roses sur la figure 5.3). Au contraire, il est présent durant les périodes associant maxima de température et vent calme (< 3 m/s, rectangles jaunes). Ce phénomène résulte probablement des variations des caractéristiques du vent (direction, intensité, fréquence) qui favorisent l'un ou l'autre mode de vibration de l'écaille. L'anticorrélation de l'intensité du vent avec la température de l'air suggère un contrôle de la température sur les caractéristiques du vent.

Afin de mieux cerner l'influence de la température sur la fréquence de résonance, deux périodes de temps ont été étudiées en détail :

- la période de mai à septembre 2009, durant laquelle la température reste principalement positive (cette période est entourée d'un rectangle noir P1 en figure 5.3a).
 - la période de octobre à février 2010, caractérisée par de forts épisodes de gel (cette période est entourée d'un rectangle noir P2 en figure 5.3a).
-

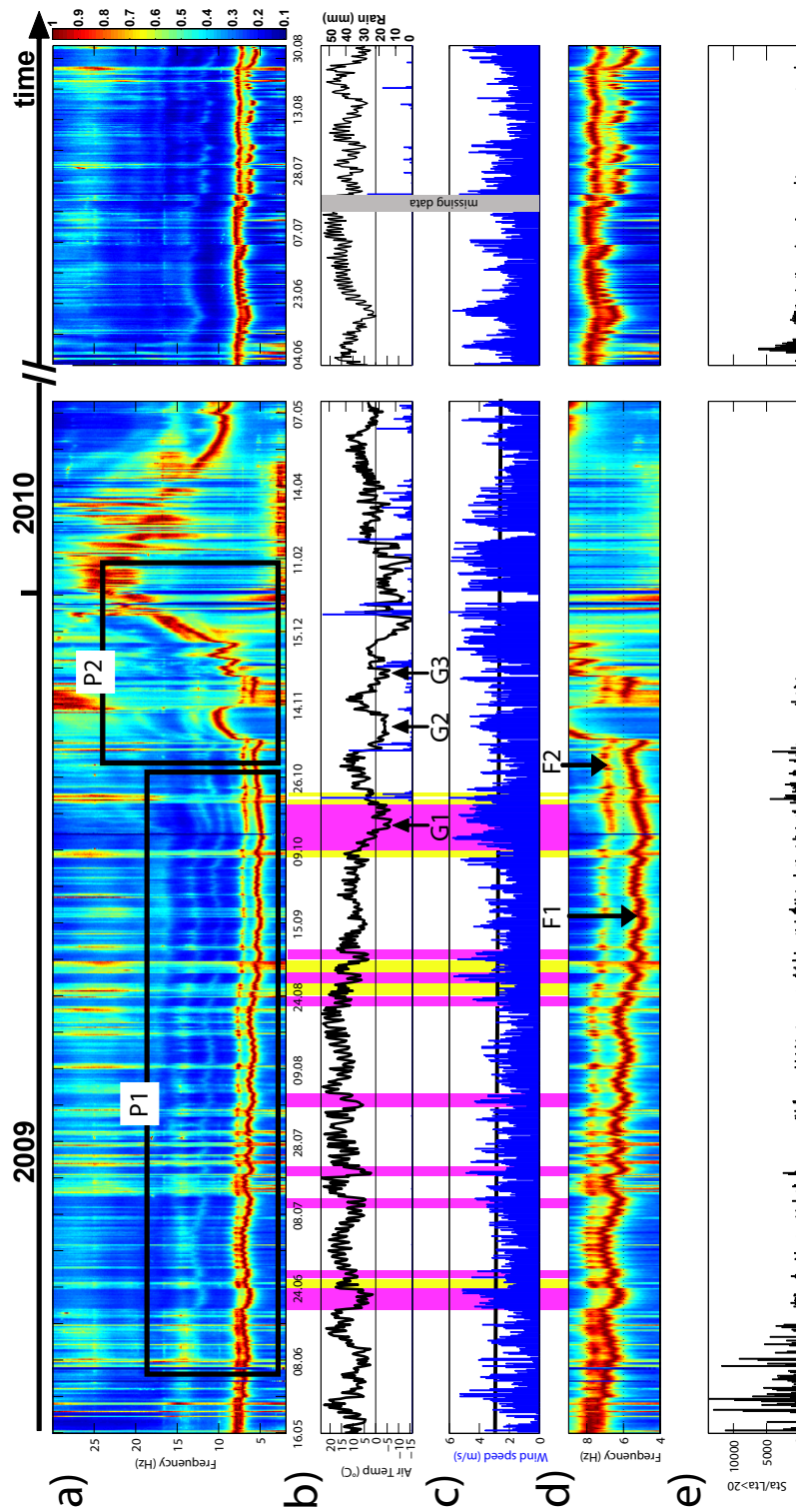


FIG. 5.3: Normalized Fourier spectra of seismic noise recorded by the NS horizontal component (H7) installed on the Chamousset2 unstable rock column from May 2009 to September 2010. There is a 2 weeks data gap in May 2010 due to acquisition problems. b) Evolution of air temperature and rainfall from May 2009 to September 2010 at the weather station “Jardins du Roi”. c) Wind speed at the weather station “Jardins du Roi”. d) Zoom of events with $sta/lta > 20$ for the vertical sensor V6 installed on the Chamousset2 unstable rock column, with $sta = 0.5$ s and $lta = 20$ s. Studied periods of figures 5.4 and 5.6 are marked with black rectangles P1 and P2, respectively.

5.2.2 Période de mai à octobre 2009

Afin de mieux étudier l'influence de la température (en dehors des périodes de gel) sur la 1^{ère} fréquence de résonance, la valeur du pic en fréquence pour ce mode a été pointée sur les sommes de spectres de bruit pour les voies horizontales H7 et H8 installées sur l'écaille (ronds gris pour la voie H7 et croix pour la voie H8, figure 5.4a). En dehors de la diminution régulière de la fréquence de résonance déjà mentionnée, les courbes de fréquence F_1 et de température apparaissent globalement en phase entre les mois de mai et septembre 2009. A un maximum (minimum) de température est associé un pic (minimum) de fréquence de résonance.

Plus en détail (figure 5.4b), on s'aperçoit que les variations de fréquences (ligne noire) suivent aussi les variations journalières de la température (ligne grise), avec un certain délai. Les courbes d'évolution de F_1 et de la température ont donc été rééchantillonnées au même pas de temps (1h) et la corrélation entre les deux courbes normalisées et centrées en 0 a été calculée durant la période où les fenêtres de bruit étaient les plus nombreuses (8 heures/jour en été). Pour les variations journalières, un coefficient de corrélation maximum de 0,8 a été obtenu pour un délai de 8h entre la courbe F_1 et la température (figure 5.4c). Lorsque les variations journalières sont filtrées sur les deux courbes, on obtient un coefficient de corrélation maximum de 0,8 pour un délai de 30 h. Ce pic est aussi visible sur la corrélation entre les données non filtrées (figure 5.4c). Le coefficient de corrélation dépend de la fréquence. Le délai d'environ 30 h entre F_1 et la température est bien visible entre 2 pics successifs sur les courbes de température et de fréquence autour du 07/10/2009 et il est mis en évidence par un rectangle rouge sur la figure 5.4d.

En période de gel, la relation entre la fréquence de résonance et la température est différente. La figure 5.4d représente l'évolution de F_1 (ligne noire) et de la température de l'air (ligne grise) durant la première période de gel de l'hiver 2009/2010 (du 13 au 19 octobre 2009). Une fois la température inférieure à 0 degré, la fréquence de résonance F_1 augmente après un court délai d'environ 5h. Si on considère les périodes de gel/dégel au début de l'hiver 2009/2010 (G1 à G3 sur la figure 5.3), la fréquence F_1 augmente toujours après le gel et diminue après le dégel, avec un délai variable de 5 h, 28 h et 12 h pour les périodes G1, G2 et G3, respectivement. Cette augmentation semble être liée à la formation de glace dans la fracture principale qui induit un accroissement de la rigidité du contact de l'écaille avec le massif, et donc une augmentation de sa 1^{ère} fréquence de résonance. Cette hypothèse est confirmée par l'observation d'un suintement régulier d'eau en pied de l'écaille qui se transforme en accumulation de glace en hiver. Par rapport à la période G1, l'augmentation de F_1 est nettement plus forte durant l'épisode thermique G2, alors que la chute de température a été semblable. Le fait que l'épisode G2 ait été précédé de fortes précipitations suggère que la quantité d'eau infiltrée dans la fracture joue un rôle important sur l'augmentation de F_1 et contrôle le délai entre le moment où la température devient négative et celui où la fréquence du 1^{er} mode se met à augmenter (d'environ 5h à plus de 28h).

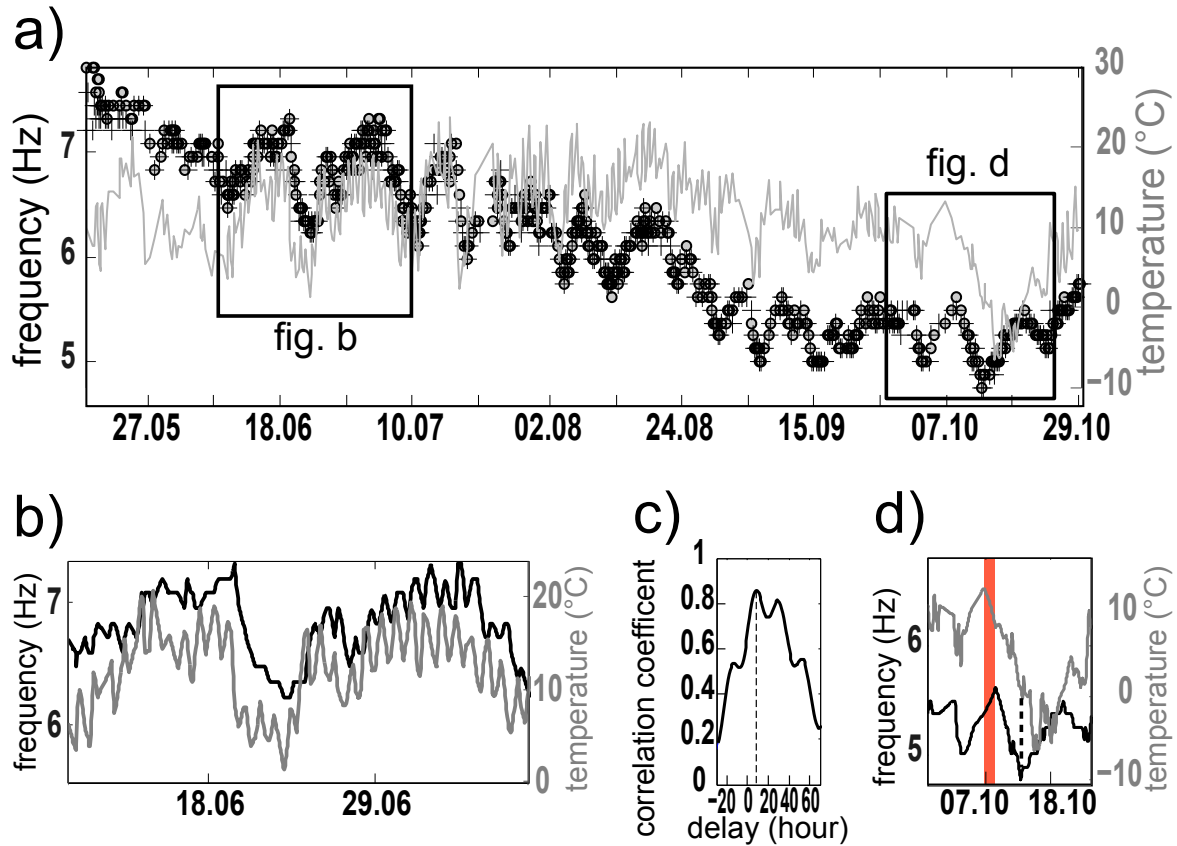


FIG. 5.4: Chamousset 2 site. a) Evolution of the resonance frequency F_1 picked on the noise Fourier spectra for horizontal components H7 (round markers) and H8 (cross markers) located on the instable rock column. On the same plot, evolution of air temperature (gray line) at the weather station “Jardins du Roi”. b) Zoom on a short period of graph a) showing the resonance frequency F_1 (H7 component; black line) and air temperature (gray line) curves displaying a delay. c) Normalized correlation coefficient for different delays between the zero centred and normalised F_1 and air temperature curves. The maximum of 0.82 is reached for an 8 h delay and correspond to daily trends of the curves. A 2nd peak is observed for long term variations of F_1 and air temperature at 30 h of delay. d) Zoom on a short period of graph a) showing the F_1 (black line) and air temperature (gray line) curves. When freezing period starts (dotted line), F_1 of trace H7 immediately rises. Delay of about 30 h is evidenced between the F_1 (black line) and air temperature (gray line) curves with a red rectangle.

La raison principale de ces variations de la fréquence F_1 n'est pas liée à l'endommagement irréversible de l'interface écaïlle/massif, puisque aucune différence perceptible ne peut être observée entre les valeurs de F_1 mesurées en août 2009 et en août 2010 pour des conditions météorologiques comparables. En effet, F_1 varie entre 5,3 et 6,6 Hz en août 2009 et elle varie entre 5,5 et 6,6 Hz en août 2010 (figure 5.5).

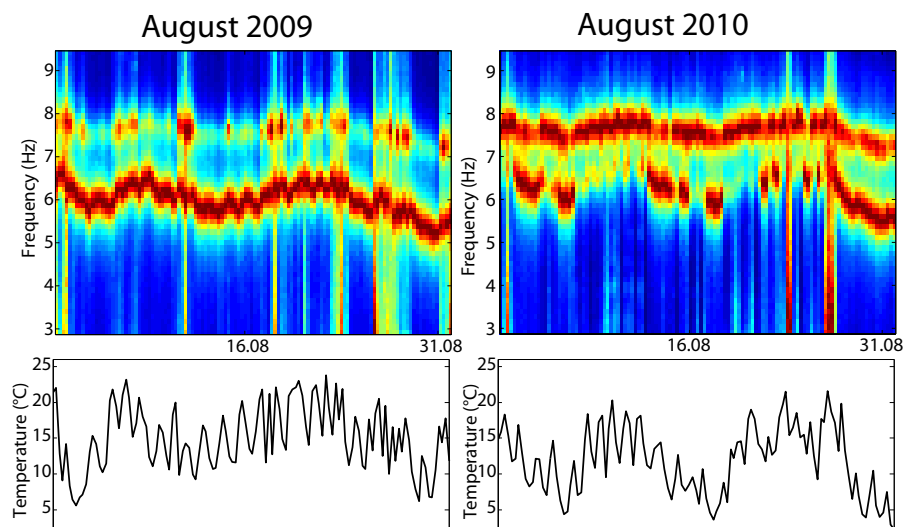


FIG. 5.5: a) Normalized Fourier spectra of seismic noise recorded during August 2009 (left) and August 2010 (right) by the NS horizontal component H7 of the sensor installed on the Chamouset2 unstable rock column. b) Air temperature fluctuations during August 2009 (left) and August 2010 (right) measured at the weather station “Jardins du Roi”.

5.2.3 Période d’octobre 2009 à février 2010

Durant cette période, nous avons bénéficié de l’installation d’une station extensométrique. Les mesures de déplacement (aire grise, figure 5.6a) montrent que la fracture s’est ouverte de 6mm durant cette période, avec toutefois des diminutions temporaires. Sur la même figure est tracée (ligne noire) la vitesse d’ouverture en mm/jour. La figure 5.6b montre les courbes des températures mesurées à 20 cm dans le calcaire (aire grise) et dans l’air (ligne grise) durant cette période. La température dans le calcaire suit de manière fortement atténuée les variations de la température en surface qui présente des cycles journaliers à pluri-hebdomadaires. Un coefficient de corrélation maximum de 0,7 est trouvé pour un délai de 5 h entre les courbes de température en surface et dans le calcaire. La comparaison entre les figures 5.6a et b montre une anticorrélation entre les courbes de la vitesse d’ouverture de la fracture et de la température en surface. Sur la figure 5.6d, ont été tracées les courbes de la température de l’air et de l’opposée de la vitesse d’ouverture de la fracture. Une corrélation avec un maximum de 0,5 a été calculée entre les deux courbes avec un délai d’environ 5h, jusqu’à ce que la température de la roche devienne négative le 17/12/2010.

L’augmentation (diminution) de température entraîne une fermeture (ouverture) de la fracture mesurable dont le délai est inférieur (5h) à celui trouvé précédemment (8h) entre les courbes de température et de la 1^{ère} fréquence de résonance. La réponse thermique de l’ouverture de la fracture est mesurée au sommet de l’écaille tandis que la variation de la fréquence de résonance résulte des phénomènes thermiques de dilatation/contraction le long de l’ensemble de la fracture, ce qui peut accuser un retard plus important en profondeur. L’activité sismique, caractérisée par le nombre d’évènements sismiques enregistrés ($sta/lta > 20$, figure 5.6b), est élevée durant les périodes de gel/dégel et devient presque

négligeable lorsque la température de la roche devient négative de façon continue. Durant cette période, la vitesse de déplacement (ligne noire, figure 5.6a) stagne autour de zéro, suggérant que l'activité sismique enregistrée puisse être un indicateur de l'endommagement.

La figure 5.6c montre la fréquence F_1 en fonction du temps pour la voie horizontale H7 du capteur 3C installé sur l'écaille. La fréquence a été pointée sur la période durant laquelle le pic fréquentiel est le mieux défini, c'est à dire de fin octobre 2009 jusqu'à fin décembre 2009. En bleu sont signalées les périodes où la fréquence augmente et, en orange, les périodes où elles diminuent suite au dégel. Dès que la température devient positive, la courbe de F_1 présente un gradient fort qui décroît régulièrement en fonction du temps, en relation avec l'inertie thermique de la roche.

La formation de glace se fait au contact de la roche et la baisse de la température de la roche au cours de l'hiver doit grandement favoriser la formation de glace, ce qui peut aussi expliquer les différences entre les périodes de gel G1 et G2, ainsi que l'augmentation continue de la fréquence entre le 17/12/2010 et le 05/02/2010 après que la température de la roche soit passée en dessous de zéro degré et malgré quelque périodes avec des températures positives en surface.

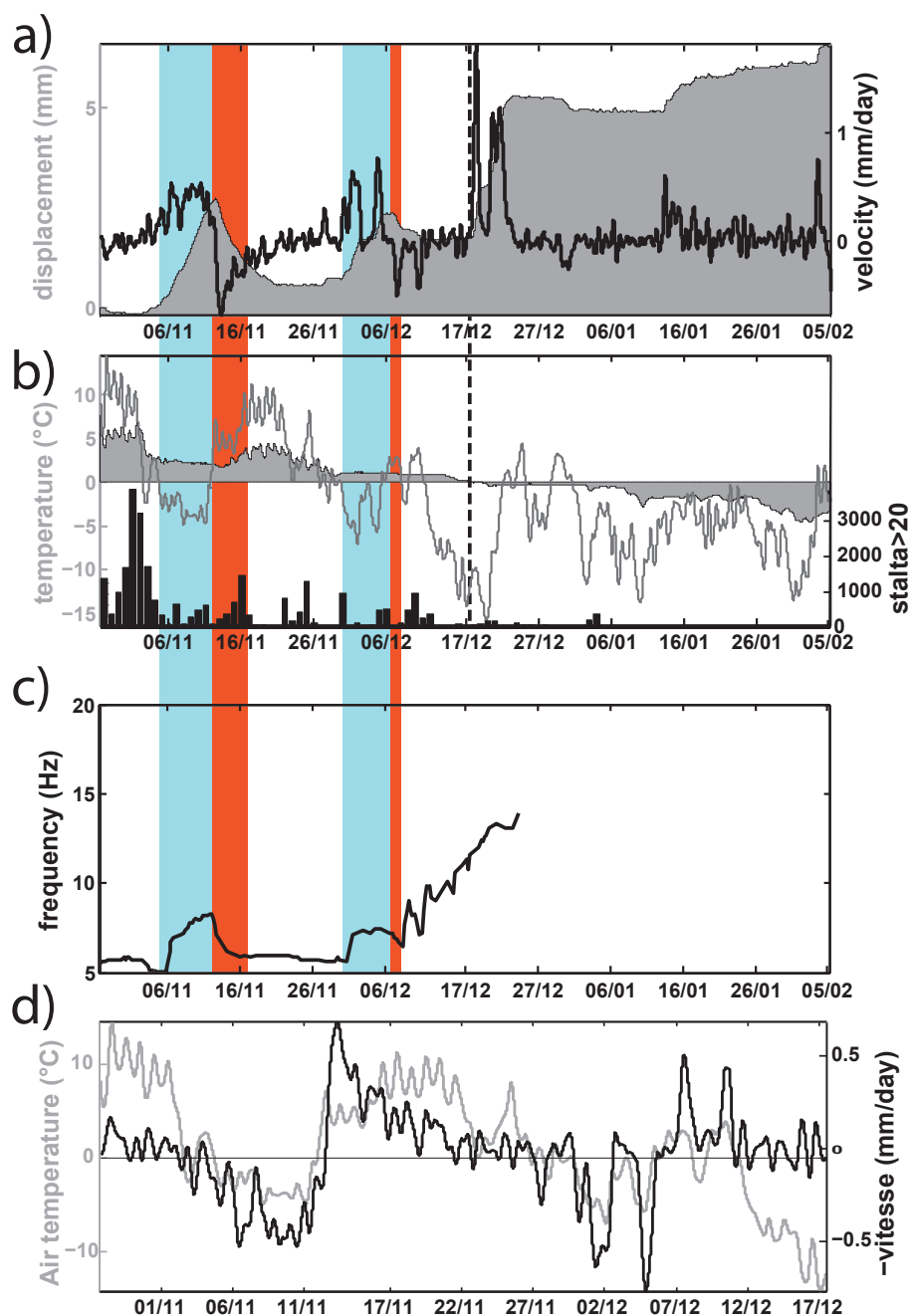


FIG. 5.6: a) Evolution of the rear fracture aperture at Chamousset2 (extensometer E1, gray area) and its derivative (black line) b) Evolution of the temperature measured 20 cm inside the rock mass (gray area) and of the air temperature at the weather station “Jardins du Roi” (gray line). The seismic activity at sensor V6 ($sta/lta > 20$) on the rock column is shown as a bar graph. c) Evolution of the first resonance frequency F_1 for horizontal components H7 located on the instable rock column. d) Opposite of the rear fracture aperture derivative (black line) during a short period displaying good correlation with the air temperature (gray line).

5.2.4 Modélisation thermo-mécanique

Nous avons mis en évidence l'effet des cycles thermiques journaliers et pluri-hebdomadaires de la température extérieure sur la dynamique de l'ouverture de la fracture principale et la relation avec les variations de la 1^{ère} fréquence de résonance. Une simulation 2D thermomécanique d'une écaille rocheuse soumise à une variation de température hebdomadaire a été réalisée avec le logiciel *COMSOL* (<http://www.comsol.fr>) en vue d'étudier l'influence de cette dernière sur l'ouverture de la fracture.

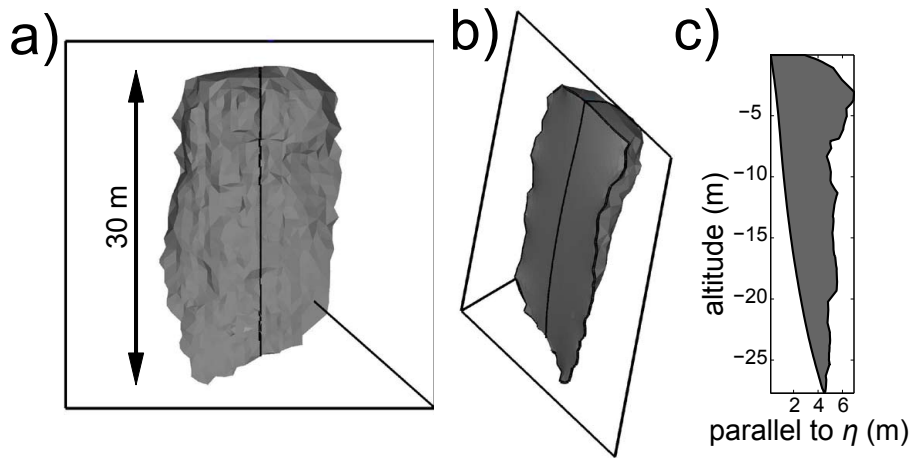


FIG. 5.7: Front view (a) and 3/4 backward view (b) of the Chamousset2 rock column DEM deduced from LIDAR data and the main fracture geometry. The mean plan of the main fracture (η , N°160) is represented as a black rectangle. c) Section of the unstable column along the direction perpendicular to η (black lines at the middle of the column on figures a and b).

Les dimensions de l'écaille de Chamousset2 ont été établies à partir du modèle numérique de terrain (MNT) montré sur la figure 5.7a. La fracture arrière présente une ouverture de 70 cm en surface et est au moins ouverte jusqu'à 15 m de profondeur (un poids a été descendu dans la fracture). Sur base des mesures de l'orientation en surface, un plan moyen de la fracture (η) a été estimé. Les vues arrière et la coupe perpendiculaire au plan η (figures 5.7b et c) montrent la géométrie de l'écaille avec une épaisseur de l'ordre de 4 m à son sommet.

La géométrie 2D de l'écaille simulée et du modèle est présentée sur la figure 5.8a. L'écaille de 30 m de haut fait 4 m de large à son sommet et son épaisseur diminue pour atteindre 0 m à sa base. Elle est séparée du massif par une fracture ouverte en surface de 0,7 m qui se referme progressivement jusqu'à 15 m de profondeur. Pour la modélisation, les caractéristiques thermiques suivantes ont été prises pour le calcaire à partir de valeurs trouvées dans la littérature (Blaisonneau (1997)) : une conductivité thermique de 4 W/(mK), et une capacité calorifique à pression constante de 500 J/(kgK). Les caractéristiques élastiques du modèle sont, un module de Young de 30 000 MPa, un coefficient de Poisson de 0.33 et une densité de 2200 kg/m³.

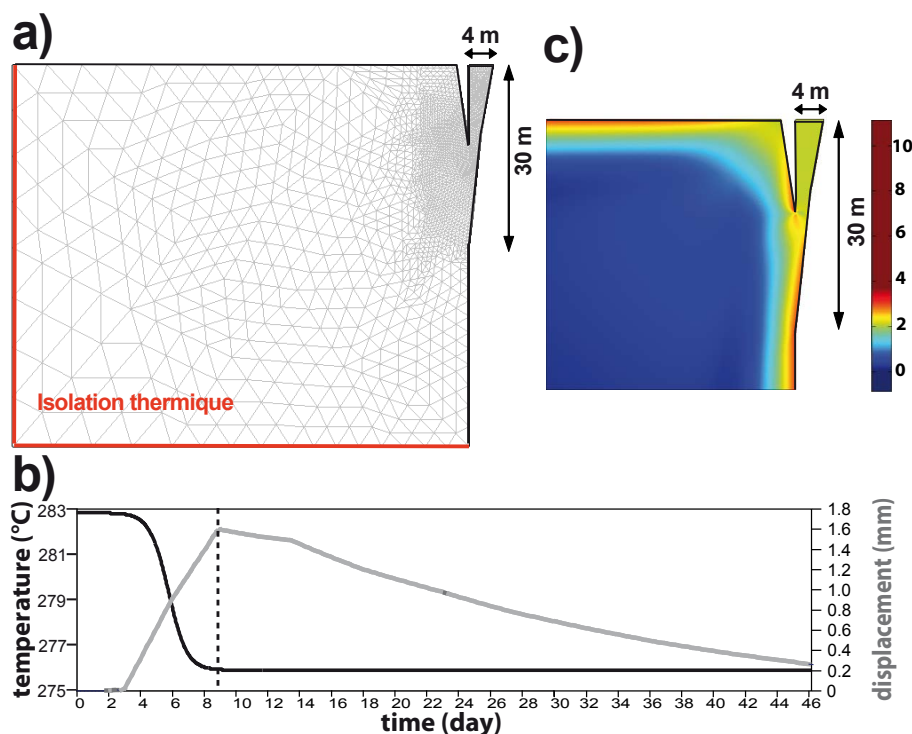


FIG. 5.8: a) Geometry of the numerical model used for thermo-mechanical simulations. b) Imposed variations of temperature (black line) on the model limits and consequent changes in the opening of the rear fracture (gray line). The time of the maximum displacement is marked by a black dotted line. c) Isovalues of the maximum shear stress at the end of the simulation (46th day). Unit scale is MPa.

Les bords du modèle (marqués en rouge sur la figure 5.8a) sont isolés thermiquement, tandis qu'une variation de température (figure 5.8b) est imposée aux autres limites du modèle durant 46 jours, avec une variation de température qui suit la loi suivante (figure 5.8b) :

$$T(t) = 279.5 - 7/2 \cdot \tanh((t - 5 \times 10^5)/100000)$$

avec t le temps en secondes et T la variation de température imposée en degré Kelvin. Cette loi impose une diminution de température de 9°K en 7 jours (figure 5.8b). Cette diminution de température induit une ouverture de la fracture de 1,6 mm (figure 5.8b) puis la fracture se referme progressivement lorsque le massif et l'écaïlle retrouvent leur équilibre thermique. La contrainte de cisaillement maximale en pointe de fracture augmente de 4 MPa durant cette ouverture (figure 5.8c).

Cette modélisation numérique simple montre qu'une diminution de température induit une ouverture de la fracture par dilatation thermique et que ce phénomène est réversible si aucun endommagement n'apparaît en raison de la concentration de contraintes à l'extrémité de la fracture (figure 5.8c). Ces résultats permettent d'expliquer l'évolution de la courbe extensométrique pendant les 15 premiers jours du mois de novembre 2009 (figure 5.6a).

5.2.5 Conclusions

L'étude de l'évolution du bruit sismique avec un capteur 3C placé sur l'écaille du site de Chamousset2 durant une période pratiquement continue d'un an et demi a permis de confirmer certaines conclusions tirées de l'étude de Chamousset1 (chapitre 3), qui avait été réalisée avec un capteur vertical et avec beaucoup de périodes sans donnée.

Tout d'abord, le calcul des spectres de Fourier a permis de déterminer aisément la première fréquence de résonance F_1 de l'écaille qui est de loin la plus énergétique sur les deux composantes horizontales du mouvement et qui est visible sur la composante verticale. Ensuite, les données acquises à Chamousset2 ont confirmé le rôle essentiel de la température sur les variations réversibles de F_1 à plusieurs échelles temporelles : journalière, pluri-hebdomadaire et annuelle. Ce contrôle de la température est probablement lié aux phénomènes de contraction/dilatation thermique qui contribuent à diminuer/augmenter la rigidité du contact entre l'écaille et le massif. Similairement à Chamousset1 et aux observations de [Amitrano *et al.* \(2010\)](#), l'activité sismique semble la plus forte durant les périodes de gel-dégel associées à de forts gradients de température. Cette observation est en accord avec les travaux de laboratoire qui ont montrés que la succession de plusieurs cycles gel-dégel est un facteur provoquant la propagation de fissures dans la roche ([Bost \(2008\)](#)).

Par contre, l'étude réalisée à Chamousset2 a aussi contribué à mettre en évidence de nouveaux phénomènes :

- La longue période d'acquisition a permis de mettre en évidence la forme de l'évolution de F_1 sur plus d'un cycle saisonnier, avec la présence de variations réversibles (à différentes échelles temporelles) extrêmement importantes de F_1 . Le début de la période de gel se marque par une augmentation très forte de F_1 (de 5 Hz à 25 Hz entre janvier et mars 2010) suivie d'une décroissance lente pour atteindre environ 6 Hz en août 2010. Cette décroissance, due à la fonte progressive de la glace, apparaît également au début de la période d'étude (entre mai et août 2009).
- Au bout d'un cycle saisonnier (d'août 2009 à août 2010), la variation irréversible de F_1 liée à l'endommagement n'est visuellement pas perceptible (figure 5.5). Un traitement des signaux fréquence-température reste à mener pour quantifier cet endommagement qui semble négligeable. L'étude de la variation des fréquences des modes supérieurs (cf. chapitre 3) pourrait aussi contribuer à quantifier cet endommagement.
- Les spectres de Fourier calculés sur le bruit sismique ont montré qu'à la sortie de l'hiver, les fréquences F_1 et F_2 de deux modes sont confondues et se séparent de nouveau en juin 2010 lorsque les températures redeviennent continûment positives. L'écaille est excitée selon deux modes de vibrations de fréquences très proches, dont les valeurs sont contrôlées par les conditions de couplage avec le massif.
- Les mesures sismiques ont montré le contraste de comportement de l'écaille entre la période caractérisée par des températures positives et la période hivernale avec des épisodes de gel. Durant la période avec des températures positives, la courbe de F_1 suit la courbe de température avec un léger retard. A l'échelle journalière, un déphasage d'environ 8h a été mis en évidence, résultant probablement de l'inertie thermique de la roche. Durant la période hivernale, dès la chute de température

et la formation de glace, la fréquence de résonance augmente et peut atteindre des valeurs très importantes (plusieurs dizaines de Hz). Au printemps, lors de la fonte de la glace, F_1 diminue régulièrement pour atteindre une valeur proche de celle mesurée avant l'hiver.

- Une même variation de température induit à Chamouset2 par rapport à Chamouset1 une plus grande fluctuation de F_1 . Pour une variation de température de 10 Hz, on a observé une fluctuation de 1 Hz (pour $F_1= 6\text{Hz}$) à Chamouset2 et de 0.1 Hz (pour $F_1= 3\text{Hz}$) à Chamouset1. Cette plus grande sensibilité de l'échelle de Chamouset2 pourrait entre autre être liée à sa plus petite taille et un effet plus direct de la température sur le couplage au massif (fracture plus ouverte).

5.3 Identification modale de l'écaille

L'étude des caractéristiques spectrales du bruit sismique sur l'écaille de Chamousset2 durant un an et demi a permis de suivre l'évolution de sa 1^{ère} fréquence de résonance. Cette méthode est très efficace pour identifier les premiers modes de résonance d'une écaille, mais elle ne permet pas d'identifier les modes de résonance supérieurs et apporte peu d'information sur la façon dont vibrent les premiers modes. L'objectif du travail présenté dans cette section est d'augmenter le nombre de modes identifiés, ainsi que de retrouver les déformées modales des premiers modes de résonance.

5.3.1 Vibration forcée de l'écaille de Chamousset2

L'étude paramétrique menée au chapitre 3 a montrée que les premiers modes de résonance (i.e. les modes basses fréquences) sont plus sensibles que les modes supérieurs (i.e. les modes hautes fréquences) à des changements tels que la diminution du nombre de ponts rocheux. Inversement, les modes supérieurs semblent plus sensibles à une augmentation de l'endommagement interne de l'écaille (ce qui équivaut à une diminution du module de Young). Les premiers modes et les modes supérieurs apportent donc des informations complémentaires sur l'état d'une écaille rocheuse. Identifier le maximum de fréquences propres d'une écaille sera utile pour contraindre au mieux l'évolution du degré d'instabilité d'une écaille et permettra de calibrer des processus d'inversions de données pour, par exemple, déterminer la masse de l'écaille instable où l'emplacement des surfaces de contact.

La détermination précise des premiers modes d'une écaille rocheuse semble possible (chapitre 4), grâce à des méthodes telles que le décrément aléatoire. De plus, la caractérisation du bruit sismique (section 5.1) a montré la nécessité d'instrumenter les sites d'écaillles avec des capteurs 3 composantes pour déterminer les fréquences de résonance selon les trois directions. En effet, certains modes propres de l'écaille de Chamousset2 sont presque purement horizontaux ou verticaux (voir section 5.3.2 de ce chapitre). Malgré tout, la détermination des fréquences propres d'une écaille avec les méthodes de bruit sismique est apparue essentiellement efficace pour les premiers modes de résonance qui concentrent le maximum d'énergie de résonance (voir section 5.1 de ce chapitre).

A diverses occasions, nous avons aussi pu constater l'importance des caractéristiques de la sollicitation de l'écaille sur la réponse fréquentielle enregistrée. Ainsi, un fort vent percutant l'écaille de Chamousset2 a favorisé grandement la vibration du premier mode de l'écaille (voir section 5.2.1 de ce chapitre), tandis que les ruptures de ponts rocheux sur le site de Chamousset1 ont provoqué la mise en résonance préférentielle d'un des modes supérieurs de l'écaille (voir chapitre 3).

Sur le site de Chamousset 2, nous avons sollicité l'écaille en l'impactant avec un bloc rocheux de quelques dm^3 le 16/07/2008. Après un rebond sur l'écaille, le bloc a été projeté le long de la falaise et s'est écrasé quelques centaines de mètres plus bas, environ 5 s plus tard. La figure 5.9 montre les signaux sismiques enregistrés sur les 6 capteurs du réseau sismique. Les signaux enregistrés sur l'écaille (composante verticale V6 et composantes horizontales H7 et H8) sont grisés. L'amplitude du signal sismique sur l'écaille (> 0.1

mm/s) est nettement plus importante que sur le massif (vitesse maximale de 5×10^{-3} mm/s sur la voie V0). Cette différence s'explique, en partie, par la localisation de la source sismique, l'impact ayant été produit à proximité du capteur sur l'écaille. La forme des signaux sismiques mesurés sur ce capteur (i.e. V6, H7 et H8) montre aussi une plus grande durée du signal par rapport aux capteurs placés sur le massif. Un zoom sur les signaux mesurés sur l'écaille (figures 5.10a à 5.10c) met en évidence une décroissance régulière du signal en fonction du temps, à des fréquences différentes et bien déterminées. Ces observations suggèrent la mise en résonance de l'écaille à des fréquences différentes selon les composantes. Le signal sismique obtenu s'atténue progressivement, pour revenir complètement au niveau de bruit précédant l'impact qu'environ 9 s plus tard.

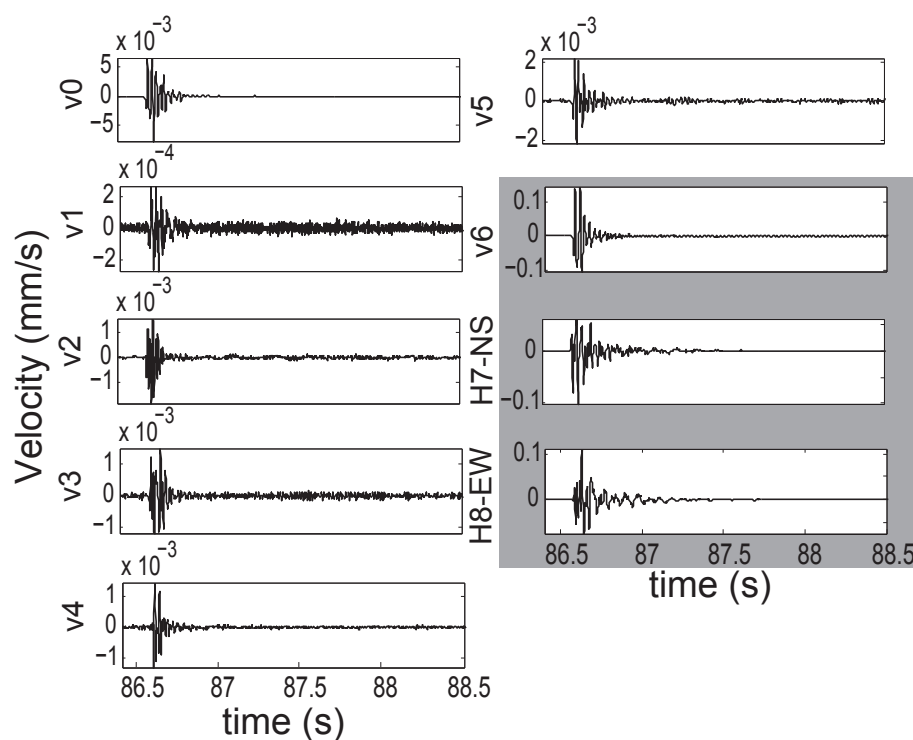


FIG. 5.9: Seismic traces recorded by the 6 seismic sensors installed at Chamousset2 after throwing a few litre block on top of the rock column the 16/07/2008. Vertical sensors V0 to V5 are located on the stable part whereas the 3-C sensor (V6, H7 and H8, gray rectangle) is installed on top of the rock column. Amplitude scale is different for each graph.

Les spectrogrammes ont été calculés pour les signaux enregistrés selon les 3 composantes afin de déterminer les fréquences propres de l'écaille excitées par l'impact du bloc, avec une fenêtre glissante de 1 s et un recouvrement de 98%. Les signaux et les spectrogrammes normés correspondants sont présentés à la figure 5.10. La figure 5.10 (partie supérieure) présente les signaux, saturés durant l'impact pour montrer les caractéristiques de la coda. L'examen des spectrogrammes normés (figures 5.10d à e) montre que l'impact a excité des fréquences propres de l'écaille qui dominent dans la coda. Certaines de ces fréquences sont particulièrement stables et énergétiques, comme celles à 40 Hz sur la voie verticale V6 (figure 5.10d) et celle à 7,6 Hz visible sur la voie horizontale H7 (figure 5.10e). Leur effet sur la coda des signaux respectifs (figures 5.10a et b) est bien

visible. Au total, on observe au moins 9 fréquences propres différentes, parfois communes entre les trois composantes, qui sont récapitulées dans la table 5.2. L'excitation simple de l'écaille et le calcul des spectrogrammes permet d'obtenir une détermination des fréquences propres pour les modes les plus énergétiques. L'estimation des fréquences propres peut être améliorée en prenant des fenêtres de signal pour calculer les spectres de Fourier les plus longues possibles. En calculant des moyennes de spectres avec des fenêtres de 6 s et un fort recouvrement (98%) suivant la méthode de Welch (Welch (1967)), on obtient un bon compromis entre précision en fréquence (0.2 Hz) et moyenne pertinente des fenêtres stationnaires. Cette méthode ne permet pas de prouver la présence de 2 pics en fréquence distincts vers 7,5 Hz, même s'il est probable que cela ait été le cas. On retrouve bien un 1^{er} pic en fréquence dans la même gamme de fréquences F_1 et F_2 identifiées grâce au bruit sismique en juillet 2009 (i.e. un an après, voir table 5.3). Les différences observées indiquent qu'un simple impact ne permet pas de trouver toutes les fréquences de vibration mais peut corroborer les résultats obtenus à partir de l'examen du bruit sismique. Ces modes proches ont probablement un fonctionnement couplé, qui ne peut être identifié avec certitude qu'en utilisant des techniques de traitement du signal plus sophistiquées comme la Frequency Domain Decomposition (FDD) qui permet déterminer les déformées modales et d'identifier des modes proches (voir section 5.3.2 de ce chapitre).

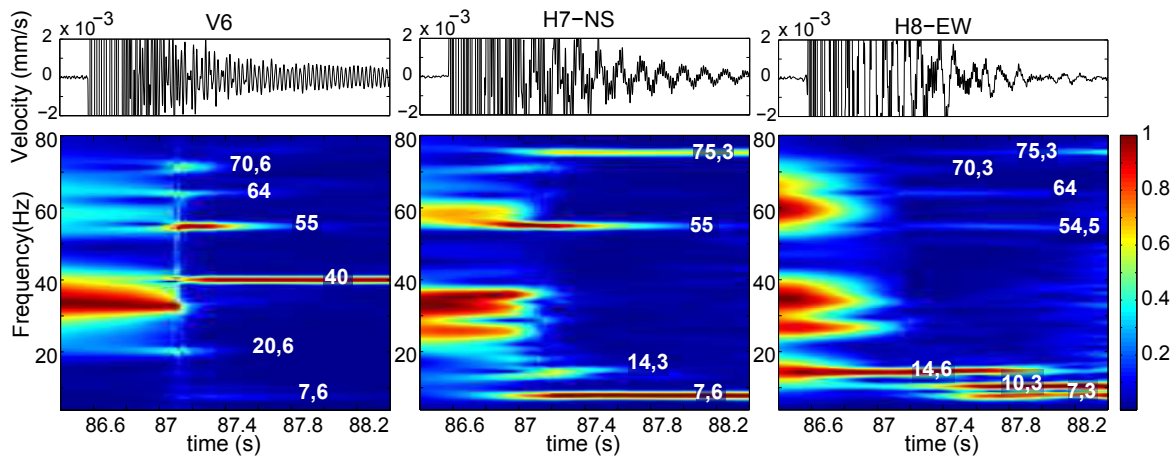


FIG. 5.10: a) to c) Vibrations of the rock column at Chamousset2 after throwing a few litres block on top of the column for traces V6, H7 and H8 the 16/07/2008. Some modes of the rock column can be identified on the normalized spectrogram (d, e and f).

	Voie H7	Voie V8	Voie V6
1 ^{er} pic	7.6 Hz 7.3 Hz	7.6 Hz	
2 ^{ème} pic		10.3 Hz	
3 ^{ème} pic	14.3 Hz	14.6 Hz	
4 ^{ème} pic			20.6 Hz
5 ^{ème} pic			40 Hz
6 ^{ème} pic	55 Hz	54.5 Hz	55 Hz
7 ^{ème} pic		64 Hz	64 Hz
8 ^{ème} pic		70.3 Hz	70.6 Hz
9 ^{ème} pic	75.3 Hz	75.3 Hz	

TAB. 5.2: Frequency picks observed during late coda after throwing a boulder on the instable rock column at Chamousset 2 for seismic traces V6, H7 and H8.

	Voie H7	Voie V8	Voie V6
1 ^{er} pic	6.2–7.2 Hz	6.2–7.2 Hz	
2 ^{ème} pic	7.6–8 Hz	7.6–8 Hz	7.6–8 Hz
3 ^{ème} pic		9.4–10.8 Hz	
4 ^{ème} pic	11.9–13.2 Hz		
5 ^{ème} pic		12.5–14.5 Hz	
6 ^{ème} pic			19.8–21 Hz

TAB. 5.3: Frequency picks observed on normalized Fourier spectra during July 2009 for the components H7, H8 and V6 of the 3C-sensor installed on the Chamousset2 rock column. The frequency ranges take in account the variability of the peaks during the month of measurement.

5.3.2 Déploiement d'un réseau sismique temporaire à Chamousset pour mesurer les vibrations ambiantes et appliquer la méthode de la Frequency Domain Decomposition (FDD)

Le travail présenté est une première approche pour permettre une identification des modes de vibration de l'écaille de Chamousset2. Nous utiliserons la méthode de la Frequency Domain Decomposition (FDD) qui permet d'identifier les déformées modales des premiers modes qui concentrent l'énergie présente dans le bruit sismique (section 3.1.4 du chapitre 3). Connaître des déformées modales pour un site permettrait de mieux comprendre l'influence de l'état de l'interface écaille/massif sur la prédominance d'un mode par rapport à un autre et sur leur fréquence respective. Par exemple, nous avons observé deux modes proches sur la voie H7 (figure 5.3a) dont les fréquences se rapprochent ou se dissocient selon la période de l'année.

Les parties 5.3.2 et 5.3.2 présentent le déploiement d'un réseau sismique temporaire à Chamousset pour mesurer les vibrations ambiantes, ainsi que les résultats obtenus avec la méthode de la FDD sur ces données sismiques.

Période d'enregistrement	Capteur 1	Capteur 2	Capteur 3
P1 (30 min)	Point de référence 1	Point 2	Point 3
P2 (30 min)	Point de référence 1	Point 4	Point 5
P3 (30 min)	Point de référence 1	Point 6	Point 7

TAB. 5.4: Location of the Cityshark seismometers during the 3 acquisition periods (P1 to P3) for the 29/10/2009 experiment at Chamousset2 using the numbering 1 to 7 of figure 5.11a.

Configuration du réseau sismique temporaire déployé à Chamousset2

Le 29/10/2009, nous avons déployé un réseau sismique temporaire sur le site de Chamousset2 (figure 5.11a). L'acquisition à 200 Hz du signal sismique était assurée par une station Cityshark 9 voies (3×3 capteurs 3 composantes) durant trois périodes de 30 min. Nous avons d'abord placé un capteur de référence centré sur le sommet de l'écaille (point 1 sur la figure 5.11a) puis nous avons placé les 2 capteurs supplémentaires en d'autres points du sommet de l'écaille. Les différentes combinaisons pour les 3 périodes d'acquisition sont présentées en table 5.4. Les capteurs sont des sismomètres large bande avec une fréquence de coupure à 40 Hz.

Application de la méthode FDD sur les mesures de vibrations ambiantes réalisées

L'utilisation de la méthode de la FDD sur les mesures de vibrations ambiantes a permis de retrouver la forme de la déformée modale du premier mode au sommet de l'écaille de Chamousset2. La figure 5.11b montre la moyenne des DSP (Densité Spectrale de Puissance) autour de la première fréquence de résonance (5.77 Hz) ainsi que la « cloche » du critère MAC de ce mode. La déformée correspondante est tracée sur les figures 5.11c et 5.11a selon une vue 3D et une vue du dessus de l'écaille, respectivement. En figure 5.11a, on voit donc la position initiale des points 1 à 7 au sommet de l'écaille (en noir) et leur mouvement relatif par rapport à cette position pour le premier mode de résonance de l'écaille (en rouge et en jaune). L'amplitude des modes de vibration est « sans échelle ». La figure 5.11c permet de mieux visualiser le mouvement entre la position initiale des points (en noir) et la déformée du 1^{er} mode (en rouge) grâce à l'ajout de points « artefact » qui reproduisent 3 m plus bas le mouvement des points 1 à 7. On s'aperçoit que l'oscillation du 1^{er} mode est essentiellement horizontale. Cette caractéristique explique pourquoi on ne distingue pas ce mode sur les sommes des spectres de bruit normés du capteur vertical installé sur l'écaille (capteur V6, voir partie 5.1). L'étendue de la « cloche » du critère MAC montre que ce mode de vibration est stable et correspond bien à un mode structural de l'écaille, probablement un mode de flexion dans une direction quasi perpendiculaire à la fracture principale.

La méthode de la FDD ne nous a cependant pas permis de retrouver les déformées modales d'autres modes de l'écaille. Aucun des autres pics en fréquence ne présentait une

« cloche » du critère MAC étendue. Cependant, l'analyse temporelle montre que certains pics en fréquence perdurent dans le temps et correspondent très certainement à des modes supérieurs (voir figure 5.3). Il est actuellement difficile de savoir pourquoi la méthode de la FDD s'est avérée inefficace pour le calcul des déformées de ces modes. L'explication la plus raisonnable semble être que l'hypothèse du bruit blanc n'a pas été respectée. Au cours de l'expérience, les conditions météorologiques ont beaucoup évolué, d'un vent quasi inexistant pour la période P1 à un vent extrêmement fort et directionnel (perpendiculaire à la falaise) pour la période P3. Ce changement a peut être plus affecté les modes supérieurs.

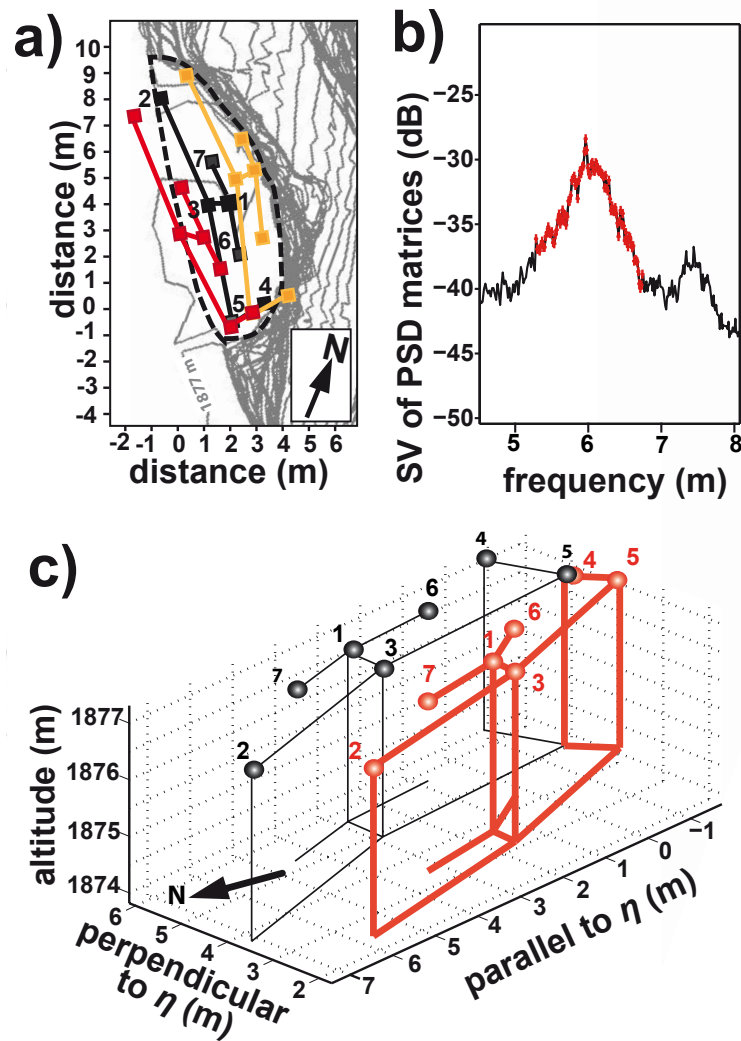


FIG. 5.11: a) Temporary array deployed at Chamousset2 on the 29/10/2009 (black squares 1 to 7). Sensors are accelerometers with a cut-off frequency of 40 Hz. The modal shaped of the top of the rock column 1st mode (deduced from noise measurements) is in red and yellow. Amplitudes of displacements for the modal shape are exaggerated. b) Frequency pick (5.77 Hz) at the first eigen frequency of the Chamousset2 rock column on the 27/10/2009. The MAC bell of its modal shape (a) is in red. c) 3D view of the modal shape (red) together with the reference position (black). For better visualization, lower nodes have been added with same deformation as upper nodes.

5.4 Conclusions

L'installation d'un réseau sismique pendant une longue période de temps (supérieure à 1 an) sur une écaïlle calcaire instable a permis d'observer l'évolution de ses premières fréquences, et spécifiquement la 1^{ère} fréquence de résonance entre 5 Hz et 25 Hz. En particulier, nous avons pu établir que les variations de températures ont une grande influence sur sa 1^{ère} fréquence de résonance et que les effets sont différents selon les saisons. Durant la période hors gel, les variations de fréquence (de 5 à 8 Hz) suivent les variations de température. Ces variations sont le résultat du cumul de la dilation/contraction de la roche sur de longues périodes de temps, mais aussi sur un cycle journalier. Quand la température augmente, la roche se dilate, l'ouverture de la fracture diminue ce qui accroît la rigidité du contact entre l'écaïlle et le massif et entraîne l'augmentation de la 1^{ère} fréquence de résonance (figure 5.12b).

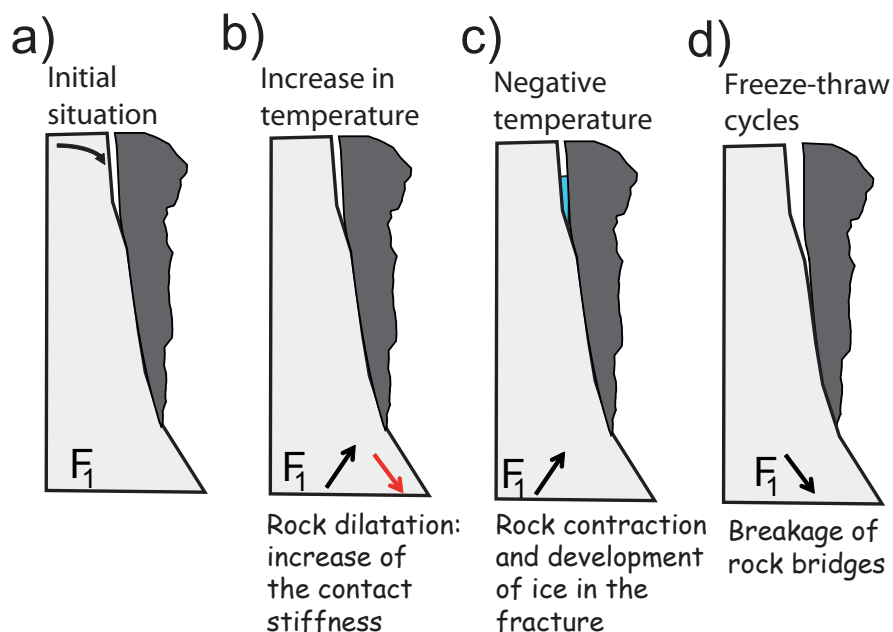


FIG. 5.12: a) Initial situation of the unstable rock column (dark gray) with F_1 as its 1st resonance frequency. The massif is light gray. b) Reversible variations of F_1 with increase or decrease of the temperature above 0°C. c) Reversible variations of F_1 with negative temperatures and ice freezing in the fracture (blue). d) Irreversible decrease of F_1 with the breakage of rock bridges during freeze-thaw cycles or important drops of temperature above 0°C.

Durant les périodes de gel, la formation de glace dans la fracture qui sépare le massif de l'écaille provoque, elle aussi, une augmentation de la 1^{ère} fréquence de résonance (entre 8 et 25 Hz, figure 5.12c). A ses variations réversibles de la 1^{ère} fréquence de résonance, s'ajoutent parfois des variations irréversibles dues à la rupture de ponts rocheux le long de l'interface entre l'écaille et le massif. Ces ruptures sont issues de la fatigue du matériau constituant les ponts rocheux après des cycles de gel/dégel (figure 5.12d) ou de grandes variations de température lorsque celle-ci est positive (figure 5.8). Nous avons constaté que chacun de ces phénomènes étaient modéré ou amplifié par des paramètres secondaires, comme la quantité d'eau disponible pour la formation de glace lors des périodes de gel (figure 5.12c), ou comme l'inertie de la température de la roche, qui, une fois gelée, favorise le maintien de la glace à l'intérieur de la fracture. Dans l'objectif de pouvoir utiliser les variations de la 1^{ère} fréquence de résonance comme précurseur à l'éboulement, il sera nécessaire de pouvoir distinguer les diminutions de cette fréquence dues à des phénomènes réversibles, de celles dues à des phénomènes irréversibles.

À partir des expériences réalisées sur les 2 sites de Chamousset, la figure 5.13 retrace les variations théoriques de la 1^{ère} fréquence de résonance F_1 pour une écaille instable imaginaire durant une période d'un an et met l'accent sur la qualité réversible ou irréversible des ces variations.

Lors de cette expérience, nous avons aussi provoqué la vibration forcée de l'écaille en jetant une pierre de quelques litres sur le sommet de l'écaille. Ainsi, nous avons pu identifier au moins 9 modes de résonance de l'écaille. La faisabilité et facilité de ce genre d'étude (impact au marteau ou de bloc rocheux) permettra de suivre l'évolution des modes supérieurs au cours du temps.

De même, nous avons analysé le bruit sismique enregistré en divers points sur le sommet de l'écaille et pu reconstituer la déformée du sommet de l'écaille pour son 1^{er} mode de résonance grâce à la méthode de la Frequency Domain Decomposition. Les résultats montrent qu'il s'agit, sans doute, d'un mode de flexion perpendiculaire à la fracture principale.

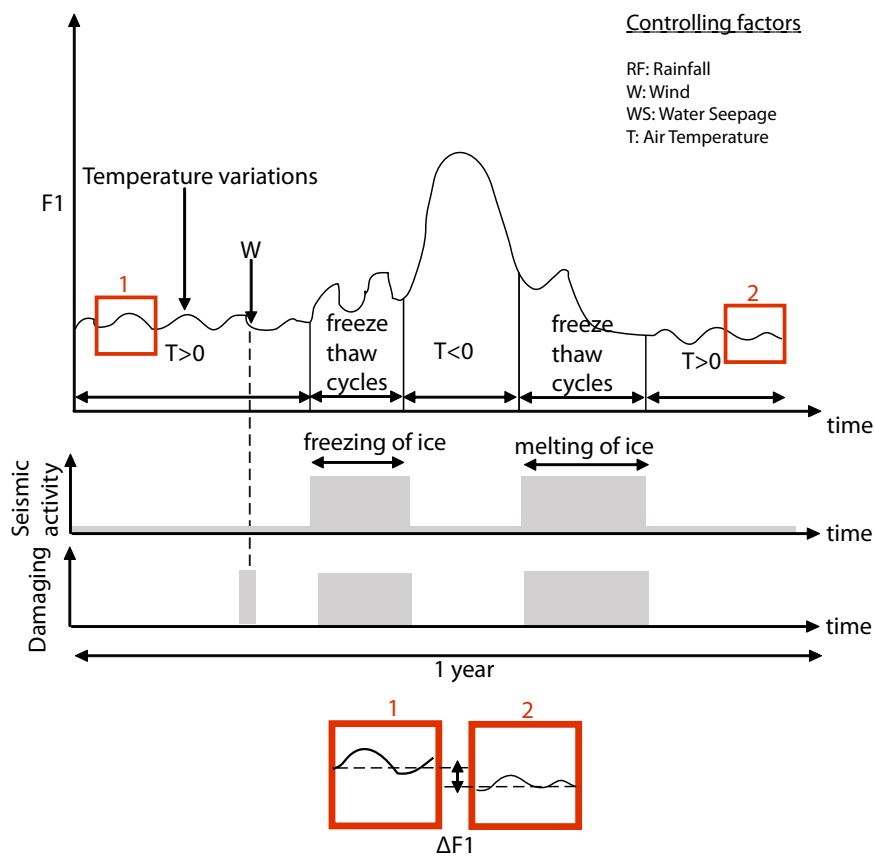


FIG. 5.13: a) Evolution of the 1st resonance frequency F_1 , the seismic activity and the overall damaging for an imaginary rock column during 1 year. Factors controlling F_1 variations are the Rainfall, the Wind, the Water Seepage and the Air Temperature. b) A difference ΔF_1 is observed for the 1st resonance frequency F_1 during periods 1 and 2 with similar weather conditions and correspond to the irreversible damaging of rock bridges.

Conclusions et Perspectives

Les éboulements rocheux, résultant de la rupture brutale de compartiments rocheux selon des surfaces de discontinuités existantes, sont difficilement prévisibles en raison de leur soudaineté et du peu d'informations dont on dispose sur la structure interne du massif rocheux. En l'absence de précurseurs fiables et simples d'utilisation, ces événements potentiellement meurtriers et destructeurs représentent un problème majeur pour l'aménagement du territoire.

Le but de ce travail de thèse était d'évaluer les potentialités de nouvelles observables géophysiques comme paramètres précurseurs, susceptibles de prendre en compte la structure interne du volume instable. Notre étude s'est principalement focalisée sur l'identification des premières fréquences de résonance d'une écaille potentiellement instable à partir du bruit sismique et sur leur évolution au cours du temps avec l'endommagement et la rupture progressive des ponts rocheux avant rupture. Le site d'étude (Chamousset, massif du Vercors) a été choisi le long des falaises calcaires présentes dans la région de Grenoble. Lors de ce travail, nous avons également pu caractériser l'activité sismique résultant de l'activité gravitaire et préciser les mécanismes de rupture des ponts rocheux.

Les simulations numériques de la réponse sismique d'une écaille élastique partiellement découplée d'un massif rocheux ainsi que les mesures réalisées sur l'écaille du site de Chamousset1 ont montré que les premières fréquences de résonance de l'écaille peuvent être identifiées à partir de l'analyse des spectres de fenêtres de bruit sismique. Dans le cas de Chamousset1, nous avons également utilisé la technique du décrément aléatoire qui a permis de déterminer la première fréquence de résonance ($F_1 \sim 3Hz$) avec une précision de l'ordre de 0.1 Hz. Les caractéristiques spectrales du mouvement enregistré sur l'écaille étant très différentes de celles mesurées sur le massif, le calcul des rapports spectraux a permis d'améliorer l'identification des fréquences de résonance de l'écaille, surtout selon la composante verticale, et de mettre en évidence une amplification du mouvement sur l'écaille pour ses fréquences de résonance. Les simulations numériques ont montré que la première fréquence de résonance, qui apparaît comme la plus énergétique sur les composantes horizontales, dépend de la masse instable, de ses caractéristiques mécaniques et de la rigidité et de la localisation du contact (ponts rocheux) par rapport au massif. À la fois les simulations numériques et les mesures sur site ont souligné la nécessité d'une instrumentation avec des capteurs 3 composantes à basses fréquences, pour distinguer les modes directionnels dans la gamme de fréquences correspondant à des écaillles de plusieurs milliers à plusieurs dizaines de milliers de m³. Enfin, le déploiement d'un réseau de stations sismiques sur l'écaille a permis de déterminer la déformée modale de son premier mode (flexion dans la direction perpendiculaire à la falaise).

La modélisation numérique de la rupture progressive des ponts rocheux a mis en évidence la décroissance concomitante des valeurs des premières fréquences de résonance, tandis que les modes de résonance supérieurs sont apparus plus sensibles à l'endommagement interne de l'écaïlle. Le déploiement d'un réseau sismique durant plusieurs mois précédant la rupture de l'écaïlle calcaire de Chamousset1 a confirmé que la première fréquence de résonance (F_1), qui a légèrement fluctué avec les variations de température, a diminué significativement avant l'éboulement. L'évolution temporelle de F_1 paraît donc constituer un paramètre caractéristique de l'endommagement de l'interface entre l'écaïlle et le massif. Relativement simple à calculer, elle semble pouvoir être utilisée comme un précurseur à l'éboulement. Les enregistrements sismiques, réalisés avec des sismomètres placés à la surface de la masse instable, fournissent des informations sur la structure interne du massif puisque F_1 dépend du degré de découplage entre l'écaïlle et le massif, de la taille du volume instable et de ses propriétés mécaniques moyennes. La simulation numérique 2D de l'écaïlle de Chamousset1 a permis de calculer des valeurs de fréquences de résonance comparables aux fréquences déduites du bruit sismique enregistré sur le site, ainsi que d'expliquer la décroissance de la fréquence observée par la rupture et la diminution de la surface des ponts rocheux avant l'éboulement.

Après l'éboulement de l'écaïlle de Chamousset1, une deuxième écaïlle potentiellement instable (Chamousset2) est instrumentée depuis juin 2008 avec un sismomètre 3C de 2 Hz de fréquence propre. L'examen de la courbe de F_1 (première fréquence de résonance la plus énergétique) durant un cycle saisonnier complet n'a montré aucune diminution irréversible de fréquence perceptible. Par contre, les valeurs de F_1 ont varié de 5 à 35 Hz en fonction des fluctuations de température, avec deux comportements bien distincts selon la période de l'année. Durant les mois avec une température de l'air positive, la courbe F_1 est parallèle à la courbe de température, avec un léger déphasage, fonction de la périodicité des fluctuations de température. Pour cette écaïlle, F_1 s'est avérée dix fois plus sensible aux fluctuations de température que pour l'écaïlle de Chamousset1 (1 Hz et 0.1 Hz pour 10°C de variation, respectivement). De plus, une seconde fréquence de résonance F_2 , dont la valeur est très proche de F_1 , apparaît en dehors des périodes de gel et de vent de forte amplitude. Par ailleurs, les données extensométriques et la modélisation numérique ont montré qu'une diminution de température et la contraction associée provoquaient une ouverture de la fracture et une décroissance de F_1 en raison de la diminution du contact entre l'écaïlle et le massif. L'effet inverse a été observé pour une augmentation de température. Par contre, durant les périodes de gel, la fréquence a augmenté et diminué de manière spectaculaire (de 5 à 25 Hz), en raison de la formation de glace qui a rigidifié le contact écaïlle/massif.

L'étude détaillée de l'activité sismique réalisée sur le site de Chamousset1 a montré une augmentation significative de cette activité lors des diminutions de F_1 observées avant la rupture de l'écaïlle. Cette simultanéité corrobore l'hypothèse que ces chutes de fréquence sont dues à la rupture de ponts rocheux. Cet endommagement semble avoir été déclenché par des variations de paramètres météorologiques : vents violents, chutes brutales de température ou cycles gel/dégel. Une analyse détaillée des événements sismiques les plus énergétiques a permis d'identifier des micro-séismes locaux, générant des ondes P et S et dont les distances épacentrales et les magnitudes sont compatibles avec l'emplacement et la taille des ponts rocheux observés sur la surface de rupture après l'éboulement. Aucune

localisation précise des micro-séismes n'a cependant pu être réalisée, sans doute en raison de l'absence d'un modèle de vitesses précis. La plupart de ces événements montrent une amplification du mouvement sismique sur l'écaïlle par rapport au massif, ainsi qu'une coda dominée par des fréquences de résonance de l'écaïlle. Les simulations numériques ont confirmé que ces caractéristiques résultaient de la mise en résonance de l'écaïlle pour des sources situées le long de l'interface avec le massif. L'analyse de la polarisation des ondes P et S sur les signaux enregistrés et sur des sismogrammes synthétiques a permis de distinguer un mécanisme de rupture en traction dans la partie supérieure de l'écaïlle et un mécanisme en cisaillement dans sa partie inférieure. Cette étude a montré que l'analyse des signaux de micro-séismes dans ce milieu très rigide permettait de caractériser les sources de rupture et présentait un intérêt scientifique. Au niveau opérationnel, un travail d'automatisation important est à effectuer pour la classification des nombreux événements sismiques et leur analyse détaillée.

Perspectives

Ce travail, alliant l'instrumentation de terrain et la modélisation numérique, a montré l'intérêt de suivre l'évolution temporelle des fréquences de résonance au cours du temps et a ouvert de nouvelles perspectives, tout en soulevant plusieurs questions.

Les résultats présentés dans ce travail concernent des écaïlles d'une roche rigide (calcaire), avec une géométrie et un volume relativement bien délimités (présence d'une fracture arrière ouverte) et une instabilité résultant de la rupture de ponts rocheux. La pertinence de la technique présentée pour d'autres types de roches (moins rigides) et pour des mécanismes de rupture plus complexes (fauchage, mouvement composite avec plusieurs compartiments instables) doit être vérifiée.

Pour une application concrète du bruit sismique, les résultats obtenus sur le site de Chamousset2 ont montré la nécessité de distinguer dans l'évolution des fréquences de résonance les variations réversibles (contraction/dilatation de la roche, formation/fonte de la glace) et irréversibles (rupture de ponts rocheux, détérioration du matériau de l'écaïlle). L'instrumentation, qui doit comprendre non seulement des sismomètres, mais aussi des capteurs mesurant tous les paramètres météorologiques, doit être maintenue sur une longue période de temps (dont la durée dépend des caractéristiques du site) afin de comprendre l'influence de ces paramètres sur les variations de fréquences.

Ce travail a montré que les enregistrements réalisés sur une écaïlle potentiellement instable possédaient des caractéristiques propres (réponse fréquentielle, amplification), qui pourraient permettre, à un moment donné, d'identifier et de caractériser les zones sources potentielles d'éboulement dans une région donnée. À terme, en mesurant plusieurs fréquences de résonance d'une écaïlle rocheuse et les déformées modales correspondantes, et en combinant ces données avec une analyse structurale et un modèle numérique de terrain, il pourrait être possible de retrouver le volume de l'écaïlle instable et son degré d'instabilité à partir de l'estimation de la localisation et de la taille des ponts rocheux subsistants. Une étude des déformées modales nécessiterait cependant l'installation (coûteuse) de sismomètres le long de la paroi verticale. Une solution alternative pourrait être la mesure des vibrations de l'écaïlle à distance à l'aide de rayons lasers, comme cela commence à se

développer pour les bâtiments.

Enfin, nous avons utilisé les données de bruit sismique ambiant pour étudier des caractéristiques élastiques (et leur variations) de l'écaïlle. Certaines techniques, comme la méthode du décrétement aléatoire, permettraient également de quantifier l'amortissement des modes de résonance identifiés et d'étudier la dissipation de l'énergie sismique à l'intérieur de la masse instable et à sa frontière avec le massif. Ces nouvelles données, complémentaires par rapport aux fréquences de résonance, pourraient permettre d'obtenir des paramètres caractérisant la fissuration au sein de l'écaïlle et la friction au niveau du contact.

Bibliographie

- ABELLÁN, A., CALVET, J., VILAPLANA, J. M. & BLANCHARD, J. 2010 Detection and spatial prediction of rockfalls by means of terrestrial laser scanner monitoring. *Geomorphology* **119** (3-4), 162 – 171.
- ABELLÁN, A., JABOYEDOFF, M., OPPIKOFER, T. & VILAPLANA, J. M. 2009 Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner : experiment and application to a rockfall event. *Natural Hazards and Earth System Science* **9** (2), 365–372.
- AGLIARDI, F. & CROSTA, G. B. 2003 High resolution three-dimensional numerical modelling of rockfalls. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **40** (4), 455 – 471.
- AKI, K. & RICHARDS, P. 2002 *Quantitative seismology*. Univ Science Books.
- ALLEMANG, R.-J. & BROWN, D.-L. 1982 A correlation coefficient for modal vector analysis. In *1st International Modal Analysis conference (IMAC)*. Orlando, Florida.
- AMITRANO, D., ARATTANO, M., CHIARLE, M., MORTARA, G., OCCHIENA, C., PIRULLI, M. & SCAVIA, C. 2010 Microseismic activity analysis for the study of the rupture mechanisms in unstable rock masses. *Natural Hazards and Earth System Science* **10** (4), 831–841.
- AMITRANO, D., GAFFET, S., MALET, J.-P. & MAQUAIRE, O. 2007 Understanding mudslides through micro-seismic monitoring : the Super-Sauze (South-East French Alps) case study. *Bulletin de la Société Géologique de France* **178** (2), 149–157.
- AMITRANO, D., GRASSO, J. R. & SENFAUTE, G. 2005 Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. *Geophys. Res. Lett.* **32** (8), L08314.
- ANTOINE, P. 1992 Les problèmes posés par l'instabilité des versants de grande ampleur-aspects géologiques. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **45** (45), 9–24.
- ANTOINE, P. & GIRAUD, A. 1995 Typologie des mouvements de versants dans un contexte opérationnel. *Bull. Int. Assoc. of Engineering geology* **51**, 57–62.
- ASMUSSEN, J. C. 1997 Modal analysis based on the random decrement technique-applications to civil engineering structures. PhD thesis, Aalborg University, Denmark.
-

- ASMUSSEN, J. C., BRINCKER, R. & RYTTER, A. 1998 Ambient Modal Testing of the Vestvej Bridge Using Random Decrement. *Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series, Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers (SPIE) Conference Series*, vol. 3243, p. 922.
- ATKINSON, B. 1984 Subcritical crack growth in geological materials. *J. Geophys. Res.* **89**, 4077–4114.
- AZIMI, C. & DESVARREUX, P. 1996 Quelques aspects de la prévision des mouvements de terrains. *Revue Française de Géotechnique* **76**, 63–75.
- BAILLET, L. 2002 Du mécanisme au contact – Modélisation par éléments finis. *Frottement et usure : la tribologie... Synthèse et applications, Journées Francophones de Tribologie*, pp. 2–26. Senlis.
- BAILLET, L., LINCK, V., D'ERRICO, S., LAULAGNET, B. & BERTHIER, Y. 2005 Finite element simulation of dynamic instabilities in frictional sliding contact. *Journal of Tribology* **127** (3), 652–657.
- BAILLET, L. & SASSI, T. 2006 Mixed finite element methods for the Signorini problem with friction. *Numerical Methods for Partial Differential Equations* **22** (6), 1489–1508.
- BANTON, J., VILLARD, P., JONGMANS, D. & SCAVIA, C. 2009 Two-dimensional discrete element models of debris avalanches : Parameterization and the reproducibility of experimental results. *J. Geophys. Res.* **114** (F4), F04013–.
- BESSON, L. 2005 *Les risques naturels. De la connaissance pratique à la gestion administrative..* Voiron : Collection Dossier d'experts.
- BLAISONNEAU, A. 1997 Comportement thermomécanique d'une falaise rocheuse fissurée. Master's thesis, Université Joseph Fourier - Grenoble I.
- BONNEFOY-CLAUDET, S., COTTON, F. & BARD, P.-Y. 2006 The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies : A literature review. *Earth-Science Reviews* **79** (3-4), 205 – 227.
- BOST, M. 2008 Altération par le gel des massifs rocheux : Etude expérimentale et modélisation des mécanismes de génération des contraintes dans les fissures. PhD thesis, Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- BOUCHON, M. 1981 A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bulletin of the Seismological Society of America* **71** (4), 959–971.
- BRINCKER, R., ZHANG, L. & ANDERSEN, P. 2001 Modal identification of output only systems using Frequency Domain Decomposition. *Smart Materials and Structures* **10**, 441–445.
- BRÉTAR, F. 2009 L'altimétrie aéroportée de précision : lidar topographique et recherche. *Revue XYZ* **118**, 13–15.
-

- BURJÁNEK, J., GASSNER-STAMM, G., POGGI, V., MOORE, J. R. & FÄH, D. 2010 Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope. *Geophys. J. Int.* **180** (2), 820–828(9).
- CAGNOLI, B. & MANGA, M. 2004 A comparison between discrete and continuum approaches for fast landslides modelling. *J. Geophys. Res.* **109**, 1–12.
- CARPENTER, N., TAYLOR, J., R. L. & KATONA, M. G. 1991 Lagrange constraints for transient finite element surface contact. *International Journal for Numerical Methods in Engineering* **32**, 128–130.
- CFGI, C. F. D. G. D. L. 2000 *Caractérisation et cartographie de l'aléa dû aux mouvements de terrain..* Laboratoire Central des Ponts et Chaussées.
- CLAYTON, R. & ENGQUIST, B. 1977 Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. *Bulletin of the Seismological Society of America* **67** (6), 1529–1540.
- CLIMCHALP 2008 ClimChAlp Common Strategic Paper, Climate Change, Impacts and Adaptation Strategies in the Alpine Space. *Tech. Rep.*. Strategic Interreg III B Alpine Space Project (European project).
- CLINTON, J. F., BRADFORD, S. C., HEATON, T. H. & FAVELA, J. 2006 The Observed Wander of the Natural Frequencies in a Structure. *Bulletin of the Seismological Society of America* **96** (1), 237–257.
- COLE, H. 1973 On-line failure detection and damping measurements of aerospace structures by Random Decrement Signature. *Tech. Rep.*. NASSA CR 2205.
- COLE, H. A. 1968 On-the-line Analysis of Random Vibrations. *Structural Dynamics and Materials Conference*.
- COLLIN, A. 1956 *Landslides in clay*. Press.
- CROSTA, G. & AGLIARDI, F. 2003 Failure forecast for large rock slides by surface displacement measurements. *Can. Geotech. J.* **40**, 176–191.
- CRUDEN, D. & VARNES, D. 1996 *Landslide investigation and mitigation*, transportation research board special report Landslide types and processes, pp. 36–71. Washington DC : National Academy of Sciences.
- DE JOINVILLE, O., FERRAND, B. & ROUX, M. 2002 Levé laser aéroporté : Etat de l'art, traitement des données et comparaison avec des systèmes imageurs. *Bulletin SFPT* **166**, 72–81.
- DEL GAUDIO, V., COCCIA, S., WASOWSKI, J., GALLIPOLI, M. R. & MUCCIARELLI, M. 2008 Detection of directivity in seismic site response from microtremor spectral analysis. *Natural Hazards and Earth System Science* **8** (4), 751–762.
- DEL GAUDIO, V. & WASOWSKI, J. 2007 Directivity of slope dynamic response to seismic shaking. *Geophys. Res. Lett.* **34** (12), L12301.
-

- DELSART, C. 2008 *Lasers et optique non linéaire : cours, exercices et problèmes corrigés : niveau M1-M2*, , vol. xxvi. Paris : Ellipses.
- DENLINGER, R. & IVERSON, R. 2004 Granular avalanches across irregular threedimensional terrain : 1. Theory and computation. *J. Geophys. Res.* **109**, 1–14.
- DEPARIS, J., FRICOUT, B., JONGMANS, D., VILLEMIN, T., EFFENDIANTZ, L. & MATHY, A. 2008a Combined use of geophysical methods and remote techniques for characterizing the fracture network of a potentially unstable cliff site (Vercors Massif, France). *Journal of Geophysics and Engineering* **5** (2), 147–157.
- DEPARIS, J., GARAMBOIS, S. & HANTZ, D. 2007 On the potential of Ground Penetrating Radar to help rock fall hazard assessment : A case study of a limestone slab, Gorges de la Bourne (French Alps). *Engineering Geology* **94** (1-2), 89 – 102.
- DEPARIS, J., JONGMANS, D., COTTON, F., BAILLET, L., THOUVENOT, F. & HANTZ, D. 2008b Analysis of Rock-Fall and Rock-Fall Avalanche Seismograms in the French Alps. *Bulletin of the Seismological Society of America* **98** (4), 1781–1796.
- DUNAND 2005 Pertinence du bruit de fond sismique pour la caractérisation dynamique et l'aide au diagnostic sismique des structures de génie civil. PhD thesis, Grenoble University.
- DUSSAUGE, C., GRASSO, J. & HELMSTETTER, A. 2003 Statistical analysis of rockfall volume distributions : Implications for rockfall dynamics. *J. Geophys. Res.* **108** ((B6)), 2286.
- DUSSAUGE-PEISSER, C., HELMSTETTER, A., GRASSO, J.-R., HANTZ, D., DESVARREUX, P., JEANNIN, M. & GIRAUD, A. 2002 Probabilistic approach to rock fall hazard assessment : potential of historical data analysis. *Natural Hazards and Earth System Science* **2** (1/2), 15–26.
- DUSSAUGE-PEISSER, C., WATHELET, M., JONGMANS, D., HANTZ, D., COUTURIER, B. & SINTES, M. 2003 Seismic tomography and ground penetrating radar applied on fracture characterisation in a limestone cliff, Chartreuse massif, France. *Near Surf. Geophys.* **1**, 161–172.
- FAUX, I. & PRATT, M. 1979 *Computational geometry for design and manufacture, in Mathematics and application*. Chischester, UK.
- FRAYSSINES, M. 2005 Contribution à l'évaluation de l'aléa éboulement rocheux (rupture). PhD thesis, Université Joseph Fourier.
- FRAYSSINES, M. & HANTZ, D. 2006 Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Ranges (French Alps). *Engineering Geology* **86** (4), 256 – 270.
- FRAYSSINES, M. & HANTZ, D. 2009 Modelling and back-analysing failures in steep limestone cliffs. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* **46** (7), 1115 – 1123.
-

- FUKUZONO, T. 1985 A new method for predicting the failure time of a slope. *the 4th International Conference and Field Workshop on Landslides*, pp. 145–150. Tokyo : Tokyo University Press.
- GAFFET, S., GUGLIELMI, Y., CAPPÀ, F., PAMBRUN, C., MONFRET, T. & AMITRANO, D. 2010 Use of the simultaneous seismic, GPS and meteorological monitoring for the characterization of a large unstable mountain slope in the southern French Alps. *Geophysical Journal International* **182** (3), 1395–1410.
- GAISKY, D. 2000 Geomorphologic improvement of DTMs especially as derived from laser scanner data. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing* **XXXII/6W8**, 70–75.
- GIBOWICZ, S. J., YOUNG, R. P., TALEBI, S. & RAWLENCE, D. J. 1991 Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada : Scaling relations for events with moment magnitude smaller than -2. *Bulletin of the Seismological Society of America* **81** (4), 1157–1182.
- GIDON, M. 1977 *Carte géologique simplifiée des Alpes occidentales, du Léman à Digne, au 1/250.000^e*. Grenoble, France.
- GOT, J.-L., MOUROT, P. & GRANGEON, J. 2010 Pre-failure behaviour of an unstable limestone cliff from displacement and seismic data. *Natural Hazards and Earth System Science* **10** (4), 819–829.
- GROUPE FALAISE, I. I. 2001 Prévention des mouvements de versants et des instabilités de falaises, groupe falaise, confrontation des méthodes d'étude des éboulements rocheux dans l'arc alpin. *Tech. Rep.*. Programme Interreg IIC "Falaises" Méditerranée Occidentale et Alpes Latines.
- GUZZETTI, F., MANUNTA, M., ARDIZZONE, F., PEPE, A., CARDINALI, M., ZENI, G., REICHENBACH, P. & LANARI, R. 2009 Analysis of Ground Deformation Detected Using the SBAS-DInSAR Technique in Umbria, Central Italy. *Pure and Applied Geophysics* **166**, 1425–1459, 10.1007/s00024-009-0491-4.
- HANTZ, D., DUSSAUGE-PEISSER, C., JEANNIN, M. & VENGEON, J.-M. 2002 *Geomorphology : from expert opinion to modelling*, chap. Danger d'éboulement rocheux : de l'opinion d'expert à une évaluation quantitative.
- HANTZ, D., VENGEON, J. M. & DUSSAUGE-PEISSER, C. 2003 An historical, geomechanical and probabilistic approach to rock-fall hazard assessment. *Natural Hazards and Earth System Science* **3** (6), 693–701.
- HEINCKE, B., MAURER, H., GREEN, A. G., WILLENBERG, H., SPILLMANN, T. & BURLINI, L. 2006 Characterizing an unstable mountain slope using shallow 2D and 3D seismic tomography. *Geophysics* **71** (6), B241–B256.
- HELMSTETTER, A. & GARAMBOIS, S. 2010 Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps) : Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. *J. Geophys. Res.* **115** (F3), F03016.
-

- HOEK, E. & BRAY, J. W. 1981 *Rock Slope Engineering, Revised 3rd edition*. London.
- HUISING, E. J. & PEREIRA, L. M. G. 1998 Errors and accuracy estimates of laser data acquired by various laser scanning systems for topographic applications. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **53** (5), 245 – 261.
- HUNGR, O. 1995 A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches. *Can. Geotech. J.* **32**, 610–623.
- HUNGR, O., EVANS, S. G. & HAZZARD, J. 1999 Magnitude and frequency of rock falls along the main transportation corridors of southwestern British Columbia. *Canadian Geotechnical Journal* **36**, 224–238.
- HYUCK-JIN, P. 2005 A new approach for persistence in probabilistic rock slope stability analysis. *Geosciences Journal* **9**, 287–293.
- JABOYEDOFF, M., BAILLIFARD, F., HANTZ, D., HEIDENREICH, B. & MAZZOCOLA, D. 2001 *Prévention des mouvements de versants et des instabilités de falaises - Confrontation des méthodes d'étude des éboulements rocheux dans l'arc alpin.*, chap. Terminologie, p. 239. Programme Interreg 2C "Falaises".
- JABOYEDOFF, M., BAILLIFARD, F., PHILIPPOSIAN, F. & ROUILLER, J.-D. 2004 Assessing fracture occurrence using "weighted fracturing density" : a step towards estimating rock instability hazard. *Natural Hazards and Earth System Science* **4** (1), 83–93.
- JEANNIN, M., GARAMBOIS, S., GRÉGOIRE, C. & JONGMANS, D. 2006 Multi-configuration GPR measurements for geometrical fracture characterization in limestone cliffs (Alps). *Geophysics* **71** (3), B85–B92.
- JEARY, A. P. 1997 Damping in structures. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics* **72**, 345 –355, selected papers from the Ninth International Symposium on Wind Engineering.
- JOSWIG, M. 2008 Nanoseismic Monitoring fills the gap between microseismic networks and passive seismic. *First Break* **26** (6), 121–128.
- KEMENY, J. 2003 The time-dependent reduction of sliding cohesion due to rock bridges along discontinuities : a fracture mechanics approach. *Rock Mech. Rock Eng.* **36** (1), 27–38.
- KENNETT, B. L. & KERRY, N. J. 1979 Seismic waves in a stratified half space. *Geophys. J.R. astr. Soc.* **57**, 557–583.
- KILBURN, C. R. J. & PETLEY, N. D. 2003 Forecasting giant, catastrophic slope collapse : Lessons from Vajont, northern Italy. *Geomorphology* **54** (1–2), 21–32.
- KONNO, K. & OHMACHI, T. 1998 Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors. *Bull. Seism. Soc. Am.* **88** (1), 228–241.
-

- KRAUS, K. & PFEIFER, N. 2001 Advanced DTM generation from LIDAR data. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences* **XXXIV** (Pt. 3/W4), 23Ü–30.
- LACROIX, P. & HELMSTETTER, A. 2010 Location of seismic signals associated with micro-earthquakes and rockfalls on the Séchilienne landslide, French Alps. *Bulletin of the Seismological Society of America* **In press**.
- LATO, M., HUTCHINSON, J., DIEDERICHS, M., BALL, D. & HARRAP, R. 2009 Engineering monitoring of rockfall hazards along transportation corridors : using mobile terrestrial LiDAR. *Natural Hazards and Earth System Science* **9** (3), 935–946.
- LEVY, C., BAILLET, L., JONGMANS, D., MOUROT, P. & HANTZ, D. 2010 The dynamic response of the Chamousset rock column (Western Alps, France) before its collapse. *J. Geophys. Res.* **115**, F04043.
- MALLET, C., BRETAR, F. & SOERGEL, U. 2008 Analysis of Full-Waveform Lidar Data for Classification of Urban areas. *Photogrammetrie - Fernerkundung - Geoinformation (PFG)* **5**, 337–349.
- MATSUMOTO, M. & NISHIMURA, T. 1998 Mersenne twister : A 623-dimensionally equi-distributed uniform pseudorandom number generator. *ACM Trans. on Modeling and Computer Simulation* **8** (1), 3–30.
- MCDUGAL, S. & HUNGR, O. 2004 A model for the analysis of rapid landslide motion across three-dimensional terrain. *Can. Geotech. J.* **41**, 1084–1097.
- MCSAVENEY, M. 2002 *Catastrophic landslides : effects, occurrences and mechanisms.*, chap. Recent rock-falls and rock avalanches in Mount Cook National Park, New Zealand., pp. 35–70. Boulder, Colorado : Geological Society of America.
- MERTL, S. & BRÜCKL, E. 2007 Observation of fracture processes in creeping rock masses by seismic monitoring. *Proceedings at 11th Congress of the International Society for rock Mechanics*. Lisbon, Portugal.
- MESCHEDE, D. 2007 *Optics, light and lasers : the practical approach to modern aspects of photonics and laser physics*, second, revised and enlarged edition edn., , vol. IX. Weinheim : Wiley-VCH.
- MICHEL, C. 2007 Seismic vulnerability analysis using in situ experimental techniques : from the building to the city scale Ü Application to Grenoble (France). PhD thesis, Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- MICHEL, C., GUÉGUEN, P. & BARD, P.-Y. 2008 Dynamic parameters of structures extracted from ambient vibration measurements : An aid for the seismic vulnerability assessment of existing buildings in moderate seismic hazard regions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* **28** (8), 593 – 604.
- MOULIN, C. & CHAPEAU, C. 2004 Le glissement de la Salle en Beaumont (Isère). *Proceedings of the workshop Ryskhydrogeo, Program Interreg III*, p. 9 p. La Mure, France.
-

- MULLEN, R. & BELYTSCHKO, T. 1982 Dispersion analysis of finite element semi discretizations of the two dimensional wave equation. *Int. J. Num. Methods. Eng.* **18**, 11–29.
- NAAIM, M. 2004 Ecoulements en masse : connaissances de base, modélisation numérique et proposition d'utilisation dans le zonage préventif. *Tech. Rep.*. Alcotra - Action C - Contribution du Cemagref.
- NICOUD, G., DZIKOWSKI, M., PAILLET, A., GHOREYCHI, R., EMERIC, P. & CHIGNOLI, M. 1999 Données nouvelles sur la nature et l'extension du glissement historique du Granier (Savoie, France). *In Mémoire de l'académie de Savoie (actes du colloque de Myans)*.
- OKURA, Y., KITAHARA, H. & SAMMORI, T. 2000 Fluidization in dry landslides. *Eng. Geology* **56**, 347–360.
- OPPIKOFER, T., JABOYEDOFF, M., BLIKRA, L., DERRON, M.-H. & METZGER, R. 2009 Characterization and monitoring of the Åknes rockslide using terrestrial laser scanning. *Natural Hazards and Earth System Science* **9** (3), 1003–1019.
- OPPIKOFER, T., JABOYEDOFF, M. & KEUSEN, H.-R. 2008 Collapse at the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geosci* **1** (8), 531–535.
- PETLEY, D. N. 2004 The evolution of slope failures : mechanisms of rupture propagation. *Natural Hazards and Earth System Science* **4** (1), 147–152.
- RENALIER, F., BIÈVRE, G., JONGMANS, D., CAMPILLO, M. & BARD, P.-Y. 2010 Characterization and monitoring of unstable clay slopes using active and passive shear wave velocity measurements. *SEG reference publications in press*.
- REUTEBUCH, S. E., MCGAUGHEY, R. J., ANDERSEN, H.-E. & CARSON, W. W. 2003 Accuracy of a high-resolution lidar terrain model under a conifer forest canopy. *Canadian Journal of Remote Sensing* **29** (5), 527–535.
- ROCH, K. H., CHWATAL, W. & BRÄUCKL, E. 2006 Potential of monitoring rock fall hazards by GPR : considering as example of the results of Salzburg. *Landslide* **3**, 87–94.
- ROCHET, B. 1999 Contribution à l'étude des écoulements granulaires appliqués aux éboulements rocheux en grande masse. PhD thesis, Université Lyon I.
- ROSSER, N., LIM, M., PETLEY, D., DUNNING, S. & ALLISON, R. 2007 Patterns of precursory rockfall prior to slope failure. *J. Geophys. Res.* **112** (F4), F04014–.
- SAITO, M. & UEZAWA, H. 1961 Failure of soil due to creep. *Fifth International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering*, pp. 315–318. Montréal, Que., Canada.
- SAVAGE, S. & HUTTER, K. 1989 The motion of a finite mass of granular material down a rough incline. *J. Fluid Mech.* **199**, 177–215.
-

- SCAVIA, C. & SAETTA, V. 2001 Metodo meccanico-probabilistico per l'analisi della stabilità dei pendii in roccia". *Tech. Rep.*. Gruppo di Ricerca Interreg IIC Falaises - Prevenzione dei fenomeni di instabilità delle pareti rocciose, Regione Piemonte, Torino, 116–132.
- SENAUTE, G., DUPERRET, A. & LAWRENCE, J. A. 2009 Micro-seismic precursory cracks prior to rock-fall on coastal chalk cliffs : a case study at Mesnil-Val, Normandie, NW France. *Natural Hazards and Earth System Science* **9** (5), 1625–1641.
- SOCCO, L. V., JONGMANS, D., BOIERO, D., STOCOCO, S., MARASCHINI, M., TOKESHI, K. & HANTZ, D. 2010 Geophysical investigation of the Sandalp rock avalanche deposits. *Journal of Applied Geophysics* **70** (4), 277 – 291, development and Application of High-Resolution Geophysical Techniques for Groundwater and Hazard Studies, High-Resolution Geophysical Imaging of Geological Structures and Processes in Environmental Studies.
- SORNETTE, D., HELMSTETTER, A., ANDERSEN, J. V., GLUZMAN, S., GRASSO, J.-R. & PISARENKO, V. 2004 Towards landslide predictions : two case studies. *Physica A* **338** (3-4), 605–632.
- SPILLMANN, T., MAURER, H., GREEN, A. G., HEINCKE, B., WILLENBERG, H. & HUSEN, S. 2007 Microseismic investigation of an unstable mountain slope in the Swiss Alps. *J. Geophys. Res.* **112**, B07301.
- STACEY, R. 1988 Improved transparent boundary formulations for the elastic-wave equation. *Bulletin of the Seismological Society of America* **78** (6), 2089–2097.
- STURZENEGGER, M. & STEAD, D. 2009 Quantifying discontinuity orientation and persistence on high mountain rock slopes and large landslides using terrestrial remote sensing techniques. *Natural Hazards and Earth System Science* **9** (2), 267–287.
- SZWEDZICKI, T. 2001 Geotechnical precursors to large-scale ground collapse in mines. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* **38**, 957–965.
- THOUVENOT, F., FRÉCHET, J., GUYOTON, F., GUIGUET, R. & JENATTON, L. 1990 Sismalp : an automatic phone-interrogated seismic network for the western Alps. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie* **1**, 1–10.
- VARNES, D. 1978 *Landslides : Analysis and Control.*, chap. Slope Movement Types and Processes. TRB.
- VARNES, D. 1984 Landslide hazard zonation : a review of principles and practice. *Int. Association of Engineering Geology Commission on Landslides* (ed. N. Hazards), , vol. 3, p. 63. UNESCO, Paris.
- VENGEON, J.-M., HANTZ, D. & DUSSAUGE, C. 2001 Prédicibilité des éboulements rocheux : approche probabiliste par combinaison d'études historiques et géomécaniques. *Revue Française de Géotechnique* **95-96**, 143–154.
-

- VILAJOSANA, I., SURIÑACH, E., ABELLÁN, A., KHAZARADZE, G., GARCIA, D. & LLOSA, J. 2008 Rockfall induced seismic signals : case study in Montserrat, Catalonia. *Natural Hazards and Earth System Science* **8** (4), 805–812.
- VOIGHT, B. 1989 A relation to describe rate-dependent material failure. *Science* **243**, 200–203.
- VOIGHT, B. & KENNEDY, B. 1979 *Chuquicamata Mine Chile, in Rock slides & avalanches*. 14b, Elsevier, Amsterdam : Developments in Geotechnical Engineering.
- WALTER, M. & JOSWIG, M. 2008 Seismic monitoring of fracture processes generated by a creeping landslide in the Vorarlberg Alps. *First Break* **26** (6), 131–135.
- WALTER, M. & JOSWIG, M. 2009 Seismic characterization of slope dynamics caused by softrock-landslides : The Super-Sauze case study. *Proceedings of the International Conference on Landslide Processes : from geomorphologic mapping to dynamic modelling* (ed. J.-P. Malet, A. Remaitre & T. Boogard), pp. 215–220. Strasbourg : CERG Editions.
- WELCH, P. 1967 The use of Fast Fourier Transform for the estimation of Power Spectra : A method based on time averaging over short, modified periodograms. *I.E.E.E Transactions on Audio and Electroacoustics* **15** (2), 70–73.
- WELLS, D. L. & COPPERSMITH, K. J. 1994 New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* **84** (4), 974–1002.
- WIECZOREK, G. F., SNYDER, J. B., ALGER, C. S. & ISAACSON, K. A. 1992 Yosemite historical rockfall inventory. *U.S. Geol.Surv. Open File Report* **38**, 92–387.
- WU, L., LIU, S., WU, Y. & WANG, C. 2006 Precursors for rock fracturing and failure failure-Part I :IRR image abnormalities. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* **43**, 473–482.
- ZVELEBIL, J. & MOSER, M. 2001 Monitoring based time-prediction of rock falls : Three case-histories. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere* **26** (2), 159–167.
-