Forçage sismique et déclenchement des mouvements de terrain : apport du suivi de glissements de terrain lents dans la vallée de la Colca, Pérou

Noélie Bontemps

▶ **To cite this version:**

Noélie Bontemps. Forçage sismique et déclenchement des mouvements de terrain : apport du suivi de glissements de terrain lents dans la vallée de la Colca, Pérou. Géologie appliquée. Université Grenoble Alpes, 2019. Français. NNT : 2019GREAU028 . tel-02515917

HAL Id: tel-02515917
https://theses.hal.science/tel-02515917

Submitted on 23 Mar 2020

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.

Communauté
UNIVERSITÉ Grenoble Alpes

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTE UNIVERSITE GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Terre Solide**

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

Noélie Bontemps

Thèse dirigée par **Eric Larose, Directeur de Recherche, CNRS**,
Et codirigée par **Pascal Lacroix**, **Chargé de Recherche, IRD**

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

Forçage sismique et déclenchement des mouvements de terrain ; apport du suivi de glissements de terrain lents dans la vallée de la Colca, Pérou.

Thèse soutenue publiquement le **20 décembre 2019**,
devant le jury composé de :

Mme. Laurence AUDIN
Directrice de Recherche, IRD, ISTerre, Grenoble, France, Présidente du Jury

M. Niels HOVIUS,
Professeur, GFZ Postdam, Allemagne, Rapporteur.

M. Andrea MANCONI
Assistant Professeur, ETH Zurich, Suisse, Rapporteur.

Mme. Anne MANGENEY
Professeur, IPG Paris, France, Examinatrice

M. Eric LAROSE
Directeur de recherche, CNRS, ISTerre, Grenoble, France, Directeur de thèse

M. Pascal LACROIX
Chargé de recherche, IRD, ISTerre, Grenoble, France, Co-Directeur de thèse, invité

Résumé

Les mouvements de terrain sont le premier risque naturel secondaire lié aux séismes. L'analyse des inventaires de glissements de terrain rapides déclenchés par de larges séismes (Mw>6,6) a par ailleurs révélé une interaction complexe entre les secousses sismiques et les précipitations. Cette interaction s'exprime notamment par un nombre plus important de glissements déclenchés dans les mois voire les années qui suivent un séisme de forte magnitude. Malgré toutes les observations existantes, l'identification et la quantification des différents processus impactant la cinématique des glissements de terrain lors de séismes restent limitées par manque de données in situ. Le but principal de cette thèse est ainsi d'étudier ces mécanismes dans les régions où les forçages sismiques et pluviométriques peuvent être interdépendants. Pour répondre à cette problématique, nous nous sommes intéressés aux mouvements de terrain lents, sur lesquels on peut suivre des grandeurs physiques de la dynamique gravitaire au cours du temps.

Ces travaux se centrent sur l'étude des mouvements de terrain dans la vallée de la Colca, au sud Pérou, qui présente divers avantages : (1) plusieurs glissements de terrain lents s'y sont développés, (2) la région est sismiquement très active et (3) les précipitations y sont saisonnières.

Une première approche consiste à étudier la réponse cinématique de plusieurs glissements de terrain lents aux mêmes forçages. Une méthode provenant de l'InSAR a été adaptée pour restituer des séries temporelles de champ de déplacement du sol, grâce à l'inversion de corrélations d'images optiques satellitaires. Cela nous a permis de remonter à plus de 28 ans d'histoire de mouvement du sol dans la vallée de la Colca. Les résultats montrent un impact d'un séisme local de magnitude Mw 5,4 en 1991 sur la cinématique du glissement de terrain de Maca. Nos résultats suggèrent un double effet du séisme, avec une accélération des déplacements de manière co- et post-sismique (<6 années) et une modification des propriétés mécaniques du sol (endommagement) qui a conduit à une interaction complexe avec la pluie.

Pour mieux comprendre les mécanismes à l'origine de cet effet combiné, nous avons par la suite étudié des données in situ (GPS et sismomètres) acquises en continu sur le glissement de terrain de Maca depuis 2016. Le traitement de ces données, couplant géodésie et bruit de fond sismique, a permis de mettre en évidence et de quantifier l'endommagement du sol par les séismes et l'influence de la pluie sur sa cicatrisation. Nous montrons également l'influence des petits séismes lors du recouvrement de la rigidité du sol et l'importance de la temporalité entre les précipitations et les séismes sur la dynamique du glissement. Finalement, nous quantifions les processus de régression d'un glissement de terrain grâce à des observations nouvelles de la cinématique couplées à des informations sur la rigidité du sol au cours du temps.

Abstract

Landslides are the first secondary effect of earthquakes. Statistical analysis of regional inventories of earthquake-triggered-landslides after large earthquakes (Mw> 6.6) reveal a complex interaction between seismic shaking and rainfall. The consequence of this interaction is an increase of the landslide triggering rate for several months and even years after a large event. Even though a large amount of observation are available, the identification and the quantification of the different processes impacting landslide kinematics during and after an earthquake are very limited, due mainly to a lack of in situ monitoring. The main goal of this thesis is to study these mechanisms in regions where earthquakes and precipitations can be interdependent. To this purpose, we focused on slow-moving landslides, on which we can monitor physical processes of the gravitational dynamic with time.

The studied slow-moving landslides are located in the Colca Valley, south Peru. This area presents several advantages: (1) several active slow-moving landslides are active, (2) the region is seismically very active and (3) the precipitations are seasonal.

The first approach consists in studying the kinematic response of several slow-moving landslides to the same forcings. A method coming from the InSAR data processing has been adapted to compute time series of displacement fields, thanks to the inversion of satellite optical images. This allows us to go back as far as 28 years in the past in terms of displacements in the Colca Valley. We show the possible impact of a local Mw 5.4 earthquake in 1991 on the kinematics of the Maca landslide. Our results suggest a double effect of the earthquake, with a co- and post-seismic acceleration (<6 years) and a modification of the mechanical properties of the soil (damage) leading to a complex interaction with precipitations.

To better understand the mechanisms at the origin of this combined effect, we studied in situ data (GPS and seismometer) acquired continuously on the Maca landslide since 2016. The processing of these data, coupling geodesy and ambient noise interferometry, allowed to evidence and quantify the damage of the soil generated by earthquakes together with the impact of precipitations on its healing. The influence of small magnitude earthquakes during the soil rigidity recovery is also highlighted together with the importance of the temporality between precipitations and earthquakes. Finally, we quantify the retrogression of the landslide thanks to new observation coupling the landslide's kinematic and soil rigidity variations.

Mots clés : glissement de terrain lent, forçage sismique, forçage pluviométrique, long terme, séries temporelles, images optiques satellitaires, corrélation, bruit de fond sismique, endommagement du sol, dynamique lente, Pérou.

Keywords : slow-moving landslide, earthquakes, rainfall, long-term, time series, satellite optical images, correlation, ambient noise interferometry, soil damage, slow dynamic, Peru.

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit se divise en 7 chapitres, détaillant les informations nécessaires à la compréhension de la problématique et des résultats.

Chapitre 1 - Ce chapitre définit l'objet d'étude, c'est-à-dire les glissements de terrain ainsi que les mécanismes principaux qui les déclenchent de manière rapide ou bien qui influencent leurs cinématiques. Nous y parlerons des différents forçages que sont la pluie, les séismes, les rivières et l'activité humaine et décrirons les mécanismes associés à ces forçages. Finalement, nous poserons la problématique, le but de cette thèse ainsi que les approches utilisées pour répondre aux questions posées.

Chapitre 2 - Dans ce chapitre, nous présenterons l'impact social et économique des glissements de terrain ainsi qu'une comparaison de la gestion de ces risques en France et au Pérou. En dernière partie, nous présenterons le cas de la gestion du risque lié au glissement de Maca, dans la vallée de la Colca au Pérou. Ce glissement est un des objets d'étude centraux de cette thèse et nous avons donc voulu présenter son histoire d'un point de vue autre que purement scientifique.

Chapitre 3 - Le glissement de terrain de Maca, principal objet d'étude de cette thèse, a été l'objet de nombreux travaux. Dans ce chapitre, nous ferons un résumé de l'état des connaissances sur ce glissement.

Chapitre 4 - L'approche de ce chapitre est d'étudier la réaction d'une population de glissements de terrain lents aux mêmes forçages pour voir si l'on peut en tirer des conclusions sur l'impact combiné des séismes et de la pluie sur leurs cinématiques. Nous commencerons donc par présenter des résultats obtenus avec le même type d'approche dans le cas de glissements de terrain déclenchés par les séismes et par les précipitations de manière séparée. Nous présenterons ensuite les différentes méthodes qui s'offrent à nous pour générer des séries temporelles des déplacements dans la région spécifique de la vallée de la Colca, en remontant le plus loin possible dans le temps. Nous présenterons leurs avantages et inconvénients. Ensuite, nous présenterons la méthode d'inversion de corrélation d'images optiques satellitaires en séries temporelles de déplacement, adaptée de l'InSAR. Nous terminerons ce chapitre par une discussion sur les résultats obtenus et les perspectives de cette méthode.

Les chapitres 5, 6 et 7 seront consacrés à la deuxième approche de cette thèse, qui est d'étudier grâce à des données in situ la réaction d'un seul glissement de terrain, celui de Maca, à plusieurs forçages. Le but recherché est de pouvoir mieux identifier et quantifier les mécanismes impactant sa cinématique au cours du temps, mieux comprendre l'effet combiné des précipitations et des séismes sur le glissement de Maca ainsi que de voir si les petits séismes jouent aussi un rôle dans les déplacements du glissement.

Chapitre 5 – Dans le chapitre 5, nous commencerons par présenter la méthode de bruit de fond sismique et son utilisation pour la surveillance des glissements. Cette méthode permet d'obtenir la variation de la vitesse des ondes dans le sol. Pour avoir une meilleure idée de la sensibilité que nous pouvons obtenir en profondeur avec cette technique, nous avons réalisé des profils de sismique active sur le glissement de Maca. Nous présenterons donc les résultats obtenus pour la vitesse des ondes S et P dans le glissement. Ensuite nous présenterons un modèle nous permettant d'estimer la vitesse des ondes P et S en fonction de la saturation du sol basé sur les équations de Biot-Gassmann. Ce modèle sera utilisé dans le chapitre 6 pour discuter des résultats obtenus. Finalement nous parlerons de la sensibilité des ondes dans la coda de la corrélation, afin de pouvoir calibrer correctement la méthode de bruit de fond sismique sur le glissement de Maca et connaitre ainsi les bandes de fréquences que nous devrons étudier.

Chapitre 6 – Le chapitre 6 de cette thèse correspond à un article soumis à Nature Communications. Une cabane contenant un GPS et un sismomètre a été installée dans la partie rapide du glissement de terrain de Maca en 2016. Nous avons donc accès à la cinématique du glissement ainsi qu'à la variation de la vitesse des ondes de surface dans le sol et donc sa rigidité au cours du temps, et ce quasiment en continu. Les résultats montrent un impact combiné fort de la pluie et des séismes sur la cinématique du glissement de terrain de Maca. Nous montrerons ici que le sol a été fortement endommagé par des séismes locaux de magnitudes supérieures ou égales à 5. Nous avons aussi remarqué que la phase de cicatrisation du sol à la suite de ces séismes est très différente selon la saison pendant laquelle elle a lieu. Finalement, nous montrerons l'impact des petits et moyens séismes (Ml<5) sur la rigidité du sol lorsqu'ils sont cumulés et combinés à une forte saturation en eau du sol.

Chapitre 7 – Deux cabanes supplémentaires ont été construites en 2016 à des endroits stratégiques du glissement de terrain de Maca. Ces cabanes contiennent elles aussi un

GPS et un sismomètre enregistrant en continu. Dans ce chapitre, nous présenterons les résultats obtenus à ces deux autres points de mesures et les comparerons aux résultats présentés dans le chapitre 6. L'ensemble des instruments installés à Maca a permis de confirmer l'impact de l'eau sur la phase de cicatrisation du sol à la suite d'un séisme. Les résultats mettent en évidence un endommagement du sol en surface. Finalement, nous présenterons la régression d'un glissement de terrain lent d'une manière toute nouvelle, grâce à l'acquisition en continu et de manière simultanée des déplacements de deux blocs différents du glissement et de leurs rigidités au cours du temps.

TABLE DES MATIERES

Chapitre 1 Le déclenchement des mouvements de terrain..... 17

1.1 Définition et Classification des mouvements de terrain..... 17
1.2 Les matériaux poro-élastiques 20
1.2.1 Matériaux poro-élastiques drainés et non drainés 21
1.2.2 Contrainte effective.....23
1.3 Equilibre d'une pente 25
1.4 Facteurs d'instabilité principaux (forçages)..... 27
1.4.1 Augmentation de la contrainte de cisaillement 27
1.4.2 Diminution de la résistance au cisaillement 28
1.5 Mécanismes de déstabilisation des pentes liés aux séismes.... 32
1.5.1 Mécanismes principaux 32
1.5.2 Mécanismes combinés 34
1.5.3 Effets de site.....39
1.5.4 Magnitude 4 comme limite de déclenchement ?.....41
1.6 Problématique de la thèse 43

Chapitre 2 Gestion des risques liés aux mouvements de terrain... 45

2.1 Impact socio-économique des glissements de terrain 45
2.1.1 Impact social 46
2.1.2 Impact économique 46
2.2 Gestion des risques..... 48
2.2.1 En France.....48
2.2.2 Dans les pays en développement.....50
2.2.3 Exemple : le Pérou 52
2.2.4 La gestion des risques à Maca 56

Chapitre 3 La vallée de la Colca, un site unique pour l'étude des glissements de terrain sous sollicitation sismique..... 59

3.1 Formation de la vallée..... 59
3.2 Les différents forçages dans la vallée 61
3.2.1 Sismicité 61
3.2.2 Précipitations 63
3.2.3 La rivière Colca.....65

3.3 Le glissement de terrain de Maca 65
3.3.1 Histoire du glissement de Maca 66
3.3.2 Classification du glissement de terrain 66
3.3.3 Caractérisation du Glissement de terrain de Maca 67
3.3.4 Les différents forçages du mouvement de Maca 68
3.4 Conclusion 74

Chapitre 4 Étude long-terme (28 ou 50 ans) de la cinématique des mouvements de terrain de la vallée de la Colca par télédétection optique satellitaire 75

4.1 Étude d'une population de glissements de terrain 75
4.1.1 Forçages sismiques 76
4.1.2 Forçages pluviométriques 78
4.1.3 Méthodes et problématiques 80
4.2 Inversion of deformation time-series from optical images, and application to the long term kinematics of slow-moving landslides in Peru. 83
4.2.1 Introduction 84
4.2.2 Study area 87
4.2.3 Data processing 89
4.2.4 Results 95
4.2.5 Discussion 103
4.2.6 Conclusions 112
4.2.7 Conclusions de l'article en Français 113
4.3 Perspectives 113

Chapitre 5 Corrélation de bruit de fond sismique appliquée au glissement de terrain de Maca 117

5.1 Landslide monitoring technique using ambiant noise correlation 118
5.1.1 Introduction 119
5.1.2 Ambient noise interferometry for landslide monitoring 120
5.1.3 Ambient noise interferometry 125
5.1.4 Causes of velocity variations 133
5.2 Investigation de la vitesse des ondes dans le sol 151

5.2.1 Vitesse des ondes P 152
5.2.2 Vitesse des ondes S 155
5.2.3 Discussion et conclusions sur le modèle de vitesse de propagation des ondes P et S 159
5.2.4 Modèle de vitesse des ondes P et S en fonction de la saturation, une approche poro-élastique 160
5.3 Sensibilité des ondes présentes dans la coda de la corrélation 169
5.3.1 Ondes de Volumes vs onde de surface 169
5.3.2 Ondes de Rayleigh vs ondes de Love 171
5.3.3 Sensibilité des ondes de surfaces à une perturbation en profondeur dans le cas du glissement de Maca. 174

Chapitre 6 Rain and small earthquakes maintain a slow-moving landslide in a persistent critical state 177

6.1 Rain and small earthquakes maintain a slow-moving landslide in a persistent critical state 178
6.1.1 Introduction 178
6.1.2 Context and Experimental Setup 180
6.1.3 Combined effect of precipitations and earthquakes on landslide dynamics 183
6.1.4 An Ml=5 earthquake causes considerable damage to the unstable mass 184
6.1.5 Recovery during wet seasons reveals the mechanism causing the combined effect 186
6.1.6 Small ground shaking from earthquakes combined with precipitation keep the landslide in movement (critical state) 186
6.1.7 Conclusions and Summary 188
6.2 Methodology 190
6.2.1 GPS Processing 190
6.2.2 Landslide Velocity Computation 191
6.2.3 Seismic Data and Ambient Seismic Noise Processing 191
6.2.4 Surface Wave Depth Sensitivity 193
6.2.5 Velocity of P and S waves as a function of saturation 193
6.2.6 Earthquake Ground Motion Approximation 194
6.2.7 Meteorological Data 195
6.2.8 Effective Precipitation 195

6.3 Supplementary material 195
6.3.1 The landslide of Maca 196
6.3.2 Close up of the Figure 6-3 197
6.3.3 Supplementary Information on the Figure 6-4 of the article 200
6.3.4 GPS 202
6.3.5 Correlogram 203
6.3.6 Comparison between measured and estimated PGV 204
6.3.7 Local seismicity 205
6.3.8 Geophysical Investigation 206
6.3.9 Depth-sensitivity of the surface waves as a function of the frequency range 208
6.3.10 Liquefaction model 210
6.3.11 Changement de la hauteur de la nappe phréatique 212
6.4 Conclusions 215

Chapitre 7 Suivi du glissement de terrain de Maca par données in situ 217

7.1 Installation du monitoring 217
7.2 Méthode 219
7.3 Résultats sur les trois stations 219
7.3.1 Impact des séismes sur les déplacements de MAC1 et MAC2 219
7.3.2 Variation de la vitesse des ondes de surface en fonction du temps224
7.3.3 Variation de la vitesse des ondes de surface en fonction de la fréquence 226
7.4 Discussion générale 227
7.4.1 Impact de l'eau sur la phase de cicatrisation (« healing ») 227
7.4.2 Endommagement maximal du sol 228
7.4.3 Régression du glissement de terrain de Maca 229
7.5 Conclusions 231

Annexe 1 Paramètres poro-élastiques et vitesse des ondes sismiques 239

A1.1 Le coefficient de pression de pore de Skempton 239
A1.2 Solution de l'équation d'onde dans un milieu élastique 240
A1.3 La solution de l'équation d'onde dans un milieu poro-élastique240
A1.4 Le modèle de Biot Gassmann 243

A1.4.1 Les constantes du milieu poro-élastique 243
A1.4.2 Fluide effectif 244
A1.4.3 Module de compressibilité en milieu drainé ***KD*** et de cisaillement ***G***246

Annexe 2 Gestion des risques au Pérou....249

A2.1 Plan Local d'Urbanisme d'Arequipa....249
A2.2 Tableau de l'impact social des différents risques naturels entre 2003 et 2012 au Pérou....250

Annexe 3 Landslide Monitoring Using Seismic Ambient Noise Correlation 251

A3.1 Abstract....252
A3.2 Introduction....253
A3.3 Ambient noise interferometry for landslide monitoring....254
A3.3.1 Geophysical monitoring and precursors....254
A3.3.2 Ambient seismic noise interferometry....255
A3.3.3 Applications to landslide monitoring....256
A3.3.4 Potential and limitations for an early-warning system....258
A3.4 Towards an early-warning system....259
A3.4.1 Processing workflow....259
A3.4.2 Investigation depth....262
A3.4.3 Errors to avoid in the processing....264
A3.4.4 Stability, reactivity and signal-noise ratio....265
A3.4.5 Assessing the uncertainty....269
A3.5 Causes of velocity variations....270
A3.5.1 Observations of cyclic variations....270
A3.5.2 Reversible hydrometeorological factors....276
A3.5.3 Landslide triggers....283
A3.6 Spurious variations of apparent velocity....289
A3.6.1 Sources....289
A3.6.2 Scattering medium....290
A3.6.3 Time synchronization and distance between sensors....291
A3.6.4 Resonant frequency....292
A3.7 Landslide applications using ambient noise records....293
A3.7.1 Spatial characterization with ambient noise methods....293

A3.7.2 Monitoring the activity of unstable areas....293
A3.7.3 Failure precursors....294
A3.7.4 Monitoring the recovery....295
A3.7.5 Combining methods....295
A3.8 Conclusion....296
A3.9 Aknowledgments....297

Annexe 4 Monitoring of Maca....299

A4.1 Données GPS et sismiques disponibles....299
A4.2 PSD MAC3....300
A4.3 Dv/v pour différentes bandes de fréquences....300

Chapitre 1 Le déclenchement des mouvements de terrain

Table des matières

1.1 Définition et Classification des mouvements de terrain 17
1.2 Les matériaux poro-élastiques 20
1.2.1 Matériaux poro-élastiques drainés et non drainés 21
1.2.2 Contrainte effective 23
1.3 Equilibre d'une pente 25
1.4 Facteurs d'instabilité principaux (forçages) 27
1.4.1 Augmentation de la contrainte de cisaillement 27
1.4.2 Diminution de la résistance au cisaillement 28
1.5 Mécanismes de déstabilisation des pentes liés aux séismes 32
1.5.1 Mécanismes principaux 32
1.5.2 Mécanismes combinés 34
1.5.3 Effets de site 39
1.5.4 Magnitude 4 comme limite de déclenchement ? 41
1.6 Problématique de la thèse 43

1.1 Définition et Classification des mouvements de terrain

Les mouvements de terrain sont définis de manière générale, comme le « mouvement d'une masse de roches, de sols ou de débris à l'aval d'une pente » (Cruden, 1991). La réglementation française, par le biais des Plans de Prévention des Risques Naturels (PPRN) les définit comme des « phénomènes naturels d'origines très diverses, résultants de la déformation, de la rupture et du déplacement du sol en masse ou à l'état divisé » (M.E.T.L and M.A.T.E, 1999).

De par leurs grandes diversités (taille, morphologie, type de géologies affectées, vitesse), des propositions de classifications ont été faites. La classification la plus utilisée actuellement est celle de Cruden et Varnes (1996), que le British Geological Survey (BGS) a synthétisé pour simplifier son utilisation (Figure 1-1). Cette classification utilise comme critère les principaux types de matériaux mobilisés (roches, débris et sols) ainsi que les

différents types de mouvements, c'est-à-dire chute, basculement, glissement et écoulement. Plus récemment, Hungr et al. (2014) ont proposé une mise à jour de la classification

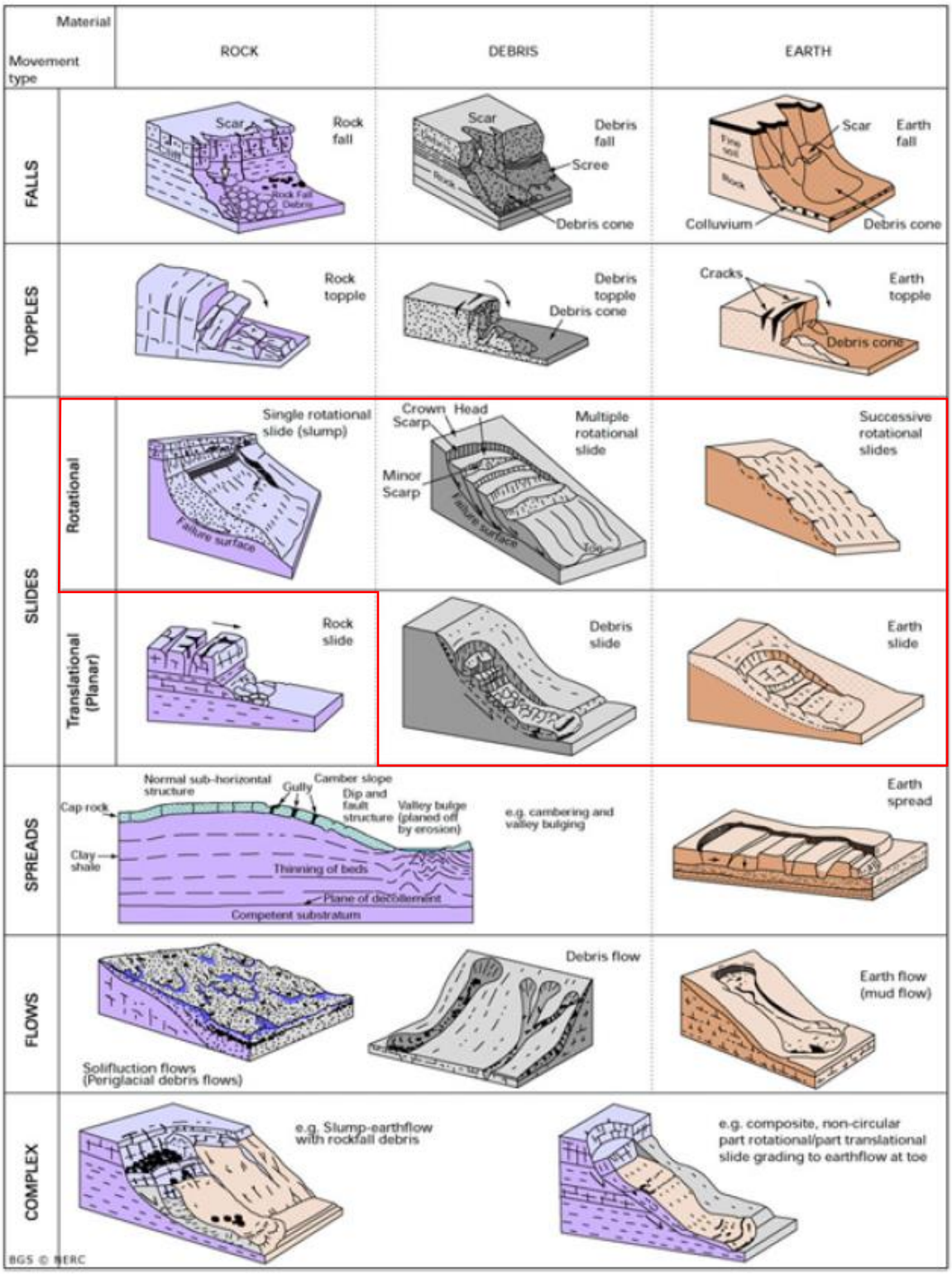


Figure 1-1 Classification des mouvements de terrain du British Geological Survey (D.M. Cruden and Varnes 1996). Les classes de glissements qui nous intéressent tout particulièrement sont encadrées en rouge.

de Cruden et Varnes (1996) pour prendre en compte les dernières avancées dans le domaine des mouvements de terrain et adapter les termes techniques utilisés pour différents utilisateurs (géologues, géotechniciens, etc.).

Les mouvements de terrain peuvent aussi être caractérisés par leurs vitesses qui donnent une information importante sur la force destructrice de l'objet. Cruden et Varnes (1996) proposent de classer les mouvements de terrain entre extrêmement lents (<16mm/an) et extrêmement rapides (>5m/s) selon leurs vitesses moyennes (Table 1-1). Il est important de noter que les glissements de terrain lents peuvent passer de lents à rapides en quelques secondes. Cela a été le cas du glissement de pont Bourquin par exemple (Mainsant et al., 2012b) ou encore du glissement de Vajont à la suite de la construction d'un barrage en 1963, qui a causé la mort de plus de 2000 personnes (Genevois and Tecca, 2013). Ce sont donc des objets qu'il est important d'étudier et de détecter, car pouvant générer des catastrophes naturelles. De plus l'étude de ces mouvements de terrain lents est particulièrement intéressante : il est en effet possible de les instrumenter pour étudier les différents processus et forçages auxquels ils sont soumis et ainsi mieux comprendre les processus influençant les mouvements de terrain en général.

Finalement d'autres sortes de classifications existent au sein même d'une catégorie de mouvements de terrain afin de mieux les décrire. L'on retrouve ainsi des classifications spécifiques aux glissements de terrain argileux (Skempton and Hutchinson, 1969), aux écoulements (Hungr et al., 2001) ainsi que spécifiques aux éboulements rocheux (Hantz et al., 2003).

Table 1-1 Classification des mouvements de terrain selon leurs vitesses (Cruden and Varnes, 1996). Les classes de glissements qui nous intéressent tout particulièrement sont encadrées en rouge.

Description	Vitesse
Extrêmement lent	<16mm/an
Très lent	<1.6m/an
Lent	<13 m/mois
Modéré	<1.8 m/h
Rapide	<3 m/min
Très rapide	<5m/s
Extrêmement rapide	>5m/s

Dans ce manuscrit, nous nous intéresserons tout particulièrement aux glissements de terrain, terme que l'on utilisera principalement pour des mouvements de terrain de type

glissement, qui peuvent parfois se transformer en mouvement de type coulé. Nous nous intéresserons tout particulièrement aux glissements de terrain lents à extrêmement lents pour des raisons qui seront développées par la suite.

1.2 Les matériaux poro-élastiques

Les glissements de terrain sont constitués de matériaux poro-élastiques, que l'on peut définir comme un « matériau solide à géométrie fine, encore appelée matrice, renfermant des pores ou des cavités de petite taille et pouvant contenir un ou plusieurs fluides (liquide ou gaz) »[1]. L'étude de ces matériaux est donc importante pour comprendre les lois mécaniques qui régissent les glissements de terrain. La porosité d'un matériau poro-élastique, noté Φ, correspond à la fraction de pores dans un volume donné.

Les matériaux poreux sont présents dans la nature sous différentes formes. Les humains et les plantes par exemple en sont constitués (os, chair, cellules, etc.). Dans ce chapitre, nous nous intéresserons davantage aux matériaux poreux inertes (sol, roche, sable, etc.).

On retrouve principalement deux catégories de matériaux poreux inertes: les matériaux

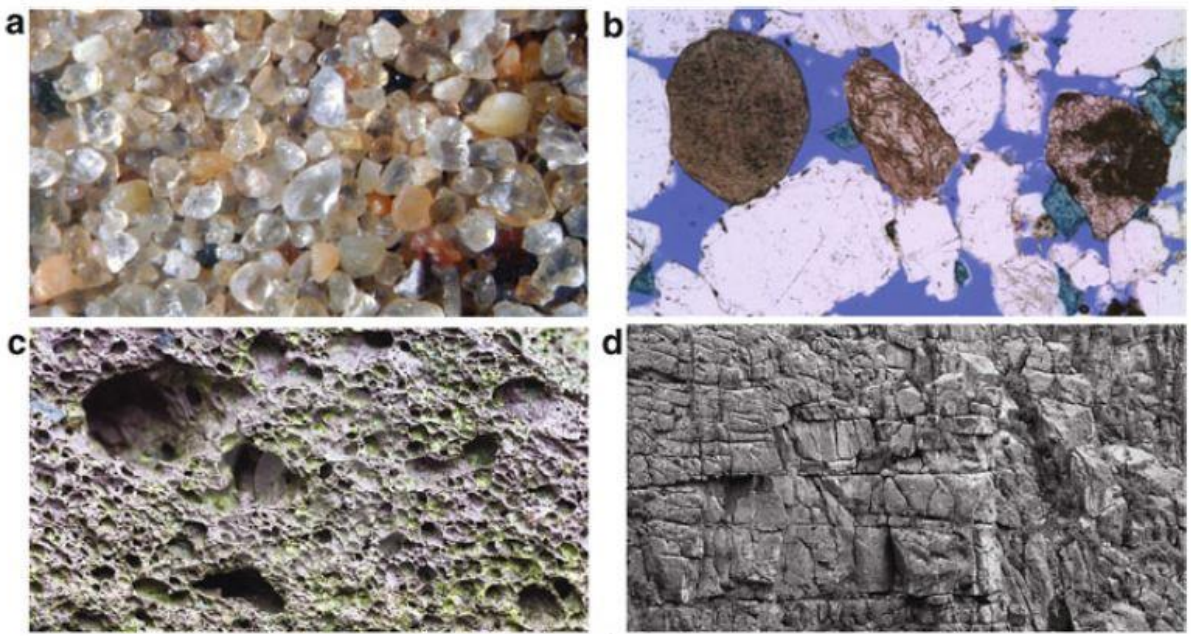


Figure 1-2 différents matériaux poro-élastiques. a) sable. b) grès. c) roche volcanique. d) roche fracturée. D'après Cheng (2016)

granulaires (ex : sable (Figure 1-2 a) et les solides poreux (ex : grès, volcanique rock, roche fracturée, etc. (Figure 1-2 b, c et d)). Les glissements de terrain peuvent être

[1] https://www.techniques-ingenieur.fr/glossaire/materiau-poreux

constitués de matériaux de ces deux catégories. Dans le cas des solides poreux, une matrice solide contenant des pores ou des fractures peut contenir et faire circuler des fluides. Dans l'autre cas, il s'agit de grains, de formes et de tailles irrégulières dont la compaction est aléatoire qui peuvent aussi contenir du fluide en circulation (Cheng, 2016). Les matériaux granulaires ont généralement une porosité plus élevée que les solides poreux et permettent donc une infiltration et une circulation plus rapide des fluides.

1.2.1 Matériaux poro-élastiques drainés et non drainés

La mécanique des matériaux poro-élastiques est différente de la mécanique des matériaux élastiques de par la présence des pores et des fluides qu'ils contiennent. Les glissements de terrain étant constitués de matériaux poro-élastiques qui se déforment, il est important de comprendre comment un tel matériau va réagir à différents types de contraintes et quels sont les paramètres qui vont régir les lois poro-élastiques. Par la suite, nous allons présenter le cas d'un matériau poro-élastique soumis à une force de compression pour étudier l'effet du poids sur la matrice. Pour finir, les contraintes de cisaillements seront aussi prises en compte pour la phase dynamique d'un glissement de terrain.

Plusieurs paramètres mécaniques vont influencer la force de résistance d'un matériau poro-élastique dont les pores sont saturés à une force de compression. Ces paramètres sont la rigidité du solide qui constitue la matrice, la rigidité du fluide et la rigidité des pores. Ce dernier paramètre va dépendre de la distribution des pores dans l'espace, de leurs tailles, de leurs orientations, mais aussi de leurs formes. Par exemple, des pores de forme sphérique seront plus résistants à la compression que des pores en forme de fente (« slit ») (David and Zimmerman, 2011).

Le fluide sous sa forme liquide peut aussi avoir une grande importance sur la compressibilité du milieu, principalement dû au fait que l'eau, fluide principale dans le cas des glissements de terrain, est un fluide incompressible. De plus le fluide peut être piégé dans les pores, modifiant de manière importante la réaction d'un matériau aux forces de compression. Il est donc important d'introduire ici la notion de fluide drainé et non drainé, paramètre important en mécanique des milieux poro-élastiques.

Pour l'expliquer, nous utiliserons l'analogie donnée par Chang H.D. (2016) dans son livre intitulé « Theory and applications of transport in Porous media » .

Imaginons que nous avons un échantillon d'un solide poro-élastique dont les pores sont connectés et saturés par un liquide (Figure 1-3). Ce solide est emballé avec une membrane imperméable, mais flexible et le tout est soumis à une force de compression ΔP. Si l'on

insère un tube à travers la membrane pour mesurer la pression à l'intérieur de l'échantillon, une augmentation de la pression des pores Δp sera alors observée. Cette expérience caractérise le cas "non drainé", car le fluide ne peut sortir de la matrice solide à cause de la membrane.

On peut aussi imaginer un cas où le solide est exposé à la pression atmosphérique ou bien que le tube inséré précédemment dans l'échantillon est laissé ouvert. Dans ces deux cas, le liquide va s'écouler en dehors du solide lorsque la force de compression est exercée, et ce, jusqu'à ce que la pression des pores à l'intérieur de l'échantillon soit la même que la pression atmosphérique. La variation de la pression des pores Δp sera alors égale à zéro. Ce dernier solide est alors considéré comme étant un milieu « drainé ». [2]

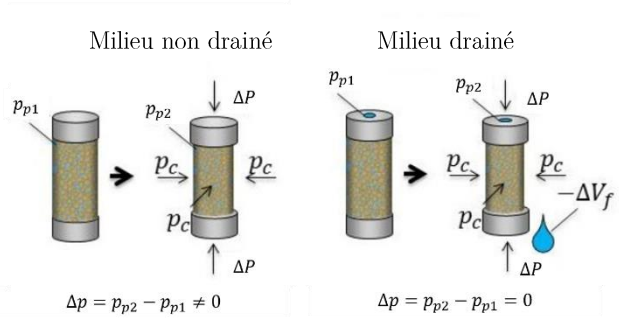


Figure 1-3 schéma de la réaction d'un milieu non drainé (gauche) et drainé (droite) à une force de compression ΔP. Figure modifiée du site internet du GFZ postdam[2]

Dans les deux cas, il est possible de définir une constante du matériau caractérisant sa rigidité appelée le module de compressibilité (« bulk modulus »). Pour le quantifier, on peut mesurer une déformation volumique ΔV générée par une contrainte ΔP.

Dans le cas « drainé », le fluide étant à la même pression que l'atmosphère et pouvant s'écouler, il ne participera pas dans la résistance à la compression. Le module de compressibilité K sera donc équivalent à la rigidité de la matrice solide sans le fluide, comprenant la rigidité du solide (des minéraux composant la matrice) ainsi que la rigidité des pores. Dans le cas non drainé, le fluide ne pouvant s'échapper, le module de compression total dépendra également du module de compression du fluide présent dans les pores. On peut donc distinguer deux modules de compressibilité, selon si le matériau est drainé ou non :

[2] https://www.gfz-potsdam.de/en/section/geoenergy/infrastructure/mechanical-testing-system-mts/

$$K_D = \frac{\Delta P}{\Delta V/V} \Big|_{\text{drainé}} \tag{1-1}$$

Et

$$K_u = \frac{\Delta P}{\Delta V/V} \Big|_{\text{non drainé}} \tag{1-2}$$

K_D et K_u sont les modules de compressibilité d'un milieu drainé et non drainé respectivement.

Cheng (2016) montre que dans le cas d'un matériau poro-élastique idéal, c'est-à-dire isotrope et homogène, le module de compressibilité apparent de la matrice d'un milieu drainé peut s'écrire comme suit :

$$\frac{1}{K_D} = \frac{1}{K_s} + \frac{\phi}{K_p} \tag{1-3}$$

K_s et K_p étant respectivement les modules de compressibilité de la matrice solide et des pores.

Pour un milieu non drainé idéal et avec la particularité que K_s tend vers l'infini, il est possible d'écrire le module de compressibilité non drainé K_u comme suit :

$$K_u = K_D + \frac{K_f}{\phi} \tag{1-4}$$

Avec K_f le module de compressibilité des fluides présents dans les pores.

Il est important d'ajouter une nuance aux conditions dans lesquelles un matériau poro-élastique est considéré comme drainé ou non drainé. Précédemment, nous avons comparé le milieu non drainé à un solide dans lequel les fluides ne peuvent circuler. Ceci n'est cependant pas la seule condition pour avoir un comportement non drainé du milieu étudié. En effet, le fluide ayant une viscosité qui lui est propre, si une contrainte est appliquée de manière instantanée ou très rapide comme le passage d'une onde sismique, il n'aura pas le temps de s'écouler en dehors des pores. On aura donc un comportement non drainé, même si le fluide aurait pu être drainé si la contrainte avait été appliquée plus lentement.

1.2.2 Contrainte effective

Comme mentionné précédemment, dans le cas où un matériau poro-élastique en condition drainé est soumis à une pression de confinement ΔP, toute la charge est supportée par le solide et une déformation volumique ΔV en résultera.

Dans le cas non drainé, les conséquences seront toutes autres. Comme le fluide est bloqué dans les pores, une pression des pores Δp résultera d'une pression de confinement ΔP. La pression des pores agira dans le sens opposé à la pression de confinement, de sorte que la contrainte effective appliquée à la matrice solide en sera diminuée. Dans le cas où le solide constituant la matrice du matériau a un module de compressibilité infini, ou largement supérieur au module de compressibilité des pores (valable pour les matériaux granulaires), impliquant que seul le volume des pores diminuera, la loi de Terzaghi est valable et l'on a l'égalité suivante :

$$\Delta P' = \Delta P - \Delta p \tag{1-5}$$

ΔP' étant la contrainte effective de Terzaghi.

Cependant pour les solides poreux avec une faible porosité, K_p sera similaire à K_s et la loi de Terzaghi n'est plus valable. La partie solide du matériau perdra aussi du volume, et non plus seulement les pores comme dans le cas précédent. Une autre loi a été proposée par Biot (1957) dans le cas d'un matériau poro-élastique idéal, c'est-à-dire homogène et isotrope :

$$\Delta P'' = \Delta P - \alpha \Delta p \tag{1-6}$$

Avec ΔP'' la contrainte effective de Biot et α le coefficient de la contrainte effective de Biot définit comme suit :

$$\alpha = 1 - \frac{K_D}{K_s} \tag{1-7}$$

On peut noter que si $K_s \to \infty$ alors $\alpha = 1$ et l'on retrouve la contrainte effective de Terzaghi.

Lorsque l'on étudie la rupture d'un matériau poro-élastique et non plus sa simple déformation, le seuil limite de contrainte avant rupture est associé à la contrainte effective de Terzaghi et non celle de Biot. Cela s'explique par le fait que pour ces matériaux, la structure des pores est toujours plus faible que le solide qui constitue la matrice. Ainsi, on va avoir un effondrement des pores avant de générer une rupture du solide. Le seuil de rupture ne dépend donc pas du module de compression du solide, mais de celui des pores et du fluide (Cheng, 2016; Dropek et al., 1978; Handin et al., 1963).

Maintenant que nous avons vu quelques points importants sur les propriétés mécaniques des matériaux poro-élastiques, nous allons parler de l'équilibre d'une pente, des différents forçages qui peuvent les déstabiliser et des mécanismes impliqués.

1.3 Equilibre d'une pente

Les forces soumises à une pente peuvent être divisées en deux catégories (1) les forces de résistance, qui résistent au mouvement et (2) les forces motrices, qui vont favoriser le mouvement de la pente. La force motrice principale déstabilisant une pente est la gravité.

Lorsque les forces motrices appliquées à une pente surpassent les forces de résistance, la pente est considérée comme instable et un mouvement (lent ou rapide) est possible.

Cette balance entre forces motrices et forces de résistance s'exprime par un facteur de sécurité (Fs) (Selby, 1993):

$$Fs = \frac{forces\ resistantes}{forces\ motrices} \tag{1-8}$$

Lorsque Fs ≤ 1, la pente est instable. Si Fs > à 1, la pente est considérée stable. Il est important de noter que, si Fs est supérieur à 1, mais très proche de 1, la pente est considérée proche de la rupture et la moindre augmentation des forces motrices ou diminution des forces de résistance peut déclencher un mouvement du sol. (Naaim-Bouvet and Richard, 2015)

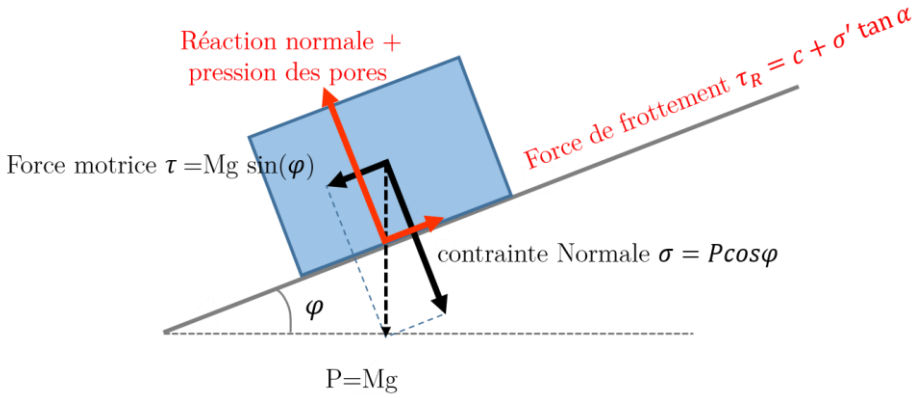


Figure 1-4 Forces soumises à un bloc sur une pente, modifié d'après Naaim-Bouvet & Richard (2015)

Lorsque la longueur de la pente instable est largement supérieure à sa profondeur, les forces qui s'exercent à la tête et au pied du glissement de terrain peuvent être négligées. Nous pouvons alors utiliser l'analyse en pente infinie pour étudier la stabilité d'un glissement de terrain avec des équations simplifiées (Cornforth, 2005). J'utiliserai cette approche pour mettre en avant les paramètres mécaniques importants dans la stabilité des pentes.

L'analyse en pente infinie consiste à étudier les forces appliquées à un bloc reposant sur une pente d'angle φ. Les forces agissant sur le bloc sont les suivantes (voir Figure 1-4):

La force de cisaillement (τ), due à la composante parallèle à la pente du poids (P) de la masse instable, est égale à :

$$\tau = P\ sin\varphi \tag{1-9}$$

La force de résistance (τ_R) représente la capacité du sol à résister au cisaillement. Cette force est exprimée par la loi de Mohr-Coulomb :

$$\tau_R = c + \sigma'\ tan\ \alpha \tag{1-10}$$

τ_R est fonction de la cohésion du matériel (c), la contrainte normale effective (σ') et de l'angle de friction interne (α). La contrainte normale effective (σ') équivaut à la contrainte normale (σ), résultant de la composante perpendiculaire à la pente du poids à laquelle on soustrait la pression des pores (u) qui dépend de la hauteur de la nappe phréatique :

$$\sigma' = \sigma - u \tag{1-11}$$

La cohésion, c, utilisée dans l'équation de Mohr-Coulomb correspond aux liens qui existent entre les grains qui résultent de la force de capillarité, de liens électrostatiques et de la cémentation des grains (Selby 1993). L'angle de friction interne, lui, correspond à l'angle d'équilibre naturel d'un tas de grains. Cette valeur exprime la capacité des grains à passer l'un par-dessus l'autre ainsi que de leurs orientations, de leurs formes et de leurs tailles (Selby 1993).

Basé sur les équations établies précédemment, nous pouvons écrire le critère de sécurité FS comme suit (Lu and Godt, 2008) :

$$Fs = \frac{c+(\rho_s g z\ cos^2\varphi - u)\ tan\ \alpha}{\rho_s g z\ sin\ \varphi\ cos\ \varphi} \tag{1-12}$$

Il est évident que ce critère de sécurité est seulement conceptuel. Ce dernier aurait été différent si nous avions choisi une autre géométrie (cf. un modèle de glissement rotationnel (Chen and Morgenstern, 1983; Spencer, 1967)). Cependant, le but recherché, ici, est de décrire les forces impliquées de la manière la plus simple possible dans la stabilité d'une pente et de pouvoir décrire par la suite comment les différents forçages impactent ce facteur de stabilité.

1.4 Facteurs d'instabilité principaux (forçages)

Les quatre principaux forçages des glissements de terrain sont le forçage climatique (gel/dégel, précipitations, etc.), les séismes, les rivières et l'activité humaine. Ces forçages peuvent altérer la stabilité d'une pente en modifiant les propriétés mécaniques du matériau poro-élastique, l'angle de la pente, le poids, la pression des pores, la cohésion du sol, etc. Ils peuvent donc modifier l'un ou l'autre des paramètres de l'équation (1-12).

Dans cette partie, nous allons développer plus particulièrement quelques mécanismes qui influencent la stabilité d'une pente en modifiant les contraintes appliquées à cette pente et voir que certains mécanismes sont seulement possibles avec une combinaison de plusieurs forçages, notamment la combinaison pluie/séismes.

1.4.1 Augmentation de la contrainte de cisaillement

Nous allons tout d'abord présenter les mécanismes qui peuvent augmenter la contrainte de cisaillement, c'est-à-dire augmenter les forces motrices dans le facteur de sécurité.

➔ **Augmentation de la pente**

Comme on peut le voir sur le schéma de la Figure 1-5, plus la pente est inclinée, plus la composante du poids parallèle à la pente, noté S, sera importante et donc plus la force motrice sera importante. Cela aura aussi pour conséquence de diminuer la contrainte normale N, force qui résiste au cisaillement. (Valentin, 2018)

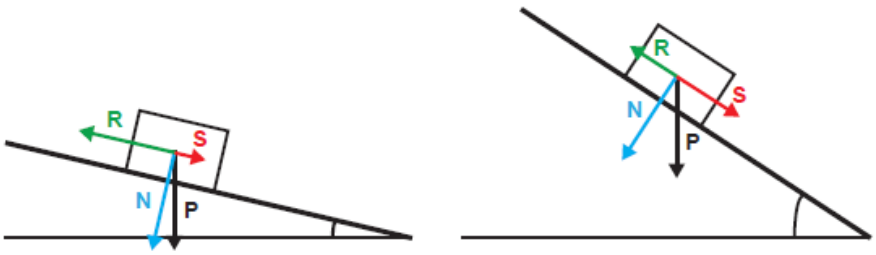


Figure 1-5 Variation des forces soumises à un bloc lorsque le pendage d'une pente évolue. (modifié d'après Valentin (2018))

L'augmentation de l'angle d'une pente peut être d'origine anthropique, par exemple lorsqu'une pente est coupée ou modifiée dans le but d'y faire passer une route ou pour augmenter la surface habitable d'un terrain (Smyth and Royle, 2000). L'origine peut aussi être naturelle comme lors de l'érosion du sol par les rivières (Eshraghian et al., 2007) ou bien la création d'un dôme volcanique (Waythomas, 2012). Finalement, un changement de l'angle d'une pente peut aussi être lié à l'activité sismique d'une région (Larsen et al., 2010).

➔ **Augmentation du poids**

Lorsque le poids appliqué sur une masse instable est modifié, cela va, comme indiqué dans l'équation (1-12), modifier le facteur de sécurité. Plusieurs facteurs tant naturels qu'anthropiques peuvent modifier la contrainte normale appliquée à une masse instable.

Une des origines peut être un apport de matériel provenant de l'amont d'un glissement de terrain (Booth et al., 2018; Hutchinson and Bhandari, 1971; Lacroix et al., 2019). En plus d'augmenter la contrainte de cisaillement, un changement rapide de poids peut entrainer un chargement statique non drainé (Comegna et al., 2007; Hutchinson and Bhandari, 1971; Picarelli et al., 2005), qui aura pour conséquence une diminution de la contrainte effective rapide (Hutchinson and Bhandari, 1971).

Quand il y a de forts changements de perméabilité entre deux couches à l'intérieur même d'une pente, l'eau peut, dans certains cas, s'accumuler dans la partie supérieure de la pente. On aura alors une augmentation du poids de la pente qui, lorsqu'il atteint un certain seuil, peut déstabiliser cette dernière (Basile et al., 2003; Chigira and Yokoyama, 2005).

Finalement la croissance des arbres peut aussi déstabiliser une pente si ces derniers sont assez grands et larges, et placés en haut d'une pente potentiellement instable (Greenway, 1987).

1.4.2 Diminution de la résistance au cisaillement

Une autre manière de déstabiliser une pente est de diminuer les forces de résistance au cisaillement (voir équation (1-8)). Nous allons donc par la suite exposer différents mécanismes qui peuvent influencer la résistance au cisaillement d'un matériau poro-élastique.

➔ **Diminution de la contrainte normale effective**

Lorsqu'un matériau poro-élastique n'est pas complètement saturé, l'eau présente dans les pores aura un effet de succion sur la matrice solide dû à la capillarité et aux forces physico-chimiques entre les particules (Lu and Godt, 2008). Cet effet de succion est stabilisant pour les pentes, car il augmente la cohésion du sol et donc la résistance au cisaillement. Cette succion dans les matériaux argileux peut être si forte qu'elle peut générer des fissures (Bronswijk, 1991). Le fait de supprimer l'effet de succion en remplis-

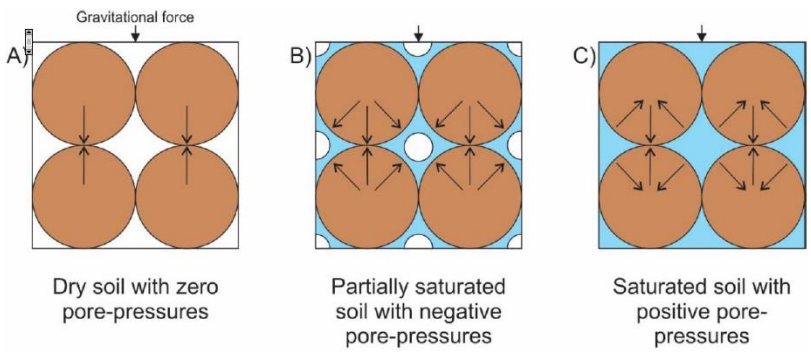


Figure 1-6 Pression des pores dans le sol en fonction de la saturation, figure d'après Selby (1993)

sant les pores avec de l'eau, sans même pour autant générer une pression positive, peut suffire à déclencher des glissements de terrain peu profonds (Lu and Godt, 2008).

Une fois les pores saturés en eau, la pression des pores deviendra positive. L'augmentation de la pression dépendra de la condition du système, c'est-à-dire s'il est en condition drainée ou non drainée (voir 1.2.1). Dans des conditions drainées, les fluides peuvent circuler. La pression des pores à une profondeur donnée dépendra alors seulement du poids de la colonne d'eau située au-dessus. Si le système est en condition non drainée, les fluides sont alors bloqués dans les pores. L'eau présente dans les pores à une profondeur donnée portera en plus du poids de la colonne d'eau, une partie du poids de la matrice solide (Bruce and Bowers, 2002). Si positive, la pression des pores exerce une contrainte isotrope et diminue la contrainte normale effective ainsi que la cohésion du sol (Figure 1-6 C). La conséquence directe sera la diminution de la résistance au cisaillement (équations (1-10) et (1-11) (Iverson et al., 1997; Lu and Godt, 2008).

Un point important à noter est que lorsque le sol est proche de la saturation, un ajout d'une faible quantité d'eau peut résulter en une forte augmentation de la nappe phréatique (Gillham, 1984). Cela implique que plus le sol est humide, plus la réponse de la nappe phréatique aux précipitations sera rapide (Haneberg, 1991). Un glissement de terrain peut donc se déplacer à cause de faibles précipitations pendant une année plutôt sèche à partir du moment où les années précédentes étaient pluvieuses et qu'il reste une

quantité d'eau importante dans le sol (Haneberg, 1991; Iverson and Major, 1987). L'augmentation de la pression des pores est un des mécanismes les plus courants pour le déclenchement ou la réactivation des glissements de terrain profonds, qu'ils soient lents ou rapides (Iverson, 2000; Zêzere et al., 2005). Afin de créer une pression des pores suffisamment élevée pour permettre le déplacement d'un glissement de terrain profond, une certaine quantité d'eau est nécessaire. Une notion de seuil de pluie cumulée sur plusieurs jours voire mois avant le jour étudié peut ainsi être utilisée comme un potentiel indicateur sur la réactivation des mouvements du sol (Van Asch et al., 1999; Zerathe et al., 2016). Par exemple, Gabet et al. (2004) montrent que, dans la région d'Annapurna, au Népal, il existe deux seuils de pluie qui doivent être dépassés pour que des mouvements de terrain soient déclenchés : un seuil de pluie saisonnier (860 mm dans leurs cas) et un seuil de pluie journalier (11 mm de pluie cumulée) (Figure 1-7).

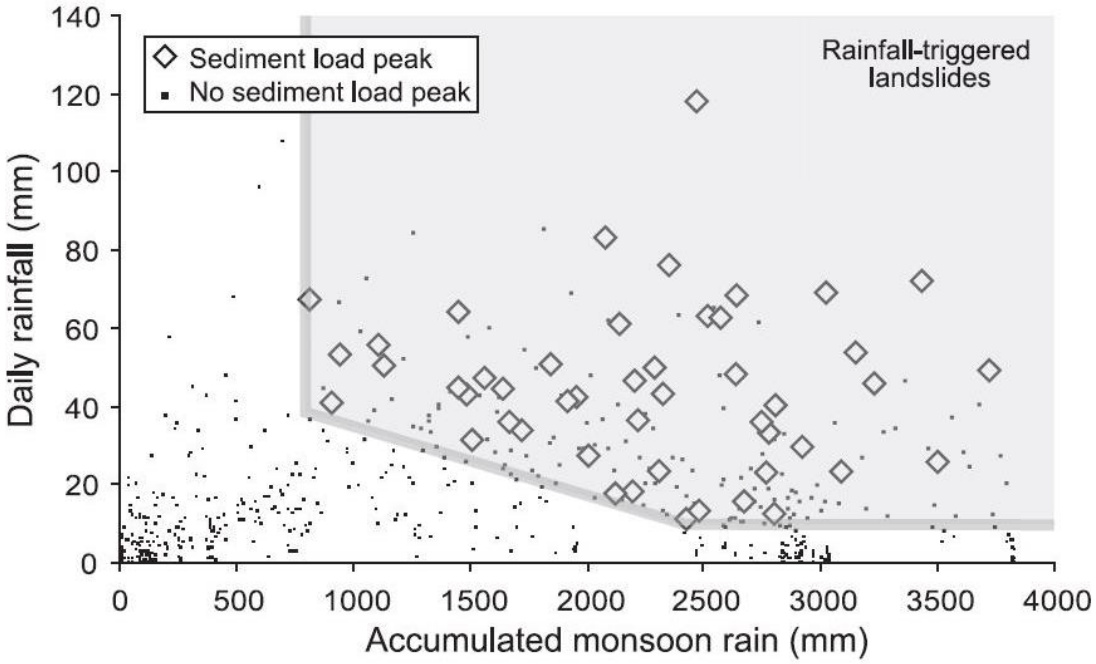


Figure 1-7 Seuil de pluie nécessaire pour générer des piques de sédiments dans la rivière Khola au Népal. L'aire grisée représente les valeurs de pluie qui peuvent potentiellement déclencher des mouvements de terrain, indiqués, eux, par les diamants. D'après Gabet et al. (2004)

➔ Diminution de la cohésion du sol

Finalement un autre moyen de diminuer la résistance au cisaillement est non pas de diminuer la contrainte normale effective appliquée au glissement de terrain, mais de diminuer la cohésion du sol (cf. équation (1-10)). La diminution de la cohésion peut être générée par plusieurs facteurs. Le chargement cyclique lié à un séisme (Scheingross et al., 2013) ainsi que des changements de contraintes liées à la topographie basale (Krzeminska

et al., 2013) peuvent tous deux fracturer le sol et diminuer la cohésion. De plus la diminution de la végétation, en coupant des arbres ou après un feu de forêt peut aussi diminuer la cohésion du sol (Greenway, 1987; Schmidt et al., 2001). Pour finir, l'augmentation de la pression des pores et la diminution de l'effet de succion comme mentionnée précédemment peuvent aussi influencer la cohésion du sol et ainsi diminuer la résistance au cisaillement (Lu and Godt, 2008).

➔ **Fluidification des argiles**

De nombreux glissements de terrain argileux peuvent passer de mouvements lents à très rapides de manière brusque et souvent inattendue (Iverson et al., 2015; Mainsant et al., 2012). Ces évènements sont très généralement catastrophiques et dévastateurs et sont souvent dus à la fluidification des argiles. D'un point de vue mécanique, deux écoles existent pour expliquer ce phénomène, selon la classe de matériaux que l'on considère, c'est-à-dire un matériau caractérisé par les lois frictionnelles (loi de Mohr-Coulonb) ou non frictionnelles (loi viscoplastique). Pour ce qui est de la première catégorie, la fluidification des argiles est expliquée par une augmentation de la pression des pores, telle que la contrainte normale effective devient nulle (Picarelli et al., 2004). Dans ce cas, des lois élastoplastiques sont utilisées pour caractériser la phase de pré fluidification. Une fois en mouvement, le matériau est considéré comme un fluide et des lois viscoplastiques sont utilisées pour le décrire.

Si l'on considère cette fois un matériau caractérisé par des lois non frictionnelles, la résistance du sol au cisaillement n'est plus dépendante de la contrainte normale effective, mais d'un seuil de contrainte critique τ_c(« yield stress » en anglais) appliqué au matériau. La fluidification du sol aura lieu lorsque la contrainte appliquée dépassera ce seuil τ_c (Carrière et al., 2018; Mainsant et al., 2012) comme montré par les tests de fluages

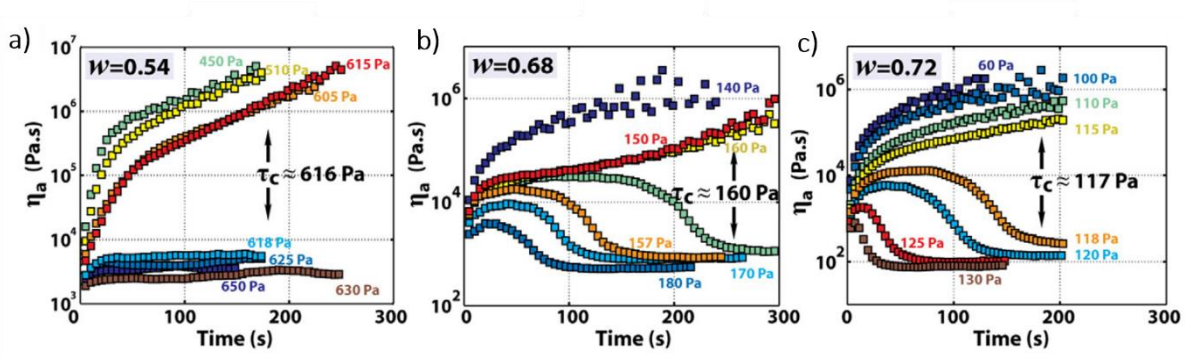


Figure 1-8 Variations de la viscosité apparente pendant des tests de fluage en laboratoire pour différents niveaux de contrainte de cisaillement appliqué et des contenus en eau différents a), b) et c). D'après Mainsant et al. (2015)

d'argile en laboratoire (Mainsant et al., 2015) (Figure 1-8). Les matériaux riches en argile sont considérés comme non frictionnels et leurs fluidifications peuvent donc très bien être expliquées par des lois viscoplastiques. La contrainte critique τ_c variant avec la quantité d'eau dans le sol (Figure 1-8), il n'est pas forcément nécessaire d'augmenter les contraintes de cisaillement pour fluidifier un matériau argileux (Mainsant et al., 2015). De fortes précipitations peuvent très bien diminuer la contrainte critique de sorte que les contraintes de cisaillement déjà appliquées soient suffisantes à la fluidification de la pente.

À la vue de tous ces mécanismes influençant la stabilité d'une pente, il devient compréhensible que les fortes précipitations soient un des forçages majeurs des glissements de terrain. En effet la pluie peut faire varier le poids de la pente, diminuer la contrainte normale effective en augmentant la pression des pores et diminuer la cohésion du sol. Une fois déversée dans les rivières ou dans la mer et les océans, l'eau peut éroder une pente et changer son inclinaison et donc sa stabilité.

Un autre forçage majeur pour les mouvements de terrain est la sismicité. Ceux-ci influencent aussi la stabilité des pentes de bien des manières, que nous allons développer maintenant (Hack et al., 2007; Wright and Rathje, 2003).

1.5 Mécanismes de déstabilisation des pentes liés aux séismes

1.5.1 Mécanismes principaux

➔ Chargement sismique

Lors d'un séisme, une force supplémentaire due au passage des ondes sismiques doit être ajoutée au facteur de sécurité d'une pente. La manière la plus simple de prendre cet effet en compte a été proposée par Terzaghi (1951) et est appelée la méthode pseudo-statique. Cette méthode consiste à simplement considérer l'accélération générée par les ondes sismiques comme une force statique agissant sur une pente. L'accélération requise pour faire diminuer FS jusqu'à 1 est appelé la contrainte seuil (« yield stress » en anglais). Si l'accélération générée par un séisme donné est supérieure à cette contrainte seuil, la pente sera instable pendant le séisme. Le problème de cette méthode est qu'elle est bien trop simpliste pour prendre en compte tous les effets d'un séisme.

Pour pallier ce problème, la méthode de Newmark (1965), initialement développée pour les digues et les barrages afin de calculer le déplacement généré par les secousses d'un séisme, a été utilisée sur les pentes pour calculer le facteur de sécurité dynamique. Cette méthode consiste à résoudre l'équation de pseudo-statique de Terzaghi (1951) pour un

temps donné et un seuil critique connu. Le déplacement final sur une surface de glissement est estimé en intégrant l'accélération sur les périodes de temps où l'accélération sismique est supérieure à ce seuil critique. Si le déplacement dépasse un certain seuil, souvent considéré autour de quelques centimètres, mais variant selon les études, la pente est considérée comme instable (Jibson, 2011). Cette méthode a déjà été appliquée avec succès sur des glissements de terrain (Pradel et al., 2005; Wilson and Keefer, 1983). Cependant, le seuil pour déterminer si une pente restera stable ou non pendant un séisme en fonction du déplacement modélisé par la méthode est encore débattu (Jibson, 2011; Petley et al., 2006). Il peut en effet dépendre de plusieurs paramètres et notamment du type de sol étudié (Blake et al., 2002).

Par ailleurs, les mesures de mouvements du sol sur des glissements de terrain pendant les séismes sont très rares. Ainsi, cette méthode est appliquée sur des modèles sans aucune validation.

➔ Endommagement du sol

Les secousses peuvent endommager le matériau d'une pente, en générant des fractures et/ou des fissures, à l'échelle micro et macroscopique (Clarke and Burbank, 2010; Moore et al., 2011) ainsi qu'en abimant les racines des arbres qui ont un effet stabilisant sur une pente (Meisling and Sieh, 1980). Cet endommagement génère une chute de la rigidité du sol, et ce sur plusieurs jours, mois, voire plusieurs années, selon l'accélération et la durée des secousses générées par le séisme (Gassenmeier et al. 2016). Le sol récupérera de cet endommagement (« healing ») au fur et à mesure après l'évènement sismique

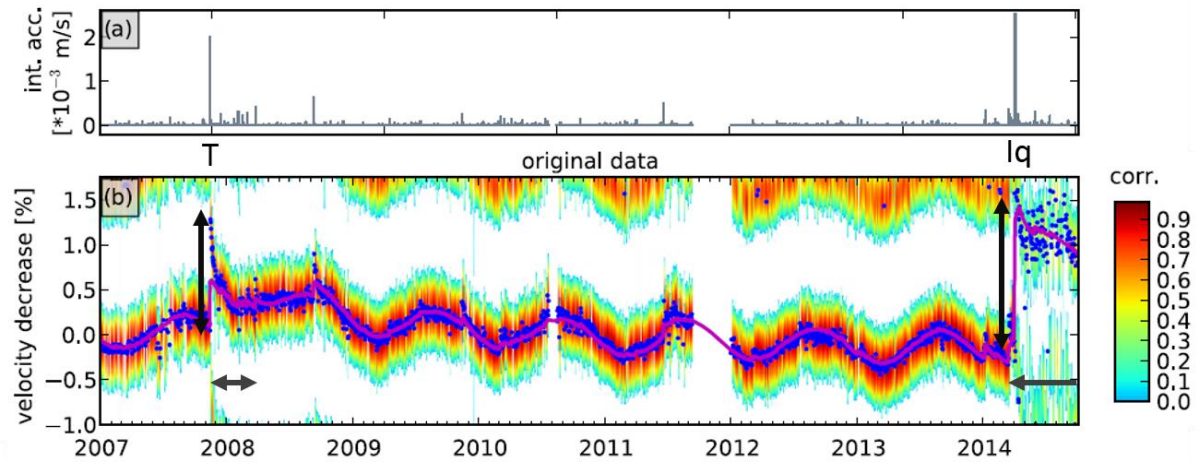


Figure 1-9 Variations de vitesse observées à la station PATCX dans la bande de fréquence 4-6 Hz dans la région du nord du Chili. (a) accélération du sol intégré sur un jour. (b) Modèle (ligne violette) de l'effet des séismes (a), superposé au dv/v. Les points bleus représentent le dv/v avec le plus grand coefficient de corrélation. Le séisme de Tocopilla (Mw 7.7) et d'Iquique (Mw 8.1) sont indiqués par les lettres T et Iq respectivement. La source de ces deux séismes a été localisée entre 100 et 120 km de la station sismique. Figure modifiée d'après Gassenmeier et al. (2016).

(Gassenmeier et al., 2016; Richter et al., 2014; TenCate, 2011). Cet endommagement peut être mesuré grâce à la méthode de corrélation de bruit de fond sismique, permettant de mesurer la variation de la vitesse des ondes dans le sol en fonction du temps, vitesses qui dépendent notamment de la rigidité du sol. Cette méthode est présentée plus amplement dans le chapitre 5.

Les effets de deux grands séismes sur la vitesse des ondes sismiques dans le sol, et donc de l'endommagement de ce dernier sont présentés dans la Figure 1-9. Il s'agit du séisme de Tocopilla (Mw 7.7) et d'Iquique (Mw 8.1), ayant eu lieu en 2008 et 2014 respectivement. L'endommagement lié aux séismes (flèches verticales de la Figure 1-9) ainsi que la période de « healing » (flèches horizontales de la Figure 1-9) sont clairement visibles pour le séisme de Tocopilla (T) et d'Iquique (Iq).

Il est à noter que cet endommagement du sol par un séisme n'a jamais été mesuré directement au sein d'un mouvement de terrain. D'autre part, une diminution de la rigidité du sol peut entrainer une diminution de la résistance au cisaillement de la pente, rendant cette dernière plus proche de la rupture et plus sensible à d'autres forçages, et en particulier la pluie, pendant toute la période où la rigidité du sol est plus faible. Nous en parlerons plus particulièrement au chapitre 5.

Il a donc été montré que l'on peut avoir une combinaison du chargement sismique et de l'endommagement du sol, qui peuvent, de manière conjointe, déstabiliser une pente de manière co-sismique.

1.5.2 Mécanismes combinés

Nous arrivons maintenant à une notion importante pour cette thèse qui est la notion d'effet combiné des forçages sismiques et pluviométriques sur les mouvements de terrain.

L'observation d'une variation du niveau des nappes phréatiques à de nombreuses reprises à la suite de séismes, et ce partout dans le monde, a montré la possibilité d'effet combiné entre l'eau présente dans le sol et les séismes (Wang and Chia, 2008; Weaver et al., 2019). Cela reflète le fort impact des séismes sur les matériaux poro-élastiques et sur les fluides qu'ils contiennent. Cette observation a questionné les scientifiques quant au mécanisme impliqué (Wang and Chia, 2008). Comme mentionné précédemment, la pression des pores ayant un rôle important dans la stabilité des pentes, il est important de comprendre l'impact combiné qu'il peut y avoir entre un séisme et les fluides présents dans les matériaux poro-élastiques.

➔ **Contrainte poro-élastique statique**

Le premier mécanisme qui a été avancé pour expliquer la variation de la hauteur de l'eau dans les puits des suites d'un séisme est la variation des contraintes statiques en champ proche de la faille, c'est-à-dire jusqu'à une longueur de faille (Quilty and Roeloffs, 1997). Ces contraintes seront positives ou négatives selon le type de rupture (normale, inverse ou cisaillante) et selon où l'on se situe par rapport à la faille. Ce changement des contraintes statiques à la suite d'une rupture va soit engendrer une augmentation de la pression des pores (s'il y a une compression du matériau poro-élastique) ou une diminution de la pression des pores s'il y a extension du matériau (Quilty and Roeloffs, 1997). Des variations de hauteurs de nappes en champ lointain (5 à 10 longueurs de faille) ont également été observées et souvent avec des amplitudes bien plus élevées que ce que pouvait prévoir un modèle de variation des contraintes statiques (Bower and Heaton, 1978). D'autres mécanismes ont donc été proposés pour expliquer ce phénomène.

➔ Augmentation de la perméabilité

L'augmentation de la perméabilité est un des mécanismes qui a été proposé pour expliquer les variations des hauteurs de nappes à plus grandes distances de la faille (Brodsky et al., 2003). Le principe est que le passage d'une onde sismique peut augmenter la perméabilité du matériau poro-élastique en créant des micros/macros fractures qui en retour peuvent générer une augmentation ou une diminution de la pression des pores par migration des fluides (Wang and Chia, 2008). Ce phénomène a été observé dans le cas de plusieurs glissements de terrain en Nouvelle-Zélande (O'Brien et al., 2016), où une diminution de la pression des pores a été observée dans certaines zones des glissements de terrain. Cependant, pour certains de ces glissements de terrain, une augmentation de la pression des pores a aussi été observée dans des zones peu perméables de la pente, où toute l'eau libérée en amont par l'augmentation de la perméabilité venait à s'accumuler.

➔ Consolidation et dilatation du sol

Lorsqu'une onde sismique voyage dans le sol, cette dernière va soumettre les particules du sol à une accélération sismique, à l'origine des secousses que l'on peut ressentir à la surface. Lorsque le sol est soumis à un chargement cyclique en dessous d'un certain seuil d'accélération, sc, les particules vont se réorganiser de sorte que l'espace entre les grains va diminuer (Wang and Chia, 2008). Comme mentionné dans la section 1.2.1, lorsque les changements volumiques se font de manière rapide, le matériau est considéré comme non drainé et le fluide présent dans les pores n'a pas le temps de s'écouler. Par conséquent, une diminution rapide de la porosité du sol va engendrer une augmentation de la pression

des pores. Le phénomène est appelé « consolidation non drainée » (Wang and Chia, 2008).

Cependant, si les secousses dépassent le seuil *sc*, les grains qui constituent la matrice solide vont être délogés de leurs positions initiales et générer de l'espace entre eux, causant ainsi une diminution de la pression des pores. Ce phénomène est appelé « dilatation non drainée » (Wang and Chia, 2008).

Il devient clair en regardant les différents mécanismes générés par un séisme que la pression des pores dans un glissement de terrain peut être impactée de manière diamétralement opposée. Cela dépendra notamment de la magnitude du séisme, de l'accélération générée par le séisme et de la durée des secousses (Gassenmeier et al., 2016). L'effet de ces mécanismes peut aussi avoir lieu sur différentes échelles de temps. Par exemple O'Brien et al. (2016) observent bien des réactions opposées (augmentation et diminution de la pression des pores) en plusieurs points d'un même glissement de terrain, et ce avec un délai de plusieurs semaines entre le séisme et le pic maximal de variations observées (Figure 1-10). Ils expliquent les variations de pression des pores par un changement de la perméabilité du sol, qui va par endroit drainer les fluides présents et à d'autres endroits stocker davantage de fluides.

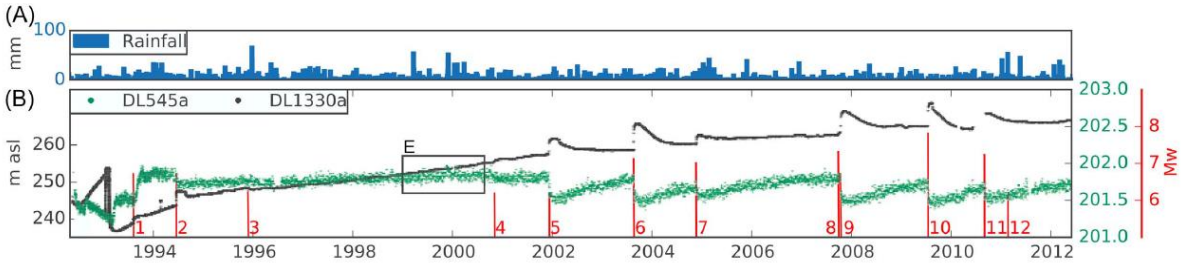


Figure 1-10 exemples de la réponse hydrologique du glissement de Nine Mile en Nouvelle-Zélande. (A) Précipitation enregistrée proche du glissement (B) niveau de la nappe phréatique (piézomètre) à deux endroits du glissement. Les barres verticales représentent 12 séismes qui ont eu lieu entre 1994 et 2012 à des distances variant entre 131 et 627 km du glissement de terrain. La hauteur des barres représente la magnitude du séisme. Modifié d'après O,Brien et al. (2016)

Wang et Chia (2008) ont trouvé qu'en champ proche de la faille, les mécanismes impactant le plus la pression des pores étaient la consolidation et la dilatation non drainée alors qu'en champ moyen et lointain, l'augmentation de la perméabilité par les contraintes dynamiques était à l'origine des variations positives ou négatives de la pression des pores.

➔ **Chargement non drainé**

Lorsque la surface de cisaillement d'un glissement de terrain est située dans la nappe phréatique, quelques centimètres de déplacement générés par des forces inertielles, par exemple, peuvent être suffisants pour déclencher un phénomène appelé « chargement non drainé » (« undrained loading » en anglais) par Sassa (2004). Ces quelques centimètres de déplacement suffisent à écraser les grains au niveau de la surface de glissement, à diminuer la porosité, et à augmenter la pression des pores (voir Figure 1-11). Cela peut générer une liquéfaction très localisée au niveau de la surface de glissement et déclencher un glissement de terrain de manière rapide, pendant ou légèrement après un séisme (Sassa

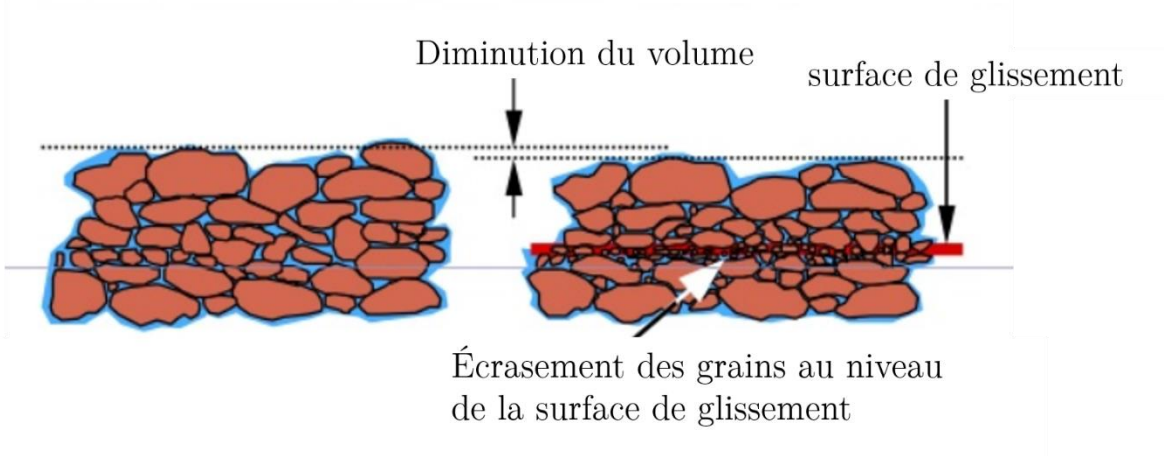


Figure 1-11 schéma représentant un chargement non drainé généré par les secousses d'un séisme au niveau de la zone de cisaillement d'un glissement de terrain. Modifié d'après Sassa et al. (1996)

et al., 2010, 2007, 2004, 1996).

➔ **Endommagement**

De nombreuses études montrent un impact long terme des séismes sur le taux de glissements de terrain allant jusqu'à plusieurs années après un séisme de forte magnitude (Dadson et al., 2004; Hovius et al., 2011; Huang and Li, 2014; Lin et al., 2008b; Saba et al., 2010; Tang et al., 2011b). Les effets d'un séisme sur la pression des pores, comme présentés précédemment peuvent en partie être responsables de ce taux supérieur à la moyenne (Jibson et al., 1994). Les études montrent que l'effet d'un séisme sur la pression des pores est immédiat ou avec un délai pouvant aller jusqu'à seulement quelques semaines après l'évènement (Manga et al., 2012; O'Brien et al., 2016; Wang and Chia, 2008). Une augmentation de la perméabilité a été, par exemple, une des hypothèses avancée pour expliquer un délai de deux et trois jours entre un séisme de magnitude M_s7 en Géorgie et deux glissements de terrain réactivés à 10 et 20 km de distance de l'épicentre (Jibson et al., 1994).

Cependant, même si l'effet global d'un séisme sur la pression des pores peut durer jusqu'à plusieurs mois après l'évènement, le maximum des variations observées, lui, arrive tout au plus un à deux mois après le séisme. Par exemple O'Brien et al. (2016) observent un décalage d'environ 1 mois entre certains séismes et le maximum de variation des nappes sur des glissements de terrain composés de Schistes en Nouvelle-Zélande. Un autre mécanisme doit donc être à l'origine d'un taux de déclenchements supérieur à la moyenne pendant plusieurs années après un séisme.

Marc et al. (2015) font l'hypothèse, basée sur de nombreuses observations de fissures dans le sol des suites de larges séismes (Owen et al., 2008; Petley et al., 2006), que l'endommagement des pentes par la décompaction du sol ainsi que la création et l'extension de fractures sont à l'origine de l'impact long terme des séismes sur le déclenchement des glissements de terrain. Comme mentionné précédemment, cet endommagement du sol diminue le facteur de sécurité des pentes et peut donc, par la suite, faciliter le déclenchement d'un glissement de terrain (Scheingross et al., 2013). Ces nouvelles fractures modifient également la perméabilité du sol, créant des chemins préférentiels pour les précipitations, facilitant l'infiltration de l'eau jusqu'à la surface de glissement (Van Asch et al., 1999). Ce phénomène peut donc faciliter/accélérer l'augmentation de la pression des pores en profondeur (Coe et al., 2003; McSaveney and Griffiths, 1987; Petley et al., 2006; Scheingross et al., 2013). Il a en effet été montré que les fissures et la connectivité entre les fissures sont un paramètre important contrôlant la pression des pores dans le sol et par conséquent influençant grandement la stabilité des pentes (Krzeminska et al., 2013).

Cependant, ces observations ont toutes été faites après de larges séismes (M>7) et sur des glissements de terrain rapides. L'hypothèse de base, c'est-à-dire l'endommagement du sol ayant pour conséquence une augmentation de l'impact de la pluie à la suite d'un séisme, n'a donc pas pu être confirmée ou infirmée par des mesures de terrain in situ.

De plus, dans certains cas, l'effet de déstabilisation des pentes sur le long terme n'est pas observé, et ce malgré la présence de fractures ouvertes en surface à la suite d'un séisme, témoin de l'endommagement du sol. Le séisme du Kashmir, en 2005 (Mw 7,6), en est un parfait exemple. En effet, après ce séisme, Owen et al. (2008) ont observé de larges fractures sur le sol qui pouvaient annoncer de futurs glissements de terrain, ou la réactivation de glissements déjà existants. Sur l'hypothèse de ce fort endommagement du sol, Khattac et al. (2010) puis Khan, Kamp et Owen (2013) ont étudié l'effet long terme de ce séisme sur le taux de déclenchement des glissements de terrain, jusqu'à 5 ans après l'évènement. Le résultat a été le même pour ces deux études, le taux de glissements de

terrain n'a pas été modifié à la suite du séisme. Cela a été expliqué par des saisons de pluies faibles dans les années qui ont suivi le séisme et par une revégétation rapide des pentes endommagé. La végétation a possiblement eu un rôle stabilisateur sur les pentes (Khan et al., 2013).

La combinaison pluie-séisme est donc un facteur important dans le déclenchement des glissements de terrain à la suite de larges séismes. Cependant, l'identification et la quantification des différents processus en jeu restent limitées.

1.5.3 Effets de site

Comme mentionné précédemment, les séismes génèrent des forces supplémentaires, capables de déstabiliser des pentes plus ou moins proches de l'état critique. Un phénomène supplémentaire peut augmenter l'impact d'un séisme, il s'agit des effets de site, impliquant plusieurs mécanismes.

Les effets de sites décrivent la modification de l'amplitude du mouvement du sol induite par différents mécanismes, liés à la géologie du sol et/ou à la topographie. Les effets de sites se traduisent en général par une augmentation de l'amplitude des secousses dans certaines fréquences, ainsi que de la durée du signal sismique à un endroit donné, comparé à un site ou un mouvement de référence (Kramer, 1996; Maufroy et al., 2017). Le site de référence est localisé dans la même zone/région, mais à un endroit qui n'est pas impacté par des effets de site (Bard and Tucker, 1985). Ici, nous nous concentrerons principalement sur deux effets de site qui impactent l'amplitude et la durée des secousses sur les pentes.

➔ Effet lithologique

Les effets de site lithologiques sont présents aussi bien dans les bassins sédimentaires et les vallées alluviales que sur les reliefs (Rault, 2019 ; même si les effets lithologiques sont moins courants sur ces derniers). Par exemple à Caracas, au Venezuela, dû à la présence de 300 mètres de sédiments, le signal peut être amplifié à certains endroits jusqu'à vingt-sept fois le signal de référence à 0,8 Hz (Semblat et al., 2002).

Cet effet est dû au fort contraste d'impédance entre la couche superficielle, constituée de matériaux peu consolidés (c.-à-d., dépôt lacustre, glissement de terrain), et la couche inférieure beaucoup plus rigide. La différence de rigidité des deux couches fait que la vitesse de propagation des ondes dans les deux milieux est très différente. La conséquence directe est que les ondes sismiques vont se retrouver piégées dans la couche supérieure par un mécanisme de résonnance, augmentant l'amplitude des ondes sismiques ainsi que

la durée des secousses (Kramer, 1996). L'augmentation de l'amplitude du signal se fait aux fréquences de résonnance du sol, dont la fréquence fondamentale f_0 qui est approximée comme suit (Haskell, 1960):

$$f_0 = \frac{V_S}{4H} \quad (1\text{-}13)$$

Avec V_S la vitesse des ondes S moyennée dans le sol et H l'épaisseur des sédiments.

➔ Effet topographique

La topographie peut influencer l'amplitude du signal sismique, sa durée ainsi que la directivité des ondes sismiques (Asimaki and Mohammadi, 2018). L'origine de l'amplification de l'amplitude du signal sismique par la topographie est multiple. Les ondes sont focalisées par les sommets et diffractées sur les versants de la montagne (Bard, 1999). La focalisation et la création d'interférences constructives font que l'amplitude du signal et sa durée peuvent être fortement augmentées (Asimaki and Mohammadi, 2018; Bard and Tucker, 1985).

D'après les modèles, les effets de sites liés à la topographie peuvent amplifier le signal sismique dans certaines fréquences jusqu'à trois fois la valeur de référence (Bouchon and Barker, 1996; Maufroy et al., 2014; Wang et al., 2015). L'effet lithologique, qui peut atteindre un facteur 10 dans les cas les plus extrêmes (Guéguen et al., 2009; Maufroy et al., 2017), est donc souvent plus important que l'effet topographique en cas de contrastes d'impédance très élevés (Havenith et al., 2003). L'effet lithologique est aussi plus stable et systématique que l'effet topographique, qui présente une forte variabilité selon l'origine de la source sismique (Maufroy et al. 2012, 2015).

Par la suite, nous allons présenter différents phénomènes générés par des séismes qui peuvent déstabiliser une pente. L'amplitude et la durée du signal ont un rôle important dans ces phénomènes.

1.5.4 Magnitude 4 comme limite de déclenchement ?

La question reste de savoir si de plus faibles séismes peuvent aussi déstabiliser des pentes à court et long terme. En effet, Keefer (1984) montre, grâce à une étude statistique sur 40 séismes historiques, que l'aire affectée par les glissements de terrain devient nulle en dessous d'un séisme de magnitude 4 (Figure 1-12). Cela implique qu'en dessous de cette magnitude, aucun séisme ne peut déclencher de glissement de terrain. Marc et al. (2016) obtiennent une magnitude encore plus élevée que Keefer et al. (Keefer, 1984). Ils proposent un modèle pour calculer le volume mobilisé en fonction du moment sismique (ou la magnitude de moment) selon différents types de paramètres sismiques tels que la longueur de faille, la profondeur de la source, l'accélération sismique, etc. (Marc et al., 2016).

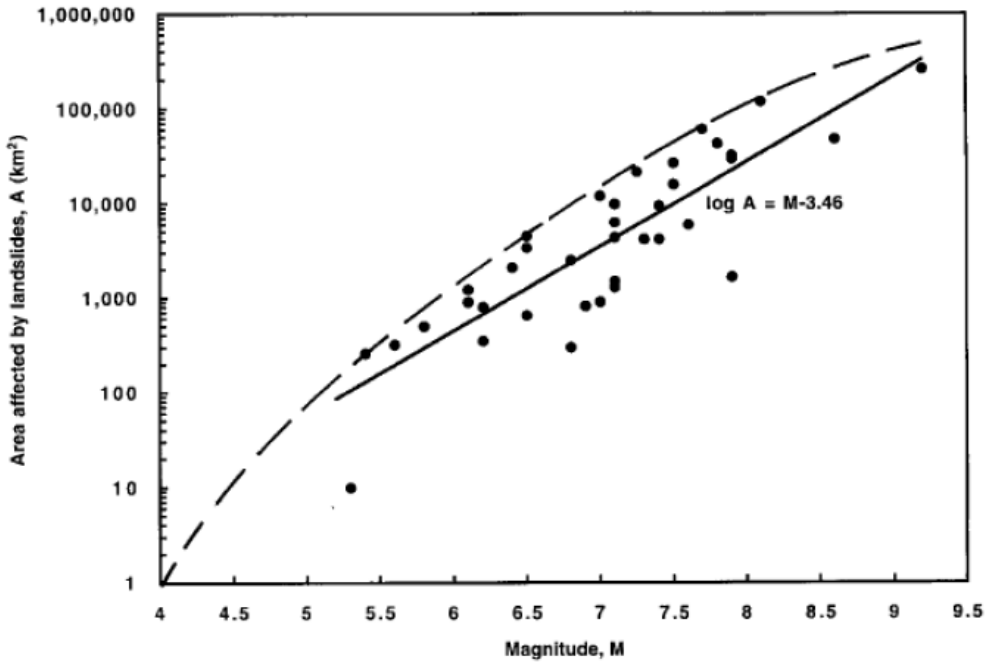


Figure 1-12 Relation entre l'aire affectée par les glissements de terrain et la magnitude. Les points représentent des données collectées par Keefer (1984) et Keefer et Wilson (1989). La ligne pointillée est la limite supérieure de Keefer (1984), courbée pour approcher A=0 à M=4. La ligne continue représente la régression linéaire moyenne de Keefer et Wilson (1989).

À partir de ce modèle (voir Figure 1-13), il est possible de voir que la magnitude la plus petite pouvant mobiliser des pentes est cette fois estimée autour de 5.

L'effet des séismes de plus faibles magnitudes n'a pas autant été étudié que les évènements de plus grande ampleur, pour la simple raison qu'ils présentent beaucoup moins de risques et que les conséquences sont souvent moins désastreuses. Cependant, certaines

observations existent, où un séisme de faible magnitude (≤ 5), que ce soit un évènement unique ou bien la somme de nombreux petits évènements, impacte la stabilité des pentes (Durand et al., 2018; Miller, 1931; Sassa et al., 2007; Wistuba et al., 2018). De plus, de manière intuitive, si une pente est proche de l'instabilité (c'est-à-dire avec FS proche de 1), un petit séisme pourrait théoriquement finir de la déstabiliser et donc déclencher un mouvement de terrain. Il ne devrait donc techniquement pas exister de limite quant à la magnitude d'un séisme pouvant initier un mouvement de terrain.

Miller (1931) a en premier rapporté l'accélération sur deux mois du glissement de terrain lent de Point Firmin (Californie) à la suite d'un « petit » séisme. Sassa et al. (2007) affirment qu'un évènement de magnitude Ms=2,6 ayant eu lieu le même jour et à 22 km du glissement de Leyte (Philippines), a été la cause de son déclenchement de manière rapide. Le mécanisme invoqué dans ce cas est le chargement non drainé, basé sur le fait

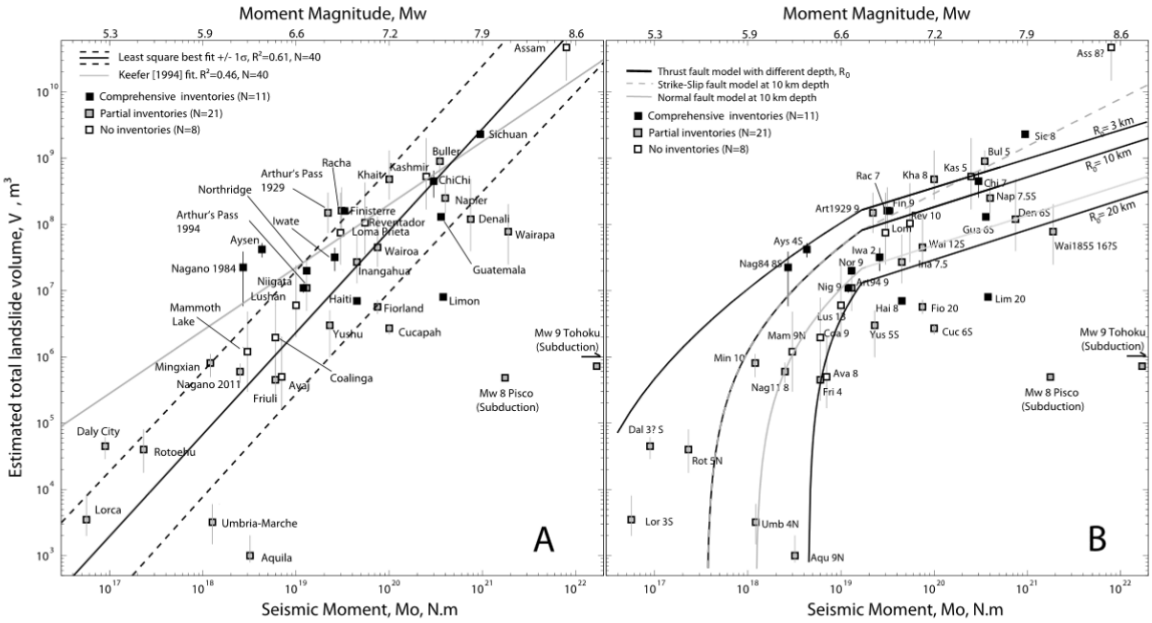


Figure 1-13 (a) volume total de glissements de terrain. La ligne grise représente la relation empirique de Keefer (1994), dérivée à partir d'une base de données plus petite. Les lignes noires solides et en pointillé représentent la régression orthogonale qui décrit les données avec une incertitude de $1-\sigma$. (b) Comparaison des mêmes données avec un modèle sismique consistant qui dépend seulement d'observables sismiques. D'après Marc et al. (2016)

que ce faible séisme est arrivé 5 jours après de fortes pluies. Plus récemment, Wistuba et al. (2018) ont montré, grâce à la dendrochronologie, l'impact de petits séismes (2<M<5) sur deux glissements de terrain lents en Pologne. Ils voient, notamment, que les séismes de faibles magnitudes seuls ont rarement un impact sur les glissements de terrain. En effet, l'impact de ces faibles séismes est amplifié si de fortes pluies ont eu lieu avant ou après les séismes. Finalement, Durand et al., (2018) ont étudié les effets de la pluie et des séismes combinés sur le déclenchement des chutes de blocs dans le cratère du volcan

actif du piton de la Fournaise (la Réunion). Ils concluent que les vibrations répétitives de petits évènements sismiques générés par l'activité volcanique, combinées avec l'effet de la pluie, génèrent des fissures dans un matériau déjà très fracturé qui va conduire à la chute d'un plus grand volume de blocs rocheux.

Les séismes de faibles magnitudes semblent donc être aussi capables de déclencher des glissements de terrain rapides, d'impacter la cinématique de glissement de terrain sur du long terme et d'augmenter le taux de chutes de blocs sur un glissement de terrain. Dans tous les cas, il semble que l'eau soit impliquée d'une manière ou d'une autre. Les mécanismes, quant à eux, sont peu compris ou basés sur de simples hypothèses. Nous aimerions donc voir s'il est possible de mieux comprendre les mécanismes en jeu avec des données in situ sur un glissement de terrain lent.

1.6 Problématique de la thèse

Les quatre principaux forçages capables de déstabiliser une pente sont les séismes, les forçages climatiques, les rivières et l'activité humaine. Pour chacun de ces forçages, de nombreux mécanismes sont à prendre en considération. Parmi ces mécanismes, nous retrouvons l'augmentation de l'inclinaison et du poids de la pente, la diminution de la contrainte normale effective par augmentation de la pression des pores ainsi que la fluidification et la diminution de la cohésion du sol. Un séisme peut aussi déstabiliser une pente en lui ajoutant une contrainte horizontale et/ou verticale, en endommageant le sol par la création de fractures à l'échelle macro et microscopique ou simplement en diminuant la cohésion du matériau.

Finalement, certains mécanismes semblent possibles uniquement dans le cas où différents forçages sont combinés en temps et/ou dans l'espace. Par exemple, il n'est pas possible d'avoir un chargement non drainé pendant les secousses si le sol n'est pas complètement saturé (ou proche de la saturation) au niveau de la surface de glissement. Le taux de glissements de terrain déclenchés après un large séisme a été observé comme plus important à de nombreuses reprises après de forts évènements sismiques. L'hypothèse étant que cela est lié à un endommagement du sol. Cependant, dans d'autres cas, aucune augmentation du taux de déclenchement de mouvements de terrain ou d'accélération de glissements de terrain n'a été observée. Il semble que dans ces derniers cas, les faibles précipitations qui ont suivi et la vitesse de re-végétalisation ont joué un rôle important. Finalement, les petits séismes ou bien les années avec peu de précipitations peuvent générer des mouvements de terrain si une pente est déjà proche de l'instabilité. Cela

signifie qu'un autre forçage l'a amenée proche de l'instabilité. Malgré toutes les observations déjà faites, l'identification et la quantification des différents processus en jeu restent limitées.

Les questions que l'on peut se poser et auxquelles nous allons nous intéresser sont les suivantes :

(1) Quel(s) est (sont) le(s) mécanisme(s) à l'origine de l'effet combiné pluie/séisme sur les glissements de terrain dans les régions où ces deux forçages peuvent se combiner ?

(2) Peut-on observer l'effet des petits séismes sur un glissement de terrain? Si oui peut-on mieux comprendre le mécanisme à l'origine de cet effet ?

(3) Existe-t-il un effet long terme des séismes sur les glissements de terrain lents ? Si oui quel en est le mécanisme ?

(4) Est-ce que la temporalité entre les différents forçages a une importance?

Nous utiliserons deux approches différentes pour étudier l'impact des différents forçages que sont la pluie et les séismes dans une région au sud du Pérou :

(1) La première approche consiste à étudier la réponse de plusieurs glissements de terrain à un même forçage grâce au suivi satellitaire optique. Cette méthode nous permet de remonter à plus de 28 ans d'histoire de mouvement du sol dans la région étudiée. Le but principal de cette technique est d'observer l'impact long terme des séismes sur leurs cinématiques au cours du temps ainsi que d'étudier l'effet combiné pluie/séisme sur la cinématique des glissements de terrain lents.

(2) La deuxième approche a pour but d'étudier les effets de différents forçages sur un glissement de terrain. Pour cela, nous utiliserons les données in situ (GPS et sismomètres) acquises sur le glissement de terrain de Maca, suivi depuis 2016 de manière continue. Le but recherché par cette approche est de mieux comprendre les mécanismes à l'origine de l'effet combiné pluie/séisme.

Chapitre 2 Gestion des risques liés aux mouvements de terrain

Table des matières

2.1 Impact socio-économique des glissements de terrain 45

2.1.1 Impact social 46

2.1.2 Impact économique 46

2.2 Gestion des risques..... 48

2.2.1 En France.....48

2.2.2 Dans les pays en développement.....50

2.2.3 Exemple : le Pérou.....52

2.2.4 La gestion des risques à Maca 56

2.1 Impact socio-économique des glissements de terrain

Il est difficile d'obtenir des chiffres exacts du bilan social et économique liés aux mouvements de terrain (Kjekstad and Highland, 2009; Petley, 2012). En effet, le nombre de victimes, ainsi que l'impact économique d'un mouvement de terrain sont souvent inclus dans le bilan de la catastrophe naturelle qui l'a déclenché (séisme, inondation, ouragan,

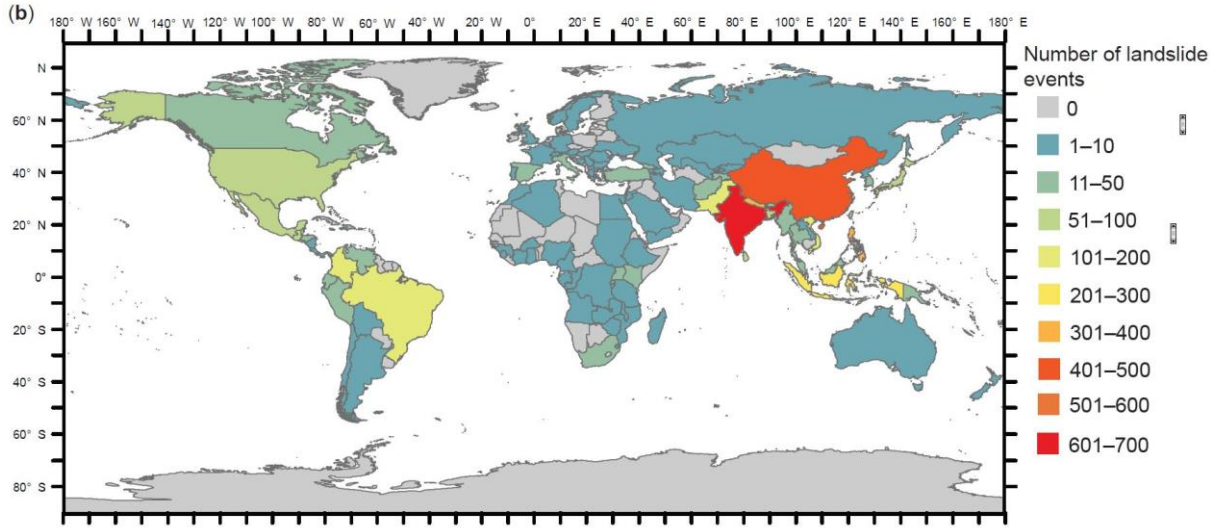


Figure 2-1 nombre de glissements de terrain meurtriers non déclenchés par des séismes en fonction du pays entre 2004 et 2016. D'après Froude et Petley (2018).

typhon, etc.), plutôt que dans la catégorie « mouvement de terrain ». Il est tellement compliqué de garder trace du nombre de morts générés par ces catastrophes naturelles que les quelques catalogues recensant les pertes humaines liées aux mouvements de terrain ne prennent pas en compte les victimes liées aux mouvements de terrain déclenchés par des séismes (Froude and Petley, 2018; Petley, 2012) (voir Figure 2-1). Cependant, certains exemples de catastrophes naturelles, comme l'ouragan Camille de 1969 qui a frappé l'état de Virginie (USA) ou encore le séisme de 1964 en Alaska, montrent que parfois, la plupart des victimes et des dégâts peuvent être causés par des mouvements de terrain et non par des ouragans ou par des séismes (Schuster and Fleming, 1986).

2.1.1 Impact social

Froude et Petley (2018) estiment le nombre de morts lié aux mouvements de terrain (non déclenchés par des séismes) à 4000 personnes par an en moyenne sur la période de 2004 à 2016. Parmi toutes les catastrophes naturelles, les mouvements de terrain sont considérés comme la 7e plus meurtrière (Herath and Wang, 2009). Selon Kjekstad et Highland (2009), ils sont responsables d'environ 17% des pertes humaines mondiales liées à des catastrophes naturelles. Dans le contexte actuel de réchauffement climatique et de croissance de la population mondiale, il peut sembler que le nombre de mouvements de terrain meurtriers est en train ou va augmenter (Crozier, 2010; Kjekstad and Highland, 2009). Cependant, il peut s'agir davantage d'une augmentation de la population exposée que d'une réelle augmentation du phénomène (Kjekstad and Highland, 2009). L'impact social d'un glissement de terrain ne prend pas uniquement en compte le nombre de morts lié à une catastrophe naturelle. Il s'agit aussi du nombre de personnes impactées par l'évènement. Un exemple est donné par Kjekstad et Highland (2009) dans le cas des nombreuses coulées de boue qui ont eu lieu en 1999 dans l'état de Vargas au Venezuela (Larsen et al., 2010). En plus d'avoir causé plus de 15 000 morts, ils rapportent que 8 mois après l'occurrence de toutes ces coulées de boue, 33 000 personnes vivaient encore dans des abris d'urgence et des cabanes avec des conditions de vie déplorables.

2.1.2 Impact économique

L'impact économique associé aux mouvements de terrain peut être séparé en deux catégories. La première correspond aux coûts directs, qui se rapportent aux coûts de remplacement, de réparation ou de maintenance des dégâts sur les installations ou les propriétés impactées par le glissement de terrain. La deuxième catégorie, plus vaste, correspond aux coûts indirects. Schuster et Fleming (1986) donnent quelques exemples de ces coûts indirects tels que :

- la diminution de la valeur d'une propriété dans une région menacée par un glissement de terrain ;
- la perte de productivité des terres ou d'une industrie à cause des dégâts générés sur les terres ou les installations, ou à cause de l'interruption des systèmes de transport ;
- le coût pour empêcher ou diminuer les potentiels futurs dommages dus aux mouvements de terrain ;
- l'effet considérable sur la qualité de l'eau en dehors même de la limite du glissement de terrain ;
- la baisse de la productivité humaine due aux blessures ou à la mort du personnel, etc..

La perte économique liée aux mouvements de terrain peut donc être très élevée. Pour donner un exemple, le coût total lié aux mouvements de terrain en Italie, au Japon et aux États-Unis a été estimé respectivement entre 2,6 et 5 milliards, 4 milliards et entre 1 et 3,6 milliards de dollars américains par an (Alimohammadlou et al., 2013). Cependant, comme dans le cas des pertes humaines, le coût total lié aux mouvements de terrain est très souvent sous-estimé. Cela s'explique par la difficulté de garder des traces de tous les coûts indirects, qui peuvent être étalés sur une grande période de temps. Ces derniers sont donc souvent ignorés dans l'estimation globale des pertes économiques liées à un mouvement de terrain, même s'ils peuvent surpasser les coûts directs (Kjekstad and Highland, 2009). Dans certains pays comme la Turquie, il a été mentionné que les pertes économiques annuelles suite aux catastrophes naturelles sont principalement liées aux mouvements de terrain, avant même les séismes ou autres catastrophes naturelles (Yalcin, 2011).

Malgré toutes les mesures mises en place pour limiter les risques liés aux mouvements de masse au niveau international, le nombre de glissements de terrain ne fait qu'augmenter (Dai et al., 2002; Schuster and Fleming, 1986). D'après Herath et Wang (2009), cette tendance va continuer au cours des prochaines années à cause de trois raisons principales : (1) l'augmentation de l'urbanisation dans les zones susceptibles d'être impactées par des mouvements de terrain (surtout dans les pays en développement) (2) la déforestation et (3) l'augmentation des précipitations liées au réchauffement climatique.

2.2 Gestion des risques

Les risques liés aux mouvements de terrain, mais aussi aux catastrophes naturelles en général sont évalués selon l'aléa considéré, la population et les infrastructures exposées à cet aléa. Le risque lié à l'occurrence d'un glissement de terrain R peut être exprimé comme suit (Dai et al., 2002) :

$$Risque = P_{aléa} X P_{impact(aire\ affectée)} X P_{impacte(temps)} X\ Vulnérabilité\ X\ Valeur$$

Avec $P_{aléa}$, la probabilité de l'aléa, $P_{impact(aire\ affectée)}$ la probabilité de l'aire impactée, $P_{impact(temps)}$ la probabilité d'impact en fonction du moment où l'évènement a lieu ($P_{impact(temps)} = 1$ pour un bâtiment), la Vulnérabilité en cas d'un impact, et la valeur de ce qui pourrait être impacté.

De manière générale, plusieurs solutions existent pour limiter les risques liés aux mouvements de terrain :

1) La création de plans de prévention des risques naturels (PPRN) et l'utilisation de plans locaux d'urbanisme (PLU) prenant en compte les risques naturels prévisibles (voir 1.2.1) ;
2) Lorsque possible, la stabilisation des pentes (correction de l'angle d'une pente, drainage de l'eau, structure pour maintenir la pente) ou encore la protection des infrastructures existantes grâce à des installations géotechniques ;
3) La mise en place d'un système de première alerte (« early warning system ») pour permettre de protéger la population ou bien fermer une route avant que l'évènement n'ait lieu lorsque la stabilisation d'une pente n'est pas réalisable :
4) L'évacuation de la population si nécessaire.

Par la suite nous développerons plus particulièrement certains points de la gestion des risques en France et comparerons ce qui est fait au Pérou, pays dans lequel j'ai travaillé 2 mois notamment à la surveillance de glissements de terrain dans un but de prévention des risques.

2.2.1 En France

En France, la limitation des zones constructibles faite par le pouvoir exécutif communal (maire) est stipulée par le décret n°61-197 du 30 novembre 1961, devenu l'Article R. 111-3 du Code de l'Urbanisme. « *La construction sur des terrains exposés à un risque naturel tel que inondation, érosion, affaissement, éboulement, avalanches, peut, si elle est autorisée, être subordonnée à des conditions spéciales. Ces terrains sont délimités par arrêté*

préfectoral pris après consultation des services intéressés et enquête dans les formes prévues par le décret n°59-701 du 6 juin 1959 relatif à la procédure d'enquête préalable à la déclaration d'utilité publique et avis du conseil municipal »(Art. R. 111-3 abrogé du Code de l'Urbanisme).

Les premières cartes officielles des risques naturelles en réponse à ce décret ne sont apparues que 12 ans plus tard en 1967, en Isère. Ces cartes avaient été rendues nécessaires de par la croissance démographique de certaines communes au pied du mont Rachais ou Saint-Eynard, et faisant donc face au risque de chutes de pierres (Besson, 2005a).

Avant l'abrogation de cet article en 1995, 160 périmètres de risques approuvés par arrêté préfectoral existaient en Isère et 900 en France (Besson, 2005a). Cet article R. 111-3 du Code de l'Urbanisme permettait uniquement d'imposer des règles sur les nouveaux projets de construction, mais non sur les constructions déjà existantes.

Une réponse à ce problème a été la création de la loi n° 82-600 du 13 juillet 1982 relative à l'indemnisation des victimes de catastrophes naturelles. Dans ce texte de loi, l'état a été missionné, entre autres, de la création de plans d'exposition aux risques naturels prévisibles (PER). Les PER permettaient de délimiter les zones exposées à des risques naturels prévisibles et de définir les techniques de prévention à mettre en place.

L'article R. 111-3 ainsi que la loi du 13 juillet 1982 ont tous deux été abrogés en 1995 avec la promulgation de la loi n°95-101 relative aux renforcements de la protection de l'environnement du 2 février 1995. Ce texte de loi a été écrit en réponse aux inondations survenues dans le sud de la France au cours des années 1988 et 1992 (Besson, 2005a), qui ont causé respectivement 10 et 47 victimes (Chassagneux et al., 2006). Le gouvernement avait alors décidé de faire un point sur les régions concernées par les catastrophes naturelles ainsi que de redonner un élan à la politique de gestion des risques et des catastrophes naturelles.

C'est par ce texte de loi qu'est né le plan de prévention des risques naturels (PPRN), permettant de fusionner les trois procédures d'identification des risques à l'époque : les périmètres stipulés par l'Art. R. 111-3, les PER et les plans de surface submersibles.

Le PPRN comprend 1) une note de présentation des risques qui correspond à un rapport conséquent, 2) une ou plusieurs cartes indiquant le zonage réglementaire de construction urbaine et 3) un règlement précisant les interdictions et les mesures de prévention à prendre (conseillées ou obligatoires) sur les futurs projets de construction ainsi que sur les aménagements déjà existants (Besson, 2005a; Cans et al., 2014).

Les PPRN sont de servitude d'utilité publique. Ce sont donc des documents d'urbanisme, imposables au plan local d'urbanisme (PLU) ou aux cartes communales (Cans et al., 2014). C'est le préfet qui en fait la demande auprès des communes, bien que, si nécessaire, le maire peut faire une demande de décret au préfet afin de commencer l'élaboration d'un plan de prévention sur sa commune (Besson, 2005a; Cans et al., 2014).

La création d'un PPRN n'est pas obligatoire en France. Par contre, les PLU (ou les cartes communales dans le cas où le PLU est non existant) doivent prendre en compte les risques présents sur la commune dans la délimitation des zones constructibles (Besson, 2005b). La création d'un PPRN est un travail draconien qui peut prendre plusieurs années avant de voir le jour et d'être annexé au PLU d'une commune.

Pour ce qui est de la gestion des mouvements de terrain, plus particulièrement, la personne en charge de la gestion du risque dépendra de la nature et de la localisation des infrastructures menacées par le mouvement de terrain. Le maire est responsable uniquement si le mouvement de terrain affecte des habitations ou met en danger la population sur son domaine de juridiction (Art. L.2212-2-5° et L.2212-4 du Code Général des Collectivités Territoriales (CGCT)). Si le mouvement de terrain menace une route en dehors d'une zone urbaine, le principal responsable sera probablement le préfet de la région (Art. L.2215-1 du CGCT) alors que si un glissement de terrain menace une construction privée, le propriétaire devra gérer le risque et payer à ses frais les aménagements nécessaires à la mitigation du risque.

2.2.2 Dans les pays en développement

Holcombe et al. (2016) avancent l'idée que la politique de prévention des risques naturels par la mise en place seulement de plan de prévention ou de plan d'urbanisme incluant les risques naturels prévisibles par exemple n'est pas suffisante pour limiter les risques liés aux glissements de terrain dans les pays en développement. En effet, même si une politique de réduction des risques est mise en place, un grand écart existe entre les lois et ce qui se passe réellement sur le terrain. Cela est dû, premièrement, à la faible intervention des politiques sur le terrain, malgré le fait que l'État lui-même et les programmes de mitigation (Cadre d'actions de Hyogo et de Sendai) (UNISDR, 2005 ; 2015) demandent de réduire les risques pour un développement durable et viable à long terme (Holcombe et al., 2016). La deuxième raison est que beaucoup moins d'argent est investi dans la prévention des risques comparé à celui utilisé pour réparer les dégâts causés par ces mêmes risques, et cela malgré les évidences que ces actions de prévention reviennent

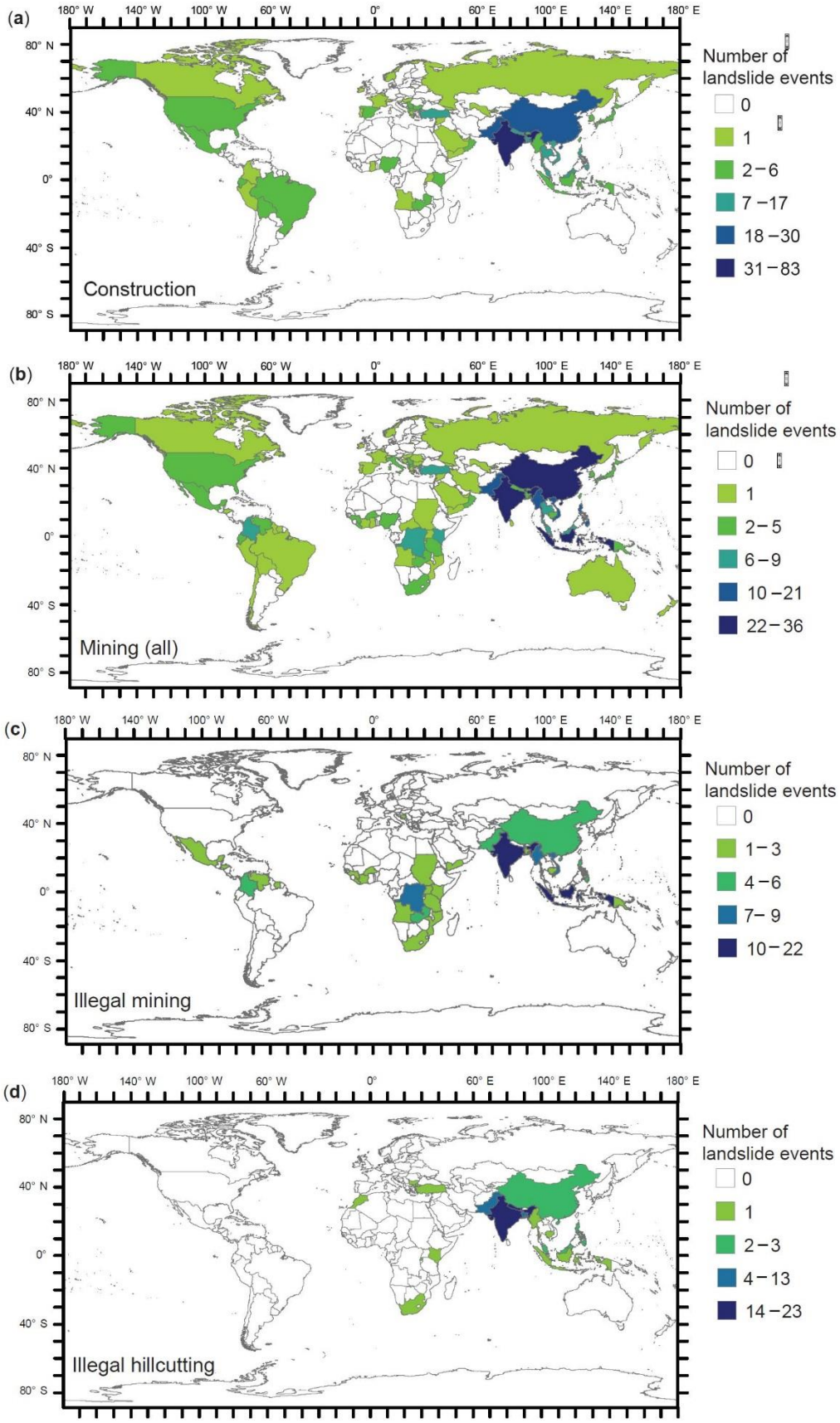


Figure 2-2 nombre de glissements de terrain par pays déclenchés par (a) les constructions, (b) les activités minières, (c) les activités miniaires illégales et (d) le coupage des pentes , entre 2004 et 2016

moins chères que les actions post-catastrophes (Holcombe et al., 2016). Finalement l'ar-

gent nécessaire pour réparer les dégâts causés par une catastrophe naturelle précédente peut mettre beaucoup de temps à être débloqué.

Une autre difficulté est la croissance démographique des pays en développement. Les villes grandissent de manière très rapide et parfois sans réel contrôle sur les constructions de la part des états. Ces constructions informelles signifient que les pentes et les structures ne sont pas expertisées avant construction de manière à limiter les risques de mouvements de masse (Holcombe et al., 2016). Il devient alors difficile pour l'État d'appliquer une politique de réduction des risques.

Finalement, Froude et Petley (2018) indiquent que le nombre de glissements de terrain meurtriers déclenchés par l'activité humaine augmente, et ce surtout dans ces mêmes pays en développement. Ces glissements de terrain sont majoritairement liés à l'activité minière et à la construction de bâtiments et de routes qui nécessitent de « couper » les pentes (voir Figure 2-2). Selon les auteurs, un début de solution pour diminuer ces risques serait que les organisations non gouvernementales prennent en charge la sensibilisation de la population.

2.2.3 Exemple : le Pérou

Prenons l'exemple concret d'un pays en développement tel que le Pérou pour montrer les difficultés rencontrées par les pays en développement. Ce pays est impacté par tous types de catastrophes naturelles voir Figure 2-3. Le CENEPRED (Centro Nacional de Estimación, Prevención Reducción del Riesgo de Desastre) a recensé le nombre de victimes entre 2003 et 2012 dues à un certain nombre de ces catastrophes (voir Figure 2-3 et tableau 1 en annexe A2.2). Le nombre de personnes affectées par des mouvements de terrain et chutes de blocs est de l'ordre de 25 000 par an au Pérou, tandis que le nombre de personnes tuées par un glissement de terrain et chute de blocs est de l'ordre de 22 par an, environ.

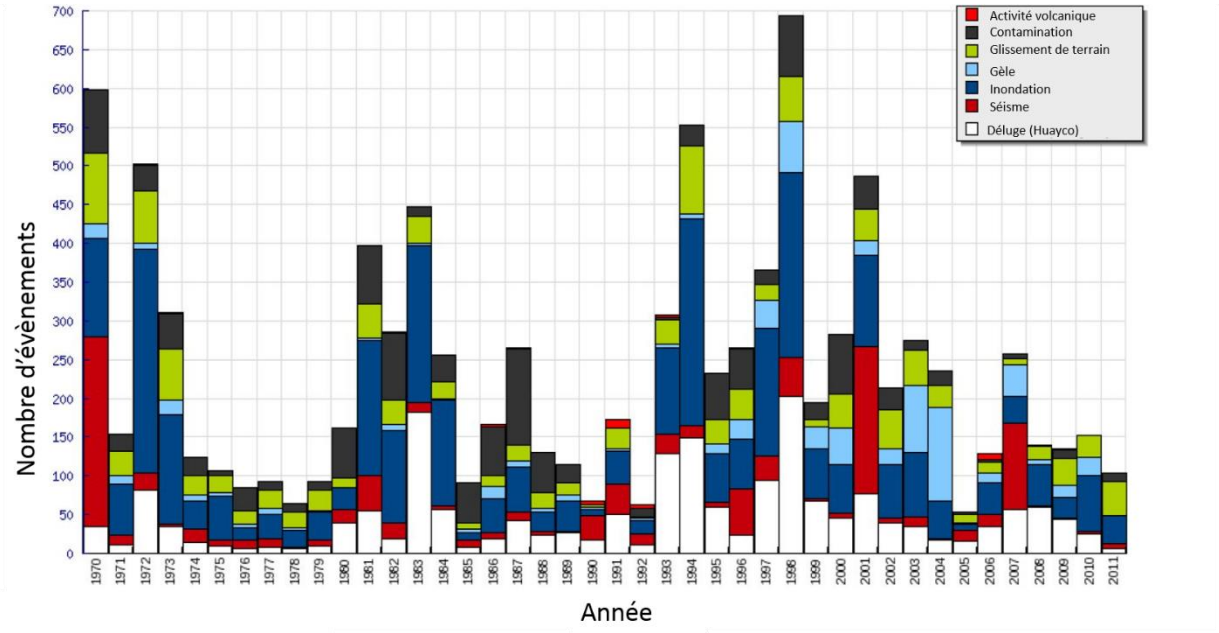


Figure 2-3 Nombre et types d'évènements enregistrés par année entre 1970 et 2011 au Pérou, modifié d'arpès le Plan de Gestion national des risques des catastrophes (PLANAGERD 2014-2021),

Avant toute chose, il est important de noter que les informations présentées par la suite viennent de deux sources principales différentes :

- la loi n°29664 du 19 février 2011 du code péruvien sur la gestion des risques et des catastrophes naturelles.
- de discussions avec des Péruviens ayant eux-mêmes travaillé et/ou fait des recherches sur la gestion des risques dans leurs pays. Ces discussions ont eu lieu entre autres dans le cadre de ma mission longue durée au Pérou. Certains points n'ont donc d'autre source que les connaissances de mes collègues péruviens.

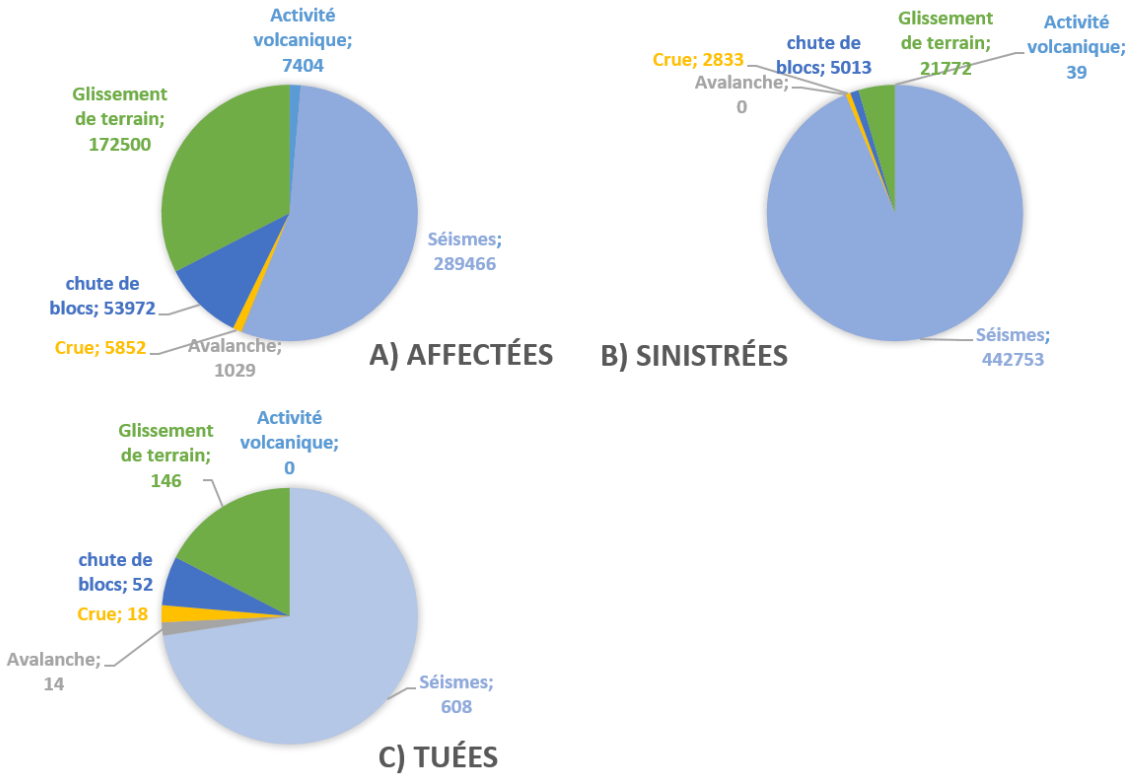


Figure 2-4 Nombre de personnes affectées, sinistrées ou tuées entre 2003 et 2012 au Pérou pour différents types de risques naturels, d'après le tableau fourni dans le PLANAGERD 2014-2021, voir tableau 1 de l'Annexe 2.

Le Pérou a créé en 2011 le Système national de gestion des risques liés aux catastrophes appelé « Sinagerd » (Sistema Nacional de Gestion del Riesgo de Desastre). Les lois alors établies ont pour but « d'éviter la génération de nouveaux risques, la préparation et l'attention avant même une situation de catastrophe moyennant quoi l'établissement des principes, de lois, de processus et d'instruments de la gestion des risques de catastrophes » (art. 1 de la loi n°29664 du 19 février 2011 relative à la création du SINAGERD).

Ce texte de loi définit les rôles des différents acteurs de la gestion des risques, depuis le conseil des ministres (art.10 de la loi n°29664) jusqu'aux entreprises privées et la société civile (art.18 de la loi n°29664) en passant par les gouvernements régionaux et locaux (art. 14 de la loi n°29664).

Comme en France, les principaux acteurs au niveau de la prévention sont les régions et les communes comme indiqué par l'article 14, alinéa 2 de la loi n°29664 : « Les présidents des gouvernements régionaux et les maires sont les plus hautes autorités responsables de la gestion des risques et des catastrophes naturelles dans leurs domaines de compétence respectifs. Les gouvernements régionaux et locaux sont les principaux exécuteurs des actions de gestion de risques et de catastrophes naturelles. »

C'est à eux qu'incombe le rôle « d'incorporer aux plans de développement urbains, les plans d'aménagement du territoire ainsi que des zones qui prennent en compte les menaces et risques présents sur leurs territoires » (art. 11.2 du décret suprême n°048-2011-PCM acceptant la loi n°29664 relative à la création du SINAGERD). Ainsi, ils doivent identifier le niveau de risque existant dans leurs zones de juridiction et établir un plan de gestion corrective de ces risques (art. 11.3 du décret suprême n°048-2011-PCM). De plus, l'article 11.5 du décret suprême n°048-2011-PCM stipule que les autorités régionales et locales doivent « donner la priorité, dans le cadre de leurs plans financiers à la gestion des risques de catastrophes et de dangers imminents, afin de protéger la population de catastrophes avec une probabilité d'occurrence élevée, de protéger les investissements et ainsi d'éviter les dépenses pour les impacts récurrents prévisibles. »

Étant donné que les risques naturels sont très présents au Pérou (glissements de terrain, séismes, volcanisme actif, inondations, etc. voir Figure 2-3 et 2-4), ces plans de prévention devraient être repensus à l'heure actuelle. Cependant, les plans de prévention des risques sont encore trop peu nombreux.

Prenons comme exemple, la ville d'Arequipa, deuxième plus grande ville du Pérou avec près de 1 million d'habitants, située près d'une zone de subduction générant des séismes de magnitude >8. Elle est aussi à proximité de deux volcans actifs : le Misti et le Chachani. Une partie de la population de cette ville vit sur les flancs de ces volcans. De plus, cette ville subie aussi des pertes humaines à la suite d'inondations et de pluies torrentielles (exemple de l'année 2013). Malgré tous ces risques, la ville d'Arequipa ne possède qu'un seul plan de prévention, contre les risques d'incendie, et ce pour seulement une petite partie de la ville. Le plan local d'urbanisme de la ville d'Arequipa indique seulement les différentes zones et quartiers de la ville et les zones à développer en premier. Il ne prend cependant pas en compte les risques volcaniques, sismiques, gravitaires ou bien d'inondation.

Au niveau de la gestion des glissements de terrain, la loi indique que c'est au maire de créer des plans de prévention ou de gérer dans la mesure de leurs possibilités/capacités les crises. Si les communes n'ont pas les moyens, tant matériels que financiers et qu'humains, il leur est possible de faire appel à la région. Il est important de noter qu'en saison des pluies, de nombreux glissements de terrain peuvent avoir lieu au Pérou. La région se retrouve alors souvent débordée par le nombre d'appels à l'aide des petites communes. Elle est alors capable d'aider par des moyens matériels qu'une petite partie des villages sinistrés.

Les régions, ainsi que les communes, demandent l'expertise d'organismes de l'Etat, tel que l'INGEMMET, ou bien d'entreprises privées, afin de faire un compte rendu des risques futurs liés aux glissements de terrain qui peuvent avoir lieu ou qui ont déjà eu lieu. C'est dans ce cadre que nous avons suivi plusieurs glissements de terrain de la région d'Arequipa lors de mon séjour au Pérou en partenariat avec l'INGEMMET.

Le COER (Centro de Operación de Emergencia Regional) de la région sous la direction du préfet doit gérer les risques ayant lieu dans la région, et faire remonter les rapports scientifiques et techniques au CENEPRED (art. 14.6 6 de la loi n°29664). Le CENEPRED a un rôle central au Pérou dans la gestion des risques, notamment dans la création des lois, la formation et le recensement des catastrophes naturelles passées, présentes et possibles à l'échelle du pays. Un document détaillé est à fournir, document nécessitant au préalable des études scientifiques détaillées, une estimation du niveau de risque associé (faible, moyen, élevé, très élevé), ainsi que les précautions hydrologiques, géotechniques et/ou l'instrumentation à mettre en place.

2.2.4 La gestion des risques à Maca

En 2012, de fortes pluies ont eu lieu dans la vallée de la Colca due à un phénomène « la Niña » particulièrement intense. Cette année-là près du double de la quantité de pluie moyenne cumulée est tombée pendant la saison des pluies (Figure 2-5). La conséquence directe a été une accélération drastique du glissement de terrain de Maca qui a parcouru plus de 7 mètres en 1 an dans la partie la plus active du glissement de terrain, contre une vitesse moyenne d'1 mètre environ en temps normal.

Les problèmes et les risques liés à ce glissement de terrain ont donc fortement augmenté en très peu de temps :

- l'irrigation des champs présents sur le glissement est devenue impossible à cause des crevasses formées ;
- des habitations commençaient à être menacées par le glissement ;
- la route menant de Chivay à Cabanaconde, utilisée principalement à des fins touristiques, n'était plus praticable par les bus, car elle passait au milieu du glissement de terrain.

Le maire de la ville de Maca a donc fait appel au gouvernement régional autonome d'Arequipa pour qu'une action soit menée face à ce risque naturel. Le gouvernement autonome d'Arequipa, lui, a fait appel à l'INGEMMET, un organisme d'état conseillé par le CENEPRED pour faire un rapport technique sur le glissement de Maca. Le rapport

avait pour but de caractériser le glissement, d'évaluer les risques et de proposer des recommandations afin de les mitiger.

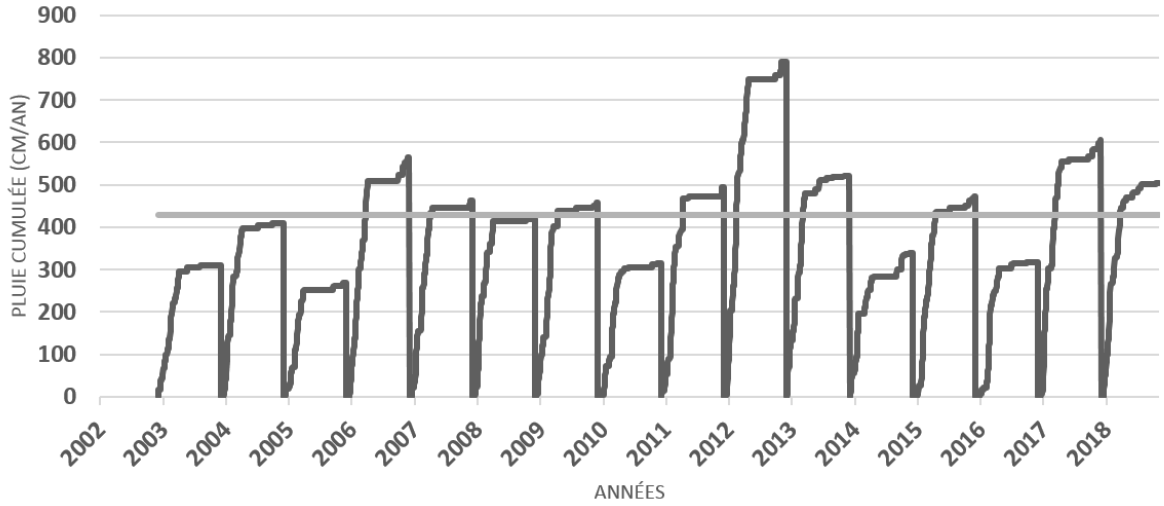


Figure 2-5 **Pluie cumulée entre le 1er décembre et le 1er novembre de chaque année. En gris est représentée la pluie moyenne cumulée entre 2002 et 2018 en omettant l'année 2012.**

Après avoir réalisé l'étude technique et délimité les zones les plus à risques (Figure 2-6), l'INGEMMET a proposé deux possibilités d'actions. La région d'Arequipa devait soit relocaliser le village de Maca, soit implémenter des moyens pour diminuer les risques à un niveau acceptable pour la population vivant à côté (Zavala et al., 2013). La deuxième option étant bien trop coûteuse, voire impossible vu la taille du glissement. L'INGEMMET a vivement conseillé à l'état d'envisager la première option qui répond à la loi n°29869 dans le cas où une zone est définie comme « zone à haut risque que l'on ne peut diminuer». À cette recommandation, l'INGEMMET a ajouté les propositions suivantes (Zavala et al., 2013) :

1) Étant donné que la relocalisation du village avait déjà été tentée auparavant, des suites du séisme de 1991, sans grand succès, les autorités doivent déclarer la zone comme « réserve naturelle » destinée à l'étude des risques liés aux glissements de terrain ;
2) La surveillance des zones instables ;
3) Fermer l'ancienne route et en tracer une nouvelle qui contourne le glissement de terrain pour que tout véhicule puisse y circuler.

Finalement, le gouvernement autonome d'Arequipa a choisi les deux dernières options. Une nouvelle route a été construite en 2015 contournant la zone la plus rapide du glissement. Cependant, celle-ci traverse encore la zone à risque élevée. Notre dernière visite

sur le site montre des traces de fractures de plusieurs centimètres d'ouverture, indiquant que la route commence déjà à être affectée par les déplacements du glissement. Seulement une petite partie de la population a été déplacée. Il n'est pas facile dans un contexte comme celui de la vallée de la Colca, où la population vit principalement de l'agriculture,

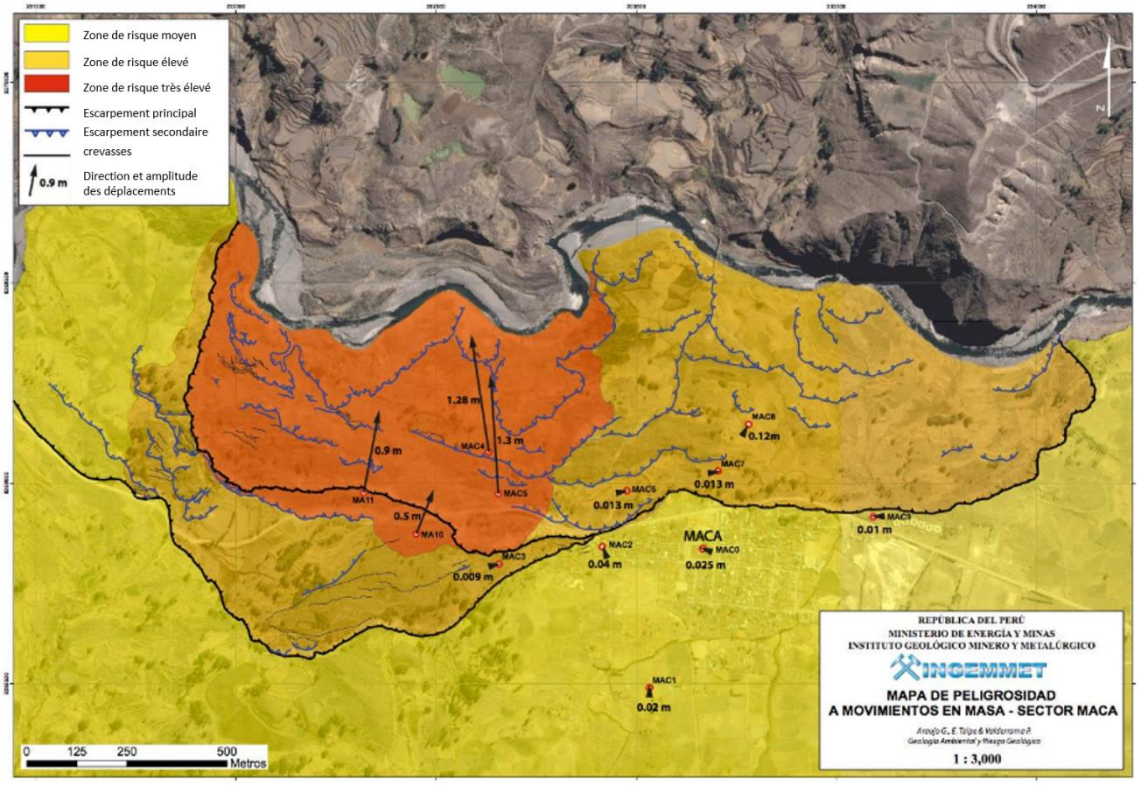


Figure 2-6 carte de risques associés au glissement de terrain de Maca. D'après Valderrama Murillo et Araujo (2016)

de faire déplacer tout un village. L'INGEMMET, en collaboration avec l'IRD (l'institut de recherche et de développement), continue de surveiller le glissement de terrain. Cette thèse est un des résultats de cette collaboration.

Chapitre 3 La vallée de la Colca, un site unique pour l'étude des glissements de terrain sous sollicitation sismique

Table des matières

3.1 Formation de la vallée 59
3.2 Les différents forçages dans la vallée 61
3.2.1 Sismicité 61
3.2.2 Précipitations 63
3.2.3 La rivière Colca 65
3.3 Le glissement de terrain de Maca 65
3.3.1 Histoire du glissement de Maca 66
3.3.2 Classification du glissement de terrain 66
3.3.3 Caractérisation du Glissement de terrain de Maca 67
3.3.4 Les différents forçages du mouvement de Maca 68
3.4 Conclusion 74

La vallée de la Colca située au Pérou est un site unique pour l'étude des glissements de terrain et de leurs forçages. Dans cette partie, nous allons en expliquer la raison et introduire le cas d'étude de Maca, glissement de terrain principal de cette région, étudié lors de cette thèse.

3.1 Formation de la vallée

La vallée de la Colca se situe au sud-ouest du Pérou, dans la partie ouest de la cordillère des Andes (Figure 3-1A). Cette vallée s'élève à plus de 3000 mètres d'altitude et possède l'un des canyons les plus profonds au monde. Plusieurs volcans actifs sont répartis de part et d'autre de la vallée (triangles rouges, Figure 3-1B).

L'histoire géologique de cette vallée est assez complexe. De nombreux évènements (incisions, éruptions, glaciations, etc.) s'y sont succédés au cours du temps (Thouret et al.,

2007; Zavala et al., 2013). Nous allons principalement évoquer les évènements ayant eu lieu entre Chivay et Cabanaconde, région étudiée pendant cette thèse.

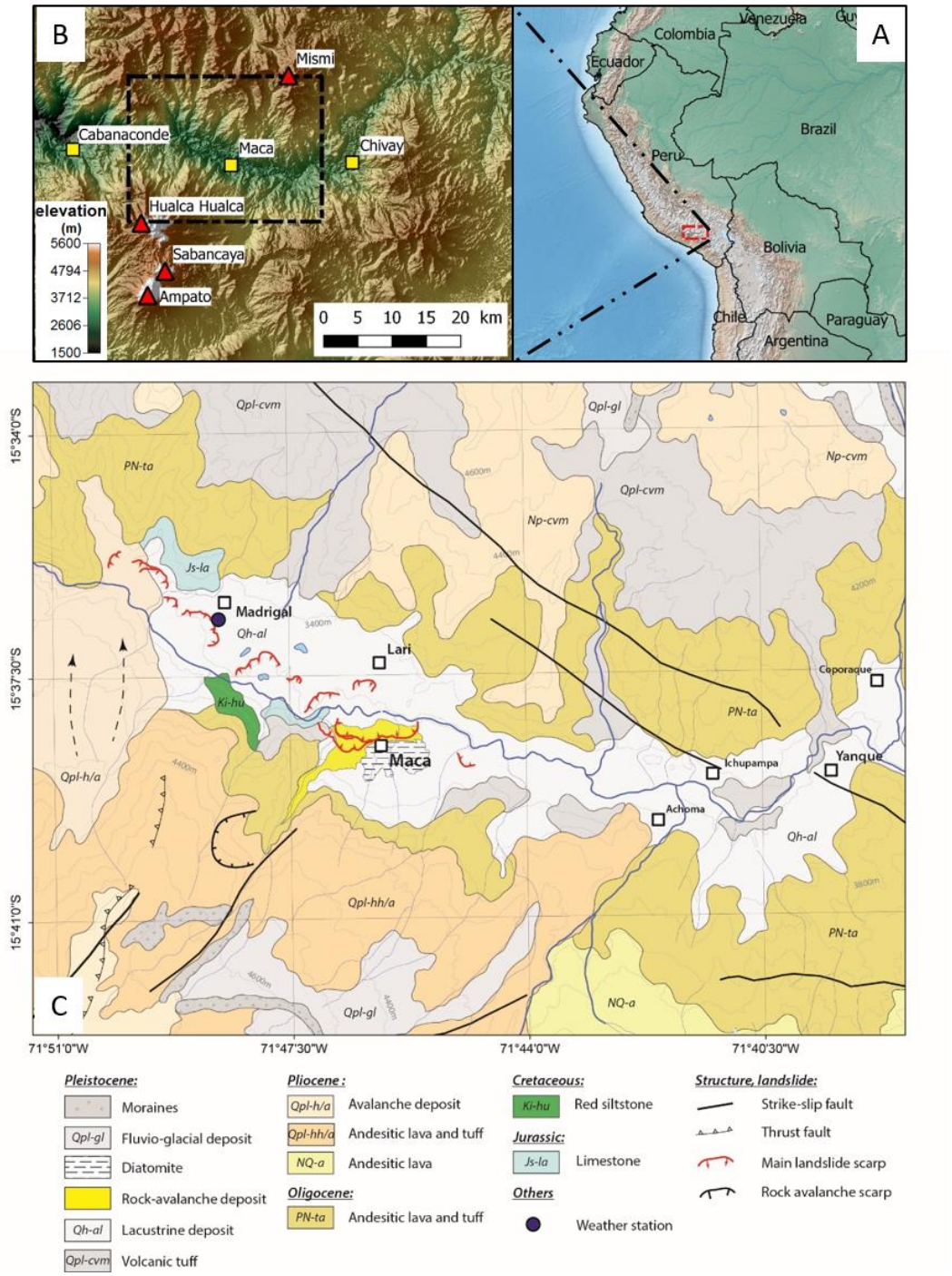


Figure 3-1 (A) Localisation de la vallée de la Colca dans la cordillère des Andes. (B) Localisation de la zone d'intérêt dans la vallée de la Colca (MNT ALOS à 30m de résolution), correspondant au rectangle en ligne pointillée rouge en (A). (C) Carte géologique de la vallée de la Colca, modifiée d'après Zerathe et al. (2016). La zone correspond à l'encadré noir en pointillé en (B)

La vallée est majoritairement constituée de roches volcaniques dues à l'intense activité volcanique des Andes. La coulée la plus ancienne affleurant dans la vallée de la zone

d'étude remonte à une éruption ayant eu lieu entre 23 et 13 Ma (Thouret et al., 2007). Cette séquence est constituée d'alternance de coulées de laves et d'ignimbrites (NQ-a, Figure 3-1C).

Entre 4 et 2 Ma, le volcan Hualca Hualca rentre en éruption et dépose plus de 500 mètres de coulée de lave andésitique. Cette couche est notamment observable à l'ouest et au sud de Maca (Qpl-hh/a, Figure 3-1C). S'ensuit une première grande phase d'incision de la vallée par la rivière, commençant aux alentours de 1,6 Ma (Thouret et al., 2007).

Entre 1,36 et 0,61 Ma, environ 1,3 km^3 de lave et de débris volcaniques se sont répandus dans la vallée près de Pinchollo en aval de Maca (voir Qpl-h/a et les flèches en pointillé, Figure 3-1C). Ces dépôts sont dus à l'entrée en éruption du volcan Hualca Hualca ainsi que de l'effondrement de son flanc nord pendant cette phase éruptive (Gómez et al., 2004; Kukulak et al., 2016). La conséquence directe de cet évènement a été l'endiguement de la vallée et la création d'un lac de plus de 15 km de long (Kukulak et al., 2016; Thouret et al., 2007) qui, à son tour, a permis le dépôt d'environ 200 mètres de sédiments lacustres dans le fond de la vallée (Qh-al, Figure 3-1C). Ces dépôts sont constitués d'alternance de schiste, d'argile et de limon, avec des insertions locales de couches de sédiments plus grossiers tels que du sable et des conglomérats apportés par les rivières tributaires (Kukulak et al., 2016; Zavala et al., 2013; Zerathe et al., 2016).

Autour de 0,61 Ma, le barrage s'est rompu et a permis l'incision des sédiments lacustres déposés jusque-là. L'érosion de ces dépôts a créé des terrasses sur les côtés de la rivière Colca qui sont encore aujourd'hui sujettes à la génération de glissements de terrain, principalement près de l'endroit où la vallée a été endiguée et où l'épaisseur des sédiments est plus importante. Un certain nombre de glissements sont actifs aujourd'hui dans cette vallée (Lacroix et al., 2015; Pham et al., 2018).

3.2 Les différents forçages dans la vallée

3.2.1 Sismicité

L'intérêt porté à cette vallée et à ses nombreux glissements de terrain actifs est d'autant plus important que la vallée de la Colca est une région sismiquement très active. Pour donner un ordre de grandeur de l'activité sismique de la vallée, 273 évènements ont été localisés à moins de 50 kilomètres du village de Maca par l'institut géophysique du Pérou (IGP) entre 2011 et 2018. Ces séismes avaient des magnitudes locales comprises entre

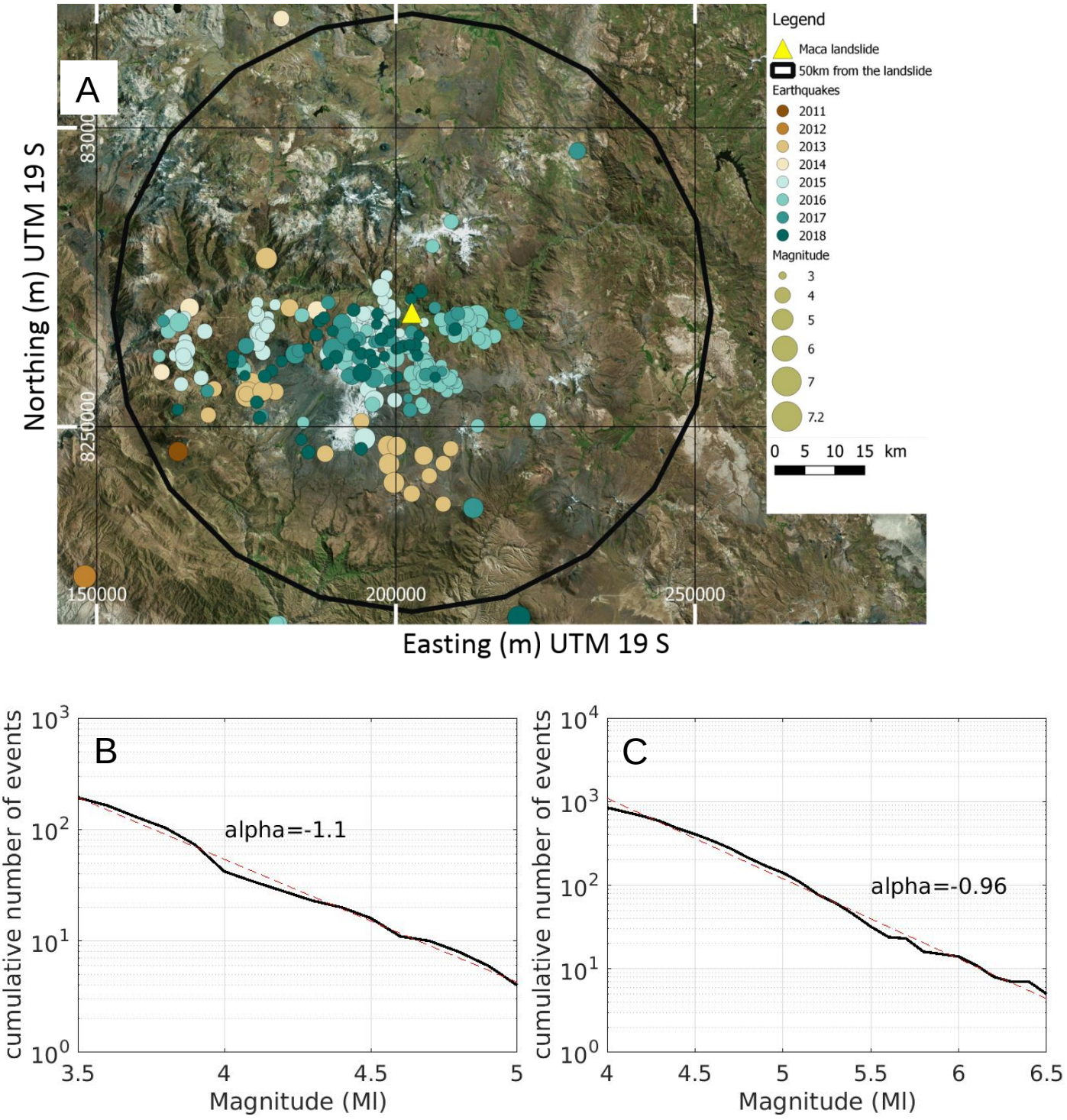


Figure 3-2 (A) Sismicité relocalisée par l'Institut de Géophysique du Pérou (IGP), dans un rayon de 50 km autour de Maca entre 2011 et 2018. La couleur représente l'année des séismes et la taille des cercles correspond à leurs magnitudes. (B) nombre d'évènements cumulés en fonction de la magnitude pour le catalogue sismique comprenant seulement les séismes à une distance inférieure à 50 km entre 2011 et 2018. (C) nombre d'évènements cumulés en fonction de la magnitude pour le catalogue sismique de tous les évènements enregistrés au Pérou entre 2011 et 2018.

2,8 et 6 (Figure 3-2). La complétude du catalogue pour les séismes ayant une distance inférieure à 50 km du glissement de terrain est Ml≈3 (Figure 3-2B). On en déduit donc qu'un certain nombre de séismes en dessous de la magnitude 3 n'ont pas été détectés. La

complétude pour le catalogue complet donné par l'Institut géophysique du Pérou (IGP) est Ml≈4 (Figure 3-2C).

Les séismes ressentis dans cette vallée ont trois origines distinctes qui vont générer des séismes de magnitudes plus ou moins élevées (Zerathe et al., 2016).

1) Le Volcan Hualca Hualca, de par son activité, génère des séismes de magnitude ≤3 (Antayhua et al., 2002).
2) La sismicité régionale, due à la présence de nombreuses failles (Figure 3-1C) peut générer des séismes de magnitude ≤ 6.5 (Antayhua et al., 2002)
3) La subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud-américaine avec une vitesse de l'ordre de 6 à 7 cm/an et à une distance entre 100 et 500 km de la vallée de la Colca peut générer des évènements avec des magnitudes supérieures à 8 (Chlieh et al., 2011).

3.2.2 Précipitations

Dans cette région, les pluies sont saisonnières. Cela est très intéressant pour l'étude des forçages tels que la pluie et les séismes. On peut ainsi les étudier de manière séparée pendant la saison sèche ainsi que pendant la saison des pluies lorsqu'ils sont combinés. La saison des pluies dans la vallée de la Colca est comprise entre décembre et mai de chaque année (Figure 3-3). De plus, une étude menée par Zerathe et al. (2016) a montré

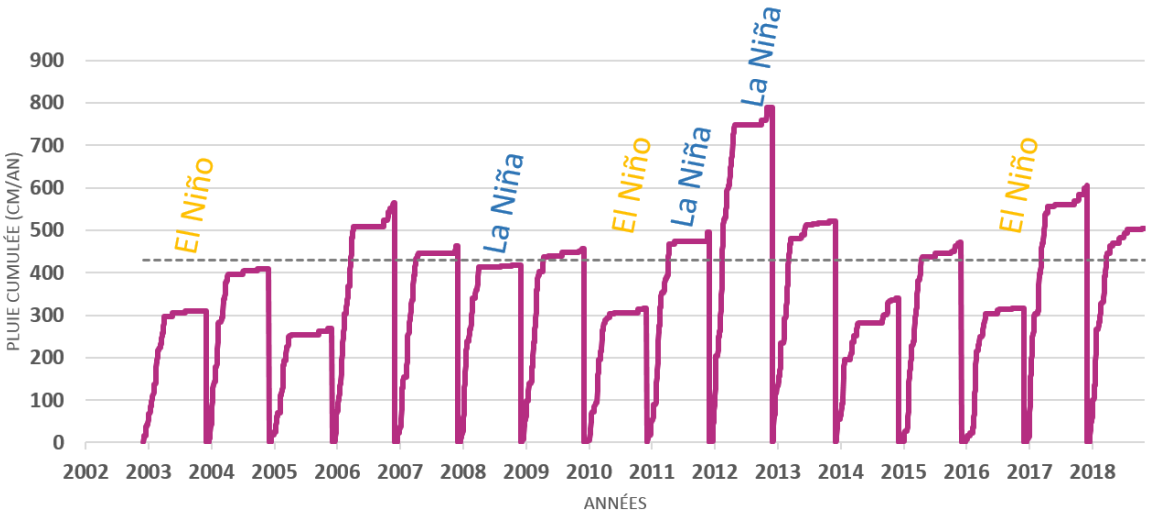


Figure 3-3 Pluie cumulée entre le 1er décembre et le 30 novembre de chaque année. En gris est représentée la pluie moyenne cumulée entre 2002 et 2018 en omettant volontairement l'année 2012, où les précipitations enregistrées étaient bien plus importantes que la moyenne. Les années avec un phénomène El Niño et La Niña modérés ou forts sont indiquées en jaune et bleu respectivement. Données pluviométriques obtenues sur le site de la SENHAMI.

que la quantité de pluie reçue est à peu près similaire sur l'ensemble de la zone où sont localisés les plus grands glissements de la vallée.

Un autre phénomène naturel influençant la quantité de précipitation reçue dans la vallée est le phénomène El Niño/la Nina. Dans la vallée de la Colca, les années El Niño sont souvent des années plus sèches, avec moins de précipitations que les années La Niña (Figure 3-3) (Segura et al., 2016).

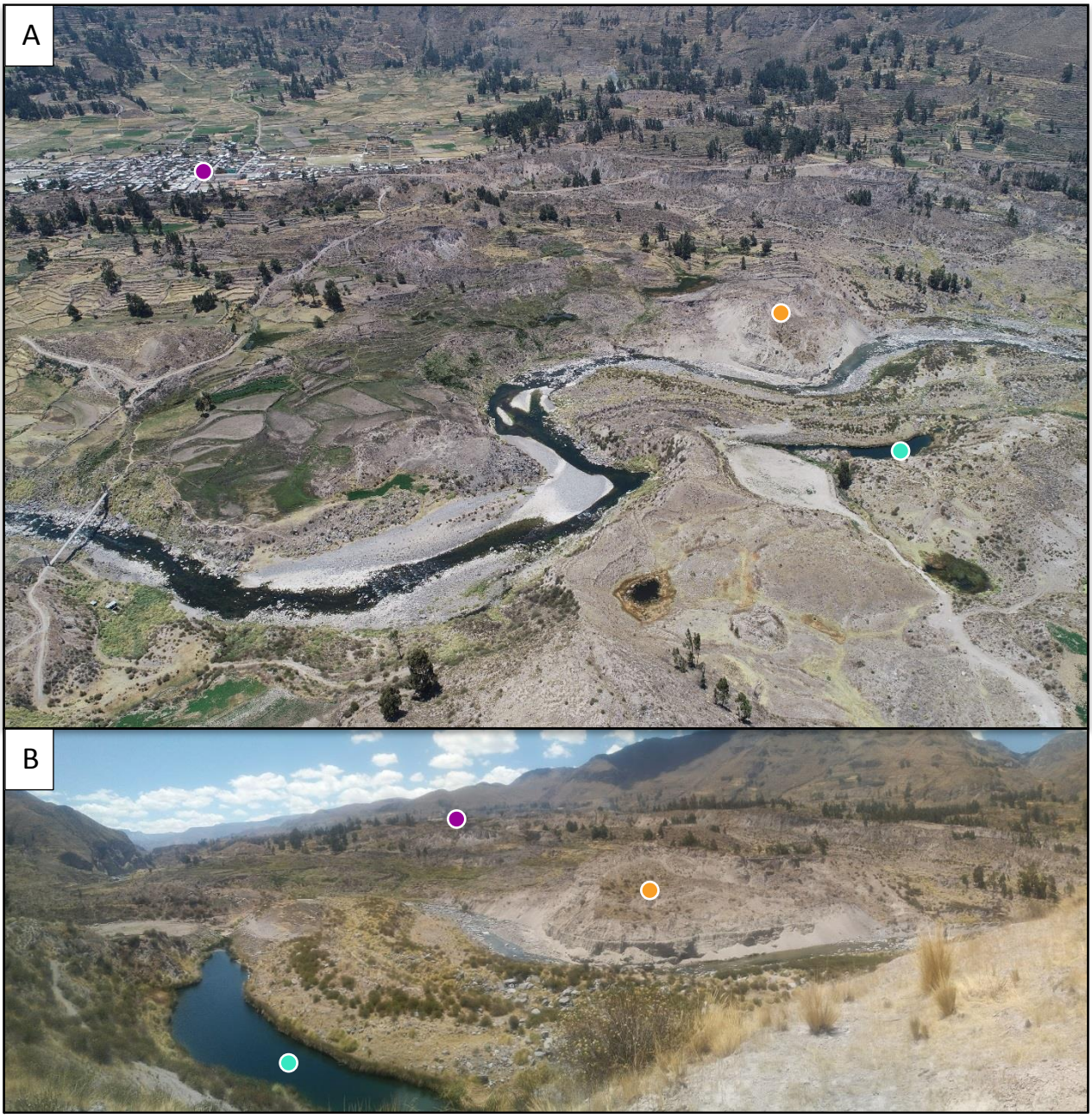


Figure 3-4 (A) Photo du glissement de terrain de Maca, prise avec un drone en novembre 2018. (B) Photo du glissement de Maca prise la même année depuis la rive opposée (Lari). Les points colorés correspondent aux lieux similaires dans les images A et B.

3.2.3 La rivière Colca

Si aucune étude n'a encore été publiée sur l'impact de la rivière Colca sur les glissements de terrain et l'érosion dans la vallée, Pham et al. (2018) montrent que la concentration des mouvements de terrain proches de la rivière est un indicateur de l'importance de ce forçage. En effet, de nombreux petits glissements de terrain (rapides) ont étés enregistrés proche de la rivière Colca, indiquant que l'érosion par la rivière est un des processus actifs générant des mouvements de terrain dans la vallée.

3.3 Le glissement de terrain de Maca

Le glissement de terrain auquel je me suis principalement intéressée pendant cette thèse est celui situé près du village de Maca, communément appelé le glissement de terrain de Maca ou encore « Maca » (Figure 3-1 et 3-4).

En plus d'être le plus grand glissement de terrain lent de la vallée, avec un volume estimé autour de 60 Millions de m^3 (Zerathe et al., 2016), ce glissement nous a intéressé pour plusieurs autres raisons. Les risques que présentent ce glissement pour la population du village de Maca ont conduit à plusieurs études scientifiques, qui ont montré deux particularités importantes :

(1) Le principal forçage de sa cinématique semble être la pluie (Zerathe et al., 2016)

(2) La cinématique du glissement peut être influencée par les séismes (Lacroix et al., 2015, 2014).

Le suivi de ce glissement de terrain lent permettrait donc de mieux comprendre et quantifier l'impact des différents forçages que sont la pluie et les séismes sur la cinématique du glissement, dans une région où ils peuvent impacter séparément et de manière combinée. L'avantage principal d'un glissement de terrain lent sur un glissement rapide est qu'il a une vie, avec des phases d'accélération et de décélération selon l'impact des différents forçages, phases qu'un glissement de terrain rapide ne possède pas (ou peu). De plus, il est possible de l'instrumenter afin d'obtenir des informations sur l'évolution des propriétés mécaniques du sol au cours du temps.

Un autre avantage de ce glissement est qu'il est étudié depuis 2001. Nous avons donc quelques connaissances sur sa géologie, formation et cinématique au cours du temps. Les mesures effectuées conjointement par l'INGEMMET et l'IRD (Zavala et al., 2013; Zerathe et al., 2016) ont permis de mieux le caractériser (Figure 3-4).

3.3.1 Histoire du glissement de Maca

Après l'incision de la vallée et des dépôts lacustres, plusieurs avalanches rocheuses pour lesquelles les âges exacts ne sont pas connus se sont déversées sur la vallée. L'avalanche qui a recouvert une partie de ce qui est aujourd'hui le glissement de Maca (couche « rock avalanche deposit », Figure 3-1C) a pu être datée de 10 000 ans (Zerathe, personnal coommunication). L'origine de cet éboulement a été associée à l'escarpement observable au sud-ouest de Maca (voir Figure 3-1C). Il a généré une couche de blocs volcaniques de tailles très variées (entre le centimètre et le mètre) et dont la matrice est remplie de grains fins sur une bonne partie de la zone de Maca. L'épaisseur de la couche est aussi très variable dans l'espace. Grâce aux escarpements visibles sur le glissement de Maca ainsi qu'aux profils de résistivité réalisés en 2014, nous savons que cette couche peut varier entre quelques mètres et aller jusqu'à plus de 30 mètres à certains endroits (Zavala et al., 2013; Zerathe et al., 2016).

La présence de plis à l'interface entre les sédiments lacustres et l'avalanche rocheuse indique que le sol était possiblement saturé en eau au moment de l'avalanche (Zerathe et al., 2016). Le chargement de manière quasi instantanée d'une pente saturée en eau peut causer un chargement statique non drainé, qui génère une augmentation de la pression des pores et une possible déstabilisation de la pente (Hutchinson and Bhandari, 1971; Sassa et al., 2004). À cela peut s'ajouter le fait que la contrainte normale imposée à la pente a aussi été fortement augmentée par l'avalanche. Il est donc probable que le glissement de terrain de Maca ait été initié à cette époque. La réactivation du glissement de manière récente (fin du 20^{e} siècle) est, elle, possiblement liée à la « compétition » entre deux glissements de terrain. En effet entre 1980 et 1985, un glissement de terrain rapide a eu lieu à côté du village de Lari, situé juste en face de celui de Maca par rapport à la rivière (Figure 3-1C et 3-5B et 3-6). Ces dates sont basées sur l'observation d'images optiques satellitaires ainsi que sur les souvenirs de la population vivant à Lari et Maca. Une partie du flanc de Lari s'est effondrée de manière rapide, modifiant par la suite le cours de la rivière Colca de plus de 200 mètres comme indiqué dans la Figure 3-5 B (Zerathe et al., 2016). Il est possible que cette déviation soit à l'origine de la réactivation du glissement de Maca. La rivière, de par son nouveau cours (Figure 3-5), serait venue éroder la base de Maca de manière beaucoup plus intense.

3.3.2 Classification du glissement de terrain

Zerathe et al. (2016) ont proposé deux possibilités quant à la classe de mouvement de terrain auquel appartient le glissement de Maca. Ces deux hypothèses sont basées sur les observations de terrain.

Premièrement, Maca peut être considéré comme un glissement de terrain limoneux/argileux complexe, avec une surface de rupture de courbure inégale (Hungr et al., 2014). Cela a été basé sur les 4 caractéristiques du glissement suivantes :

(1) la présence de horsts et de grabens à l'amont du glissement ;

(2) des rotations locales indiquées par des blocs basculés;

(3) le mouvement du glissement de terrain en son centre qui est parallèle à la pente et avec un faible angle d'inclinaison ;

(4) ainsi que la topographie moyenne de la pente qui est faible sur l'ensemble du glissement de terrain.

L'autre possibilité proposée par Zerathe et al. (2016) est de le classer dans la catégorie « lateral spreading ». Dans ce cas, l'avalanche rocheuse a le rôle de la couche rigide et la couche de sédiments lacustres, située en dessous de l'avalanche rocheuse est celle qui se déforme.

3.3.3 Caractérisation du Glissement de terrain de Maca

L'ensemble des données géodésiques, géologiques et géophysiques collectées sur le glissement ont donné lieu à des cartes de vitesses de déplacement ainsi qu'à une coupe transversale interprétative des différents blocs et surfaces du glissement de Maca (voir Figure 3-5).

Le glissement de terrain est constitué de deux blocs principaux se déplaçant à des vitesses différentes. Ces blocs sont délimités par deux escarpements principaux visibles sur les Figure 3-5 et 3-6. La partie située près de la rivière est la plus ancienne et la plus rapide. Elle a une vitesse moyenne d'un peu plus d'1 m/an avec un pendage très faible, presque horizontal. Le bloc supérieur est plus lent, avec une vitesse moyenne de 50 à 80 cm/an et avec un pendage supérieur à 45°. La surface de glissement a été estimée par Zerathe et al. (2016) à environ 60-70 mètres de profondeur maximale au niveau du bloc supérieur et à environ 40 mètres pour le bloc inférieur (voir Figure 3-5 A et B), estimée grâce à des profils de résistivités.

La profondeur de l'avalanche rocheuse varie aussi de manière significative dans l'espace. Son épaisseur peut varier entre quelques mètres et plusieurs dizaines de mètres entre le pied et le haut du glissement (voir Figure 3-5 A).

Il est cependant important de noter que cette coupe n'est qu'un des modèles possibles et en aucun cas une certitude quant à la profondeur des couches et de la surface de glissement. Elle constitue cependant une base pour la suite de notre étude.

3.3.4 Les différents forçages du mouvement de Maca

➔ Hydrologie

L'eau joue un rôle très important dans la cinématique d'un glissement de terrain. Cette dernière à Maca, peut venir par la pluie, mais aussi par voies souterraines. En 2013, une étude hydrologique publiée par l'INGEMMET (Zavala et al., 2013) a recensé vingt et un points d'eau ayant pour origine une source souterraine sur le glissement ainsi que le village de Maca. Parmi ces sources souterraines, neuf d'entre elles ressortaient directement sur, ou en aval, du glissement (Figure 3-6). L'eau qui circulait sur le glissement de terrain était aussi, initialement, apportée grâce à des systèmes de canaux pour l'irrigation des cultures. Ces systèmes d'irrigation, bien qu'encore existants aujourd'hui à certains endroits, ont pour la plupart été arrêtés. La raison principale est que la plupart des terrains agricoles ont été relocalisés par l'État afin de limiter les risques liés au glissement. De plus, la présence de fractures générées par le mouvement du glissement rendait l'irrigation inutile et impossible.

Il est important de noter que ces sources d'eau souterraine ont été localisées pendant la période des pluies de 2010 et qu'il n'est pas certain qu'elles soient toutes actives tout au long de l'année. De plus, les séismes et les déplacements du glissement de terrain peuvent aussi influencer le cours de ces sources souterraines et changer les chemins qu'elles vont suivre au cours du temps (Krzeminska et al., 2013; Montgomery and Manga, 2003).

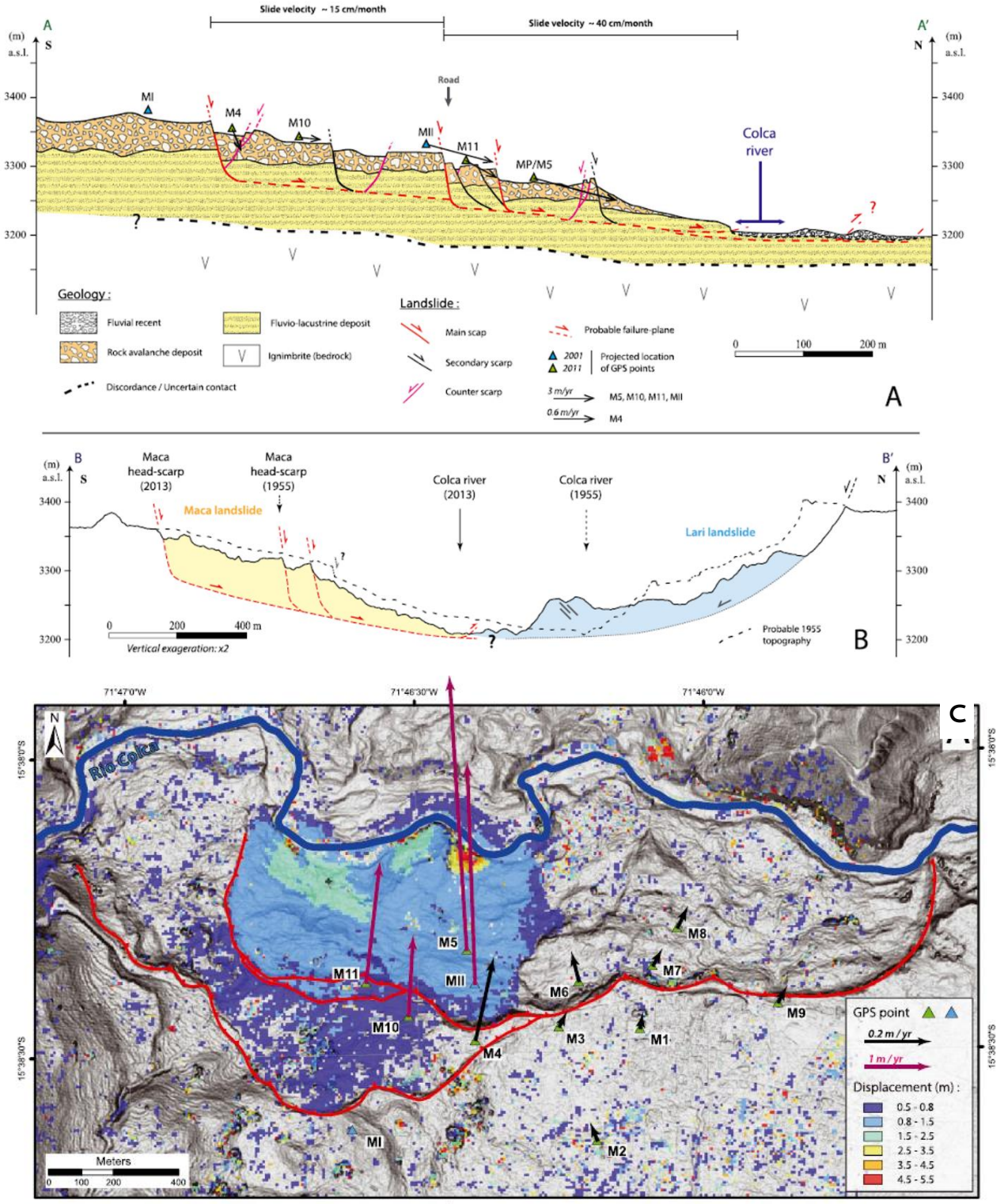


Figure 3-5 (A) et (B), coupe transversale interprétée à partir de données géophysiques, géologiques et géodésiques du glissement de terrain de Maca (Zerathe et al. 2016). (C) Champ de déplacement du glissement de Maca calculé entre le 21 mars et le 29 juillet 2013 par corrélation d'images optiques Pléiades orthoréctifiées (Zerathe et al. 2016)

Comme il est indiqué sur la Figure 3-6, des mares sont présentes en bas du glissement de terrain de Maca dans des grabens. Elles sont le marqueur de la saturation du sol à cet endroit (ou de présence d'argiles en grande quantité, empêchant le drainage du sol). Un fait important est que ces mares sont encore visibles à la fin des saisons sèches, indiquant que le sol est saturé au pied du glissement de terrain, et ce même après plusieurs mois sans précipitations.

La perméabilité du sol du glissement de terrain de Maca dépend énormément de la profondeur et de la zone que l'on considère. La couche supérieure, composée de l'avalanche rocheuse, est très perméable dû à l'hétérogénéité de la taille des blocs qu'elle contient. De plus, la matrice fine est constituée de limons argileux, qui sont érodés par la circulation des fluides internes entre les blocs andésitiques (Zavala et al., 2013; Zerathe et al., 2016). Cela a pour effet de déstabiliser cette couche peu consolidée.

La couche plus profonde, composée de sédiments lacustres est, elle, théoriquement beaucoup moins perméable (Zavala et al., 2013; Zerathe et al., 2016). Cependant, comme

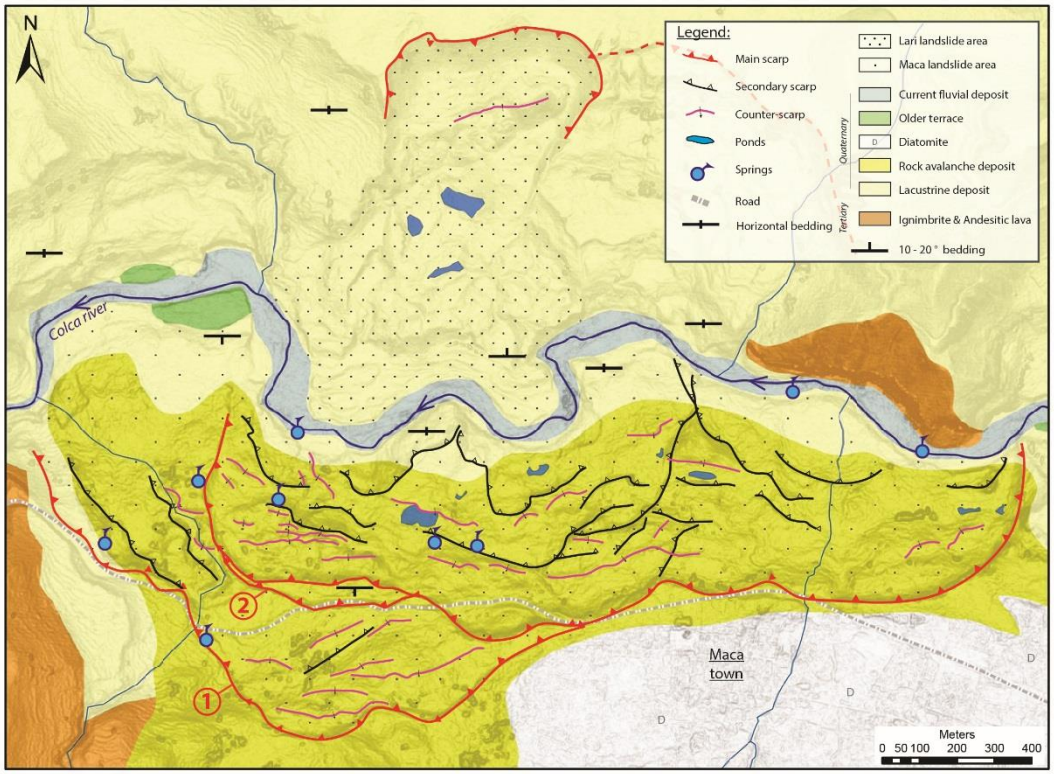


Figure 3-6 Carte géomorphologique des glissements de terrain de Maca et de Lari montrant les escarpements principaux (en rouge), les escarpements secondaires (en noir) et les escarpements antithétiques en rose. D'après Zerathe et al. (2016)

mentionné précédemment, cette couche est constituée d'une alternance de strates de limon argileux et de dépôts détritiques. Si les premiers sont très peu perméables, les dépôts détritiques constitués de grains beaucoup plus gros, forment une couche très perméable et peuvent constituer, au sein même de la couche de sédiments lacustres un drain horizontal, où l'eau peut s'infiltrer et être mise sous pression. L'eau accèderait à ces couches par les fissures verticales coupant les strates de limon, fissures générées entre autres par le mouvement du glissement lui-même (Zerathe et al., 2016).

La différence de perméabilité de ces deux couches, appuyée également par des profils de résistivité du sol nous permet de dire qu'il existe une nappe phréatique libre en surface du glissement. Sa profondeur change probablement dans l'espace, selon la profondeur de l'avalanche rocheuse, et dans le temps, selon si l'on est en saison sèche (de juin à novembre) ou en saison des pluies (de décembre à mai). Il est cependant important de noter que la nappe phréatique en surface est probablement toujours existante, même pendant la saison sèche due à l'apport d'eau par les sources d'eau souterraine.

L'étude de la résistivité du sol (Zerathe et al., 2016) propose qu'en saison des pluies, la nappe phréatique qui se crée en surface permet l'infiltration de l'eau dans la couche moins

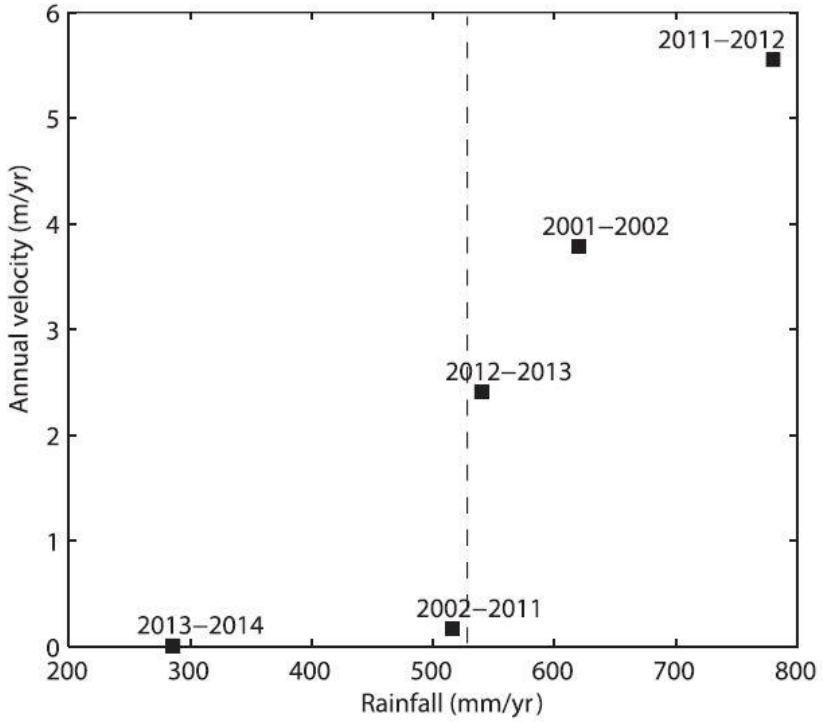


Figure 3-7 vitesses moyennes du glissement de terrain de Maca en fonction de la pluie annuelle cumulée. La ligne pointillée verticale représente le seuil de pluie cumulé nécessaire pour initier le mouvement du glissement de terrain. D'après Zerathe et al. (2016)

perméable qui se sature au fur et à mesure. Cette saturation a pour conséquence l'augmentation de la pression des pores qui peut déstabiliser une pente (cf. Chapitre 1).

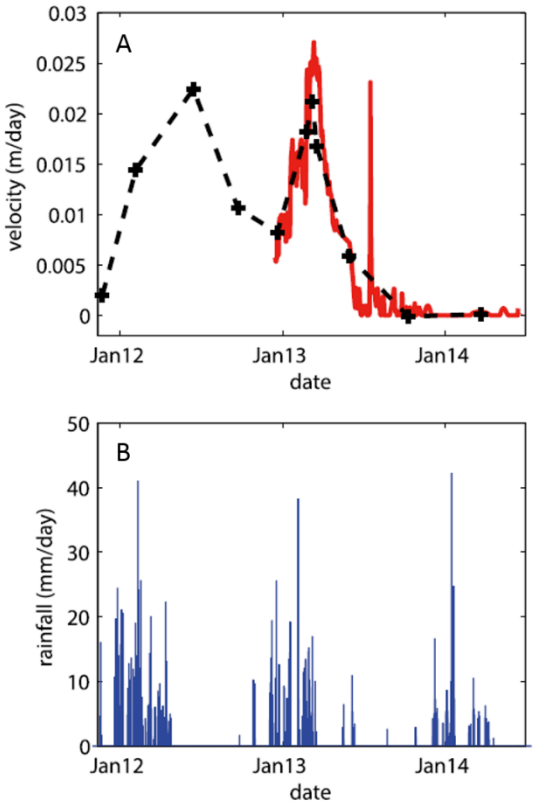


Figure 3-8 Vitesse moyenne du point MP (ligne rouge) mesuré par un GPS continu et du point M5 (croix noires) mesuré par des campagnes GPS (voir Figure 3-5 A et C). Précipitations journalières mesurées à Madrigal (voir point noir Figure 3-1). Modifié d'après Zerathe et al. (2016)

Cependant, une certaine quantité de pluie est nécessaire pour que le glissement entre en mouvement (Zerathe et al., 2016). En dessous de 520 mm de pluie cumulée par an, le glissement de terrain de Maca a une vitesse proche de zéro (Figure 3-7). La vitesse augmente de manière rapide au-dessus de ce seuil de 520 mm/an pour atteindre des valeurs proches de 2m/an.

En 2012, une très forte saison des pluies a été observée due au phénomène la Niña. Cette année-là, presque deux fois plus de précipitations que les années précédentes ont été enregistrées (Figure 3-3). Un des faits marquants à Maca a été une accélération importante du glissement, probablement en réponse à ces pluies. En quelques mois, la masse s'est déplacée de plus de 7 mètres (Zerathe et al., 2016). Cela tente à montrer que le glissement de terrain de Maca réagit fortement au forçage pluviométrique et à l'infiltration de l'eau dans le sol de manière plus générale.

Finalement, la cinématique du glissement de Maca est fortement influencée par la saisonnalité des précipitations. En effet, comme visible sur la Figure 3-8, pendant la saison des pluies, le glissement subit une accélération, avec un décalage en temps de plusieurs semaines dû au seuil de pluie prérequis pour que le glissement entre en mouvement. Une fois la saison des pluies terminée, le glissement de terrain ralentit. Pendant la saison des pluies 2013-2014, la faible quantité de précipitations reçues n'a pas permis au glissement d'entrer en déplacement.

➔ Les séismes

La cinématique du glissement de Maca répond aussi aux séismes. En 2013, un séisme de magnitude 6 a eu lieu à une vingtaine de kilomètres de Maca. Un GPS installé sur le

bloc aval de Maca et enregistrant en continu (M5, Figure 3-5 A et C), a permis d'enregistrer la première série temporelle GPS observant la réponse d'un glissement de terrain lent à un séisme (Lacroix et al., 2014). 2 cm de déplacement co-sismique a été observé suivi d'un temps de relaxation post-sismique de cinq semaines, pendant lequel le glissement s'est déplacé de 6 cm (Figure 3-9). Cet effet post-sismique a alors été modélisé par des lois de friction type « rate and state »

Ce séisme ayant eu lieu en saison sèche, il serait intéressant de voir la réaction du glissement de terrain de Maca à un séisme de magnitude similaire, mais en saison des pluies. Cela permettrait de voir s'il existe une combinaison entre la pluie et les séismes sur un glissement de terrain lent.

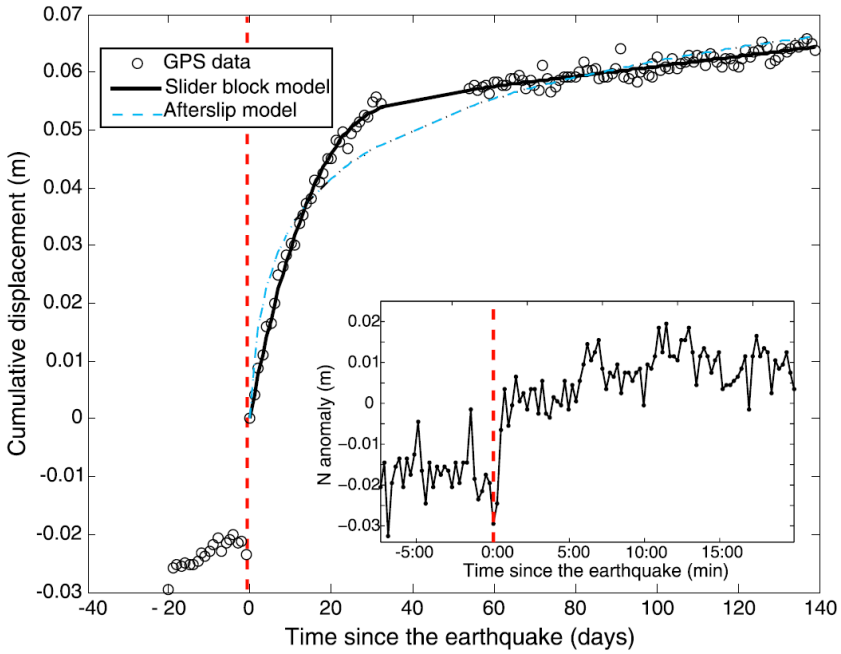


Figure 3-9 Série temporelle du déplacement cumulé mesuré par GPS sur le glissement de terrain de Maca (M5, Figure 3-5 A et C). La ligne verticale rouge représente un séisme de magnitude 6 ayant eu lieu à 20 km du glissement le 17 juillet 2013, c'est-à-dire pendant la saison sèche. D'après Lacroix et al. (2014).

➔ La rivière

Finalement, il est important de noter que la rivière doit aussi jouer un rôle important sur la mécanique du glissement de terrain. En effet, l'érosion du pied du glissement de Maca est probablement la première cause de la réactivation du glissement, à la suite du mouvement de Lari qui a déplacé de manière significative le cours de la rivière. Cependant, nous n'avons pas de mesure directe de l'érosion de la base du glissement de Maca pour appuyer nos propos.

3.4 Conclusion

La présence de nombreux glissements de terrain lents dans la vallée ainsi que la forte occurrence d'évènements sismiques, combinés à une pluie saisonnière rendent cette vallée très intéressante pour la quantification et la meilleure compréhension de l'effet des différents forçages sur les mouvements de terrain.

Cette vallée nous permet d'utiliser les deux approches mentionnées à la fin du chapitre 1.

(1) La présence de plusieurs glissements de terrain lents nous permet de regarder comment une population de glissements de terrain répond à un même forçage (Handwerger et al., 2019, 2015; Lacroix et al., 2015). Ce sera l'approche proposée dans le chapitre 4, avec l'utilisation de la corrélation d'images optiques satellitaires sur 28 ans à l'échelle de l'ensemble de la vallée.

(2) La connaissance un peu plus approfondie du glissement de Maca, dont la cinématique répond aux différents forçages que sont la pluie et les séismes, nous permet d'étudier la réponse de ce glissement à plusieurs forçages au cours du temps. Pour ce faire, nous utiliserons les instruments (GPS, sismomètres) installés sur Maca depuis fin 2015. Cette approche in situ sera plus amplement présentée dans le chapitre 5.

Chapitre 4 Étude long-terme (28 ou 50 ans) de la cinématique des mouvements de terrain de la vallée de la Colca par télédétection optique satellitaire

Table des matières

4.1 Étude d'une population de glissements de terrain 75

4.1.1 Forçages sismiques 76

4.1.2 Forçages pluviométriques 78

4.1.3 Méthodes et problématiques 80

4.2 Inversion of deformation time-series from optical images, and application to the long term kinematics of slow-moving landslides in Peru. 83

4.2.1 Introduction 84

4.2.2 Study area 87

4.2.3 Data processing 89

4.2.4 Results 95

4.2.5 Discussion 103

4.2.6 Conclusions 112

4.2.7 Conclusions de l'article en Français 113

4.3 Perspectives 113

4.1 Étude d'une population de glissements de terrain

Dans ce chapitre, nous nous proposons d'étudier l'effet de « plusieurs » forçages (précipitation ou séisme) sur la cinématique d'une population de glissements de terrain afin de mieux comprendre les mécanismes associés.

Cette approche a été utilisée, jusque-là, pour étudier l'impact d' « un seul » forçage sur un ensemble de glissements de terrain rapides (Keefer, 1984; Malamud et al., 2004; Meunier et al., 2007) ou lents (Handwerger et al., 2019, 2015; Lacroix et al., 2015; Scheingross et al., 2013). Elle a permis, notamment, de mieux comprendre les propriétés qui contrôlent le déclenchement ou l'accélération des glissements de terrain. Les conclusions

tirées par ces études sont aujourd'hui utilisées pour la création des cartes de susceptibilité des glissements de terrain à l'échelle locale ou mondiale (Kirschbaum and Stanley, 2018; Nadim et al., 2006; Stanley and Kirschbaum, 2017), d'où, entre autres, l'importance de ces études statistiques.

L'étude d'une population de glissement de terrain a été grandement facilitée par l'apparition de la télédétection, permettant d'étudier de larges zones sur de grandes périodes de temps, ainsi que grâce au développement des techniques de localisation des mouvements de terrain permettant la détection semi-automatique de ces derniers (Guzzetti et al., 2012).

4.1.1 Forçages sismiques

L'étude statistique du déclenchement des glissements de terrain par des séismes nécessite avant tout la création de catalogues répertoriant les évènements de la manière la plus précise possible. Bien que le nombre de catalogues soit en augmentation ces dernières décennies grâce au développement de nouvelles techniques de détection, ces catalogues restent trop peu nombreux et trop peu précis. Tanyas et al. (2017) ont commencé un travail de centralisation de ces catalogues. Ils montrent notamment que sur 365 séismes pour lesquels nous avons la connaissance d'un ou plusieurs glissements de terrain déclenchés, seuls 135 d'entre eux ont une base de données répertoriant ces mouvements de terrain. Cependant, seulement 46 d'entre eux détaillent de manière suffisante les caractéristiques importantes pour l'étude statistique. De plus, la majorité des catalogues ne prennent en compte que les glissements de terrain rapides et déclenchés de manière cosismique. Il est rare que les études prennent en compte l'effet long terme des séismes qui est pourtant important pour la compréhension, par exemple, de la formation des reliefs.

Afin de pouvoir faire des prévisions sur la susceptibilité des glissements de terrain en réponse à différents niveaux de secousses et dans différents contextes géologiques, un grand nombre de catalogues est encore nécessaire (Tanyaş et al., 2017). Cela permettrait notamment de mieux prendre en compte les différents paramètres pouvant influencer la susceptibilité des glissements de terrain lors d'un séisme tel que la pente, la géologie et les cartes de secousses sismiques. Sans cela, des lois que l'on pense valides pour tout type de séisme, sont en fait applicables qu'à une géologie donnée et/ou à un certain type de séismes (inter ou intra plaque, normal ou reverse ou cisaillant, etc.) (Hancox et al., 2002; Jibson and Harp, 2012).

L'étude de ces quelques inventaires de glissements de terrain rapides déclenchés par les séismes a permis de voir, par exemple, qu'il existe une relation entre la magnitude de

moment, l'aire impactée et le volume mobilisé par des mouvements de terrain (Keefer, 1984; Malamud et al., 2004) (Figure 4-1b). Par la suite, il a été montré que la densité spatiale des mouvements de terrain est corrélée très fortement à l'intensité des secousses sismiques (Meunier et al., 2007) (Figure 4-1a). Cette relation a même permis à Meunier et al. (2013) de localiser la source d'un séisme à partir de la distribution des mouvements de terrain déclenchés par ce même séisme.

Les caractéristiques d'un séisme (moment sismique, profondeur, mécanisme à la rupture, voire la cinématique de la rupture), l'atténuation des ondes dans le sol ainsi que les effets de site liés à la géologie et à la topographie, sont des paramètres et des mécanismes qui influencent la propagation des ondes sismiques et leurs amplitudes dans un milieu donné. Ils ont donc un très fort impact sur la densité de mouvements de terrain déclenchés et les volumes mobilisés (Marc et al., 2016; Meunier et al., 2007; Roering et al., 2005). Marc et al. (2016) ont donc affiné la relation de Keefer (1984) et Malamud et al.

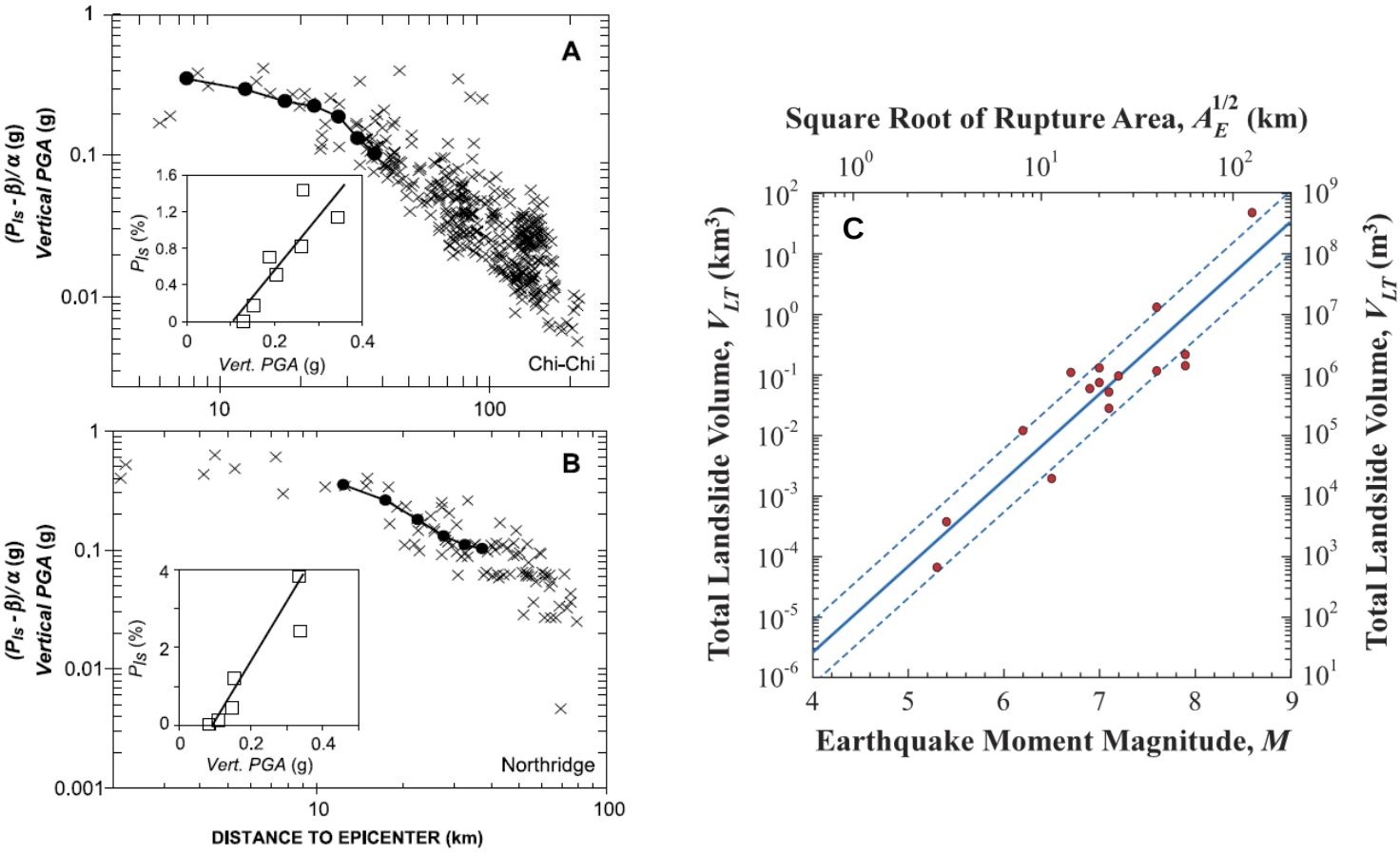


Figure 4-1 a et b densité de mouvements de terrain (cercles pleins) et PGA vertical (croix) en fonction de la distance à l'épicentre pour le séisme de Chi Chi (a) et le séisme de Northridge (b). a et b sont d'après Meunier et al. (2007). (c) Volume total de mouvements de terrain déclenchés par un séisme en fonction de la magnitude de moment de ce dernier. Les points rouges sont les volumes mobilisés par 16 mouvements de terrain. D'après Malamud et al. (2004)

(2004), en proposant de prendre en compte ces caractéristiques ainsi que la topographie, afin de relier le volume total mobilisé et l'aire affectée par des mouvements de masse pour un évènement sismique donné (Figure 13 du chapitre 1).

Pour ce qui est des glissements de terrain lents, Scheingross et al. (2013) ont aussi montré que leur distribution est fortement influencée par la sismicité régionale (Figure 4-2). Ils proposent en effet que la zone d'endommagement de la faille soit à l'origine de la concentration de 75% des mouvements de terrain lents de la région dans les 2 km autour de la faille San-Andreas. La roche, dans la zone d'endommagement de la faille, a une rigidité plus faible, ce qui a pour conséquence d'augmenter la susceptibilité des pentes à la génération de glissements de terrain.

Lacroix et al. (2015), ont montré grâce à une population de glissements de terrain lents au Pérou que les paramètres qui contrôlent leur accélération pendant et après un séisme sont la géologie et la distance à la source. Ils avancent l'hypothèse que la friction basale d'un glissement dans les semaines qui suivent un séisme dépend de l'intensité des secousses pendant le séisme (Lacroix et al., 2015, 2014).

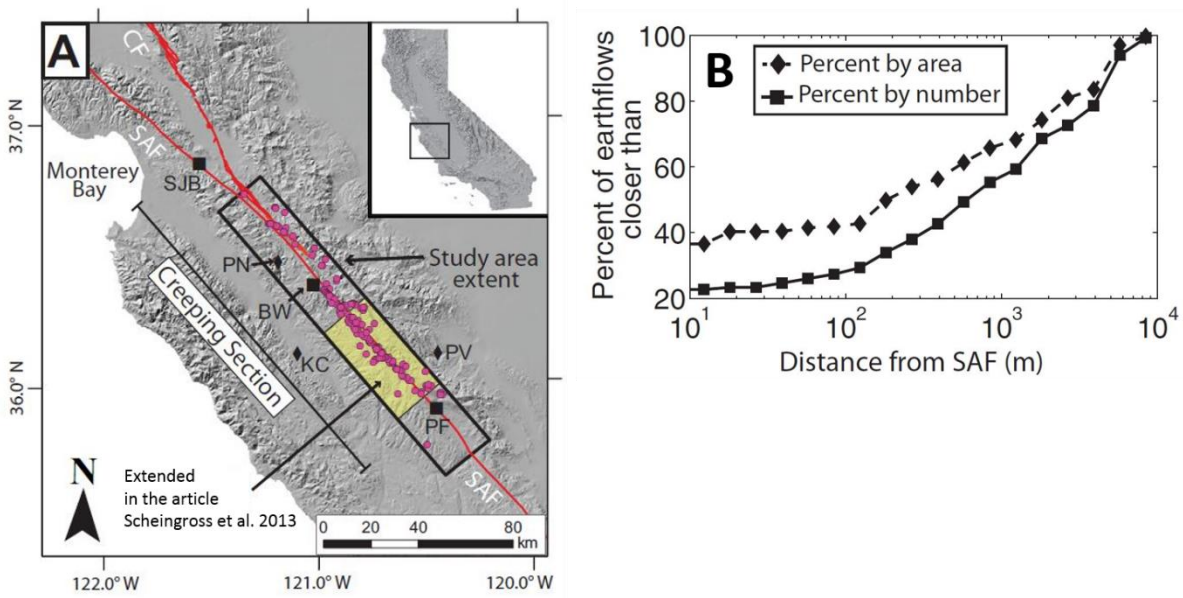


Figure 4-2(a) Carte montrant la zone d'étude ainsi que les glissements de terrain lents actifs (points roses), la faille San Andreas (SAF) et Calaveras (CF) (lien rouge). (b) distribution cumulée des glissements de terrain lents en fonction de la distance à la faille San Andreas (SAF). La ligne continue représente la distribution du nombre de glissements lents alors que la ligne pointillée se base sur l'aire totale des glissements lents. D'après scheingross et al. (2013)

4.1.2 Forçages pluviométriques

L'étude des mouvements de terrain rapides déclenchés en fonction de la pluie cumulée sur quelques jours ou depuis le début de la saison des pluies a permis de voir qu'il existe un seuil de pluie prérequis, spécifique à un glissement particulier ou à une région donnée,

nécessaire au déclenchement des mouvements de terrain rapides (Crozier, 1999; Gabet et al., 2004; Larsen and Simon, 1993). Tang et al. (2011a) ont montré que ce seuil pouvait diminuer après un large séisme.

Handweger et al. (2019, 2015, 2013) ont étudié les glissements de terrain lents dans la vallée de la rivière Eel en Californie. Ses études ont notamment permis de montrer qu'un modèle simple d'infiltration de la pluie à une dimension ne donne pas des résultats consistants permettant de trouver un seuil de pluie nécessaire à la réactivation de plusieurs glissements de terrain lents, pourtant soumis aux mêmes précipitations. Ce modèle simple se base sur la profondeur d'un glissement ainsi que sur la diffusivité du sol pour quantifier ce seuil. La complexité des glissements de terrain, avec notamment des chemins préférentiels pour l'infiltration de l'eau ainsi que la variation de ces chemins préférentiels de par la déformation constante d'un glissement, ne sont pas pris en compte (Handwerger et al., 2013).

Finalement, Handwerger et al. (2019) montrent que les fortes pluies ont plutôt tendance à influencer les glissements de terrain lents de faible profondeur alors que la pluie cumulée sur la saison des pluies ou sur plusieurs années vont, elles, influencer la cinématique des glissements de terrain profonds (Figure 4-3). En effet, en 2017, la région étudiée en Californie a reçu beaucoup plus de précipitations que l'année 2016 et 2018. En 2017, le nombre de glissements a fortement augmenté, puis diminué à nouveau en 2018. La profondeur des glissements de terrain lents qui ont accéléré en 2017 est estimée inférieure à 15m alors que ceux qui sont restés actifs pendant les deux années très sèches ont une profondeur supérieure à 15 m.

La différence de réponse aux précipitations des glissements de terrain peu profonds et profonds est aussi valable pour les glissements de terrain rapides (Chiang and Chang, 2011; Iverson, 2000; Rutter and Green, 2011).

Bièvre et al. (2012) apportent une possible interprétation dans le cas d'un glissement de terrain lent, avec un modèle hydrologique constitué de deux nappes phréatiques, une perchée et une plus profonde. Cette dernière est alimentée par un système de fissures permettant d'acheminer l'eau depuis la nappe perchée. La nappe profonde sera donc plus

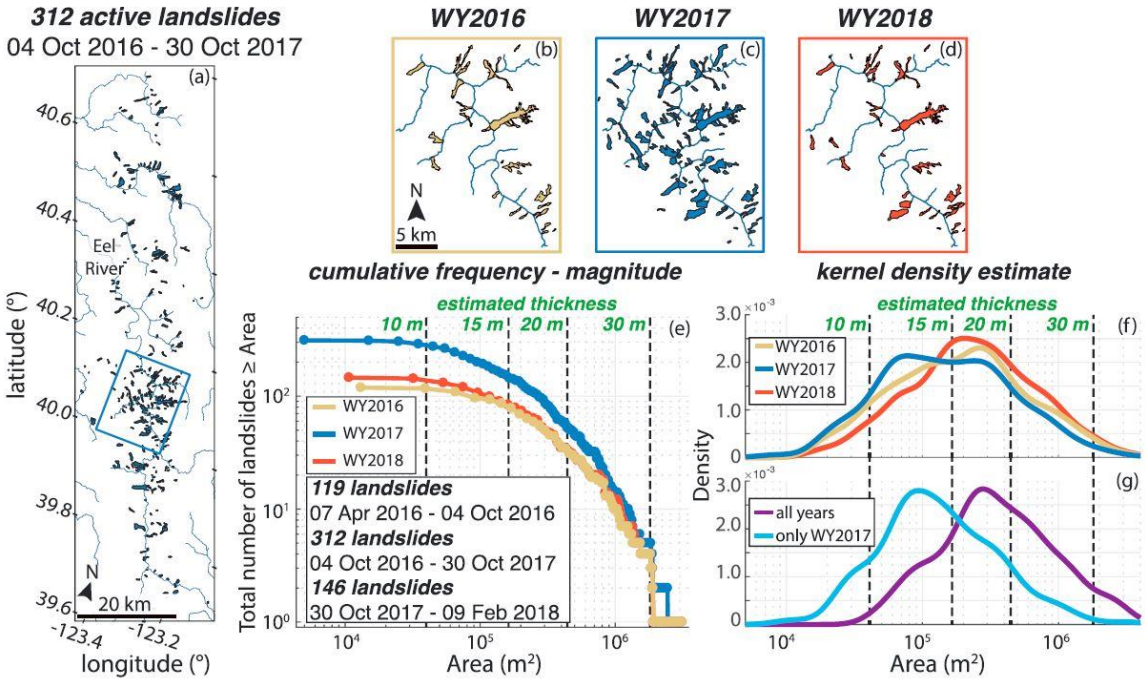


Figure 4-3 Inventeaire des glissements de terrain lents pour trois saisons humides (WY, pour « water year »). (a) Glissements de terrain lents actifs pendant la période WY2017. Les fines lignes représentent les rivières et aux tributaires les plus importantes. (b-d) Glissements de terrain lents actifs pendant les périodes WY2016, WY2017 et WY2018 pour la région encadrée en (a). (e) Nombre cumulé de glissements de terrain lents actifs en fonction de l'aire des glissements de terrain pour chaque période. (f,g) Densité de probabilité estimée pour les trois périodes, pour les glissements de terrain actifs pendant les trois périodes et ceux seulement actifs pendant la période WF2017. D'après Handwerger et al. (2019).

sensible à la pluie cumulée sur une ou plusieurs saisons alors que la nappe perchée sera sensible aux fortes pluies.

4.1.3 Méthodes et problématiques

Quand il s'agit d'étudier et de mieux comprendre les mécanismes impactant la cinématique des mouvements de terrain, les glissements de terrain lents deviennent très intéressants. Grâce à eux, il devient possible de suivre la réponse d'un glissement, ou d'une population de glissements à « plusieurs » forçages.

En effet, leurs mouvements persistent dans le temps et subissent des phases d'accélération et de ralentissement en fonction des forçages qui les impactent (Handwerger et al., 2019; Lacroix et al., 2015). Leurs suivis au cours du temps permet donc de comparer

l'impact de plusieurs forçages sur une même grandeur physique, tel que le déplacement par exemple.

Pour cette étude nous nous proposons de suivre le déplacement au cours du temps de plusieurs glissements de terrain lents. Pour ce faire, des séries temporelles du déplacement des différents glissements sont nécessaires afin de comparer leurs vitesses au cours du temps en réponse aux différents forçages.

Deux méthodes utilisant des images satellitaires sont à notre disposition :

➔ L'InSAR

L'InSAR est une méthode intéressante pour la génération de séries temporelles de déplacement sur des objets lents (<m/an). Elle a déjà beaucoup été utilisée, notamment par Hilley et al. (2004), Handwerger et al. (2019, 2015) et Scheingross et al. (2013) pour l'étude des glissements de terrain.

L'un des intérêts principaux de cette méthode est sa précision. Elle permet en effet d'avoir une précision des séries temporelles de l'ordre millimétrique (Colesanti and Wasowski, 2006), nécessaire pour les mouvements de terrain lents voire très lents (voir chapitre 1) (Colesanti and Wasowski, 2006; Handwerger et al., 2013; Wasowski and Bovenga, 2014). Cette technique peut être utilisée en cas de couverture nuages, ce qui n'est pas négligeable, et les images les plus récentes sont acquises avec un temps de retour d'environ 6 jours, grâce aux satellites sentinel-1A et B.

Certains points peuvent cependant limiter l'utilisation de cette technique. Par exemple, l'exposition de la pente ainsi que la direction du mouvement de terrain doivent aussi être favorables (Wasowski and Bovenga, 2014). Il est difficile de mesurer de manière certaine et exacte le déplacement des glissements de terrain dont la vitesse dépasse le mètre par an, à cause de sauts dans le déroulement de phase des interférogrammes. Ensuite, les déplacements sont mesurés dans le sens de la visée du satellite et il est parfois difficile de convertir ces déplacements sur un autre plan qui nous est plus familier (horizontal et/ou haut et bas). Finalement, l'acquisition de ce type de données n'a commencé seulement qu'à la fin des années 90. La première utilisation d'interféromètres radar sur un glissement de terrain remonte à l'utilisation d'images de 1993 (Kos et al., 2016). Cela, combiné au fait qu'il n'est pas possible de créer des interféromètres à partir d'acquisitions faites par des satellites différents, limite la longueur des séries temporelles potentiellement réalisable.

➔ Corrélation d'images optiques satellitaires

La corrélation d'images optiques satellitaires ou aériennes a déjà permis d'observer l'impact des séismes (Lacroix et al., 2015) ainsi que l'effet saisonnier (Stumpf et al., 2017) sur la cinématique des glissements de terrain lents. Cette méthode est utilisable de manière assez simple depuis 2004 (Delacourt et al., 2004) grâce notamment au développement d'algorithmes compliqués, mais dont l'utilisation est simplifiée (Leprince et al., 2007). Un travail de synthèse sur les différentes techniques de corrélation d'image a été mené par Stumpf et al. (2016).

Cette technique a une incertitude sur les déplacements mesurés de l'ordre de $1/10^{\text{ème}}$ (Michel and Avouac, 2002; Taylor et al., 2008; Van Puymbroeck et al., 2000) à $1/5^{\text{ème}}$ (Berthier et al., 2005; Leprince et al., 2007) de pixel. Selon l'origine des images corrélées, la répétitivité de l'acquisition des images est différente. En France par exemple, des campagnes aériennes sont entreprises tous les ans sur une vingtaine de départements. Grâce à cela, trois images complètes de la France ont été acquises entre 1960 et 1965, 2000 et 2005 ainsi qu'entre 2006 et 2010. Ces cartes sont accessibles au grand public sur le portail de l'IGN, l'institut national de l'information géographique et forestière. Pour ce qui est des images satellitaires, la répétitivité est plus élevée. Les Satellites SPOT acquièrent une image d'un lieu donné tous les 35 jours environ, contre tous les 5 jours à l'équateur pour les images Sentinelle 2 et tous les 8 jours pour les satellites Landsat. Un autre avantage de cette technique est que les mesures se font dans le sens des déplacements horizontaux.

Les inconvénients de cette technique sont qu'il est compliqué de mesurer des mouvements trop lents ainsi que les mouvements verticaux. Finalement, les nuages rendent la corrélation entre deux images impossibles.

L'acquisition d'images optiques aérienne avait déjà commencé dans les années 1920. Pour ce qui est des images optiques satellitaires, les premières images remontent aux années 1970 avec les satellites LANDSAT 1 à 3. La corrélation de ces images permet donc l'étude long terme des glissements de terrain lents.

Cependant, il est important de noter que la corrélation d'images acquises avec un certain nombre d'années d'écart peut s'avérer compliqué et ce pour plusieurs raisons. Il est par exemple difficile d'obtenir des résultats cohérents en corrélant deux images si la couverture du sol change entre ces dernières. Le changement de l'état du sol peut être dû à la construction de bâtiments, à la neige, aux champs, à la végétation, etc. Cet effet est très clair dans le cas de l'étude de la vitesse d'un glacier avec des périodes où le glacier est recouvert de neige et d'autres où la glace est apparente (Dehecq et al., 2015).

De plus, pour pouvoir remonter à plusieurs années en arrière, il nous faut souvent utiliser des images acquises avec des résolutions différentes, des radiométries différentes et des géométries différentes. Ces problèmes génèrent des erreurs dans la corrélation des images et peuvent biaiser les déplacements mesurés.

De manière générale, on peut s'attendre à une incertitude de l'ordre de $1/10^{ème}$ à $1/5^{ème}$ du pixel pour des images proches en temps (Leprince et al., 2007; Michel and Avouac, 2002). Cette incertitude peut augmenter de manière significative lorsque plusieurs années séparent les images. Par exemple Scherler et al. (2008) ont utilisé la méthode de corrélation entre des images ASTER séparées de 6 ans. Ils ont obtenu une incertitude raisonnable de l'ordre de ¼ de pixel. Cependant cette incertitude peut aller jusqu'à plusieurs fois la taille de pixel comme dans le cas de l'étude menée par Delacourt en 2004. Il a utilisé des images Quickbird avec une résolution de 0.6 mètres afin de mesurer les déplacements du glissement de la « Clapière » (France) sur huit années. Cela explique pourquoi très peu d'études se sont penchées sur la création de séries temporelles sur de longues durées.

Il existe un manque dans les méthodes développées à partir d'images optiques satellitaires pour générer des séries temporelles de déplacement. Ces méthodes permettraient pourtant d'étudier un ou plusieurs objets sur le long terme et de voir leurs réponses à plusieurs forçages.

Pour combler cette lacune, nous avons adapté une méthode, initialement utilisée en InSAR, permettant de générer des séries temporelles de déplacement afin d'étudier l'effet long terme des séismes sur des glissements de terrain lents.

4.2 Inversion of deformation time-series from optical images, and application to the long term kinematics of slow-moving landslides in Peru.

Cet article a été accepté dans Remote sensing of environment le 15 février 2018.

Abstract

Slow-moving landslides are numerous in mountainous areas and pose a large threat to populations. Many observations show that their kinematics is driven by climatic forcings and earthquakes. In this study, we document the complex interaction between those two forcings on the slow-moving landslide kinematics, based on the retrieval of landslide displacements over 28-years using optical satellite images. To overcome the decorrelation effect over this large time-span, and possible misalignment between images, we develop a method that uses the redundancy of displacement fields from image pairs to derive a

robust time-series of displacement. The method is tested on the 28-year long SPOT1/5-Pléiades archive, over an area in Peru affected by both earthquakes and rainfall. Errors are estimated on stable areas and by comparison with one 13-year long and eleven 3-year long GPS time-series on the Maca landslide. The methodology diminishes by up to 30% the uncertainty and reduces significantly the gaps due to decorrelation. The data set allows detecting 3 major landslides, moving at a rate of 35 to 50m over 28 years, and smaller landslides with lower displacement rates. Time-series obtained over the three main landslides provide interesting results of their long-term kinematics, primarily driven by precipitation.

We propose simple statistical hydro-kinematic models, relating yearly motion to seasonal rainfall, to explain the observed time-series. We found that annual precipitation is controlling the landslide displacements after a certain rainfall threshold is reached. Besides this control, we show the possible impact of a local Mw 5.4 earthquake in 1991 on the kinematics of the Maca landslide. Our results suggest that the earthquake accelerated the landslide and has an effect during several years on the precipitation threshold required for triggering a motion. These results suggest that the rainfall threshold can vary in time following strong earthquakes shaking.

4.2.1 Introduction

Slow-moving landslides are mass-movements with velocities ranging from a few centimeters to a few meters per year (Hungr et al., 2014). They can affect human settlements, such as villages and roads, and their economic impact is difficult to estimate because of their long-term time evolution (from a month to several decades, (Strozzi et al., 2010)). Furthermore, those slow-moving landslides may exhibit sudden acceleration phases and flows that are generally difficult to predict and can result in loss of life (Jongmans et al., 2009; Petley et al., 2002).

The kinematics of those active landslides is found to be primarily driven by precipitation and water infiltration (Iverson, 2000; Zerathe et al., 2016). Other sources of external forcing include river erosion (Eilertsen et al., 2008), earthquakes (Lacroix et al., 2014), glacier retreats (Strozzi et al., 2010), atmospheric tides (Schulz et al., 2009) and human activity (Mansour et al., 2011). All these factors act on different time-scales varying from seconds (earthquakes) to several hundreds or thousands of years (glacier retreat). In countries where both earthquakes and climatic triggering mechanisms are relevant, complex interactions are possible between the two mechanisms, in which one mechanism

could enhance the conditions for landslide triggering by fracturing/weakening the medium and/or increasing the pore pressure (Jibson et al., 1994). This process is also corroborated by observations over rapid landslides, where increased rates of landsliding have been observed in the years after large earthquakes (Dadson et al., 2004; Lin et al., 2008a; Marc et al., 2015), and proposed to be caused by eversible damage of rock mass. In addition to this damage process, earthquakes have been found to also modify the friction at the base of landslides, accelerating slow-moving landslides over several weeks (Lacroix et al., 2014; Moro et al., 2011) even for medium size earthquakes (Mw 6.0) in dry conditions. The number of observations over slow-moving landslides during earthquakes is however, very limited and the understanding of the complex interaction between rainfall and earthquake forcing still requires more observations. In this context, it is very important to monitor their activity over time.

Remote-sensing techniques based on both radar (e.g. Handwerger et al., (2013)) and optical satellites (e.g. Delacourt et al., (2004)) have proven to be efficient for this monitoring purpose. As opposed to Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR) data, where applications are limited to relatively slow landslides (≤1 m/yr) and with favourable slope orientations, optical satellites are particularly well adapted to monitor objects of small size like landslides, moving at centimeter to decameter rates per year (Bennett et al., 2016; Casson et al., 2003; Delacourt et al., 2004; Kääb, 2002; Lacroix et al., 2015; Stumpf et al., 2014). The landslide motion can be retrieved by a three step process (Leprince et al., 2007) including: (1) orthorectification of the images, (2) coregistration, and (3) correlation between pairs of diachronic images. This process has been applied on pairs of optical images from various platforms, including 0.6m resolution (pixel-size) Quickbird images (Delacourt et al., 2004), 0.7m resolution Pleiades images (Lacroix et al., 2015; Stumpf et al., 2014), 2.5m resolution SPOT5 images (Leprince et al., 2008), 15m resolution ASTER images (Kääb, 2002), and 15m Landsat images (Dehecq et al., 2015). All these studies have shown the possibility to retrieve the ground motion with an accuracy of a fifth of a pixel size (Lacroix et al., 2015).

The monitoring of different objects, as landslides, active faults or glaciers, from optical images is affected by clouds, problems of orthorectification, coregistration errors, shadows, changes of the surface state with time, and vegetation changes with time. All these effects induce noise and outliers in the images. Different post-processing filters have therefore been applied to remove these effects (Berthier et al., 2005; Heid and Kääb, 2012; Scherler et al., 2008; Stumpf et al., 2017, 2014), adapted to each of these problems. Other options to detect and monitor ground deformations have been developed, based

on the processing of the full Landsat archive (Dehecq et al., 2015; Fahnestock et al., 2015). Those different studies used the pairwise processing of Landsat to produce time-series of deformation fields. This strategy led to better coverage and lower uncertainties of the deformation fields.

The launch of new constellations of optical satellites, with a very good revisit time (Sentinel-2, 5 days; Landsat-7/8, 8 days at the Equator) increases considerably the number of data available over an area. This revisit time enables the creation of time-series of deformation, of large interest for detecting transient signals over different objects that can be precursors of catastrophic events. At the same time, these large data sets can be used to reduce the uncertainty of the deformation field. Indeed the pairwise process can be improved by taking into account a large number of possible image pairs, providing redundant measurements. This idea is commonly used by the InSAR community, where interferograms are often performed between optimal pairs of images, with limited perpendicular and temporal baselines. This led to different tools (Berardino et al., 2002; Cavalié et al., 2007; López-Quiroz et al., 2009), where phase delay maps between pairs of images are inverted into time-series using the redundancy of the measurements. The redundancy is useful to detect unwrapping errors (López-Quiroz et al., 2009) and limits the impact of the decorrelation noise. This approach has also been used successfully for the processing of time-series of displacement from SAR image correlation (Casu et al., 2011).

As opposed to InSAR, this time-series analysis is new for optical imagery. All the previous studies use raw time-series of deformation coming directly from the correlation of images with respect to a given master image (Fahnestock et al., 2015; Lacroix et al., 2015; Travelletti et al., 2012). When multiple images are acquired at the same time (for instance with agile very high resolution (VHR) satellites), averaging the results over the different multiple image pairs reduces the noise (Stumpf et al., 2017). On glaciers, Scherler et al. (2008) filtered the images by taking into account only the correlated images of 1-year apart. Dehecq et al. (2015) smoothed the glacier velocity field and reduced the noise by integrating several deformation fields of Landsat pairs separated by 1-year.

The idea of this study is to use available optical images to derive a system of redundant measurements of displacement fields, to build robust time-series of deformation fields, and to quantify how the network inversion reduces the errors and uncertainties compared to the pairwise process. For that purpose, we adapt the tools developed for InSAR time-series analysis (Doin et al., 2011) to optical data. We then apply these techniques for the

long-term monitoring of slow-moving landslides, using the 30 year long SPOT1–5/Pléiades archive, over an area in Peru affected by both earthquakes and rainfalls, with the aim to better understand the relative contributions of these different forcings to the slow-moving landslide kinematics.

4.2.2 Study area

The Colca Valley is located in a volcanic area, in southern Peru (Figure 4-4). Due to its geological, tectonic and climatic context, the area is propitious to landslides (Lacroix et al., 2015). Indeed, (1) this valley is constituted of successive layers of volcanic, lacustrine and alluvial deposits, incised by a deep river at a rapid rate of 1 mm/yr over the last 0.6 Ma (Thouret et al. 2007), cutting slopes prone for landsliding. (2) The region is subject to seasonal rainfall, with almost all the precipitation falling between December and April (Zerathe et al., 2016) (Figure 4-4). (3) The region is seismically very active (Figure 4-4) due to volcanic activity (Mw.3), regional tectonics (Mw.7; Antayhua et al., (2002)), and the subduction of the Nazca plate under the South American plate, 120 km to the West of the Colca Valley (Mw.8.5; Chlieh et al., (2011)).

In this area, nine active landslides were detected using VHR satellites over the 2013 period (Lacroix et al., (2015)). These slow landslides affect the same lithologies (lacustrine deposits) and are concentrated over 200 km2 (Lacroix et al., 2015) (Figure 4-4). Among this population, the Maca landslide has extensively been studied (Zerathe et al., 2016). Its volume is estimated to be about 60 to 100 millionm3. It is made of two main blocks, delimited by a near-vertical scarp measuring 15.20m in height and spreading over 3.5 km long. The block located near the river is the fastest, moving with a mean velocity of 1.5 m/yr over the period of March to July 2013 (Lacroix et al., 2015). The upper block moves slower, with a velocity of 0.8 m/yr on the same period. The Maca landslide kinematics has been studied with GNSS campaigns since 2001 and continuous GNSS since 2012. In particular, two points, one on the landslide, the other on a stable area, were measured 16 times since 2001 (Zerathe et al., 2016). The uncertainty of these measurements is less than 5 cm. These measurements show that the landslide motion is controlled by the seasonal rain

(Zerathe et al., 2016) and regional earthquakes (Lacroix et al., 2014). In addition, 11 GPS markers, also located on the Maca landslide, were measured 13 times between November 2011 and June 2014. These in-situ data will be used for validation of the proposed method.

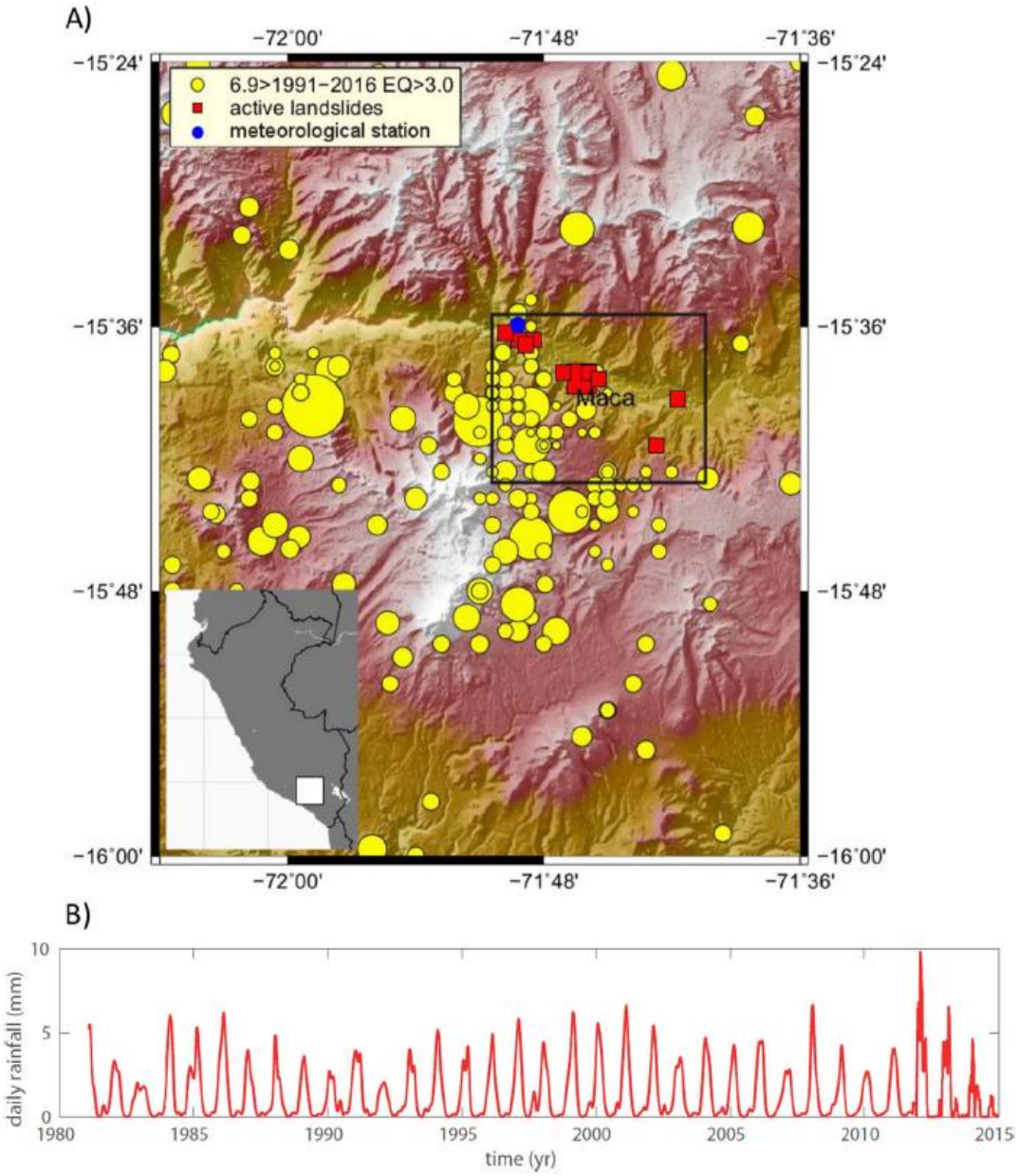


Figure 4-4 A) Seismicity map of the Colca Valley for the period 1991–2016, with earthquakes of magnitudes higher than 3. Active landslides detected in Lacroix et al. (2015) are represented with a red square. The black rectangle corresponds to the studied area. B) Time-series of daily rainfall from 1986 to 2015. The meteorological station is located by the blue mark on the map of subplot A). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.

The concentration of landslides in this valley makes the area of large interest for studying the relative contribution of each trigger to landslides dynamics. Indeed all these

landslides are submitted to the same pluviometry and same earthquakes (Zerathe et al., 2016). Looking at a group of slow-moving landslides, subject to the same forcings, is an approach that has proven to be efficient for studying the impact of seasonal rainfall (Handwerger et al., 2013), and earthquakes (Lacroix et al., 2015) on slow-moving landslide kinematics. Little is known, however, about the combined effect of these different forcings. The Colca Valley, therefore, offers a great opportunity to study these combined effects over a population of slow-moving landslides.

4.2.3 Data processing

The framework for obtaining deformation time-series from optical images is shown in Figure 4-5. The processing chain starts with usual steps that are (i) digital elevation model (DEM) generation, (ii) precise orthorectification, (iii) image correlation (Leprince et al., 2007). The novel contribution to the processing strategy here, is to eventually invert all correlation maps into time-series, exploiting the different possibilities that this inversion can offer to improve the signal to noise ratio.

4.2.3.1 Data

We use 16 cloud-free optical panchromatic images acquired with different satellites between the 15th of June 1986 and the 21st of April 2014. This data set includes 10 images taken from the SPOT 1 to 4 satellites, 2 SPOT5 images, and 4 Pléiades images (Table 1). All these images present large differences of resolution (from 0.7m for Pléiades image to 10m for SPOT1–4 images) and image dynamics (coded over 8 bits for SPOT1–4 images, 12 bits for Pléiades images). This data set brings three methodological challenges that are: (1) the use of images with different resolutions, (2) the low dynamic range of SPOT 1–4 images and (3) the large time span in between images that favours decorrelation due to ground cover changes. Specific solutions adapted to this data set are therefore described in Sections 4.2.3.2, 4.2.3.3 and 4.2.3.5.

Table 1 Parameters of satellite optical images.

Date	Satellite	Across track angle	Along track angle	Resolution (m)	RMSE ortho	Mode	Sun elevation/azimuth (°)
15/06/1986	SPOT1	2.3	9.1	10	1.72 m	Monoscopic	44.0/32.9
08/07/1990	SPOT2	−19.6	8.6	10	1.75 m	Monoscopic	45.4/31.7
14/09/1990	SPOT2	−4.4	9	10	1.83 m	Monoscopic	60.0/52.0
20/10/1996	SPOT3	−25.8	8.5	10	1.66 m	Monoscopic	71.6/76.3
03/07/1998	SPOT2	−25.8	8.5	10	2.30 m	Monoscopic	45.4/30.4
16/11/2000	SPOT4	−26.2	8.2	10	1.81 m	Monoscopic	72.7/103.0
16/04/2001	SPOT4	−19.3	8.4	10	1.90 m	Monoscopic	56.2/42.8
10/06/2001	SPOT1	−18.6	8.7	10	1.76 m	Monoscopic	46.0/29.6
07/10/2001	SPOT2	19.5	9.5	10	2.30 m	Monoscopic	64.0/69.5
16/05/2002	SPOT4	−27.2	8.1	10	1.41 m	Monoscopic	49.9/31.5
21/07/2003	SPOT5	2.3	12.8	2.5	0.92 m	Monoscopic	45.4/36.2
05/05/2010	SPOT5	−13.8	12.5	5	0.98 m	Monoscopic	51.0/36.8
21/03/2013	Pléiades	0.9	−5.8	0.7	–	Stereoscopic	59.3/61.0
15/04/2013	Pléiades	−18.4	3.1	0.7	–	Stereoscopic	55.9/42.9
29/07/2013	Pléiades	2.9	−14.1	0.7	0.45 m	Monoscopic	47.1/38.2
21/04/2014	Pléiades	−11.0	10.7	0.7	–	Stereoscopic	54.0/41.5

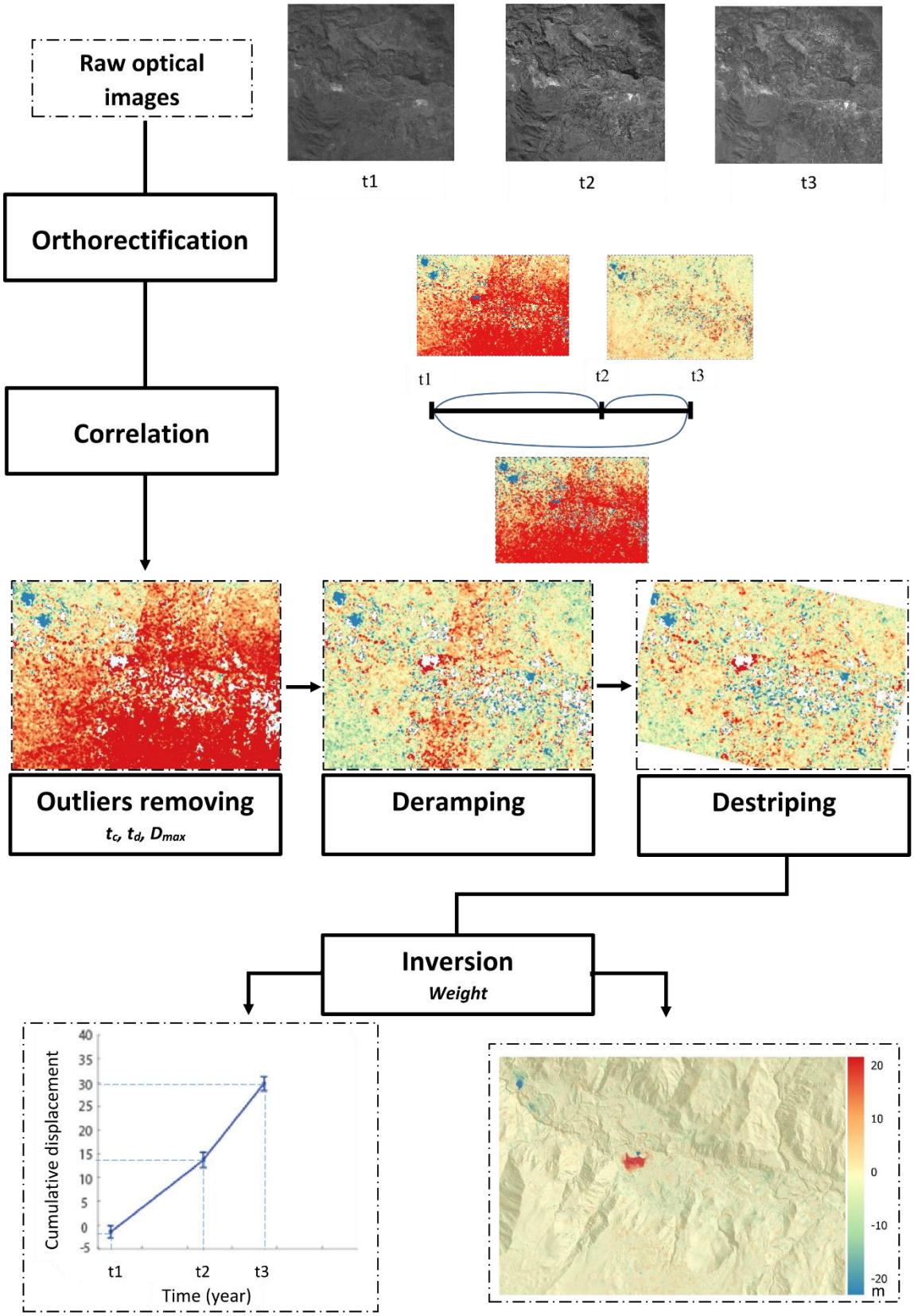


Figure 4-5 Processing work flow used to generate displacement time-series of slow landslide over several decades

4.2.3.2 Precise orthorectification

Three precise DEMs with a resolution of 2m and a vertical accuracy of 0.7m (Lacroix et al., 2015) are generated with PCI Geomatica thanks to 3 pairs of stereo Pléiades images taken in March 2013, April 2013 and April 2014 (Table 1). These DEMs are used to map-project the synchronous Pléiades images, using the sensor orientation given by the RPCs. No Ground Control Points (GCPs) were used. This strategy can lead to a constant shift of image georeferencing (Lacroix et al., 2015; Stumpf et al., 2014), which is corrected during the correlation step (cf. Section 4.2.3.3).

The 13 monoscopic images are then orthorectified. About 15 tie-points were selected manually on stable areas, between each of the monoscopic images and a reference orthorectified image to estimate the rigorous sensor model in COSI-CORR (Leprince et al., 2007; Scherler et al., 2008), that takes into account both the focal plane distortion and orbital errors. The March 2013 image is first chosen as the reference image to orthorectify the 2003 image at a 2.5m resolution. This image is then used as the reference image for ortho-rectifying the other SPOT images. The tie-points were transformed into GCPs using the orthorectified image and the March 2013 DEM. The GCP's are used to refine the rigorous sensor model given by the satellite ancillary data (Leprince et al., 2007). The image is then orthorectified using the March 2013 DEM, and the obtained rigorous sensor model. Refinement of the GCPs and subsequently the sensor geometry and the image orthorectification is undertaken in COSI-CORR by using an iterative process that compares the orthorectified image around the GCPs and the reference image. This comparison is realised over large windows of 256 pixels of 10m resolution for SPOT1–4 images, to account for large possible changes of the ground cover in between 2003 and the SPOT1–4 acquisitions. The quality of the orthorectification is roughly estimated with the RMS of the difference between the optimised GCPs and the reference image. It is between 1.4 and 2.3m for the SPOT1–4 images, around 1m for the SPOT5 images (see Table 1). Resampling of the images is realised at their original resolution thanks to a cardinal sine function with a kernel size of 15 pixels.

4.2.3.3 Pairwise Processing

Two data sets are created from the 16 ortho-images. The first one, starting in 1986, is based on 16 images re-sampled with a 10m spacing. The second one starts in 2003 and is based on 6 images with a 2.5m spacing. When an image resolution was higher than the final data set resolution (e.g. for Pléiades images), we re-sampled them by aggregating all the pixels contained in the final pixel. Inversely, we tried to interpolate all images at 0.7 m. However, this trial was not conclusive for obvious reasons: no information is gained

on the 10m SPOT images by oversampling them, thus the window size during the correlation step (see below) must be increased by a factor of 14 when oversampling the images from 10m to 0.7 m, which is not affordable by our processors, and finally we did not get better results.

For the two retained data sets, images are correlated two by two in all possible pairwise combinations and their permutations using the frequency correlator of COSI-CORR (Leprince et al., 2007) with the backward-forward option. This leads to 240 displacement fields at 10m spacing and 30 at 2.5m spacing. The COSI-CORR correlator works iteratively in two steps, allowing an iterative refinement of the size windows. To compensate the low dynamics of the 10m resolution SPOT 1–4 images, a size window of 64 pixels is chosen for the first step of the correlation, before iterating the correlation with a 32 pixel size window for the second step. For 2.5m resolution images, the size window is directly set to 32 pixels. These values were chosen after a process of trial and errors. Each correlation leads to displacement fields in the E–W and the N–S directions, as well as signal to noise ratio (SNR) maps, estimated by COSI-CORR as a function of the normalized cross-spectrum and a weighting matrix for different frequencies.

4.2.3.4 Outliers and bias removal

An editing process is then applied to each displacement field, in order to mask pixels with aberrant displacement values (outliers). Three criteria are taken into account for this mask based on (1) the maximum expected displacement Dmax in each N–S and E–W direction over the whole period, (here 50m for the 10m spacing data set and 20m for the 2.5m data set), (2) The quality of the correlation, that is, pixels with SNR lower than a certain threshold tc are masked, (3) the displacement obtained by the correlation of two images at dates A and B and its opposite (correlation of the images at dates B and A), must have a difference lower than a threshold t_d.

Once this mask is applied, we remove a linear ramp in the displacement fields, caused by possible orthorectification errors (Figure 4-5). After this correction, stripes appear, generated by sensor inter-band misalignments (Ayoub et al., 2008; Scherler et al., 2008) that we correct by subtracting the median value of the stacked profile in the along stripe direction, taking into account only stable areas.

After these processing steps, some noise is still present. It results from a combination of several sources including: (1) DEM errors or change of the topography over 30 years, (2) difference of viewing angles in both acquisitions, and (3) changes of ground cover due

to large time spans in between correlated pairs. Hence, the next step has been implemented in order to reduce these errors and uncertainties present in our set of data.

4.2.3.5 Time-series inversion

The idea of this step is to use the redundancy of displacement fields to derive a robust displacement time-series for each pixel, together with a noise assessment, in both north–south (N–S) and east–west (E–W) directions separately. In this study, we adapt to optical images a small baseline code designed to be used with InSAR images (Doin et al., 2011). While the adaptation is mostly straightforward, specificities of correlation images must be addressed for increasing the signal to noise ratio.

Considering N optical images, the successive correlation and masking steps lead to a number of correlations varying between $M_{min} \leq M \leq (N-1)N$ for each pixel, depending on the number of pairs where the pixel has possibly been masked. For each pixel, l, we can express the following matrix system:

$$d^l = G^l \lambda^l \tag{4-1}$$

$$\begin{bmatrix} d_1^l \\ d_2^l \\ \vdots \\ d_M^l \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \dots & 0 & 0 \\ 1 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_1^l \\ \lambda_2^l \\ \vdots \\ \lambda_N^l \end{bmatrix}$$

where d^l contains the M displacement measurements for a given pixel, l, and λ^l are the inverted incremental displacements between successive images. G^l is a MxN matrix containing 1 when the increment λ^l is included in the interval between the two dates of the pair and 0 elsewhere.

To efficiently improve the inverted time-series using the measurement redundancy, we must consider heterogeneities in noise amplitude within the system Eq.(1). We observe first that decorrelation noise increases with time, thus correlation measurements spanning a large duration must be down-weighted with respect to those with a shorter time span. Second, some images systematically yield larger errors in correlation. These images may either be acquired with a different geometry or be affected by a lower image dynamics. Therefore, we define a weight, w_i, for each line, i, of the system Eq.(1), using the standard deviation, σ_i, of each correlation image, i:

$$w_i = \frac{1}{\sigma_i} \tag{4-2}$$

The standard deviation is by far dominated by noise as only a very small surface fraction is affected by landslides. It varies with temporal baseline and with the used

images, at most by a factor three. This weight is the same for all pixels of a correlation map. Another source of noise is the large correlation errors (erroneous values outside the main Gaussian noise distribution), that generates patches of erroneous displacements on correlation maps. This will be treated as an additional weight term, pixel dependent, explained below.

The system Eq.(1) weighted with Eq.(2) is solved by a least squares inversion and, in the case of rank deficiency, thanks to an additional constraint on the displacement (López-Quiroz et al., 2009). Rank deficiency occurs when, for a given pixel, l, groups of images are disconnected, i.e., without relative displacement measurements. Here, to compensate this lack of information, we add a minimization constraint on the Laplacian of each pixel time-series. The small weight of these additional constraint lines in system Eq.(1) ensures that only the missing relative displacements are affected by Laplacian minimization. Note that a rank deficiency is less common here than when using InSAR images. Indeed, InSAR images are constrained to tight baseline requirements that might separate data into several subsets (Berardino et al., 2002). This is why the term proportional to the perpendicular baseline described by López-Quiroz et al. (2009) is not included here.

The network misclosure (López-Quiroz et al., 2009) can be quantified by computing for each pixel a residual, R^l, as follow:

$$R^l = d^l - \boldsymbol{G}^l \lambda^l \tag{4-3}$$

R^l is, for a given pixel and a given period, the difference between original measurements and inverted displacements. High residuals highlight correlation values with high bias or low displacement quality and show discrepancy with the other redundant measurements. Including these measurements thus degrade the least square inversion.

To avoid this problem, the inversion is iterated a second time, weighting each measurement,d_i^l, for each pair, i, and each pixel, l, by the residual term, R_i^l, as follow:

$$W_i^l = w_i \frac{1}{R_i^{l\,2} + {R_0}^2} \tag{4-4}$$

where R_0 is a constant that must be approximately equal to the noise standard deviation of "successful" correlations. As a consequence, we set here R_0 to 2m (see Table 1).

Therefore, the weight, W_i^l, limits the negative impact of strong outliers with very high residuals, but does not artificially overweight correlation values with residuals close to zero.

4.2.4 Results

4.2.4.1 Spatial analysis

4.2.4.1.1 General distribution

Figure 4-6 shows the cumulative displacement between 1986 and 2013 given by the inversion of the 10m spacing data set. This displacement field is dominated by three areas of large displacement (≥30 m), that correspond to slow-moving landslides identified on the field and in a previous study using 2013 high-resolution Pleiades images (Lacroix et al., 2015). From East to West, one can identify Maca, Madrigal and Shutone, the three biggest landslides of the area. Elsewhere, the displacement map shows displacement close to 0 with a high variability close to the river and decreasing with elevation. This can be explained by a larger variation of ground cover near the river, linked to the presence of villages and crops, than in altitude, dominated by arid vegetation. As expected, crops and village expansion induce noise in correlation images, however, a few patterns might correspond to smaller landslides as numerous landslides are identified in this area (see Figure 4-6 with observed landslides head-scarps from Zerathe et al. (2016) and known landslides from Lacroix et al. (2015)). Among these smaller landslides, two were detected active based on this long-term study, with around 10m of observed displacement (see the two white dots in Figure 4-6). The one located to the West of Maca was confirmed active thanks to field observations while the one on the East of Maca was not visited.

The three largest landslides are all formed by two blocks, one rapid near the river, and a second, slower, upward (see Figure 4-6). This is consistent with field observations and Pléiades measurements (Lacroix et al., 2015). From 1986 to 2013, displacements larger than 35m and from 10 to 20m occur in these two distinct landslide sections.

To emphasize the contribution of time-series inversion, we show in Figure 4-7, as an example, the north–south displacement over the Maca area between 1986 and 2013 obtained by direct correlation of the two images (A) and by inversion of all correlation maps (B). The comparison shows that the inversion improves the coverage of the measurements. When averaging over the 240 pairs before inversion and the 240 reconstituted pairs after inversion, uncovered areas decrease from 20% to 6%. This shows the high value of the inversion for improving the coverage of the measurements. In particular, we

note that the improvement is very large on landslides, where changes of morphology cause strong decorrelation of the signal.

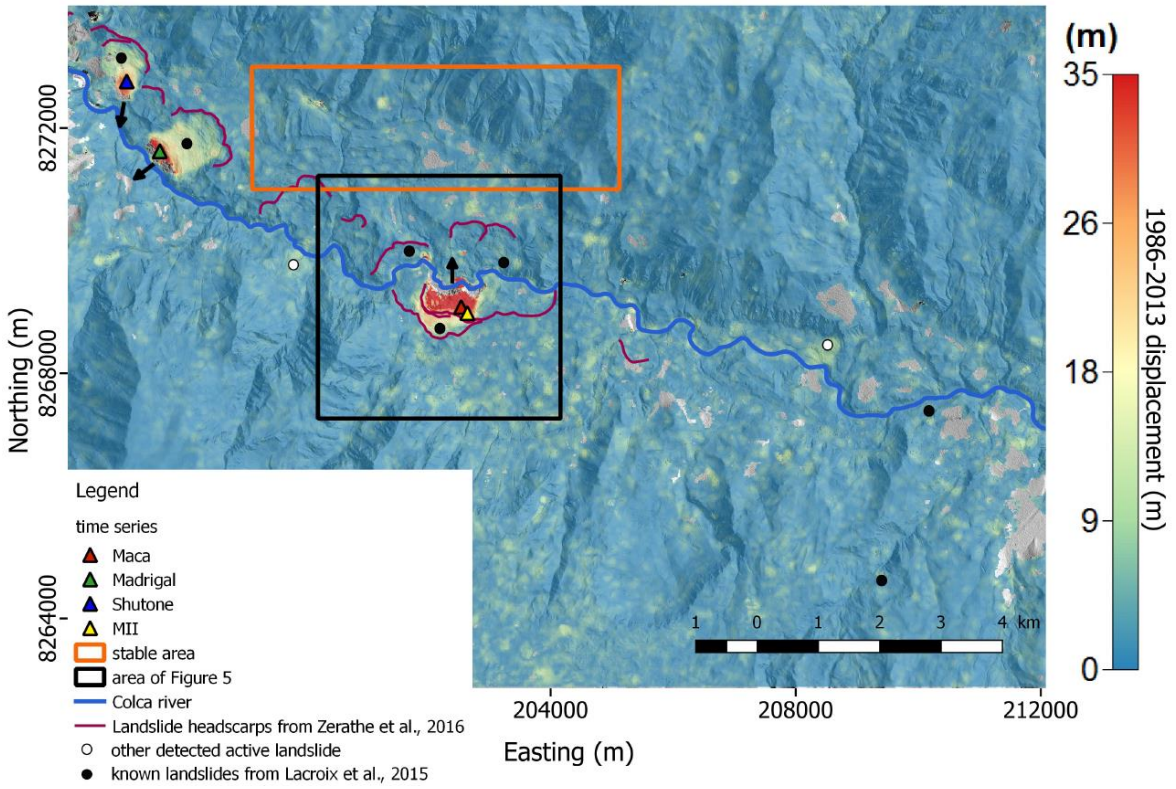


Figure 4-6 Map of the cumulative displacement between 1986 and 2013. The displacement direction of the 3 main landslides is indicated with black arrows. Landslide head scarps are mostly from Zerathe et al. (2016), but some were added during this study. Grey patches are pixels with no information due to the mask procedure. (For interpretation of the references to colour in this figure, the reader is referred to the web version of this article.)

4.2.4.1.2 10m and 2.5m data set comparison

We compare the displacements estimated from the 10m and 2.5m data sets over the same period of time, from 2003 to 2013. Figure 4-8 shows a zoom of the N–S displacement estimated over an area affected by several landslides including Maca. On the two maps, the Maca landslide is composed of two main blocks separated by a scarp, with similar values of displacement for the two maps. However, we can also notice large differences at the limits of these blocks and on the banks of the river. For instance, the limits of the two blocks coincide with the scarps in the displacement fields at 2.5m spacing, but not at 10m spacing. This can be explained by the smoothing induced by the different window size used by the correlator, 320m and 80m for the 10m and the 2.5m data sets, respectively (see Figure 4-8).

A strong discrepancy between both maps occurs near the river, where displacements have opposite directions for the two data sets, as shown in areas encircled in Figure 4-8.

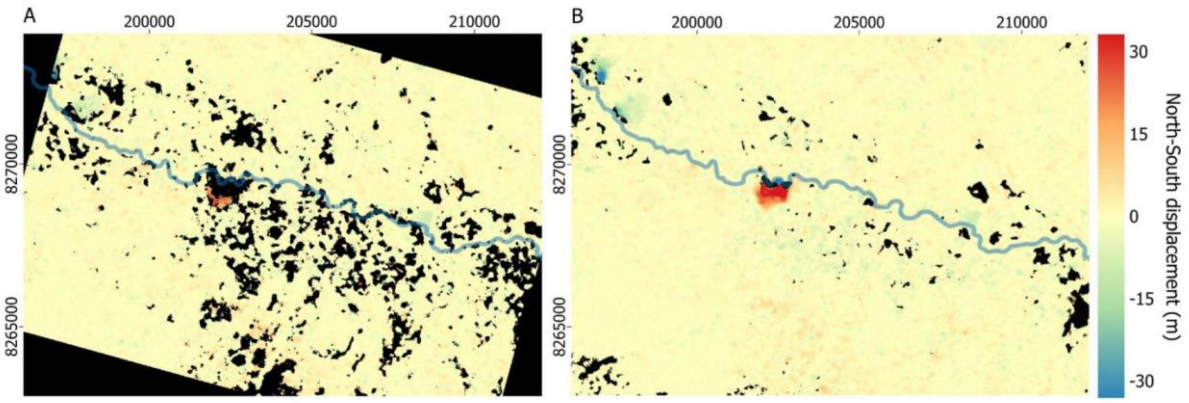


Figure 4-7 Maps of the North–South displacement between 1986 and 2013 obtained before inversion (A) and after inversion (B). Positive displacements are North oriented and negative displacements are South oriented. Masked pixels appear in black.

We interpret this observation by the lower texture and dynamic range of 10m spacing images that enhance the correlator sensitivity to large objects with large contrasts, like the river/bank contrast. Therefore, with 10m spacing images, the correlator is sensitive to the motion of the riverbed, going southwards as erosion proceeds at the toe of the Maca landslide. For the 2.5m spacing images, the correlator is sensitive to finer texture like crops and walls limiting the crops. This phenomenon appears restricted to scattered areas near the river and eventually, we are confident on results obtained by inversion on large areas of homogeneous velocities, e.g. when located in central parts of large landslides.

4.2.4.2 Uncertainties estimation

We estimate uncertainties in the displacement fields by calculating the standard deviation of a stable area (orange square, Figure 4-6). This area of 12 km2 is chosen between the three main landslides, encompassing a zone covered by agricultural fields and villages. After inversion, depending on pairs, the uncertainty varies between 0.7 and 2.6m for the 10m spacing data set (Figure 4-9A) and between 0.49 and 1.43m for the 2.5m spacing data set (Figure 4-9B). In the case of the first data set, some dates come out with stronger uncertainties as, for example, the dates 10/1996 and 11/2000. It is also interesting to notice that pairs of SPOT5 and Pléiades images have globally a lower uncertainty than SPOT1–4 pairs. Regarding the 2.5m data set (Figure 4-9B), it seems that the uncertainty is mainly coming from the oversampling of the image acquired in 2010.

In order to have a better understanding of the inversion impact on the uncertainties computed on the stable area, we computed the relative changes between the standard deviation before and after the inversion for each pair (Figure 4-9C and D). Inversion

reduced on average the standard deviation by 13 and 21% for the two data sets. However, the improvement is larger for specific pairs, mostly the ones that came out with larger uncertainties in Figure 4-9A and B. In addition, it appears that among these pairs, the inversion had a bigger impact on pairs separated by a larger time span, this mostly being visible in Figure 4-9C. Indeed, the improvement reaches 18% for the 2.5m data set and more than 30% on average for the 10m data set.

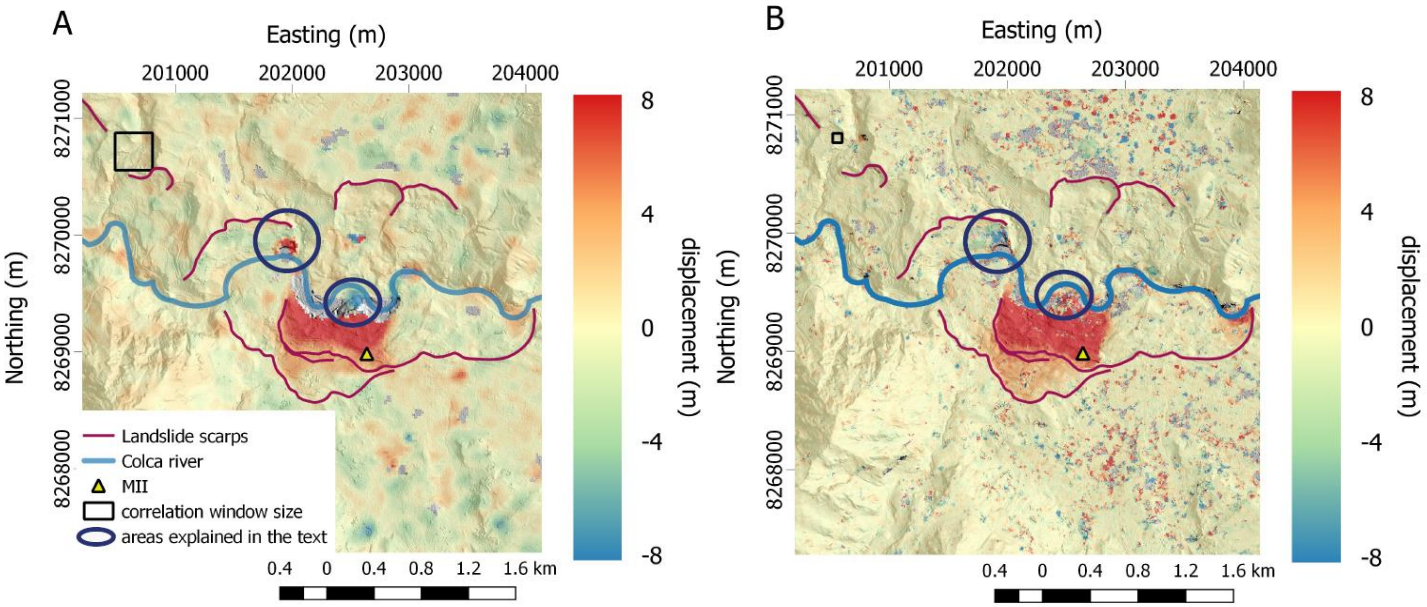


Figure 4-8 Maps of the North–South displacement between 2003 and 2013 for the Maca landslide obtained thanks to (A) 10m spacing image correlations, (B) 2.5m spacing image correlations. Positive displacements are North oriented and negative displacements are South oriented. Scarps are from Zerathe et al. (2016). Masked pixels appear in grey. Correlation windows are 320m wide in (A) and 80m wide in (B).

Furthermore, the noise amplitude is dependent on the ground cover, slope, texture, etc., and thus varies geographically. As a consequence, the number of pairs available after applying the masks varies spatially and can be used as a proxy for defining the spatial variation of the inversion uncertainties. The noise standard deviation is thus computed for pixels in the stable area containing the same number of available pairs. This is done for each date separately and for both 10m and 2.5m spacing data sets (Figure 4-10). Finally, we display the standard deviation averaged over all dates, together with the maximum and the minimum standard deviation of all dates (Figure 4-10A and B). These two plots reveal that the noise amplitude decreases as the percentage of pairs used

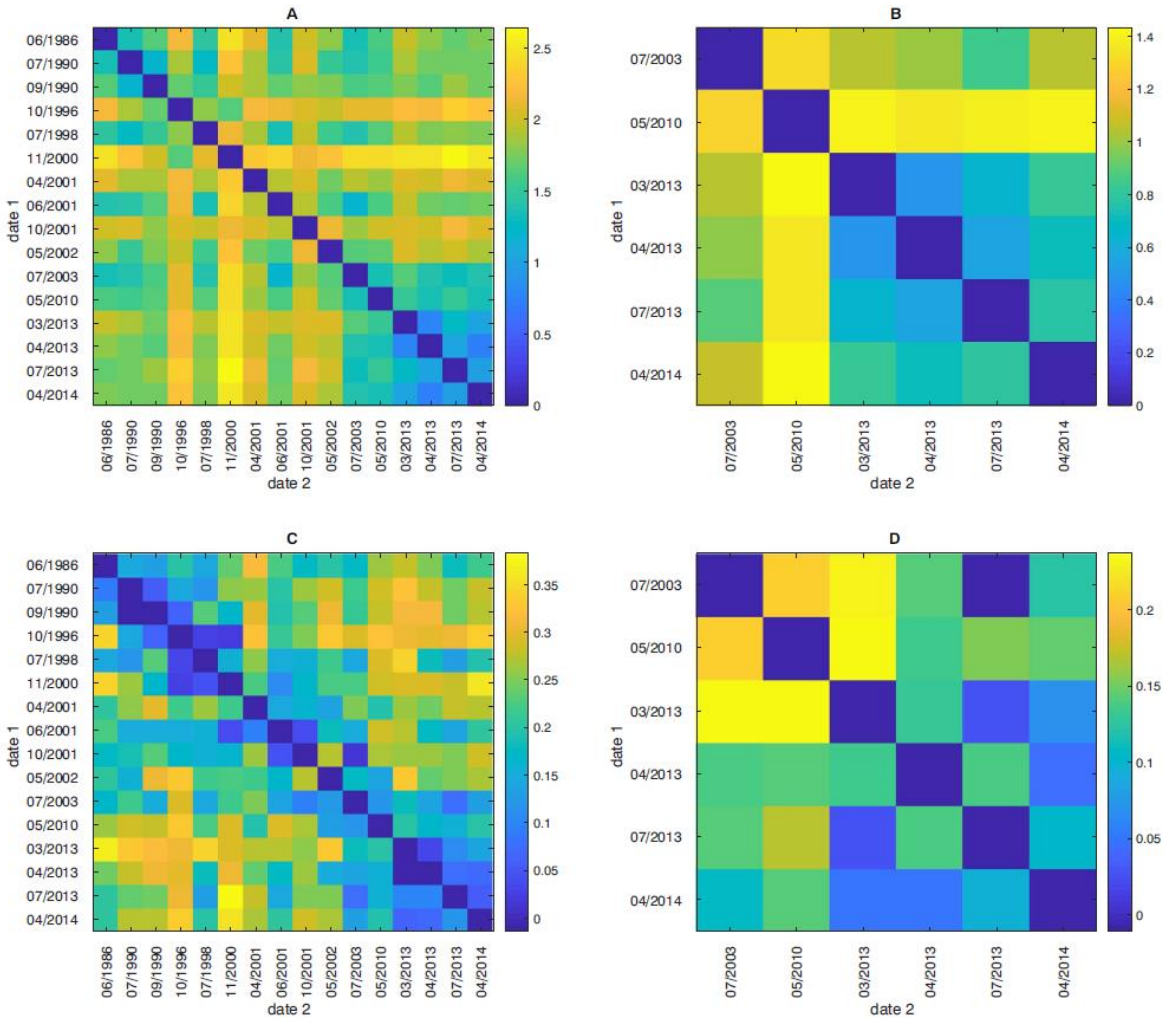


Figure 4-9 Standard deviation in meters of the stable area on the 240/30 pairs after inversion (A) for the 10m resolution data set (B) and the 2.5m data set. Variance reduction in meters between the standard deviation of the stable area on the 240/30 pairs before and after inversion (C) for the 10m resolution data set and (D) the 2.5m data set.

in the inversion increases, e.g., the local correlation quality increases. This improvement is particularly significant as soon as at least 40 to 60% of pairs are available.

We also notice that the 2.5m spacing data set has high uncertainties when more than 60% of the pairs are masked. We explain this with 2 effects: (1) the 2.5m data set was processed with window size of 32 pixels directly whereas the 10m data set was processed with a first step at 64 pixels before a second step at 32 pixels (see Section 4.2.3.3) and (2) the 2.5m contains much more details, that can evolve strongly through time, whereas the 10m data set is mostly constituted by large objects stable with time. The relationship between the standard deviation and the percentage of non-masked pairs for a given pixel

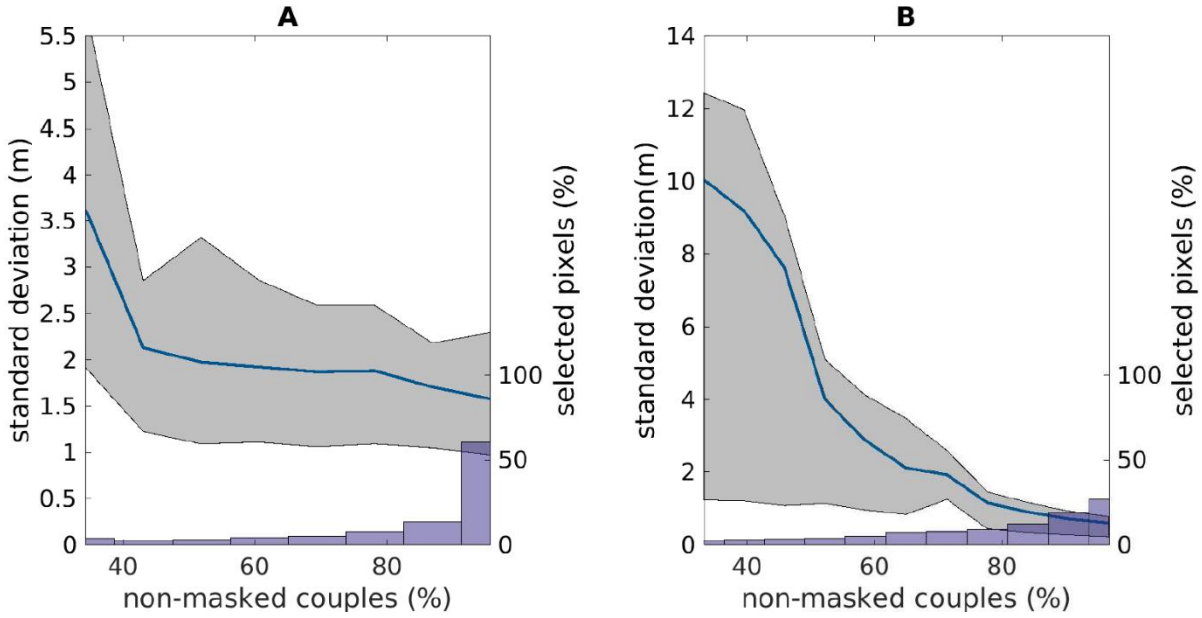


Figure 4-10 Mean uncertainty over each date as a function of pairs available for inversion (A) for the 10m resolution data set and (B) for the 2.5m resolution data set. The maximum and the minimum standard deviations over every date are represented by the shaded area. The histogram represents the percentage of selected pixel of the stable as a function of non-masked pairs. the standard deviation is calculated from these selected pixels.

and a given date will be used in the following as a proxy to define the spatial variation of the inversion uncertainties.

4.2.4.3 Time series analysis

In order to evaluate how correlation redundancy and inversion improve retrieved displacement time-series, we compare the displacement time-series of the 2 data sets at the validation GPS points, 12 in total, widespread on the Maca landslide with GPS measurements. Among these 12 GPS markers, 11 were installed in 2011 and measured 13 times between 2011 and June 2014. The last GPS marker, the point MII (see Figure 4-6), was installed in 2001 and measured 14 times between 2001 and 2014.

4.2.4.3.1 Study of the point MII

First, we compare the time-series obtained with inversion to the time-series that would have been obtained without inversion at 10m spacing at the location of the point MII (see Figure 4-6). For non-inverted time-series, we tested two different approaches. The first one consisted in generating 16 forward time-series, each having a different reference date, and with displacements given directly by the correlation between the references and all the other dates (see time-series ‘ without inversion’ in Figure 4-11). The second time-series is built by adding the displacements of consecutive pairs (see the time-series ‘with consecutive pairs' in Figure 4-11). Overall, with the first method, non-inverted

time-series show similar trends of displacement but differ in amplitude. Among these non-inverted time-series, some tend to diverge from the inverted one, especially when the time interval between correlated images increases. In addition, every time-series obtained before inversion should have 16 different points corresponding to each acquisition date. Yet, some time-series have masked values due to the applied masks described in Section 4.2.3.4. It appears that the number of masked pixels is larger as we get closer to the two extremities of the time-series. At this specific location, i.e. the point MII, these two observations highlight a strong decorrelation with time. Furthermore, these 16 non-inverted time-series depend on an arbitrary choice for the reference date.

The time-series obtained by using only consecutive pairs is very similar to the inverted one, with a smaller amplitude around 2013–2014. However, for this method, the uncertainties and the bias will increase with the succession of time increments. The inversion method provides two advantages: time-series with limited gaps due to decorrelation with

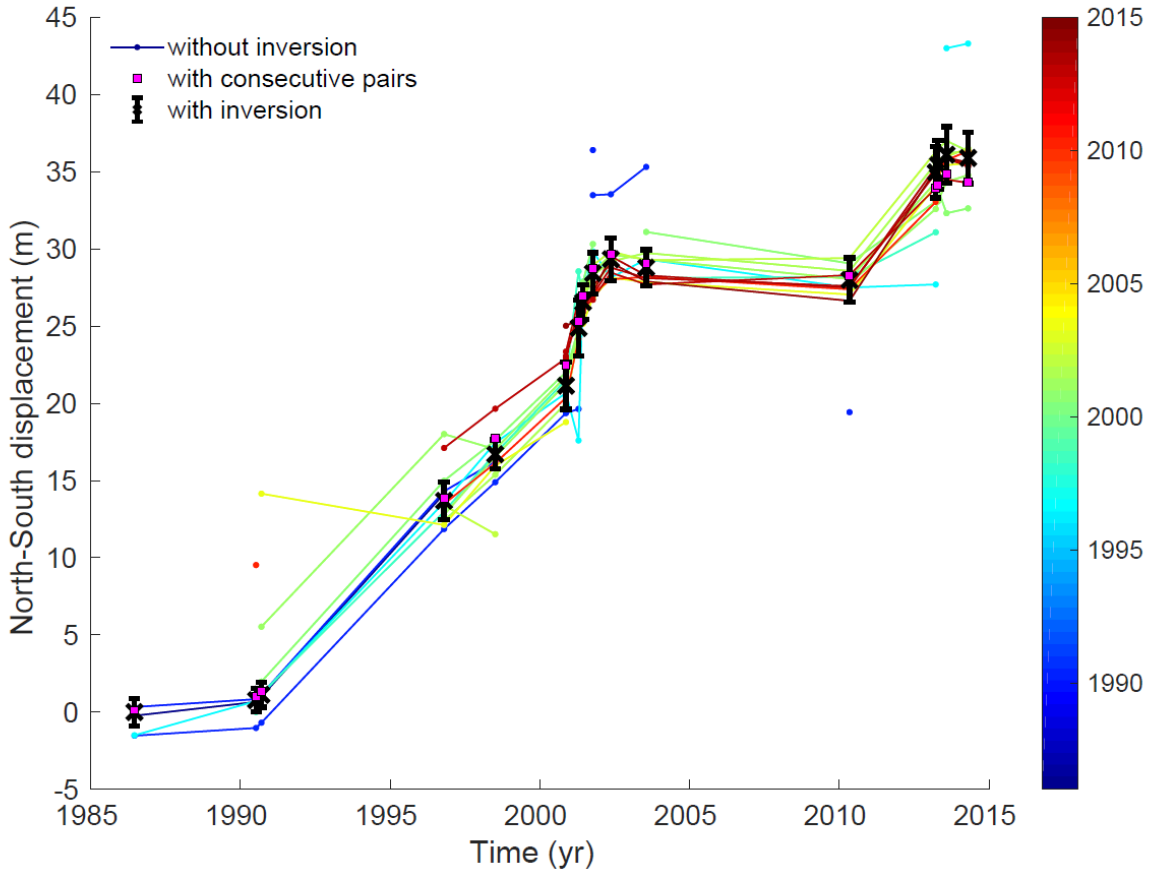


Figure 4-11 Comparison of 3 different computational strategies to generate cumulative displacement time-series at the GPS point MII (see location Figure 4-6). For time-series build without inversion see details in Section 4.2.4.3.1. The line's colours refers to the reference date. Each time-series computed without inversion was displayed by removing the mean of the differences between the inverted and the non inverted displacements. The black crosses represent the time-series obtained after inversion (see Section 4.2.4.2 and Figure 4-10 for errorbars computation). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

time, and a robust result by optimally combining all time-series correlations, hence reducing the noise.

Finally, we quantify the associated uncertainties of the inverted time-series of displacements by comparing the GPS time-series available at point MII (Figure 4-6 and Figure 4-8) with inverted time-series at 2.5 and 10m spacing over the period 2001–2014, common period to the three time-series in both N–S and E–W directions (Figure 4-12A and B). In order to be comparable, we aligned the time-series on the 2013–2014 period, corresponding to a stable stage for the landslide.

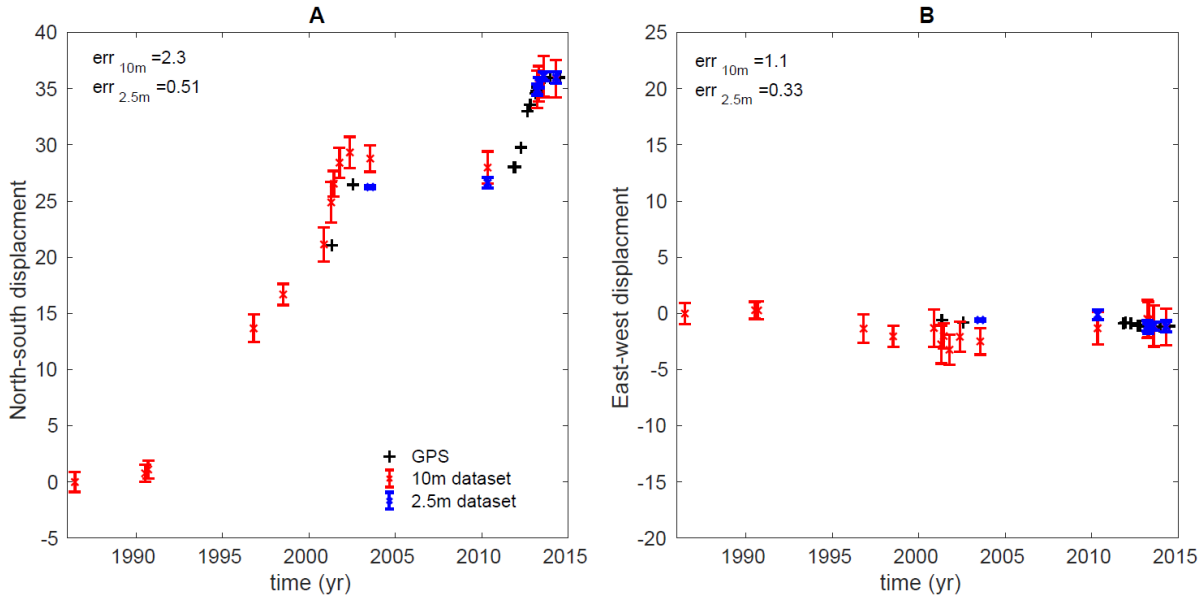


Figure 4-12 Time-series obtained by inversion of 10m and 2.5m spacing image correlations, compared with GPS time-series at point MII (see location in Figure 4-6) in (A) the North–South and (B) the East–West directions. Errors indicated in the left corners of (A) and (B) correspond to the standard deviation of the difference between the inverted time series and the interpolated GPS time series at the date of the optical images. See Section 4.2.4.2 and Figure 4-10 for error bars computation.

The N–S direction of the GPS time-series (Figure 4-12A), the main direction of the Maca landslide, shows that the landslide stayed stable for at least 7 years starting in 2002 and then accelerated, with 10m of displacement reached in 2 years. Eventually, from 2013 to 2014, the Maca landslide stayed stable again. Basic trends of time-series after inversion are coherent with the GPS time-series. The standard deviation of the difference between the inverted time-series and the interpolated GPS time-series at the date of the optical images are, in the N–S direction, of 2.3m and 0.5m are formed for the 10 m and the 2.5m data sets, respectively, corresponding to about $1/5^{th}$ of the pixel resolution. In the E–W direction, the error is slightly lower, with a value of 1.1m and 0.33m for the 10 m and the 2.5m data sets, respectively.

Table 2 Difference between the 12 GPS time-series and their corresponding inverted time-series, in the NS and EW directions and for the two data sets. See Section 4.2.4.3.2 for more information.

	10 m		2.5 m	
	NS	EW	NS	EW
Mean (m)	0.39	0.39	0.22	0.17
Max (m)	1.03	0.60	0.39	0.34

While the 10m resolution time-series has, overall, a lower displacement amplitude than measured by GPS, the 2.5m resolution time-series is in very good agreement with the GPS. This difference is explained by the location of the GPS near the landslide limit (Figure 4-8) and the smoothing introduced by a larger correlation window size in the case of 10m spacing time-series compared to 2.5m spacing time-series.

4.2.4.3.2 GPS and inverted time-series comparison

We also use the 11 other GPS time-series acquired between 2011 and 2014 (Zerathe et al., 2016) to estimate the errors of the satellite time-series on a shorter time-scale, i.e. 3-years, and to observe how these errors vary in space. For that, we interpolate the 11+MII GPS time-series at the 4 optical image dates from March 2013 to April 2014. Then, for each GPS marker, we compute the standard deviation of the differences between the 4 interpolated GPS displacements and the inverted time-series. This leads to 12 values of standard deviations, both in N–S and E–W directions and for both 2.5m and 10m spacing data sets. The maximum and the mean standard deviation of the 12 measurements are summarized in Table 2.

The mean standard deviation is of 39 cm in both N–S and E–W directions for the 10m spacing data set and around 20 cm for the 2.5m data set. This is better than errors found with the point MII on a longer time-period but of the same order than standard deviations computed on the stable area with only Pléiades images (see Figure 4-9), corresponding to the images used in this comparison.

4.2.5 Discussion

4.2.5.1 Contribution of the inversion method

Displacement uncertainties have been shown to depend on various sources, including (1) DEM accuracy, (2) difference in viewing angle between two acquisitions, (3) image resolution, (4) coherence between two successive images and (5) difference of illumination (Stumpf et al., 2016). In our case, uncertainties come, inter alia, from decorrelation with

time due to large time spans in between correlated images and land cover changes generating false displacement. The decorrelation sometimes leads to strongly erroneous displacement values that are masked after the correlation step (see Figure 4-11). Applying directly the correlation to acquisitions with large temporal separation leads to gaps in cumulative displacement maps and times-series, whereas the inversion reduces significantly these gaps, from 20% to 6% (see Figure 4-7).

We investigated the origin of the higher uncertainties that can be observed on certain dates (Figure 4-9). We looked at the effect of illumination (i.e. sun elevation and azimuth) on the uncertainties for the 10m data set only. We found that the uncertainty in the N–S direction is strongly correlated to the difference in sun elevation/azimuth between images (Figure 4-13), this effect being less prominent on the E–W component. Nevertheless, the inversion contributes to decrease uncertainties in both directions.

The impact of illumination is especially a problem when correlating images acquired in mountainous area. Two strategies can be undertaken to reduce the uncertainties from illumination: (1) selecting pairs only of similar illumination as done by Dehecq et al. (2015), and (2) weighting the pairs as a function of their sun elevation differences.

Previous studies using 10–15m resolution images displayed displacement uncertainties around 1/4 th to 1/ 10th of the pixel size, for study durations varying between 1 month and 3 years (Heid and Kääb, 2012; Leprince et al., 2007; Michel and Avouac, 2002; Scherler et al., 2008; Taylor et al., 2008; Van Puymbroeck et al., 2000). For the same

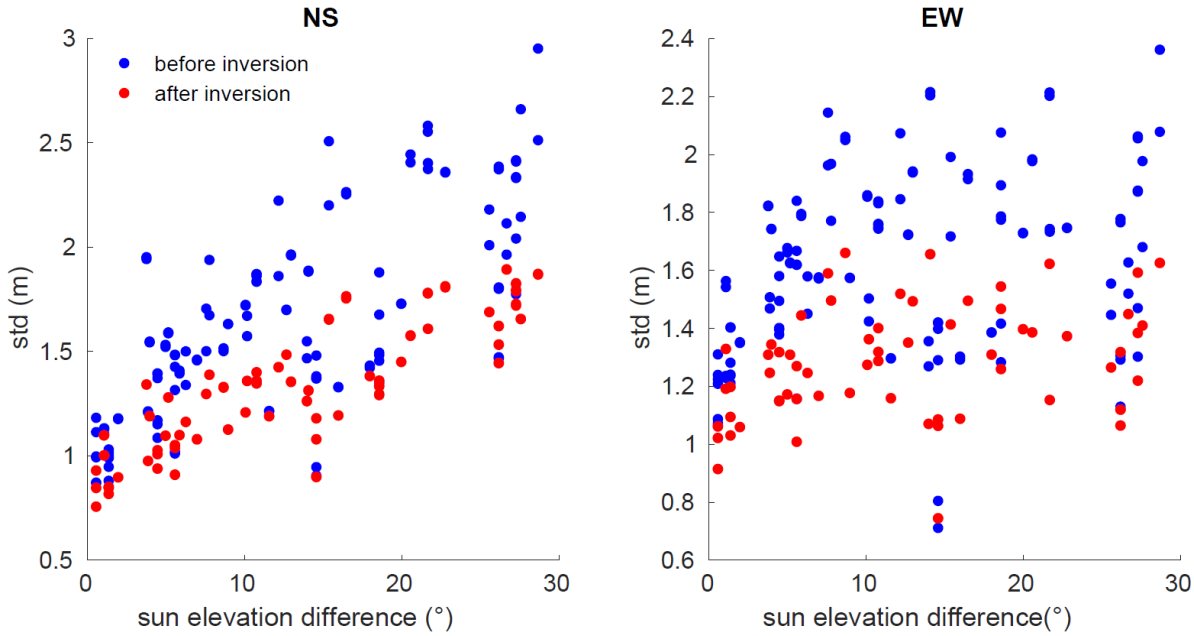


Figure 4-13 Standard deviation in displacements of the stable area (see Figure 4-6) as a function of the difference of the sun elevation between correlated images for the 10m data set.

resolution, we retrieve after inversion similar uncertainties, around 1/ 5th to 1/ 6th of the pixel size, but for a study duration at least ten times longer.

Concerning the 2.5m data set, the noise amplitude after inversion varies mainly between 1/2 and 1/ 4th of the pixel size (Figure 4-10). Previous studies using 0.5 to 2.5m resolution images found lower uncertainties, varying from 1/ 4th to 1/ 8th of the pixel size (Berthier et al., 2005; Binet and Bollinger, 2005; Lacroix et al., 2015; Stumpf et al., 2014). However, these studies were carried on very short durations, from 1 to 6 months. Delacourt et al. (2004), using Quickbird and aerial images with a resolution of 1m for studying a region over 4 consecutive years, had uncertainties around 3.6m on average. This uncertainty is largely above our noise amplitude even though we are studying a period of 11 years with 2.5m spacing images.

4.2.5.2 Control of the landslide kinematics

We notice side effects due to large correlation window size, smoothing the measured displacement near landslide limits. In the following, we avoid this bias by selecting points located within blocks of homogeneous movement and checking the pixel choice by confronting 10m to 2.5m spacing displacement results. For a given pixel, we compute the regression coefficient between the two data sets, and extract only points with a regression coefficient close to 1 ± 0.1 and with relative discrepancies within error bars defined for each pixel and date.

Three locations were selected on the fast zone of the three biggest landslides of the studied area that are Maca, Madrigal and Shutone (see location in Figure 4-6). As visible on Figure 4-14, from 1986 to 2014, Maca and Madrigal underwent up to 50m of displacement and Shutone around 35 m. The three time-series display monotonic displacements with time, modulo the uncertainty. These three landslides present acceleration and stability phases and we observe that those phases differ from one landslide to another. For example, between 1990 and 1998, the Maca landslide underwent a strong displacement while Madrigal and Shutone only moderately moved. A difference in landslide response is also visible between 2003 and 2010 where Maca underwent no displacement (this is confirmed by GPS time-series) whereas Madrigal and Shutone experienced around 13 and 8m of displacements, respectively.

The three landslide kinematics seem to respond to dry and rainy episodes. This is visible especially between 1998 and 2002 where each studied landslide underwent large

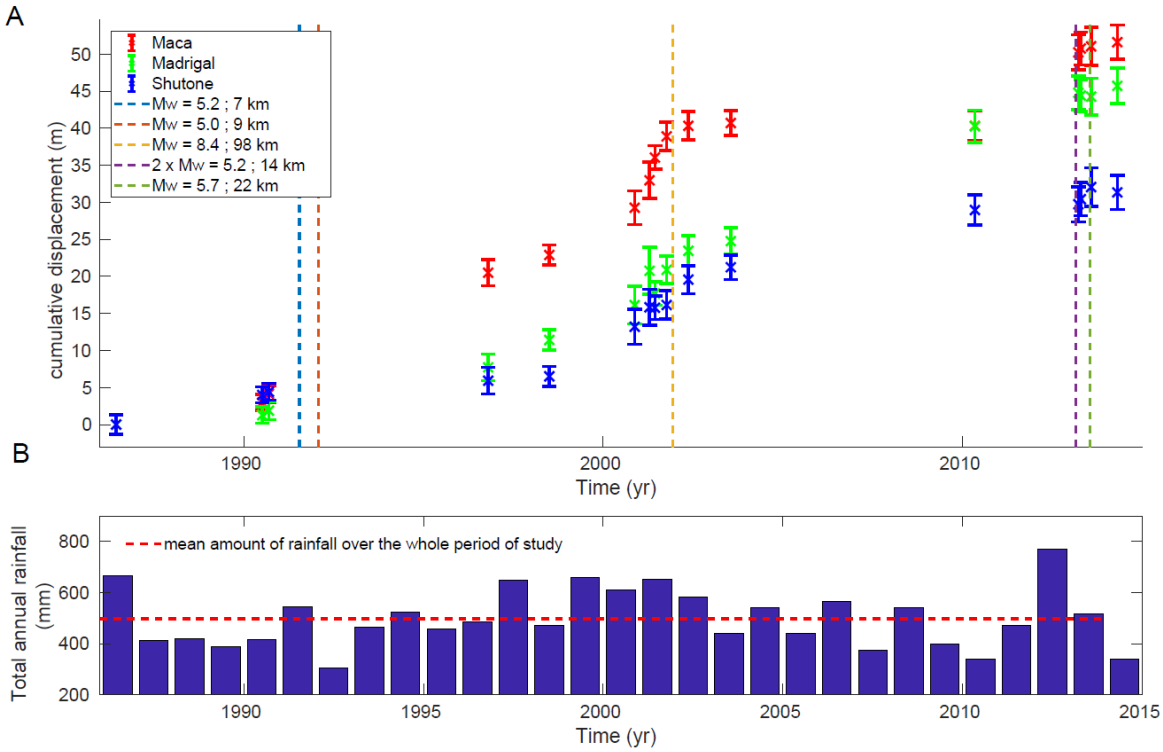


Figure 4-14 A) Cumulative displacements of Maca, Madrigal and Shutone in their rapid zone. Large earthquakes, whose effect was largely felt in the area, are represented with vertical dashed lines. Their moment magnitude together with the distance between their epicentre and Maca are indicated in the legend. See Section 4.2.4.2 and Figure 4-10 for errorbars computation. B) Cumulative rainfall per year from Zerathe et al. (2016).

displacements, in reaction to several years of strong rainy seasons. This is coherent with a previous study from Zerathe et al. (2016) carried between 2001 and 2014 on Maca, indicating that its motion is mainly controlled by rainfall, and triggered only when a certain amount of cumulative rainfall per year is reached. However, Figure 4-14 shows that for the same amounts of yearly cumulative rainfall, Maca either underwent large displacement (e.g. between 1991 and 1996) or very little displacement (e.g. between 2002 and 2011).

We test three different and simple statistical hydro-kinematical models in order to gain insight on mechanisms impacting the kinematic of these three landslides. The input precipitation is homogeneous over the valley at the seasonal scale (Zerathe et al., 2016) and hence is the same for the three landslides. In order to stay simple, and due to the limited number of time-intervals in the time-series, these three models are composed of only two parameters. The first parameter a controls the precipitation threshold to initiate a landslide motion (Van Asch et al., 1999; Zerathe et al., 2016). The second parameter, α, controls the annual velocity to the landslide as a function of the yearly precipitation. This α parameter is either used in a purely empirical linear law (Zerathe et al., 2016), a logarithmic or an exponential law (see Figure 4-15). In addition to being simple, the logarithmic and exponential relationships allow, in a schematic way, to represent the displacement of a sliding block submitted to rate and state friction law (Chau, 1995; Handwerger et al., 2016; Helmstetter et al., 2004; Lacroix et al., 2014). The logarithmic law suggests a rate-strengthening interface of the sliding surface, which would less likely fail in a catastrophic way. On the contrary, the exponential law represents a slow-moving landslide constituted of rate-weakening materials that might evolve toward a flow (Handwerger et al., 2016). However, it is important to highlight that the inverted parameters are purely statistical and that their physical meanings encompass the effects of rheology, geometry, hydrology, on the landslide kinematics. Only a has a direct physical meaning about the landslide motion initiation.

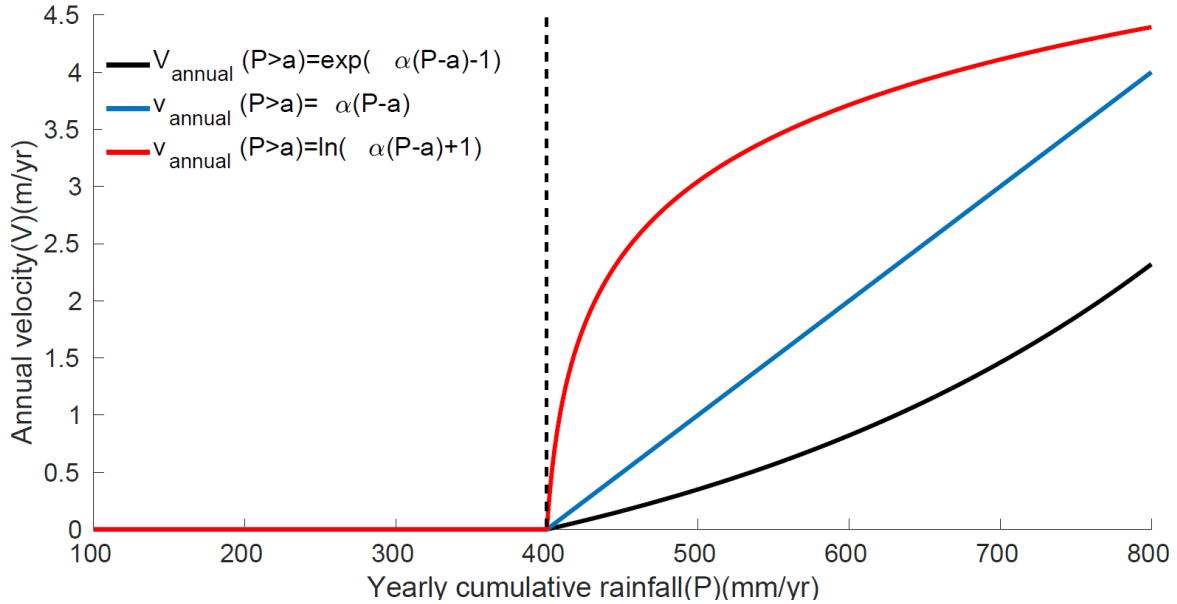


Figure 4-15 Functional form of the three different hydro-mechanical models (cf. Section 4.2.5.2).

The threshold a and the triggered amplitude α were found by minimizing the difference between inverted displacement and the model, using the L2 norm and the annual precipitation as an input. A grid search provides an initial solution for an optimisation based on the Nelder-Mead simplex algorithm. Obtained values of a and α are gathered in Table 3 together with the final RMS residual. To check the predictability of the displacements obtained with the model and hence, the error of the model, we apply a leave-one-out cross-validation (LOOCV) (Efron and Gong, 1983). The error of the model is defined as the root mean square of the differences between the modelled displacement and the inverted displacements removed for the LOOCV (see LOOCV error in Table 3).

The RMSE and LOOCV error of each 9 cases (Table 3) show that, globally, the logarithmic model fits better Maca and Madrigal inverted time-series. Shutone is well fitted by both linear and logarithmic models with a LOOCV error very similar but a RMSE lower for the linear model. The logarithmic model fitting well our data is in agreement with Lacroix et al. (2014), where they found that the Maca landslide follows a rate-strengthening law.

Nevertheless, it is interesting to notice that whatever the model used, the RMSE and the LOOCV error are consistently at least twice higher for Maca than for Madrigal and Shutone. To better understand these high values, we plot the displacements obtained with the logarithmic model, which fits the best the three landslide kinematics and compare them to the inverted displacement time-series of Madrigal, Shutone and Maca (see Figure 4-16).

Table 3 Coefficients that best fit the difference between modelled and measured displacements together with obtained RMSE for the three different landslides and the three different models.

Model	Parameters	Maca	Madrigal	Shutone
Linear	a (mm/yr)	377	398	472
	α	0.015	0.014	0.018
	RMSE	4.13	1.8	1.54
	LOOCV error	4.69	2.11	1.82
Logarithmic	a (mm/yr)	610	487	542
	α	385	0.34	0.53
	RMSE	3.79	1.41	1.65
	LOOCV error	4.14	1.65	1.81
Exponential	a (mm/yr)	200	215	326
	α	0.0031	0.0033	0.0038
	RMSE	4.82	1.39	1.74
	LOOCV error	6.46	3.91	2.62

Figure 4-16 (A) and (B) shows that the models fit fairly successfully measured displacements on Madrigal (A) and Shutone (B), with some errors possibly due to the simplicity of the statistical model and the fact that the models don't take into account the impact of successive years of high precipitation or drought (Bennett et al., 2016). It is also interesting to note that the displacement on the Maca landslide (C) is well fitted only at two different periods: after 2000, as well visible in Figure 4-16 (C), and prior to 1991. Between June 1986 and September 1990, the model and the observations are not overlapping due to a reference choice. Nevertheless, the predicted displacement for this time period is of 5.4 m, which is comparable to the actual 4.2m ± 2.4m measured thanks to optical images on the same period. However, between 1991 and 2000, the model and the observations are very different and even contradictory. High modelled displacements are found when the landslide is actually not or very slowly moving, whereas stability is modelled when the landslide is actually undergoing strong motion. Yet, two local earthquakes of Mw 5.4 and 5.0 strongly affected Maca in 1991 and 1992 (Antayhua et al., 2002). The 1991 earthquake destroyed the church of Maca, killed 14 inhabitants, and strongly impacted the landslide (Bulmer et al., 1999). Other areas (Madrigal and Shutone) were much less affected by the local earthquake. This shows that ground motion was certainly much lower in Madrigal and Shutone than in Maca. A simple modelling of the peak ground acceleration (PGA) for a soft soil (Akkar and Bommer, 2010) taking into account the source location uncertainty (Antayhua et al., 2002), shows that the PGA can be lowered by 36% between Maca and Madrigal and 46% between Maca and

Shutone. This highlights the rapid decay of the ground motion with distance for such magnitude 5 earthquake and, as a consequence, explains the observed behaviour of Maca and other landslide kinematics in the 1990s. Therefore, we suggest that the large motion observed between 1990 and 1996 on the Maca landslide (16m of displacement), while annual rainfalls were low, might be due to this specific earthquake, as it can't be explained by hydrological events only. Due to the data set sparsity, it is however difficult to know if the 16m are only co-seismic. It is highly probable that this motion includes post-seismic motion either due to variations of the landslide basal friction properties (Lacroix et al., 2014) and/or complex interaction with post-seismic rainfalls due to damage of the landslide body as seen in the case of rapid triggered landslides (Marc et al., 2015).

Regarding the other earthquakes plotted in Figure 4-14 and Figure 4-16, they were all located at a higher distance to the landslides compared to the 1991 earthquake and for similar magnitudes. Thus, we believe their impact was certainly not null on the landslide kinematics, but at least not measurable by our 10m resolution optical images. By comparison, the 2013 Mw 5.7 earthquake accelerated the Maca landslide by 8 cm in 5 weeks, the landslide being located 20 km away from the source (Lacroix et al., 2014).

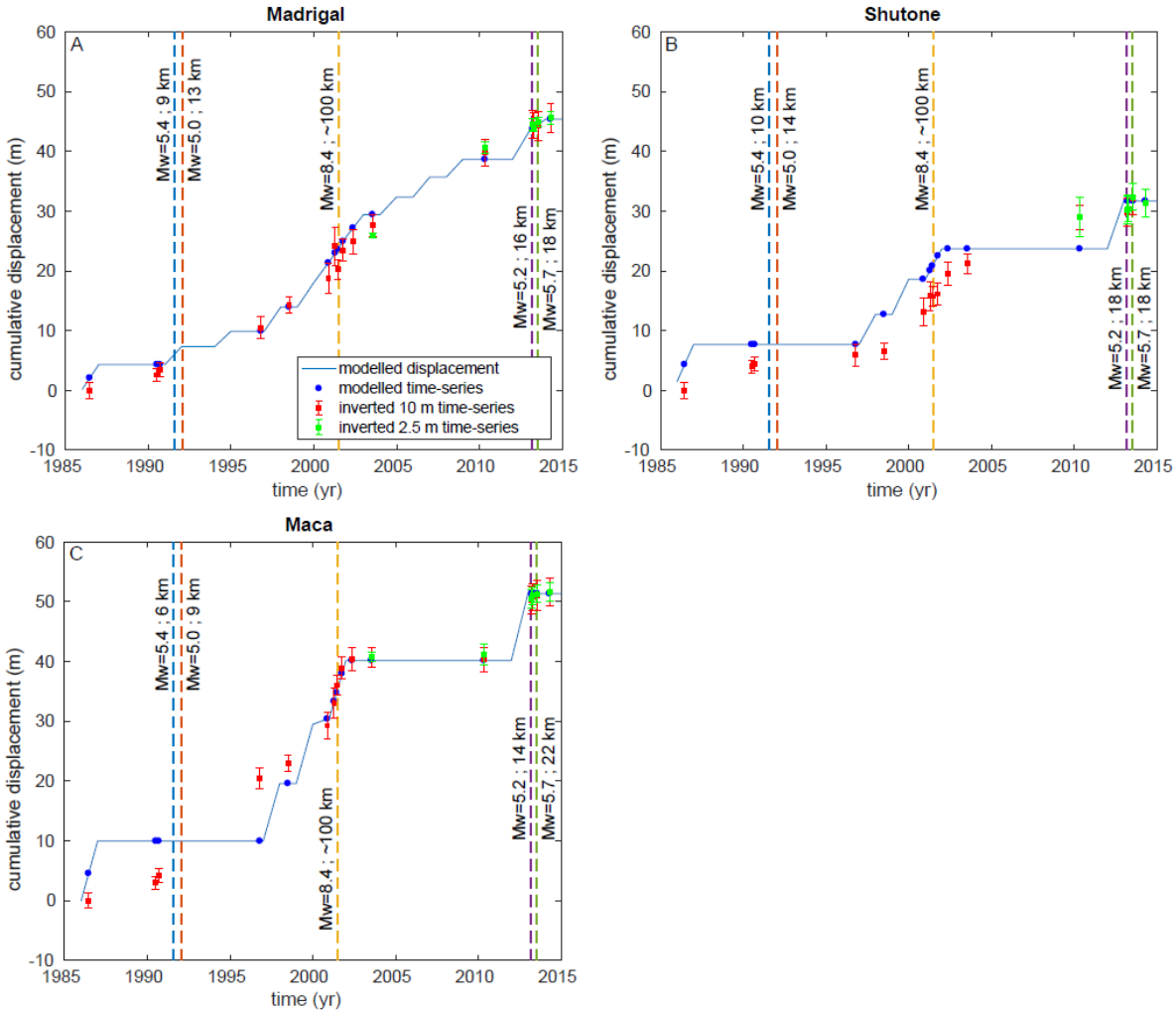


Figure 4-16 Cumulative displacement obtained by inversion of the 10m data set (red) for the Madrigal (A), Shutone (B) and Maca (C) landslides. In blue are plotted the best fits of the logarithmic models (see scheme in Figure 4-15). Dashed lines correspond to earthquakes that could possibly impact the landslide kinematics together with their magnitude and the distance to the concerned landslide. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Finally, we hypothesise that the small displacement observed between 1996 and 1998 on the Maca landslide, when precipitation were high, might be a secondary effect of the 1991 earthquake (Figure 4-14). Indeed, the landslide underwent strong displacements between 1991 and 1996 that might have been slowed down by an asperity on the slip surface (i.e. bumps, broad steps and depressions), despite a large amount of precipitation.

Basal geometry has already been evoked to explain the temporal variability of landslide kinematics (Baum and Johnson, 1993). This could explain the observed kinematics of the landslide after the 1991 earthquake. We want to emphasize that the several years of strong precipitation might have also played a role in the acceleration that the Maca landslide underwent after 1998 (Bennett et al., 2016).

4.2.6 Conclusions

We adapted a method that allows us to generate displacement time-series from optical images correlation. The main benefit of this method is the possibility of generating long time-series of several years to decades while keeping uncertainties similar to previous shorter duration studies. Moreover, uncertainties are also reduced for images separated by short periods of time. Therefore, this method is also interesting for the present time, with an important number of images freely available, e.g. with the Sentinel-2 or Landsat-8 programs that provide acquisitions for a given area every few days. The proposed method can indeed be used to build robust time-series of landslide displacements and analyse their transient signals for a better understanding of these mass-movement dynamics. The use of Sentinel-2 images instead of SPOT1–5 images will certainly provide better results as images are always acquired with the same geometry. Implementation of the method on the Geohazard Exploitation Platform (GEP) of the European Space Agency (ESA) is under progress for that purpose.

The obtained 28-year long time-series allows us to discuss the impact of the precipitation and earthquakes on the kinematics of three landslides in the Colca Valley, Peru. Precipitation is the main forcing controlling their displacement with time. We propose simple models relating precipitation to motion, with a threshold effect of precipitation on the landslide behaviour. Our analysis also highlights a possible strong impact of a local Mw 5.4 earthquake, in 1991 on the kinematics of the Maca landslide. Its effect might have been double, with an acceleration of the motion of the landslide during the co- and post-seismic periods (< 6 years) and a modification of the material properties (damage) that can lead to complex interactions with rainfalls and enhance the landslide movements.

Acknowledgements

Authors acknowledge the support of the french spatial Agency (CNES). The authors also thanks the support from ESA through the Alcantara project "Monitoring and Detection of Landslides from optical Images time-451 Series" (ESA 15/P26). This work has

been supported by a grant from Labex OSUG@2020 (Investissements d'avenir ANR10 LABX56). Data are available on demand to the authors.

4.2.7 Conclusions de l'article en Français

Nous avons développé une méthode permettant de générer des séries temporelles de déplacement du sol à partir de corrélations d'images optiques satellitaires, adaptée de l'InSAR. Cette méthode utilise la redondance des observations satellites afin de diminuer l'incertitude sur les mesures. L'avantage principal de cette méthode est la possibilité de générer des séries temporelles de plusieurs années, voire dizaines d'années, tout en gardant une incertitude sur les déplacements similaires aux études précédentes, basées sur de plus courtes périodes de temps. Cette incertitude se voit réduite lorsque les images séparées par de plus courtes périodes temporelles. Ainsi, cette méthode est aussi intéressante pour aujourd'hui, où un nombre important d'images sont disponibles gratuitement, notamment grâce aux programmes Sentinel-2 et Landsat-8 qui fournissent des images tous les quelques jours pour une zone de la terre donnée. Cette méthode proposée ici peut donc être utilisée pour construire des séries temporelles de déplacements de glissements de terrain qui soient robustes. L'analyse de ces séries temporelles est utile pour une meilleure compréhension de la dynamique des mouvements du sol. L'utilisation des images Sentinel-2 à la place des images SPOT 1-5 donnera très probablement de meilleurs résultats puisque toutes les images sont acquises avec la même géométrie.

Nous avons obtenu une série temporelle longue de 28 ans qui nous a permis d'étudier l'impact des précipitations et des séismes sur la cinématique de trois glissements de terrain dans la vallée de la Colca au Pérou. Les précipitations sont le principal forçage contrôlant leurs déplacements. Nous avons proposé un modèle simple reliant les précipitations aux déplacements, avec un seuil de pluie prérequis pour qu'un glissement entre en mouvement. Notre analyse montre le fort impact d'un séisme local de magnitude Mw 5,4 en 1991 sur la cinématique du glissement de terrain de Maca. Le séisme a accéléré les déplacements de manière co- et post-sismique (<6 années), ce qu'on explique par une potentielle modification des propriétés mécaniques du sol (endommagement) qui a conduit à une interaction complexe avec la pluie, augmentant ainsi la réponse « attendue » du glissement pour une pluie donnée.

4.3 Perspectives

La méthode en séries temporelles développée pendant cette thèse a déjà été utilisée à plusieurs reprises.

Pham et al. (2018) ont utilisé les séries temporelles inversées pour développer une technique de détection des glissements de terrain lents. Cette méthode décompose les déplacements mesurés en trois termes : (1) le signal correspondant à de vrais déplacements liés à des mouvements de terrain, (2) le signal lié à des erreurs de corrélation, la présence de nuages ou encore un changement de l'aspect du sol et (3) un dernier terme regroupant tout type de bruits restants (Pham et al., 2018). Les tests ont été réalisés dans la vallée de la Colca, à partir des inversions obtenues par Bontemps et al. (2018), et ont montré de bons résultats. Pham et al. (2019) ont été capables de détecter +50% de nouveaux glissements de terrain, principalement petits, par rapport à ce qui était déjà connu dans la région, et ce malgré la moyenne résolution des images (pixel de 10 m de

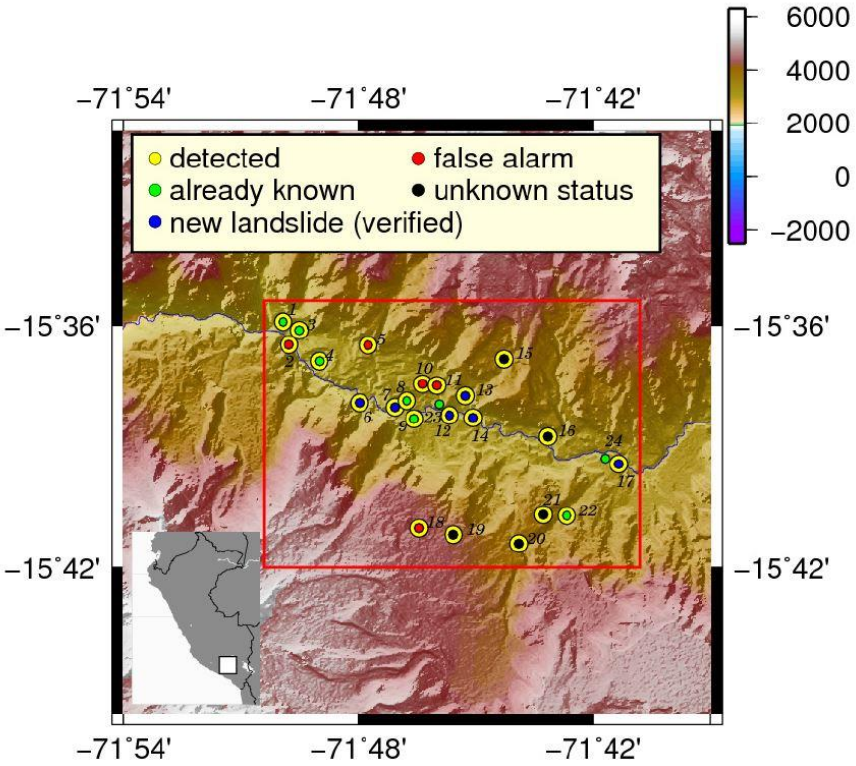


Figure 4-17 carte de la zone étudiée. Les couleurs représentent l'altitude. Les cercles représentent les glissements détectés par Lacroix et al (2015) (vert), les nouveaux glissements détectés par des sorties sur le terrain et grâce à des images Google Earth (bleu), ainsi que les glissements détectés grâce à la technique de localisation des glissements de terrain présenté par Pham et al. 2019 (jaune). Figure, d'après Pham et al. (2019)

résolution), la grande durée des séries temporelles (28 ans) et donc la présence d'un bruit assez élevé dans les corrélations (Figure 4-17).

Ensuite Lacroix et al. (2019) ont utilisé la technique avec des images Landsat 8, sur une période de 5,7 ans. Ils ont montré que la vitesse du glissement de terrain lent de

Siguas, au Pérou, a été accélérée par la rétrogression de l'escarpement principal en amont du glissement. En comparant les séries temporelles avec 23 marqueurs GPS, ils ont montré des incertitudes de $1/10^{\text{ème}}$ à $1/5^{\text{ème}}$ de pixel. Cela confirme que l'utilisation de cette méthode sur des temps plus courts et avec une même géométrie de capteurs permet bien d'améliorer l'incertitude sur les déplacements mesurés.

Finalement, un projet est en cours pour que cette méthode soit implémentée directement dans les chaînes de traitements proposées par les agences spatiales (projet TIO avec l'ESA (Volat et al., 2018)).

Enfin, la méthode est utilisée par l'INGEMMET, un organisme péruvien avec lequel nous travaillons, grâce à la formation du personnel péruvien et l'installation de la méthode sur le réseau de l'institut que j'ai réalisée lors d'une mission longue durée entre septembre et décembre 2018.

Chapitre 5 Corrélation de bruit de fond sismique appliquée au glissement de terrain de Maca

Table des matières

5.1 Landslide monitoring technique using ambiant noise correlation 118

5.1.1 Introduction 119

5.1.2 Ambient noise interferometry for landslide monitoring 120

5.1.3 Ambient noise interferometry 125

5.1.4 Causes of velocity variations 133

5.2 Investigation de la vitesse des ondes dans le sol 151

5.2.1 Vitesse des ondes P 152

5.2.2 Vitesse des ondes S 155

5.2.3 Discussion et conclusions sur le modèle de vitesse de propagation des ondes P et S 159

5.2.4 Modèle de vitesse des ondes P et S en fonction de la saturation, une approche poro-élastique 160

5.3 Sensibilité des ondes présentes dans la coda de la corrélation 169

5.3.1 Ondes de Volumes vs onde de surface 169

5.3.2 Ondes de Rayleigh vs ondes de Love 171

5.3.3 Sensibilité des ondes de surfaces à une perturbation en profondeur dans le cas du glissement de Maca. 174

Nous voulons maintenant étudier la réponse d'un seul glissement de terrain lent à plusieurs forçages grâce à des mesures in situ. C'est dans ce but qu'a été instrumenté le glissement de terrain de Maca, présenté dans le chapitre 3. Trois sismomètres ont été installés directement sur le glissement de terrain afin d'utiliser la méthode de corrélation de bruit de fond sismique (chapitre 6).

Les premières applications de cette méthode aux glissements de terrain remontent à 2010 sur le glissement d'Avignonet, France (Renalier et al., 2010) et 2012 sur le glissement de Pont Bourquin, Suisse (Mainsant et al., 2012b). Ces études ont montré que cette technique permettait de suivre la rigidité du sol au cours du temps grâce à la variation

de la vitesse des ondes de surface et qu'elle pouvait donc être une bonne méthode pour donner des signes précurseurs à la fluidification des mouvements de terrain.

Il nous a paru alors intéressant d'étudier, grâce à cette technique, la réponse d'un glissement de terrain à différents forçages et surtout sa réponse aux séismes. En effet, un des mécanismes avancés dans le cas des séismes et de leurs impacts sur les glissements de terrain est l'endommagement du sol lié aux secousses (c'est-à-dire une baisse de la rigidité du sol). Ce mécanisme amène à la possibilité d'un effet long terme sur la cinématique des mouvements de terrain et pourrait même rendre possible des effets combinés avec la pluie (Marc et al., 2015; Scheingross et al., 2013). Cependant, ce mécanisme est peu compris pour la simple raison qu'il n'a jamais été mesuré grâce à des mesures in situ sur des glissements de terrain, lents ou rapides. C'est donc la première fois qu'un glissement de terrain lent est suivi grâce à la corrélation de bruit de fond sismique dans une zone sismiquement active, permettant ainsi de mieux comprendre les mécanismes d'endommagement du sol liés à la sismicité et/ou aux précipitations. La notion d'endommagement ainsi que la manière de la quantifier est encore largement débattue en physique et en mécanique. Ainsi, ce que nous définissons ici comme de l'endommagement est une baisse des constantes élastiques (lambda, mu). Ces grandeurs sont naturellement moyennées à l'échelle de la longueur d'onde, donc dans nos études sur des échelles métriques.

Dans ce chapitre, nous présenterons tout d'abord la méthode et les spécificités de son application à un glissement de terrain. Ensuite, nous présenterons les études géophysiques faites sur le glissement de terrain de Maca afin de déterminer la vitesse de propagation des ondes dans le sol à un moment donné. Cela nous permettra par la suite de connaître la sensibilité en profondeur des ondes dans le glissement et de mieux choisir les paramètres pour la méthode de corrélation de bruit de fond sismique sur Maca.

L'application concrète de la méthode ainsi que l'étude sur plusieurs années des données in situ seront présentées dans le chapitre 6.

5.1 Landslide monitoring technique using ambiant noise correlation

Cette section correspond à partie d'un article de review sur l'utilisation de la méthode de corrélation du bruit de fond sismique pour le suivi des glissements de terrain. Elle présente la méthode, ainsi que les spécificités de cette méthode pour l'étude des mouvements de terrain. Elle a été écrite en collaboration avec Mathieu Lebreton, Antoine Guillemot, Éric Larose et Laurent Baillet. L'article complet est en annexe A3.

5.1.1 Introduction

Slope destabilization costs more than 4000 casualties every year (Froude and Petley, 2018) and tens of billion dollars in material loss (Alimohammadlou et al., 2013). Among the strategies to reduce the risk (Dai et al., 2002), early warning systems help to anticipate potential failures (Intrieri et al., 2012). In general, they are based on the monitoring of ground deformation, rainfall or groundwater level (Intrieri et al., 2019). More recently, geophysical methods appeared as an alternative way to monitor physical parameters of the ground (Jongmans and Garambois, 2007; Whiteley et al., 2018). Among them, near-surface seismology provides a direct insight into the mechanical alteration of the subsurface that could lead to a failure. Seismic investigations methods consist in estimating seismic wave velocities. However, the classical usage of active sources is not fitted to monitor a landslide continuously over several years. Passive recordings of ambient seismic is much better adapted to long-term monitoring. On unstable zones, passive records had been used to detect micro seismic events and to observe the site-specific amplifications. That led to detect precursory signals on unstable cliffs (Levy et al., 2011; Amitrano et al., 2005). The accurate long-term monitoring of velocity variations using passive records has been made possible with ambient noise interferometry. The technique was initially introduced to image crustal seismic velocities in space. Then, observation of near-surface processes continuously over the years was introduced on volcanoes (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Florent Brenguier et al., 2008b) and later for many different near-surface applications (Snieder and Larose, 2013; Larose et al., 2015; Nakata et al., 2019). Its application on landslides (Renalier et al., 2010) led to detect a decrease of apparent seismic velocity several days before the failure of a clayey landslide (Mainsant et al., 2012b), introducing a potential new precursor signal to anticipate landslide failures. This last approach is promising for landslide monitoring, because the drop of seismic velocity would actually represent a drop of rigidity in the underground layers that would lead directly to a failure. Such technique provides information over the whole volume of a subsurface, and has the operational advantage to work under various field conditions (heavy vegetation or snow cover). Yet, the technique has not been used for operational early warning systems up to now and its use in research is rising progressively.

Thus this study reviews the last development of ambient noise correlation method and its application to landslides, in order to identify the key developments, recently made or still required, to integrate the dv/v technique as a complementary tool within a landslide early warning system or for landslide investigation. The present study is aimed at landslide researchers who wish to use ambient noise correlation, as well as seismologists who

wish to understand landslide-specific applications, and engineers who would want to apply this method as a complementary technique within an operational landslide early-warning system.

Based on the literature, this review aims firstly to discuss the use of ambient noise correlation (or interferometry) for landslides monitoring, especially its specific advantages and limitations among geophysical methods. Then the study explains all the challenges required for a future implementation in an operational early-warning system: first, a selection of appropriate setting parameters for accurate data processing, and also a good understanding of physical mechanisms responsible for an apparent seismic velocity variation, in order to discriminate daily and seasonal environmental factors from precursory signals prior to a failure. A final discussion presents an overview of our conclusions about this review of studies, and raises the remaining precautions to take when using this seismic technique for landslide monitoring.

5.1.2 Ambient noise interferometry for landslide monitoring

5.1.2.1 Geophysical monitoring and precursors

Geophysics measure the contrasts of physical properties of the subsurface such as conductivity, permittivity, mass density, rigidity or electrical potential. By imaging those contrasts spatially, geophysical methods can provide insights about landslide structure, hydrology and mechanical properties (Jongmans and Garambois, 2007) and their dynamic across time using monitoring techniques (Figure 5-1) (Whiteley et al., 2018).

These monitoring techniques provide either hydrological or mechanical indicators as their dominating sensitivity parameter of interest. Electrical methods are mostly sensitive to the bulk volume, salinity and circulation of water, and give useful insights to understand landslide hydrological dynamics. However, as groundwater levels measured directly with piezometers cannot alone predict a rupture, its indirect estimation using geophysics is unlikely to provide better precursors. Quadrature conductivity measurements (Flores Orozco et al., 2018; Gallistl et al., 2018) provide indicators on intrinsic electrical properties of the solid matrix that could suggest its alteration (Revil et al., 2017a, 2017b). However, the technique is operationally difficult for permanent and accurate monitoring: it did not provide precursory signals up to now.

Passive seismic method has shown clear precursory signals several hours to days before a failure (Larose et al., 2015; Snieder and Larose, 2013). The damaging of a rock column was shown to increase its micro-seismic activity 2–15 hours before its rupture (Amitrano et al., 2005; Senfaute et al., 2009) and to reduce its resonant frequency several weeks

earlier (Lévy et al., 2010). However, clay is subject to a strong shear-wave velocity drop before its fluidization. Such drop has been measured several days before a rupture using ambient noise interferometry (Mainsant et al., 2012b) and confirmed by laboratory experiments (Mainsant et al., 2015; Carrière et al., 2018a).

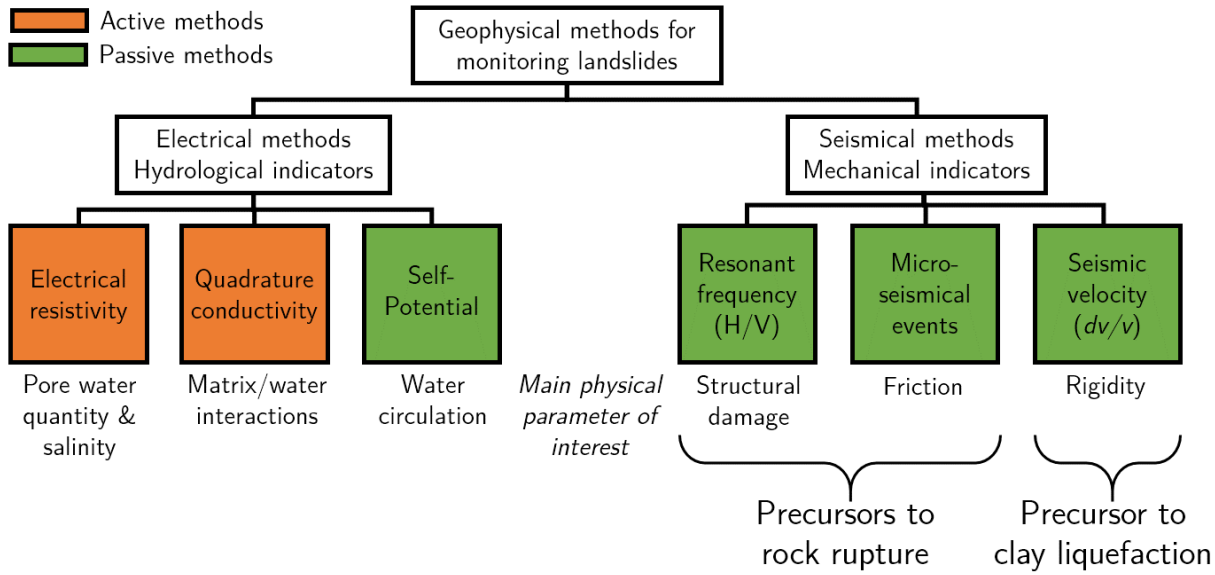


Figure 5-1 Geophysical methods used for monitoring landslides, derived from(Whiteley et al., 2018).

5.1.2.2 Ambient seismic noise interferometry

The idea of ambient noise interferometry is to reconstruct the approximated transfer function of a medium to an impulse excitation (or Green's function, GF), by cross-correlating the seismic noise measured passively between two sensors. That has been done on an ultrasonic receiver (Weaver and Lobkis, 2001) then on a larger scale using the energy of a timely and localized earthquake that diffused within the crust (Campillo and Paul, 2003). Using the energy from ambient seismic noise (Shapiro and Campillo, 2004) had the advantage to exploit diffused noise from multiple sources and to reconstruct a more stable GF approximation. These studies used the reconstructed early-arrival direct surface waves to retrieve their phase velocities and make the tomography of the seismic velocity of the materials at depth. Larose et al. (2006) showed experimentally that the late arrivals of the reconstructed GF—the coda of the correlation—provided information on the wave scattering within the medium between two sensors. Sens-Schönfelder and Wegler (2006) proposed to monitor the later part of the correlations over time on a volcano, to measure apparent velocity variations that would result from a small velocity

perturbation in the bulk caused by geological events. The apparent velocity was observed to decrease slightly before a volcanic eruption (Brenguier et al., 2011; Florent Brenguier et al., 2008b; Brenguier et al., 2016; Obermann et al., 2013a; Nakata et al., 2016), and also to decrease abruptly during an earthquake then to increase slowly during a recovery phase (Wegler and Sens-Schönfelder, 2007; Florent Brenguier et al., 2008a; Rivet et al., 2011; Hobiger et al., 2016), and to decrease even more strongly after an earthquake in a volcanic area (Brenguier et al., 2014; Taira and Brenguier, 2016).

Smaller scale objects have also been monitored. Velocity decreases were observed due to a seepage on dams or levees (Planès et al., 2016, 2017; Olivier et al., 2017) or to seasonal thawing of permafrost (James et al., 2017).

In addition, the coherence between the correlations provides an alternative indicator to the velocity. For example, a decrease of coherence has been observed during the filling/drainage of a glacier-dammed lake (Preiswerk and Walter, 2018; Walter et al., 2015) or during the fluid injection on a geothermal site (Obermann et al., 2013a). Using the decoherence leads to different interpretations (Théry et al., 2019), discussed in a dedicated subsection.

5.1.2.3 Applications to landslide monitoring

On landslides, ambient noise interferometry is used either for reconnaissance of surface-wave dispersion (Renalier et al., 2010) or for monitoring changes of apparent surface wave velocity (Renalier et al., 2010). The interest of this technique for landslides monitoring purposes significantly increased after the detection of a clear velocity drop five days before the catastrophic acceleration of a shallow clayey landslide (Mainsant et al., 2012b). It led to a new technique for predicting landslide failures. This drop of velocity, that reached 7% before the failure (Figure 5-2), was attributed to clay fluidization at the base of the moving layer due to the material accumulation and pore pressure increase. Indeed, clay fluidization due to stress and pore saturation has been shown in laboratory conditions to strongly decrease the clay shear-wave velocity before its fluidization (Mainsant et al., 2012a, 2015; Dong and Lu, 2016; Carrière et al., 2018a, 2018b).

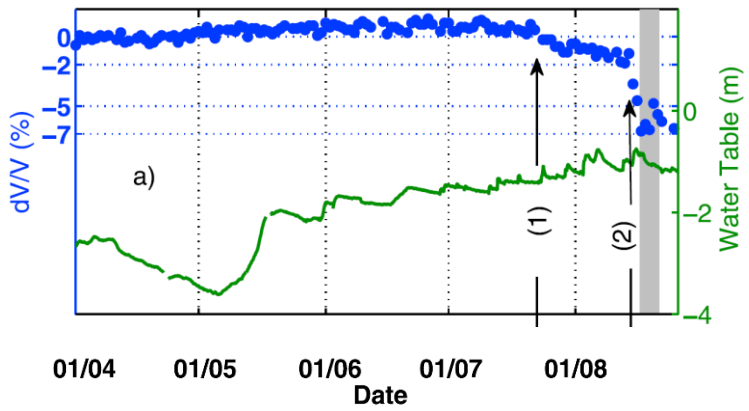


Figure 5-2 On the Pont-Bourquin landslide, the apparent surface wave velocity (in blue) was monitored before the major failure of 19 August 2010 (in gray). Vertical line 1: the first velocity reduction starts after rainfall on 23 July and represents a drop of 2% developing over 20 days. Vertical line 2: the major drop starts after rainfall on 14 August, with a total decrease of 7% over the 5 days preceding the landslide. The water table height (green) was not sufficient to predict a failure. From (Mainsant et al., 2012b)

Table 5-1 Landslide monitoring based on seismic interferometry

Landslide	Tech-nique (a)	Precursor	Seasonal variation	Dura-tion (yr.)	Sta-tions	Sliding depth (m)	Slide class (Hungr, 2014)	References
Avignonet, France	dv/v	na	±0.5 %	2.5	2	10–16 and 42–47	Clay/silt compound slide	(Renalier et al., 2010a)
Pont-Bourquin, Switzerland	dv/v	2–7% in 5d, at 10-12 Hz	±2%	6	6	10	Clay planar slide-earthflow	(Mainsant et al., 2012b; Larose et al., 2015; Bièvre et al., 2018)
Utiku New Zealand	dv/v	na	±2%	1.1	4	300 (Massey et al., 2013)	Planar rock-slide/earthflow	(Voisin et al., 2016)
Madonna del Sasso, Italy	dv/v H/V	na	±10% 2.7-3.3Hz	2.3	4	15 and 16	Rock fall-slide	(Colombero et al., 2018a)
Harmalière, France	CC H/H	0.8–0 in 20d 9–6 Hz in 8h	na na	0.3	2	3	Earth rotational slide	(Fiolleau et al., 2018)
Gugla, Switzerland	dv/v CC	na na	±1.5% 1-0.5	3	2	2 to 15	Rock slope deformation/solifluction	(Guillemot et al., under revision)
Maca, Peru	dv/v	na	±1%	3	1(b)	50	Clay/silt compound slide	(Bontemps et al., under revision)
Montevecchio, Italy	Time lapse dv/v	After event: 30% at 11Hz	na	1.3	7×6	unknown	Earthflow	(Bertello et al., 2018)
Char d'Osset, France	dv/v	na	±2.5%	2	5			(Valentin, 2018, chap. 7)

(a) *dv/v* stands for temporal relative velocity variations based on the coda of the green function and CC stands for Coherence Coefficient of the green function. H/V and H/H use ambient noise—but not interferometry—to monitor the horizontal resonant frequency, normalized by vertical component or horizontal component of another sensor.
(b) Auto-correlation between vertical and horizontal polarization of the ambient noise, on one single sensor.

Several landslides have been monitored since then (Table 5-1), including deep-seated landslides (Voisin et al., 2016a; Bontemps et al., under revision), an earthflow (Bertello et al., 2018), a rotational slide (Fiolleau et al., 2018), a rock glacier (Guillemot et al., under revision), and a rockslide (Colombero et al., 2018a). Seismic arrays have been also used to study spatiotemporal variations during a few months (Chtouki et al., 2017; Harba and Pilecki, 2017). However, these landslides remained relatively stable, thus no precursor signal was detected. The potential of dv/v precursory signal has recently been confirmed on a rotational slide (Fiolleau et al., 2018), but in an unusual configuration: a seismic sensor was placed on a prone-to-failure earth column, and its recordings compared with a sensor placed on stable grounds. The degradation led to a progressive decrease of correlation coherence 20 days before the failure, probably explained by the rear-fracture progressive opening.

5.1.2.4 Potential and limitations for an early-warning system

Ambient noise interferometry presents multiple advantages for an early-warning system. Firstly, it can measure the loss of rigidity directly in the bulk of the material that causes the failure, in contrast with the later surface displacement or the earlier rainfall infiltration. It is therefore complementary to existing monitoring techniques. Secondly, it provides a continuous and robust monitoring. Indeed, seismic waves propagate even with rain, snow, vegetation or without a line of sight between the sensors. Furthermore, the sensors can be partially buried to avoid their deterioration. Eventually, the biggest advantage resides in the fact that it is non-destructive and it does not require expensive drilling.

However, forecasting a rupture before it occurs—and not after—requires 1) to validate statistically the precursory signals compared to false warnings (= false positive); 2) to warrant the completeness of the detection (do not miss right alarms = false negative); 3) to know before the event which processing parameter will highlight the precursor; and 4) to be reactive and confident enough to raise a warning before the event. Up to now, precursory signals were observed at Pont-Bourquin and the Harmalière landslide (Mainsant et al., 2012b; Fiolleau et al., 2018). Bièvre et al. (2018) recently showed four additional years of monitoring Pont-Bourquin for which no failure occurred, and highlighted seasonal velocity variations that remained below ±2%, suggesting this threshold would be sufficient to avoid false warnings. Statistical relevance should then be assessed on multiple landslides and new ongoing studies should validate it.

Prior knowledge of the landslide is important to set proper parameters in the processing workflow. A depth sensitivity analysis should constrain parameters of frequency and time window (detailed in subsection 5.1.3.2), requiring first to investigate the depth of the active layer (subject to rigidity reduction) and the seismic velocities in the unstable mass. An observation phase of the landslide would also be valuable to observe the landslide behavior in regard to environmental influences and set threshold values on the dv/v, decorrelation and other observables that would avoid false warning.

Effective lead time is of paramount importance to anticipate a failure, and give enough time to make decisions and take actions. If a precursor signal started a few days before a potential failure (Mainsant et al., 2015), the effective lead time would be 1–2 days. That would require to automatize fast processing and warning system with minimum manual intervention, to reduce the time resolution below a day and handle daily cyclic variations and lower signal-noise ratio, and to correct for environmental influences to increase the sensitivity to the precursor. This makes the technique appropriate for slow moving landslides, but has to be adapted for rapid accelerations of landslides or rockfalls.

5.1.3 Ambient noise interferometry

5.1.3.1 Processing workflow

A general processing workflow is presented in Figure 5-3, based on general workflows proposed by (Bensen et al., 2007; Larose et al., 2015). For an early warning system, the workflow should rapidly detect changes of dv/v and raise a warning with the shortest possible lead time. However, increasing the reactivity may deteriorate the signal-to-noise ratio and lead to false early warnings. A tradeoff should then be found between reactivity and stability (in blue). The precursor should also be detected automatically with a minimal human intervention and prior knowledge about the landslide. The process should constrain the parameterization as much as possible with minimal manual tuning. A prior knowledge of the structure of the landslide at depth (a seismic velocity profile) would help to constrain the choice of the frequency band, time window and optionally sensor

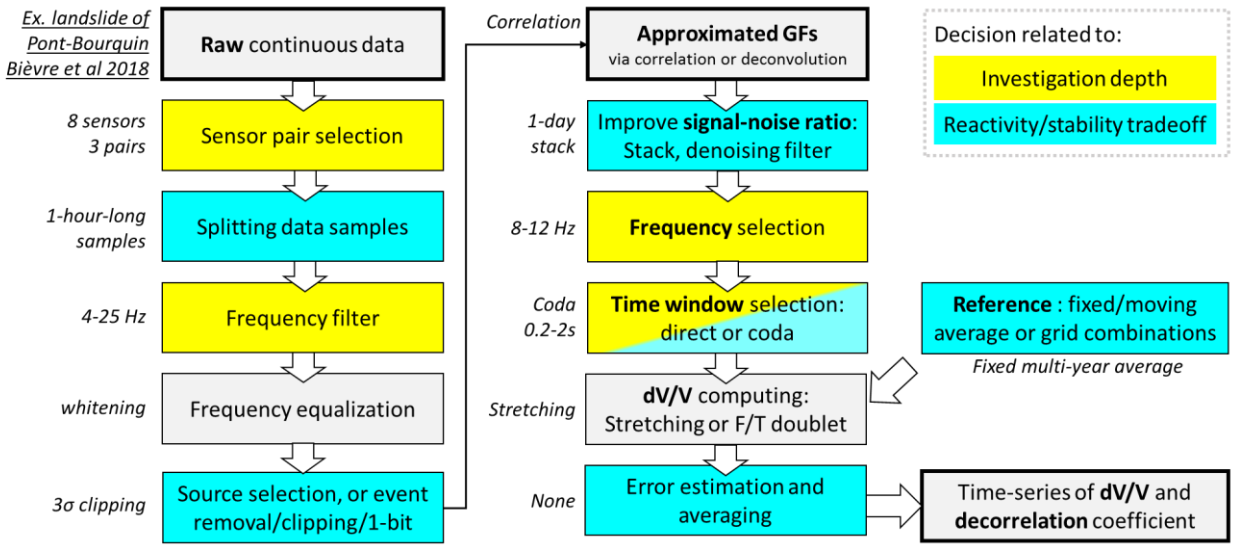


Figure 5-3 General workflow to process ambient seismic noise correlation and extract daily relative velocity changes *dv/v* and decorrelation coefficients. Modified after (Larose et al., 2015)

pair selection (in yellow). The steps of the processing are presented in the following sections.

The workflow starts by preparing the continuous raw data recorded by the seismometer, or "traces". Traces consist of ground vibration measurements in 1 or 3 directions (vertical or 3D). Data is typically sampled every 1–10 milliseconds and accurately timed by a GPS-synchronized clock to avoid drifts (Sens-Schönfelder, 2008, p.; Stehly et al., 2007). Sensors are selected by pairs that are within the area of investigation. Their traces are split in time by samples of equal size and time base. The length of the samples, typically one hour, defines the minimal resolution of the *dv/v*. The whitening operation then consists of filtering the traces within a large frequency band and equalizing the contribution of each frequency (Bensen et al., 2007). This can be done in the frequency domain with an apodization window $A^{f_{\min},f_{\max}}(\omega)$ to filter the selected bandwidth $[f_{\min}, f_{\max}]$ and shows a smooth transition from 0 out of the bandwidth to 1 within the selected bandwidth:

$$S_i^{\text{filtered}}(\omega) = \frac{S_i^{\text{raw}}(\omega)}{\left|S_i^{\text{raw}}(\omega)\right|} A^{f_{\min},f_{\max}}(\omega) \quad (1)$$

The next step consists of removing strong events such as earthquakes. Techniques include 1-bit correlation, running-average normalization, removing the data that contains the event from the traces, clipping the traces that exceeds a multiple of the rms, or making iterative clipping.

The correlation of two traces $a(t)$ and $b(t)$ gives an approximation of the GF h_{AB} between their two sensors (it is also possible to exploit one single sensor using autocorrelation (Plaen et al., 2016) or two channels from one seismic station (Viens et al., 2018)):

$$h_{AB}(t) \approx ccf_{AB}(t) = \int a(\theta)b(t+\theta)d\theta \quad (2)$$

The resulting cross-correlation functions (CCF) can be normalized by the traces energy $\sqrt{(\sum a^2(t))(\sum b^2(t))}$. Alternatively, the GF can be computed using a deconvolution instead of a cross-correlation (Mehta et al., 2007), which provides a more stable GF estimation for borehole sensors (Nakata and Snieder, 2012).

CCFs are then stacked, typically over one or several days, and filtered within the investigation frequency. The choice of processing steps and parameters such as averaging, frequency filtering, reference selection and time window depend on the investigation depth and on the appropriate tradeoff between stability and reactivity. These are discussed in the next section.

A reference CCF is chosen (often the average CCF over the whole period, but also the period corresponding to the most stable state of the study state, in several cases), and each CCF is compared with the reference within a defined time window to extract their *dv/v*.

Computing the *dv/v* between two CCF uses either the stretching or doublet method. The doublet method measures the time shift Δt between two CCFs on a narrow moving window in the time or frequency domain, and extracts the slope $\Delta t/t$ (Figure 5-4.a). The stretching method (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006) consists of testing several possible velocity changes of *dv/v* by resampling the time of the CCF $h(t) \rightarrow h\left(t\left(1-dV/V\right)\right)$. The optimum velocity change *dv/v* at a given date maximizes the correlation coefficient computed between the stretched and reference CCF:

$$CC\left(\frac{dV}{V}\right) = \frac{\int h\left(t\left(1+dV/V\right)\right)h_{ref}(t)dt}{\sqrt{\int h\left(t\left(1+dV/V\right)\right)^2 dt \int h(t)^2 dt}} \quad (3)$$

Both methods were compared by (Hadziioannou et al., 2009). The doublet method would better eliminate localized decorrelations outliers, spot non-linear velocity variation along the time windows, and provide the same contribution from every part of the CCF whatever their amplitude. On the other hand, the stretching would work with a lower signal-noise ratio and requires less parametrization, which seems preferable for an automatic early-warning system.

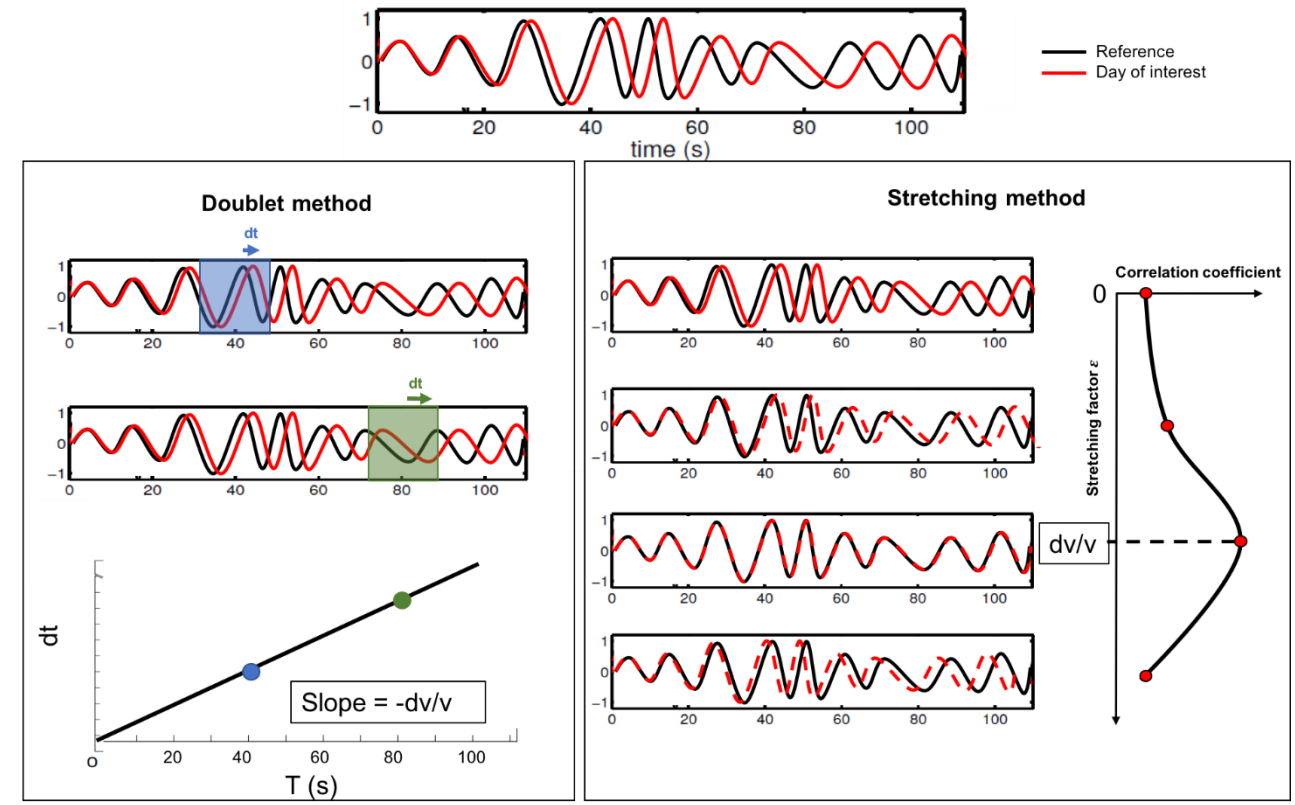


Figure 5-4 Illustration of (left) doublet and (right) stretching methods, for estimating a dv/v value from an example of signals (above), modified from (Hadziioannou et al., 2009; Hadziioannou, 2011)

Finally, if the dv/v is computed over multiple pairs, that can serve to localize the velocity change spatially (Florent Brenguier et al., 2008b), or to compute an averaged dv/v and a standard deviation.

5.1.3.2 Investigation depth

Ideally, a CCF would reconstruct the response of a pulse originating from sensor A and measured on sensor B, after a complex propagation in the medium. This propagation consists of direct surface waves and scattered surface and/or body waves, with a mutual conversion between them. Each propagation mode will exhibit different sensitivity to depth, wave frequency, arrival time and material properties (Obermann et al., 2013b). From a statistical or energetic point of view, surface waves dominates ambient seismic noise records, and we mostly focus on those latter modes.

Surface waves phase velocity and penetration depth depend on their frequency and mostly on the bulk S velocities of the subsurface layers. The choice of frequency to filter the CCFs is then crucial, and depends on the depth and material that needs to be monitored (Figure 5-5).

Scattered body waves can propagate much deeper than the sensitivity depth of surface waves, and therefore be sensitive to deeper material. Their sensitivity depth depends mostly on the observed time window in the coda (late times correspond to waves that traveled deeper in the subsurface). But it also depends on the inter-station distance, on the velocity of the medium and on its scattering properties (which in turn depends on the wavelength/frequency). All these parameters are mutually dependent, for example increasing the inter-station distance will necessarily require to increase the time window.

A sensitivity depth has been modeled by (Obermann et al., 2013b, 2019) in 2D and 3D, respectively (Figure 5-6), to separate the contribution of surface waves (in red) and body waves (in blue) to the apparent velocity change dv/v_{app} in response to a bulk velocity change dv/v_{bulk} of a layer placed at a variable depth, in an ideal lossless medium. The

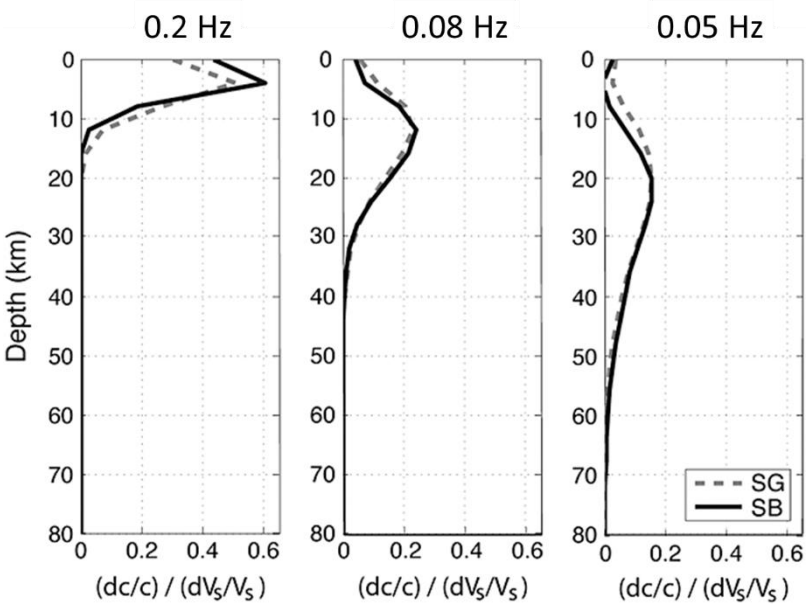


Figure 5-5 Sensitivity of the Rayleigh phase velocity to a shear velocity perturbation dV_s in Wenchuan region, for different frequencies, highlighting the dependence of the depth of investigation to frequency. SG and SB correspond to two different sites. From (Froment et al., 2013).

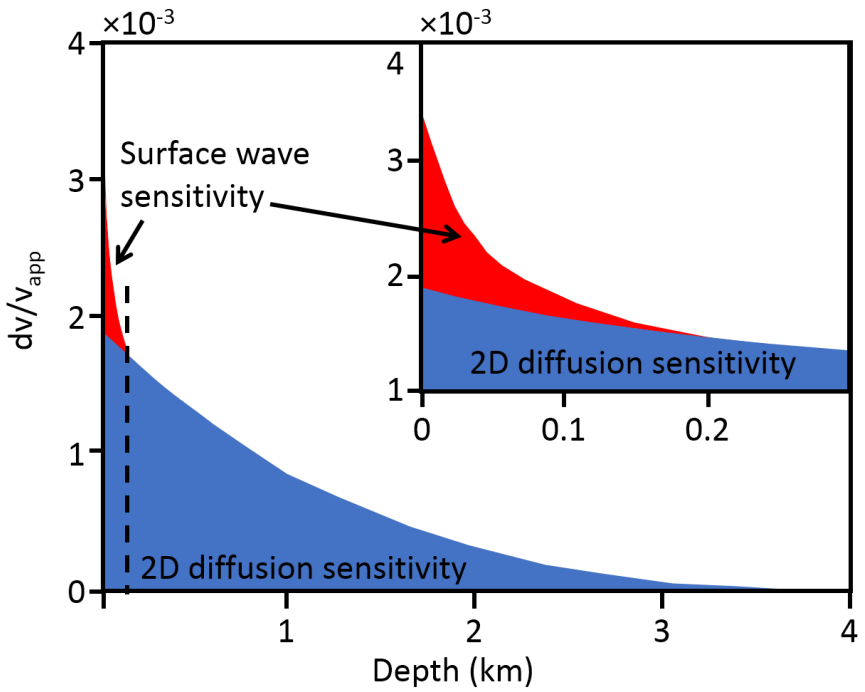


Figure 5-6 Model of the apparent velocity response to a change of bulk velocity of a layer, depending on its depth (layer thickness=200m, P-wavelength=340m, frequency=20 Hz, time window=2.8-4.4s). The surface waves are sensitive to changes near the surface (in red, up to approximately half the wavelength) and the diffused waves (in blue) are sensitive to much deeper changes (in blue) which mostly depend on the medium scattering and inter-station distance. Redrawn from (Obermann et al., 2013b).

figure shows that surface wave sensitivity is quite shallow (approximately half a wavelength) compared to scattered body waves that travel at a much greater depth.

The repartition between body and surface wave sensitivities does not only depend on depth, but also on the choice of the time window and on the scattering properties of the medium. In early times, surface waves dominate, at late times, bulk waves do (but in practice, absorption will reduce them at working frequencies where landslides are monitored). The scattering in the medium is expressed by the mean travel path of a propagated ray before being scattered. A medium with a higher degree of heterogeneities σ means more scattered waves and smaller transport mean free path. Surface-wave observation, and therefore short time window (a few scattering mean free times, or less) is preferred in shallow near-surface landslides. Ideally, constraining the limit of the time window would require to estimate the transport mean free path which is rarely measured. However, in practice, the time window is set between the end of the high-amplitude direct surface waves, up to either 5–10 wavelengths or the limit before the CCF become too noisy. This favors the role of surface waves for our analysis on landslides.

5.1.3.3 Errors to avoid in the processing

In some studies, many large instantaneous jumps of dv/v can appear, indicating that cycle-skipping bias occurred between the daily cross-correlation of seismic noise and the reference one. Cycle-skipping is a common drawback of dv/v computing methods, including stretching and Moving Window Cross-Spectral analysis (MCWS). It indicates the matching of the incorrect phases between the current of the reference traces. Three main reasons can cause cycle-skipping. First, if the Signal-to-Noise Ratio (SNR) is too low, the MWCS and the stretching methods lose efficiency, because the filtering step fails to accurately retrieve proper signals. Second, when the delay time is larger than the dominant period of the correlations. If so, the dominant frequency is then recorded instead of the right measure of dv/v ((Colombero et al., 2018a), see below). Third, if changes in scattering and interference have altered the waveforms so much that they are too dissimilar to be accurately compared. To minimize the occurrence of this unwanted effect, a moving reference of the adjacent day stack before the day of interest can be used. Results provide greater coherence, and finally a better estimation of dv/v (James et al., 2017).

5.1.3.4 Assessing the uncertainty

The reliability of a warning system relies on estimating dv/v uncertainty. Lower coherence coefficients between the CCF and the reference or between each pair of CCF (Figure 5-7) are often used to discard meaningless dv/v computations. However, deciding the coherence threshold that discard couples of dv/v (often 0.6) is a rough and approximate process. Furthermore, precursory drops of dv/v were shown to be accompanied by a drop of coherence (Figure 5-8b), and lower coherence could be a precursory signal in itself (Fiolleau et al., 2018). Therefore, correlation coherence should instead remain as a valuable indicator.

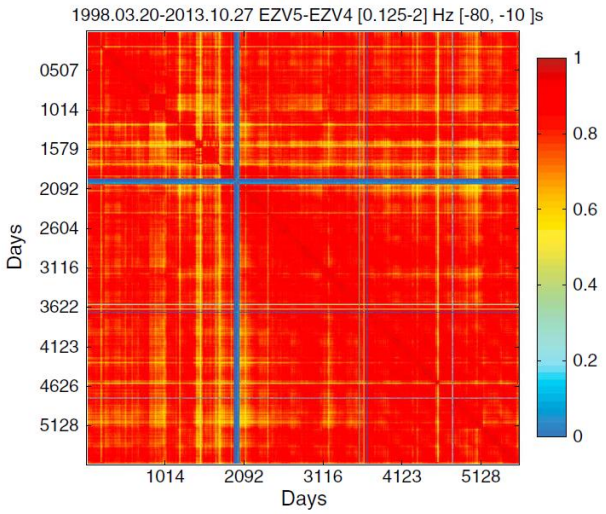


Figure 5-7 Matrix of coherence coefficient between different every possible combination of correlation on the same sensor for 15 years at Merapi Volcano. The correlation coefficients <0.6 were discarded. From (Lesage et al., 2014).

When using the stretching method, a mathematical approach was introduced to compute an error based on the maximized correlation coefficient $CC(dv/v)$ between the stretched and reference correlation. The error also depends on frequency bandwidth $1/T$, on the time window $[t_1, t_2]$, and on the central pulsation ω_c (Weaver et al., 2011a):

$$rms\left(\frac{dv}{v}\right) = \frac{\sqrt{1-CC(dv/v)^2}}{2CC(dv/v)} \sqrt{\frac{6\sqrt{\frac{\pi}{2}}T}{\omega_c^2\left(t_2^3 - t_1^3\right)}} \quad (4)$$

In practice this means that extending the frequency range or the time window duration reduces their *rms*. Also, lower CC induce lower *rms*.

More empirically, the *dv/v* can be computed for different configurations (e.g., multiple time windows and/or multiple sensor pairs) in order to extract their average, standard deviation or probability density function (Voisin et al., 2016a). For the best possible robustness, both approaches should be combined. In the case of arrays of several seismometers, the averaging approach would increase the robustness but would also reduce the spatial sensitivity of locating the precursory signal. Therefore, warning threshold should be set on the average *dv/v* value, the statistical standard deviation over multiple pairs or time windows, and the *rms* computed from the *CC*, all at the same time.

5.1.4 Causes of velocity variations

5.1.4.1 Observations of cyclic variations

5.1.4.1.1 Seasonal

Seasonal variations of relative seismic velocity (dv/v) are clearly visible on the Pont-Bourquin landslide during 2012-2016 (Figure 5-8). These variations are likely caused by yearly cycles of environmental conditions. Understanding and predicting these variations is necessary to discriminate variations due to environmental forcings from possible precursory signals, thus reducing false warning rates and increasing the lead time. Seasonal variations were clearly highlighted on the shallow and deep-seated landslides of Pont-Bourquin (Larose et al., 2015; Bièvre et al., 2018) and Utiku (Voisin et al., 2016a), respectively.

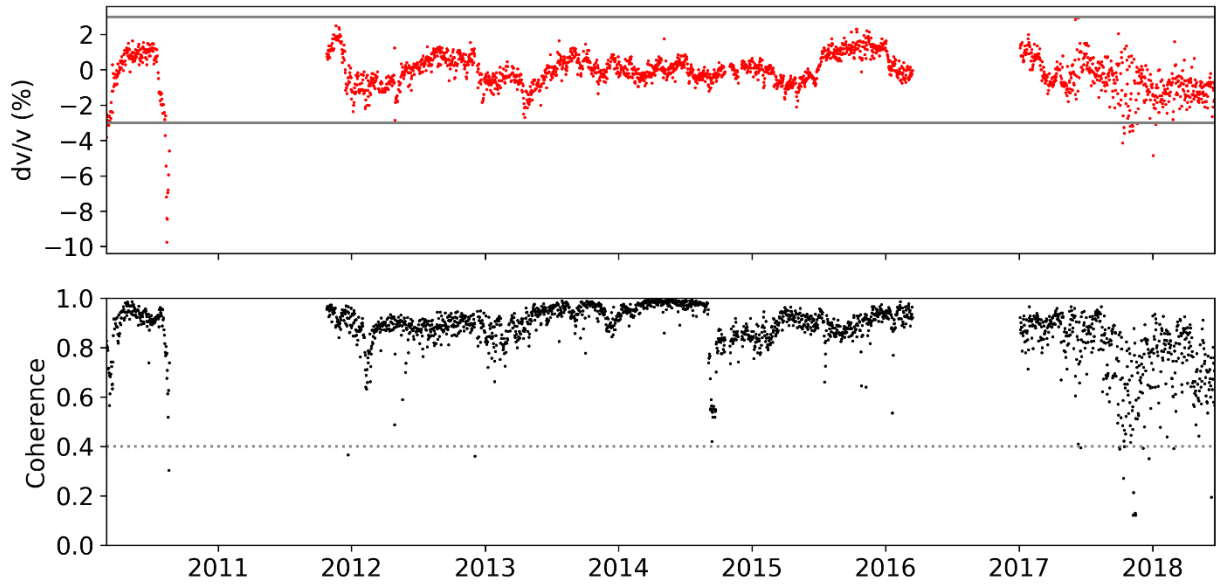


Figure 5-8(a) Relative daily velocity changes *dv/v* at Pont-Bourquin landslide between March 2010 and June 2018, at 10–14 Hz frequency and 0.2–0.6 s time window, updated for this review. The horizontal gray lines in the dv/v represent a possible threshold of ±3%. The 2010 drop and the seasonal amplitude are slightly higher than in previous studies (Larose et al., 2015; Bièvre et al., 2018), due to a higher central frequency. (b) The associated coherence coefficient. *dv/ v* values associated with CC <0.4 (grey dashed line) were discarded.

On the Utiku landslide (Voisin et al., 2016a), the dv/v clearly appeared negatively correlated with a measured groundwater level (Figure 5-10.a), suggesting its predominance on the dv/v control. On the Pont-Bourquin landslide (Bièvre et al., 2018), the dv/v appeared negatively correlated to rainfall with 2–5 days of lag (Figure 5-10.b), positively correlated to air temperature with 30–50 days of delay, and positively correlated with

cold peaks in winter. That suggests a possible control of groundwater, shallow soil temperature and frost: increase of water content decrease the velocity by increasing the density and decreasing the rigidity, higher temperature on the opposite increases the rigidity, and of course frost increases also the rigidity at the surface. At Pont-Bourquin, while rainfall events seem to induce decreases of dv/v on the short term, it seems unsure whether the long-term seasonal variations are controlled by temperature and/or water elevation. Better understanding seasonal effects then requires enlarging the scope of the present study to non-landslide investigations.

Seasonal variations of dv/v were observed on various sites (Table 5-2) including volcano, sedimentary basin, landslide, groundwater storage, CO2 storage, and even lunar soil, glacier and ice sheet. A first look at these studies reveals that the amplitude of seasonal variations varies by a factor 200 between studies, from 0.03% (Lecocq et al., 2017; Wang et al., 2008) to 6% (James et al., 2017). This discrepancy can mostly be explained by the different frequency ranges and subsequent investigation depths considered. Indeed, when comparing the studies together, the seasonal amplitude appears to follow a trend with the central frequency $\boldsymbol{f}$ chosen for filtering the correlation (Figure 5-9). The trend relation $^{\Delta v/v_{max}} \sim f^{3/2}$ appears in the data for all the study sites, except for two outliers : the Moon (Sens-Schönfelder and Larose, 2008) and the Greenland ice sheet (Mordret et al., 2016) which are indeed special case studies. This trend suggests that near-surface soil would be more sensitive to seasonal variations than deep material, because lower-frequency surface waves are sensitive at greater depth. Inter-station distance and time window also follow a trend with the seasonal variation amplitude (not shown here). This is because all these parameters are in practice mutually correlated to investigation depth. In fact, multiple studies have observed an increase of seasonal variations with early time windows (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Richter et al., 2014; Hillers et al., 2015b), shorter inter-station distance (Meier et al., 2010) and higher frequencies (Richter et al., 2014; Voisin et al., 2016a). Only one study observed a decrease of seasonal variation when increasing the frequency (Hillers et al., 2015a), which was explained by the sensitivity of deep rocks to thermo-elastic strain.

Two conclusions appear from this trend. First, the ratio between frequency and seasonal velocity variations follow the same trend even in different regions and materials (except for the Moon and Greenland ice sheet, which are very different contexts), showing a consistent behavior between landslides and other sites. Secondly, investigating a shallow landslide would require to use a higher frequency of investigation than a deep-seated

landslide, which should lead to stronger seasonal variations. The rule of thumb usually used is that surface waves are sensitive up to one third of their wave length.

Study	Frequency (Hz)	Amplitude (%)	Context	Suggested governing influence (correlation sign)
Sens-Schönfelder and Wegler (2006)	Broadband>0.5	4	Volcano, Merapi, Indonesia	Groundwater level (–)
Sens-Schönfelder and Larose (2008)	6–11	0.15	Lunar soil, Apollo 17	Temperature (+, 7d)
Meier et al. (2010); Tsai (2011)	0.1–2	0.1	Basin, Los Angeles, USA	Groundwater level (–)
(Voisin et al., 2016a)	6–8 3–20	2.2 6	Landslide, Utiku	Groundwater level (–)
(Larose et al., 2015; Bièvre et al., 2018)	8–12	3	Landslide, Pont-Bourquin, Switzerland	Rainfall (–), temperature (+, 40d), frost (+)
Wang et al. (2017)	0.15-0.9	0.03	Whole Japan, Hi-net	Pore pressure (–), snow depth (+), sea level/tide (+), *Temperature (+, 40d)*
Miao et al. (2018)	Broadband <30	0.3 ms	East Japan, Kik-net	Rainfall (–)
Lecocq et al. (2017)	0.1–0.8	0.04	Ground water storage, Gräfenberg Array, Germany.	Temperature (+) and groundwater level (–)
Clements and Denolle (2018)	0.5–2	0.3	Groundwater basin, San Gabriel Valley, California	Groundwater level (–)
Hillers et al. (2015a)	0.5–2	0.2	San Jancinto Fault, California, USA	Temperature (+, 20d)
Hillers et al. (2015b)	2–8	0.3	Mountain, San Jancinto Fault Area, Piñon Flat Observatory, California, USA	Tidal strain (–)
Hillers et al. (2014)	1–4	0.3	Chelungpu fault, Taiwan	Precipitations/groundwater level (–)
(Richter et al., 2014)	4–6 9–11	0.29 2	Northern Chile	Temperature (+, 33d)
Mordret et al. (2016)	0.1–0.3	0.1	Ice sheet, western Greenland	Ice mass (–, 2 months)
Preiswerk and Walter (2018a)	2–8	10 dB SNR	Glacier, Aletsch, Switzerland	Source variation
	4–16	CC drop	Glacier, Plaine Morte, Switzerland	Source variation due to drainage/filling of a glacier-dammed lake
James et al. (2017)	13–17	6	Permafrost, Poker Flat Research Range, Alaska	Soil freezing (+)/melting (–)
(Guillemot et al., under revision)	4–10	3	Rock glacier, Gugla, Switzerland	Soil freezing (+)/melting (–)
(Gassenmeier et al., 2015)	1.5–3	0.8	CO2 storage site, Ketzin, Germany	Groundwater level (–), Frost (+)
Rivet et al. (2014)	0.1–2	0.50	Volcano, Piton de la Fournaise	
Hobiger et al. (2016)	0.25–0.5 0.5–1 1–2	0.02–0.04 0.04–0.12 0.08	Earthquakes in Japan	Curve fitting with a sinusoidal function

Table 5-2: Environmental variations of seismic velocity observed on the long-term (monthly, yearly and multiple years) in different studies

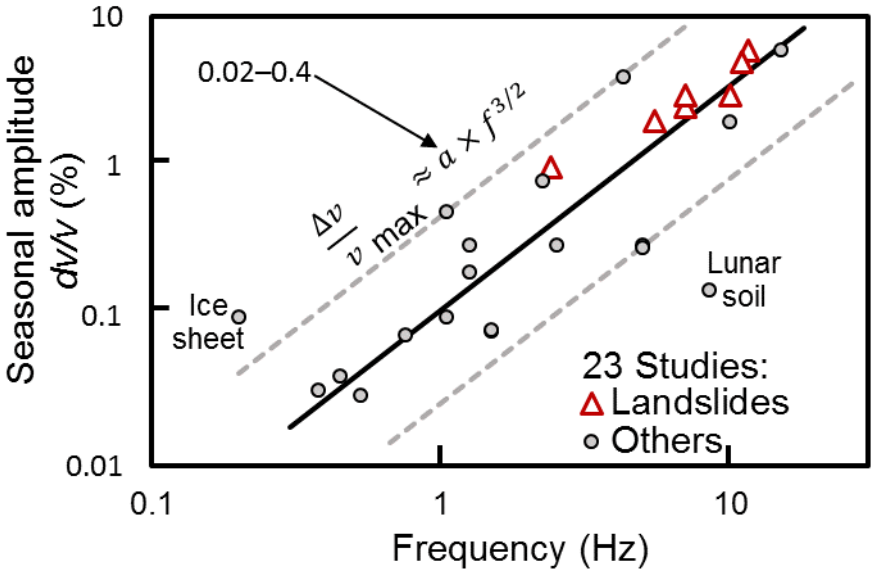


Figure 5-9 Amplitude of the seasonal variation of relative velocity versus central frequency. Coefficient a = 0.11 (dashed lines: 0.025 and 0.45).

The different governing causes suggested in studies from Table 5-2 may appear contradictory on a first look. Temperature and groundwater level are often suggested, but also difficult to discriminate because they are often mutually correlated over a year. For example, rainfalls that increase groundwater level can also reduce soil temperature. Temperature is usually observed to vary a few days before the *dv/v*. Depending on the study, that lag would either discard the temperature influence, or confirm it, due to thermal diffusion in the soil. Tide level would affect crustal stress (Luttrell and Sandwell, 2010) but could also increase the groundwater level near the coast leading to an influence with a different sign. Snow load would increase the stress and apparent velocity (Wang et al., 2017), but its melting also increases the groundwater level.

In addition to that complexity, seasonal variations would differ on a regional scale (Wang et al., 2017) and their influence parameters may have to be estimated locally. When trying to discriminate seasonal effects from exceptional events, a pragmatic approach is, then, to take into account the multiple effects together, and fit coefficients to account for their different importance (Wang et al., 2017).

At the pore scale, these influences can be separated between mechanical strain (thermoelastic, tidal, atmospheric, groundwater load and snow load) and pore saturation. Environmental variations at the crustal scale can impact both the mechanical strain and the pore saturation, at the pore scale. For example, tide can both induce stress changes and

modify the groundwater level. Groundwater level in turn affects pore saturation and material strain.

Despite some disagreements on the governing cause, every study agrees on the sign (positive/negative) of those suggested influences on the apparent velocity: groundwater elevation decreases the apparent velocity and temperature increases it. In cold conditions, soil freezing increases the velocity and soil melting decreases it.

The influence of temperature was clearly discriminated from groundwater in Richter et al., (2014) and Sens-Schönfelder and Larose (2008), as measurements were situated respectively in an arid desert and on the moon without water, and still displayed cyclic variations corresponding to the temperature cycle.

The influence of groundwater level is of particular importance for studying rainfall-induced landslides because groundwater elevation decreases the *dv/v* under normal conditions (for example on Figure 5-11). This environmental dv/v drop should then be discriminated from the drop due to clay liquefaction prior to a failure (Mainsant et al., 2012b). A better understanding of groundwater influence is therefore essential, and should be studied at the time scale of the early warning: a few days.

5.1.4.1.2 Daily

Daily time scale has been less studied than seasonal variations, for multiple reasons. Sub-daily correlations are noisier, less stable, and prone to daily source instability and soil variations, compared to correlations stacked over several days. Observing deep geological structure requires a high accuracy to spot small *dv/v,* and a resolution of one or several days is sufficient in most of the studies.

On the contrary, the observation of shallow layers is likely to raise strong *dv/v* variations (several %) and to tolerate a lower signal-noise ratio. The first meters of soil could show variation within a few hours due to temperature variation, rainfall, frost or simply source variations (e.g., road traffic) that vary along the day. Understanding these rapid variations is valuable to distinguish them from a potential precursor, but also to improve the time resolution down to a few hours and therefore increase the lead time. Observing sub-daily data should also help to understand the daily environmental influences from only a few days of data, instead of the multiple years required to understand them from seasonal variations.

Few studies have worked on daily variation of the *dv/v* (see Table 5-3). Because of the difficulties cited above, each one had to adapt its processing to the observation of sub-

daily raw data. Takano et al. (2014) computed noisy correlation functions every minute between 2 a.m.—4 p.m. and averaged them over three months. It resulted in one correlation function during tidal dilatation and another during contraction, which were then compared. Planès et al. (2017) and Voisin et al. (2017) used the energetic early arrivals of the correlation after verifying the source stability and azimuth, and discarding unstable sources. Mao et al., (2019) denoised the correlation with a Wiener filter (Moreau et al., 2017), averaged the *dv/v* over 1225 pairs and studied the resulting time series in the frequency domain. Richter et al., (2014a) computed a dv/v between each hourly correlation and their average over the same day, then computed the average *dv/v* over 1557 days separately for each hour of the day. James et al. (2017) presented only the amplitudes of daily variations without detailing its specific processing and Preiswerk and Walter (2018) showed the abrupt loss of coherence between two consecutive daily correlation functions due to a source change.

Suggested daily influences are the same as seasonal ones. Daily temperature variation is positively correlated to *dv/v* within the arid desert of Atacama, probably due to thermo-elastic stress (Richter et al., 2014) at the surface. Sea level/tide appeared negatively correlated with *dv/v* in two studies (Planès et al., 2016; Takano et al., 2014). However, the suggested causes are different. In mountainous and volcanic regions, the variations of 0.2% (Figure 5-13) are suggested to originate from the Earth tide. On a coastal levee, a 5% amplitude velocity variation fitted perfectly to the variations of groundwater level caused by the tide (Figure 5-12) demonstrating the effect of groundwater. The causality of groundwater influence was demonstrated (Voisin et al., 2017) by injecting water in a water storage site, which again showed a clear negative correlation between the groundwater level and the apparent *dv/v*.

Table 5-3: Daily variations of dv/v observed in different applications.

Study	Frequency (Hz)	Amplitude of dv/v (%)	Context	Suggested governing influence
Takano et al. (2014)	1–2	0.19	Volcano, Iwate, Japan	Tidal strain (decrease of velocity during dilatational episodes)
James et al. (2017a)	13–17	0.2	Permafrost, Poker Flat Research Range, Alaska	No suggestion for daily variations (only seasonal)
Planès et al. (2017a)	5–20	5	Sea levee, Colijnsplaat, Netherlands	Pore water pressure (–) [due to tide level]
Preiswerk and Walter, (2018)	4–16	CC drop	Glacier, Plaine Morte, Switzerland	Source variation, due to drainage/filling of a glacier-dammed lake
Mao et al. (2019)	1–5	0.02	Volcano, Piton de la Fournaise, La Réunion	Tidal strain, temperature
Voisin et al. (2017)	5–12	3	Groundwater storage, Crépieux-Charmy, France	Groundwater level (–) controlled by fluid injection.
Richter et al. (2014)	4–6	0.09	Northern Chile	Temperature (+, 3h)

5.1.4.2 Reversible hydro meteorological factors

5.1.4.2.1 Groundwater

Precipitation and ground water table variations were proposed to influence the apparent dv/v since the first monitoring study (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006). Clements and Denolle (2018) found that the dv/v reproduces the ground water level changes marked by long depletion and rapid recharge generated by the succession of droughts and floods, typical of the California regions. They observed a decrease of the dv/v with the increase of the water table level. Planès et al., (2017) monitored the tidal response of a sea levee in Netherland thanks to the ambient noise interferometry technique. The tidal cycle being of 12 hours, the effect of temperature, which has a cycle of 24 hours, can be precluded (Figure 5-12). The dv/v fits very well the pore pressure measured 2 meters below the sea levee. They also observed a time lag of 100 minutes between the low tide and the low pore-water pressure and a time lag of 40 minutes between the high tide and the high pore-water pressure due to the different processes invoked for draining and filling the pores. Nevertheless, this confirms that the pore pressure is generated by the tidal variations. Thus, they found an anti-correlated relation between the dv/v and the pore pressure generated by the tides measured under the sea levee. The effect of

ground water level and precipitation has also been observed on landslides. For example Voisin et al. (2016a) saw a clear anti-correlation between the water table level and the dv/v in the Utiku Landslide in New Zealand (Figure 5-10.a). Eventually, Bièvre et al. (2018) found a relation between precipitations and the dv/v in the Pont Bourquin landslide. Indeed, the cross-correlation between dv/v and rainfall over four years shows a clear peak of negative correlations 2–5 days after the rainfall event, due to the infiltration delay of precipitations (Figure 5-10.b).

Two mechanisms can lead to the influence of groundwater level on the dv/v. Firstly, when water infiltrates into the soil and fills open pore space, the elastic moduli and the density of the soil are modified, influencing the velocity of the seismic waves (Grêt et al., 2006). This direct poroelastic effect will mainly affect the shallow layers where the water table will fluctuate (Meier et al., 2010; Hillers et al., 2014). Depending on the content of the ambient noise, the sign of the variation can be different. Indeed, the presence of water increases the P wave velocity but decreases the S and hence surface wave velocities (Biot, 1962). Secondly, the additional load of the water will have two opposite effects depending on the depth at which the waves are sensitive (i.e., depend on the studied frequencies). Near the surface, the load of the water mass will increase the pore pressure (Voisin et al., 2017; Wang et al., 2017; Clements and Denolle, 2018). Pore pressure opens cracks and decreases the area of grains in contact, hence decreasing seismic velocities and generating a negative dv/v (Rivet et al., 2015). When we sense deeper layers, under the ground water table, or under impermeable layers, the load of the water will increase the stresses on the granular matrix, increasing seismic velocities, hence generate a positive dv/v (Obermann et al., 2014).

Even though, the link between precipitation, groundwater level fluctuation and pore pressure are clear in the presented studies, dissociating the influence of precipitation and water from other influencing factors such as atmospheric pressure (Hillers et al., 2014, 2015a) or temperature (Lecocq et al., 2017; Bièvre et al., 2018; Clements and Denolle, 2018) is rarely straightforward. Cautions have to be taken when trying to separate the influence of water infiltration and loading on the dv/v to other influencing factors.

To conclude, precipitation and pore pressure increase due to water table rise will have the same effect on the dv/v measured in landslides (i.e., in the near surface). A decrease of the dv/v is expected with precipitation and with an increase of the water table level.

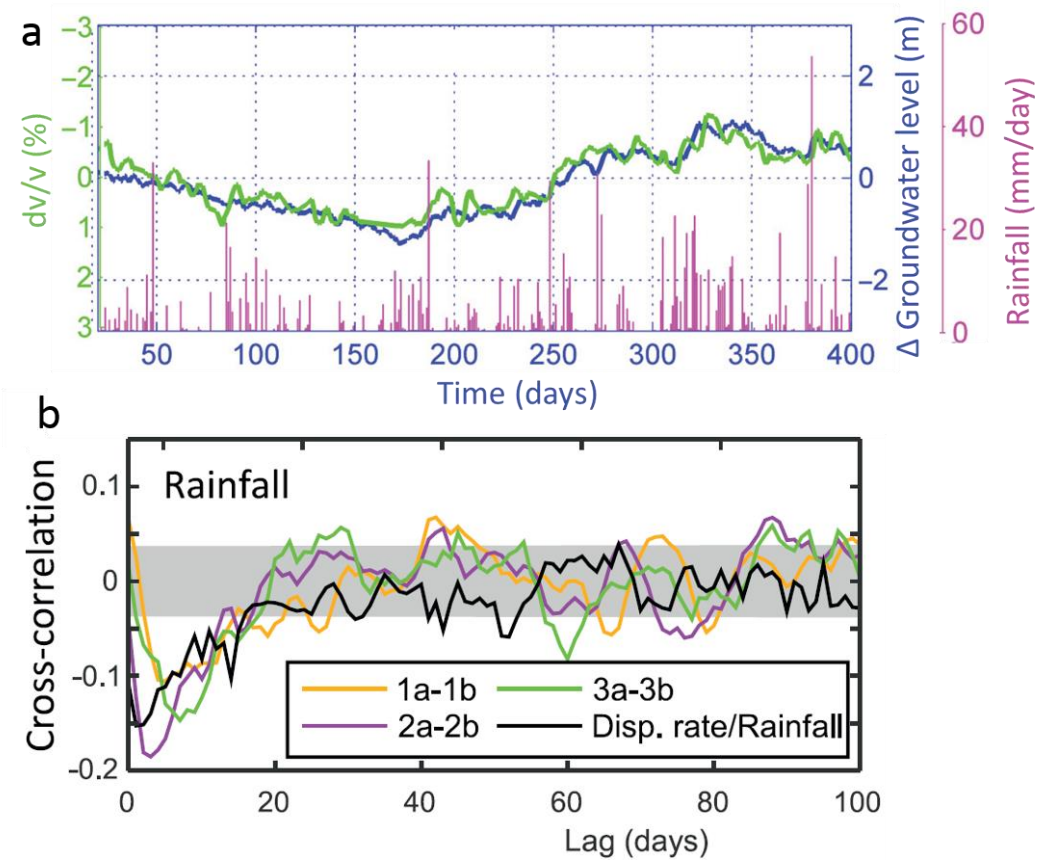


Figure 5-10 : Influence of water shown two landslides. (a) On Utiku landslide, the measurements of dv/v over a year show a clear negative correlation with the measured groundwater level—modified from (Voisin et al., 2016a) (b). Pont-Bourquin landslide, the cross-correlation between *dv/v* and rainfall over four years shows a clear peak of negative correlations 2–5 days after the rainfall event, due to the infiltration delay.

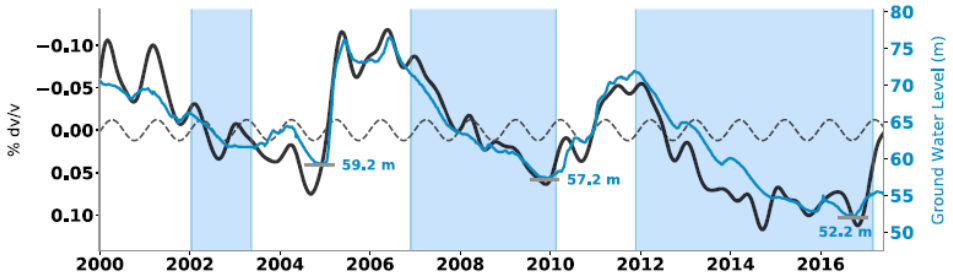


Figure 5-11 Relating seismic wave speed temporal perturbations (in black) to groundwater level (in blue) and modeled thermoelastic strain (dashed) in the Baldwin Park Key Well, in California Basin. From (Clements and Denolle, 2018)

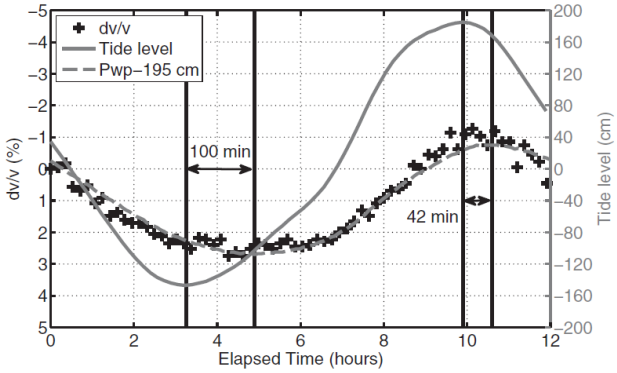


Figure 5-12 Highlighting the correlation between *dv/v*, tide and groundwater level on a coastal levee. From (Planès et al., 2017)

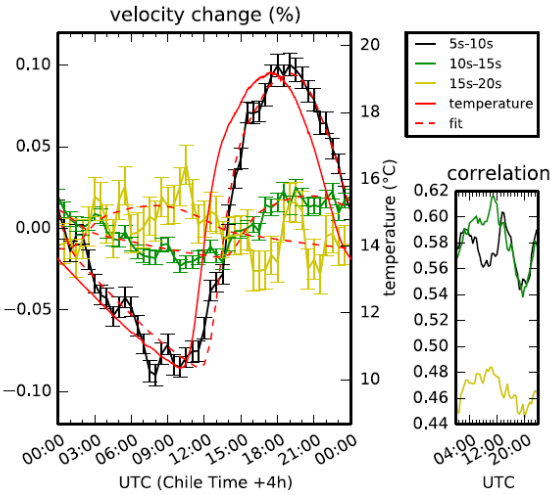


Figure 5-13 Highlighting the effect of daily temperature variation and solar illumination at Atacama Desert on a rocky ground. From (Richter et al., 2014)

Air temperature was often found to be positively correlated with seismic velocity, with a lag. Such influence was proposed to be caused by thermo-elastic strain. On the Pont-Bourquin landslide, such correlation was observed at a seasonal scale, with a lag of about 30 days (Bièvre et al., 2018). This correlation, together with low correlation with rainfall forcings at the seasonal scale, leads to the hypothesis of a seismic velocity that is controlled by thermal changes in rigidity of the clayey material, probably due to drying and decreasing in soil moisture, or to thermo-elastic strain. Within such hypothesis, the relatively short time delay of 30 days leads to locate the sensitivity of dV/V in the shallow layer (2m or less), according to heat wave propagation modeling. However, other hypotheses could explain this correlation, such as groundwater level. Indeed, air temperature and groundwater level are often correlated at a seasonal scale, and existing studies (either on the near-surface or deeper) find it difficult to discriminate their influence. By using

autocorrelation of ambient noise in northern Chile, annual periodic variations have been measured, together with daily ones (Richter et al., 2014). Another positive correlation has been found in the San Jacinto fault area (Southern California), which excluded any strong influence of source variations, wind, rainfall, atmospheric pressure or groundwater level. Atmospheric temperature shows a strong relation with measured dv/v, with a time delay of around 20 days (Hillers et al., 2015a). To ensure that seasonal variations are actually due to thermal-induced stresses, an analysis of possible other source mechanisms is beforehand needed.

Although seasonal variations of dV/V may be well correlated with air temperature, many physical processes can cause this correlation: thermoelasticity, but also poro-elasticity and direct hydrologic loading. To handle with such uncertainties and to discriminate each effect, modeling seismic wave velocities is used to estimate amplitudes and time lags of dV/V with respect to these different forcings. Thermo-elastic models have been developed to account for the positive effect of temperature on seismic velocity (Tsai, 2011; Richter et al., 2014). Although elastic constants and their temperature derivatives generally show a negative correlation between seismic velocity and temperature for constant pressure (Anderson et al., 1968), thermally induced stressing is a plausible mechanism explaining the observed positive correlation. An increase of temperature can lead to a strain buildup through thermal expansion, and thus a compressional stress change that induces a seismic velocity change. Modeling uses a 1-year or 1-day periodic thermal forcing at the surface, and temperature fluctuations propagate with a depth-dependent lag through heat conduction waves. Associated strain and stress changes are computed thanks to an thermally induced equation from (Berger, 1975), and finally total seismic velocity changes are obtained by integrating autocorrelation sensitivity kernels. Such models fit the observations well, but some parameters remain still unrealistic (Tsai, 2011). Neither hydrological models (poro-elastic and direct hydrologic) based on the same approach are likely to explain all the observations (Tsai, 2011). But poorly-constrained parameters and large uncertainties due to potential heterogeneity of the medium make conclusions about these models not definitive.

The thermo-elastic model remains the most plausible mechanism responsible for the positive correlation that may occur between atmospheric thermal forcing and the dv/v response.

5.1.4.2.2 Soil freezing/melting

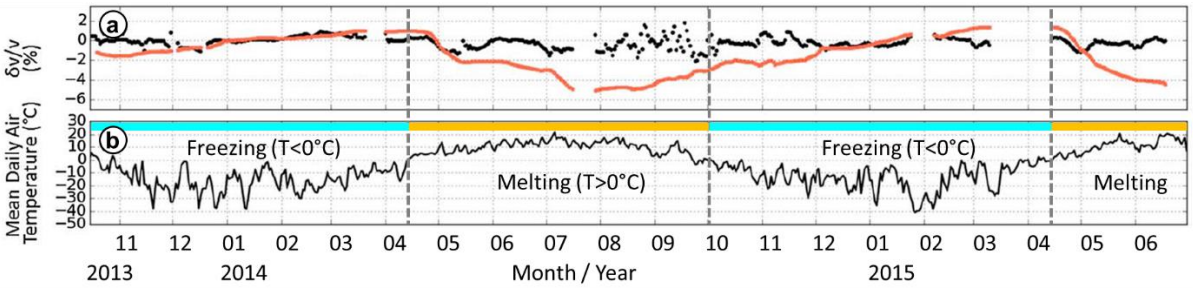


Figure 5-14 Variations of (a) apparent seismic velocity, computed with a fixed reference in black and moving windows reference in red, from 2013/10 to 2015/07, on Poker Flat Research Range, Alaska. (b) Measurements of air temperature. The permafrost may melt with air temperature>0 °C and freeze when <0 °C. (James et al., 2017)

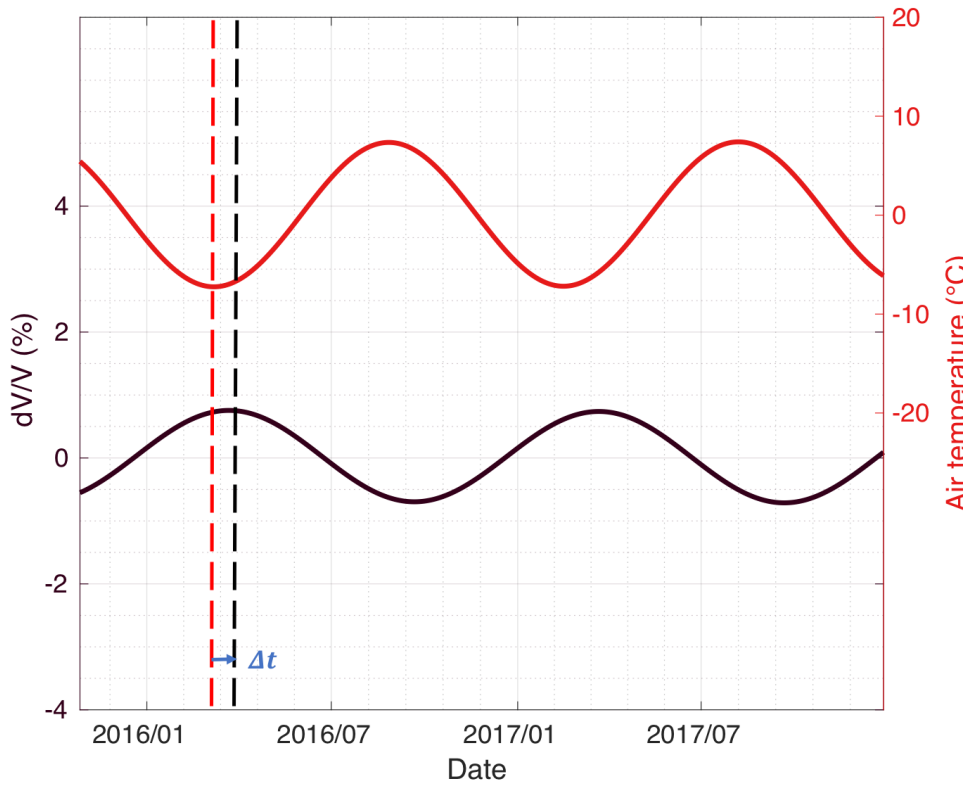


Figure 5-15 Schematic fitted curve of relative change of seismic velocity (in black), computed with a fixed reference at 4-8 Hz frequency range, on the Gugla rock glacier. Schematic fitted curve of mean daily air temperature measurements (in red) in the same location. The lag time $\Delta t \sim 35$ *days* highlights the diffusive propagation of the thermal wave into the medium along depth (Guillemot et al., under revision).

In polar and mountainous regions, several types of permafrost have been monitored by passive seismology, including sites subject to possible destabilization due to global warming (Gariano and Guzzetti, 2016) (James et al., 2017) investigated discontinuous permafrost composed of frozen loess and alluvial deposit. They used ambient noise interferometry to demonstrate that seasonal changes in physical properties (water-ice ratio within the active layer) can be monitored thanks to this technique. As another example of a

seismological monitoring of permafrost (Guillemot et al., under revision) investigated the Gugla rock glacier (Switzerland) during more than three years. Since active rock glaciers are moving downslope from cm/yr to several m/yr, they can be assimilated into rocky landslides. The monitoring of dV/V reveals seasonal variations at low frequencies with amplitudes around 2%, and a negative correlation with air temperature, with a time delay of around 1 month, suggesting a partial freeze-thawing of the shallow layers.

Through this seasonal freeze-thawing cycle, the mix of coarse blocks, fine matrices, air, liquid water and ice evolves along the year, since freezing processes occur due to thermal forcing and propagation along depth. Seismic velocity modeling shows a higher seismic velocity in winter, due to the increase of global rigidity of the frozen shallow layers, whereas the seismic velocity is lower in summer, because of the rigidity loss due to melting, together with melt water percolation (Guillemot et al., under revision).

5.1.4.2.3 Snow

When located in polar or temperate mountainous regions, landslides are regularly subject to snow and ice cover during cold periods. Among environmental forcings, such presence of snow/ice may locally play a key influence on thermal, hydrological and mechanical context of the site.

Several studies mentioned a positive correlation between the presence of a snow cover and measured seismic velocities. The changes in deep crust (around 3 to 10 km) in Greenland is correlated with the ice sheet mass balance, with a time delay of 2-3 months (Mordret et al., 2016). Seismic velocity positive anomalies are mainly controlled by snow cover in Japan, especially in western Hokkaido (Wang et al., 2017). In shallower subsurface, such positive relation between dv/v and snow depth has been found in the volcano Mount St. Helens vicinity, with nearly zero lag (Hotovec-Ellis et al., 2014), while a similar result has briefly been noticed for the case of the Pont-Bourquin landslide (Switzerland), but with a negative drop of dv/v correlated with intense snowfall and melting periods (Le Breton, 2019). Another negative relation has been found with intense snowfall events in eastern Hokkaido (Wang et al., 2017), but the relation remains still unclear.

The modification of the thermal state due to the snow, through melting water advection, snow cover insulation and latent heat release, is well known and commonly taken into account for landslides and mountainous slope instabilities like rock glaciers (Goodrich, 1982; Staub and Delaloye, 2017). However, the direct influence of the snow on dv/v variations stays poorly understood. Direct elastic loading effect due to the weight of the snowpack is the most frequent mechanism to account for the positive correlation

between dv/v and snow (Hotovec-Ellis et al., 2014; Wang et al., 2017). Several geodetic measurements clearly show the deformation of the crust due to snow mass loading and the subsequent strain changes (Grapenthin et al., 2006; Heki, 2001). The increase of dv/v with snow can also be modeled by poro-elastic effects, as the pore pressure changes due to air and water (Mordret et al., 2016), that accounts for the measured temporal delay rather than viscous effects. In addition, snow cover insulation can impede water infiltration and limit the groundwater recharge (Seiler and Gat, 2007; Wang et al., 2017), and thus can be responsible for the increase of seismic velocity. However, mechanisms leading to a negative drop of dv/v simultaneously with snowfalls are still uncertain (Wang et al., 2017). As an hypothesis, the presence of a thick snowpack causes a thermal insulation buffering the ground from the atmosphere, that can change both water content and thermal state of surface layers, by slowing the soil freezing, thawing and moisten the underlying layers. This increase of heat and water content within the subsurface decreases the shear modulus, and thus may cause a dv/v decrease, as well as the snow cover melting when the air temperature reaches 0 °C.

In addition, it is worth noticing that the influence of snow on the apparent dv/v may not only originate from a change of seismic velocity of the bulk material. For example, snow may create new sources of ambient noise, or might alter the frequency content of noise (through attenuation of high frequencies). That may distort the partially reconstructed cross-correlation function and lead to apparent dv/v that are not related to a change in velocity. Thus these questions should be quantitatively addressed in further studies to reinforce future alert systems based on seismological monitoring for mountainous landslides.

5.1.4.3 Landslide triggers

To effectively monitor a landslide, precursor signals before a potential failure should be discriminated from non-precursor signals. The non-precursor signal includes the hydrometeorological effects on the seismic velocity, and potential spurious effects that do not affect the seismic velocity of the bulk but influences the apparent velocity computed with ambient noise correlation, presented in the previous section. The precursor phenomena that lead to a landslide failure or exceptional acceleration, that have been studied so far, include the liquefaction of clayey layers, and the combined effect of earthquakes with precipitations.

5.1.4.3.1 Clay fluidization

Fluidization of landslide material was observed to turn initially rigid clay-rich landslides to mudflows or debris flows (Van Asch and Malet, 2009) following heavy rainfalls (Iverson et al., 1997, 2015). Jongmans et al. (2009) and (Renalier et al., 2010) pointed out that the velocity of the shear waves are strongly correlated to clay deconsolidation, making the dv/v a possible indicator of fluidization. Mainsant et al. (2012b) confirmed this hypothesis by observing a strong decrease of the dv/v several days prior to a flow event in the Pont-Bourquin landslide.

The mechanisms of clayey soils fluidization can be well explained by viscoplastic laws (Huang and García, 1998), i.e., the soil will behave as a soft solid if the applied shear stress is below a certain critical stress threshold, named the yield stress τ_c. Once the applied stress exceeds τ_c, a transition will occur and the soil will behave as a viscous fluid. This is well represented in the Figure 5-16a, from (Mainsant et al., 2015), where a sample of clay from a landslide is submitted to a creep test while undergoing different levels of stress. The viscosity of the clay sample drastically decreased above a certain imposed stress τ_c, indicating the fluidization of the material. The critical yield stress decreases with the increase of the water content in the soil (Mainsant et al., 2015). Therefore, not only an increase of the shear stress, but also an increase of the water content can be the triggering of the landslide fluidization.

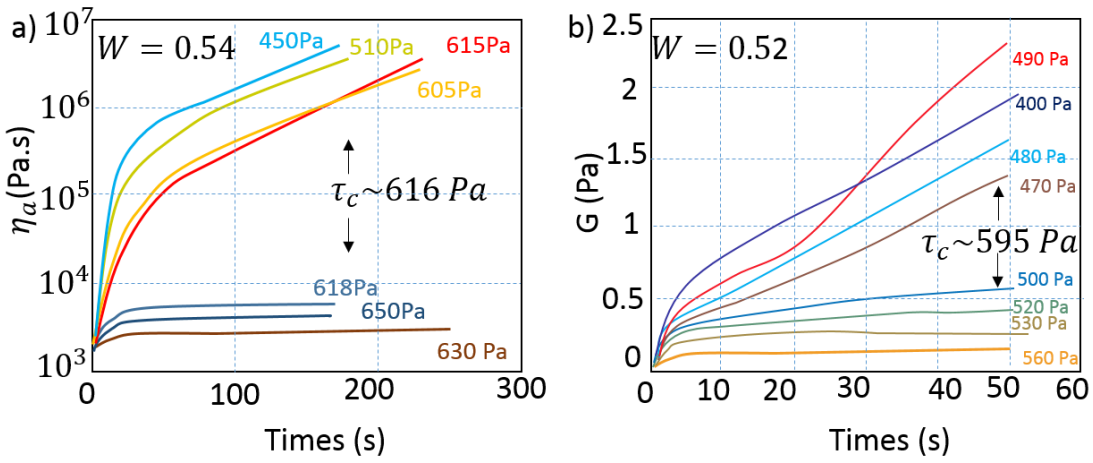


Figure 5-16 Example of the fluidization of a clay sample from Mainsant et al. 2015. Variation of the apparent viscosity η_a (a) and elastic shear modulus G (b) during creep tests, for different levels of shear stress τ. The viscosity and the shear modulus were obtained using two different protocols, hence the slight difference in water content (W) between the two experiments. τ_c is the yield stress at which the clay fluidized.

Laboratory tests can measure viscoplastic properties of clayey materials such as τ_c or shear wave modulus (Mainsant et al., 2015). However, this is not an easy task to monitor these parameters on the field. The idea, thus, was that fluidization should reduce the

shear modulus (as observed in Figure 5-16b), and therefore the shear wave velocity could be used instead as a indicator of fluidization (Mainsant et al., 2012b). The fact remains that this clear decrease in dv/v a month prior to the event has not been observed since then, due to a lack of landslides monitored with ambient noise interferometry experiencing fluidization. Repeatability is a key point to confirm that V_s, and thus the dv/v, is a good indicator for mudflows and debris flows triggering. Therefore, laboratory tests were carried out to confirm and better understand the mechanisms at the origin of the observations made at the Pont-Bourquin landslide before and during the flow. (Mainsant et al., 2012a, 2015) studied the variation of τ_c, the critical yield stress, as a function of the water content in samples taken from Trièves landslides (French Alpes). In addition, they followed the evolution of the shear modulus (G), or conversely the S-wave in the samples before and after fluidization (Figure 5-16.b). They observed a strong decrease of τ_c with the increase of water content and found out in case of flume tests (Mainsant et al., 2015) that the shear modulus experience a clear drop before any observable displacement of the soil or fluidization. These studies, thus, confirmed the use of V_s decrease as a good marker and even a precursor for monitoring solid to fluid transition in clayey landslides. The decrease previous to the fluidization is associated with a complex transient response of the material (Mainsant et al., 2015).

In addition, (Carrière et al., 2018a, 2018b) enlarged the laboratory experiment to other clayey landslides in order to assess that other types of soils, with different content in clay, exhibit similar characteristics at their solid-fluid transition. Six different soils were analyzed from six landslides that experienced flow-type movements. Among these samples, five showed viscoplastic behavior under shear stress and a drop of the shear modulus was observed at the solid-fluid transition, supporting the use of the dv/v for flow-type landslide monitoring. The difference in behavior of the sixth landslide's behavior was explained by its low specific surface and cation exchange capacity.

Two recent studies monitored the variation of the Rayleigh waves in landslides undergoing fluidization using the MASW (Park et al. 1999) and the ReMi (Louie 2001) techniques (Bertello et al., 2018; Berti et al., 2019). Bertello et al. (2018) observe a decrease of the Rayleigh waves of 30% concomitant to a slight acceleration of Montevecchio earthflow (4 cm/day) two days prior to the fluidization of the landslide (10m/day) (Bertello et al., 2018). Measurements obtained on the landslide following this surge indicate an increase of the Rayleigh waves as the landslide decelerates and a return to normal values 3 weeks after the event.

Berti et al. (2019) used the same techniques to monitor the Rayleigh waves of four earthflows just after they experienced fluidization. They observe that for all landslides,

the Rayleigh waves are 35% to 40% lower than the same clayey material outside of the mobilized area. Eventually, they also observed a progressive increase of the shear modulus (i.e., an increase of Rayleigh waves velocities) as earthflows were slowing down, linked to a consolidation of the slope material (Berti et al., 2019) (Figure 5-17).

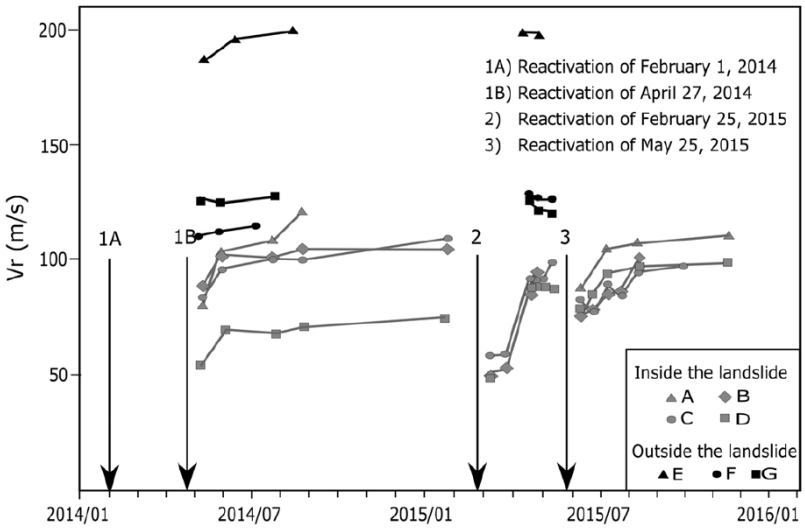


Figure 5-17 Rayleigh wave velocity measured during repeated surveys on Montevecchio earthflow at different locations. « Each point indicates the value measured at a depth of 2 m. Arrows show the start of the main reactivation events of the earthflow». The velocity inside the landslide appears to have dropped after reactivations, with a recovery period of several weeks before returning to its original value. From (Bertello et al., 2018).

Hence, ambient noise correlation may be appropriate to monitor fluidization prone landslides. Indeed, the fluidization of clay materials induces a decrease of the dv/v (7% for surface waves at the failure (Mainsant et al., 2012b), and 8% in the laboratory tests (Mainsant et al., 2015)) that should exceed yearly environmental variations (1–5 % observed on landslides, in Figure 5-9). In addition, other studies monitoring the variation of the Rayleigh waves in earthflows indicate a strong decrease of the Rayleigh waves speed prior to rapid surge (Bertello et al., 2018) and an increase of the velocity following the fluidization, once the landslide velocity decreases and the material consolidates (Bertello et al., 2018; Berti et al., 2019). These two recent studies also comfort the use ambient noise correlation to monitor the progressive consolidation of the slope material after the occurrence of a rapid flow event.

The complete review is given in annex.

Now that we looked at the method, its application to landslides and what influence the observable, we will look deeper at the impact of earthquakes on landslides thanks to this method and the monitoring of the Maca landslide.

5.2 Investigation de la vitesse des ondes dans le sol

Comme mentionné dans la section 5.1.2.4, des connaissances de base sur le glissement de terrain sont nécessaires (profondeur et vitesses des ondes sismiques) afin de choisir correctement les paramètres de la chaîne de traitement de données lors de la corrélation du bruit de fond sismique et lors du stretching. Par la suite, ces connaissances aident à l'interprétation des résultats, notamment à la localisation des changements en profondeur.

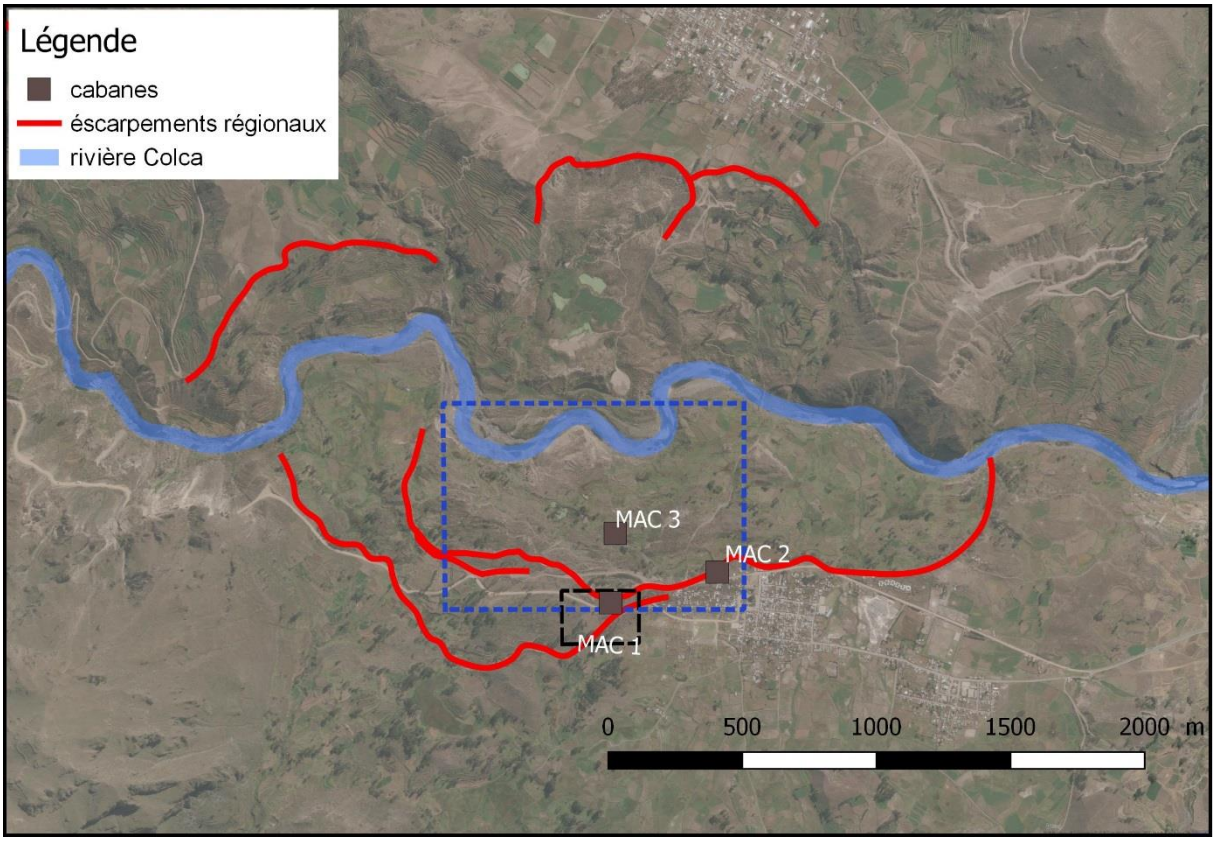


Figure 5-18 localisation de profils de sismiques actives menés sur le glissement de terrain de Maca en avril 2016. Le carré noir correspond à la figure 5-20 et le carré bleu à la figure 5-22. Les escarpements principaux du glissement de terrain ont été indiqués en rouge et la rivière Colca, qui passe au pied du glissement de Maca est indiquée en bleu. Il est possible de voir le village de Maca en bas à droite. Image fournie par Bing.

La profondeur de la surface de glissement a été estimée par Zerathe et al. (2016) à environ 40 mètres de profondeur dans la partie la plus rapide du glissement. Cependant, le point le plus important est d'avoir un modèle de la vitesse de propagation en fonction de la profondeur des ondes P et S dans le sol. Ce modèle peut nous permettre de mieux estimer la profondeur à laquelle ont lieu les perturbations dans le milieu.

En 2016, des acquisitions de sismiques actives ont été faites sur le glissement de terrain de Maca (Figure 5-18) afin d'avoir une estimation de la vitesse des ondes P grâce à la méthode de réfraction ainsi que des ondes S grâce à la méthode de dispersion des ondes

de surface. Dans cette partie, nous présenterons les méthodes et les résultats obtenus pour chacune d'elles.

5.2.1 Vitesse des ondes P

5.2.1.1 Méthode de réfraction

Une des particularités des ondes, qu'elles soient optiques ou sismiques, est que si elles arrivent à un certain angle a_c, appelé angle critique, sur une interface donnée, l'onde sera propagée le long de l'interface à la vitesse de propagation des ondes de la couche inférieure. Cela arrive si et seulement si, la couche inférieure est plus rapide que la couche supérieure. Finalement les ondes remontent vers la surface avec le même angle critique (Figure 5-19). Ce phénomène s'appelle la réfraction des ondes.

La sismique de réfraction est une technique qui se base sur le pointage des temps d'arrivée de ces ondes réfractées le long d'interfaces ayant des contrastes de vitesse sismique importants. Cela nous permet de connaitre la vitesse de différentes couches, ainsi que leurs profondeurs. Cette technique nécessite cependant une augmentation de la vitesse avec la profondeur (Telford et al 1990). Une autre limite de cette méthode est la profondeur d'investigation. Cette dernière est considérée comme étant de l'ordre de 1/3 ou 1/4 de la longueur totale du profil d'acquisition. La conséquence directe est que cette méthode requiert des profils longs pour pouvoir investiguer le sol en profondeur. Finalement, la réalisation de profils longs amène aussi le problème de l'atténuation des ondes, phénomène important dans les milieux hétérogènes comme un glissement de terrain. Il faut souvent utiliser des sources très énergétiques comme des explosifs pour pallier à ce problème.

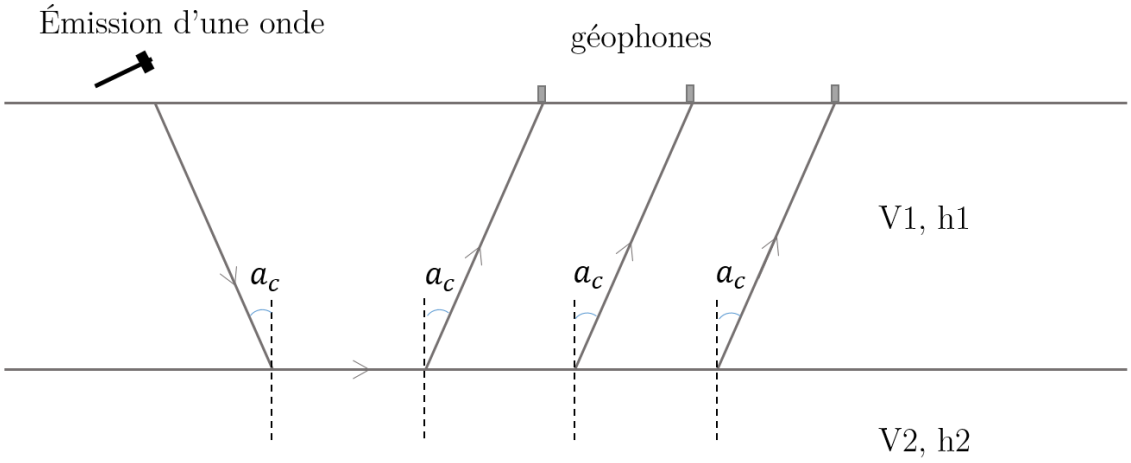


Figure 5-19 schéma représentant la réfraction des ondes sismiques

L'angle critique est défini comme suit :

$\sin(a_c)$ =V1/V2

Dans le cas simple d'un modèle à deux couches, il est possible de trouver de manière très simple la vitesse des ondes dans la première et la deuxième couche grâce à un hodochrone, c'est-à-dire une courbe représentant le temps de propagation des ondes en fonction de la distance à la source. Un exemple est montré pour le cas de Maca dans la Figure 5-21 b. Les pentes de l'hodochrone dans le cas d'un modèle à deux couches nous donnent directement la vitesse des ondes P dans les deux couches. La pente la plus à gauche donnant la vitesse de la couche la plus en surface alors que la deuxième pente donne la vitesse de la deuxième couche.

L'épaisseur de la première couche est définie par :

$$e = \frac{x_c}{2}\sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

Avec xc la distance à la brisure de pente de l'hodochrone.

Tous ces calculs sont faits automatiquement une fois le pointage d'arrivée des ondes fait avec le logiciel Sardine, par exemple, comme pour la Figure 5-21.

5.2.1.2 Acquisition et résultats

24 géophones ont été installés dans un champ se situant dans la partie haute du glissement de Maca (Figure 5-20). Les géophones étaient espacés de 4m et la source positionnée à 11 mètres du premier géophone, soit sur la route visible en haut de la Figure 5-20. Étant donné que l'atténuation des ondes est très forte à Maca, nous avons décidé

Figure 5-20 Localisations des 24 géophones pour le profil de sismiques actives (points noirs). Ce profil a été utilisé pour faire de la sismique de réfraction. La figure correspond à un agrandissement du carré noir visible dans la Figure 5-18.

d'utiliser une masse de 60kg, soulevée au moyen d'un système de poulie sur un trépied.

Finalement, nous avons utilisé le logiciel Sardine pour pointer les arrivées des ondes P et ainsi estimer leurs vitesses de propagation dans le sol. Une première interface a été estimée à une profondeur de 9 mètres environ. La première couche a une vitesse de 240 m/s, correspondant à la couche de l'avalanche rocheuse (voir chapitre 3) et la couche inférieure à une vitesse de 1900 m/s, correspondant soit à la présence d'une nappe phréatique dans la couche de l'avalanche rocheuse, soit à la présence d'une couche de dépôts lacustres, saturée.

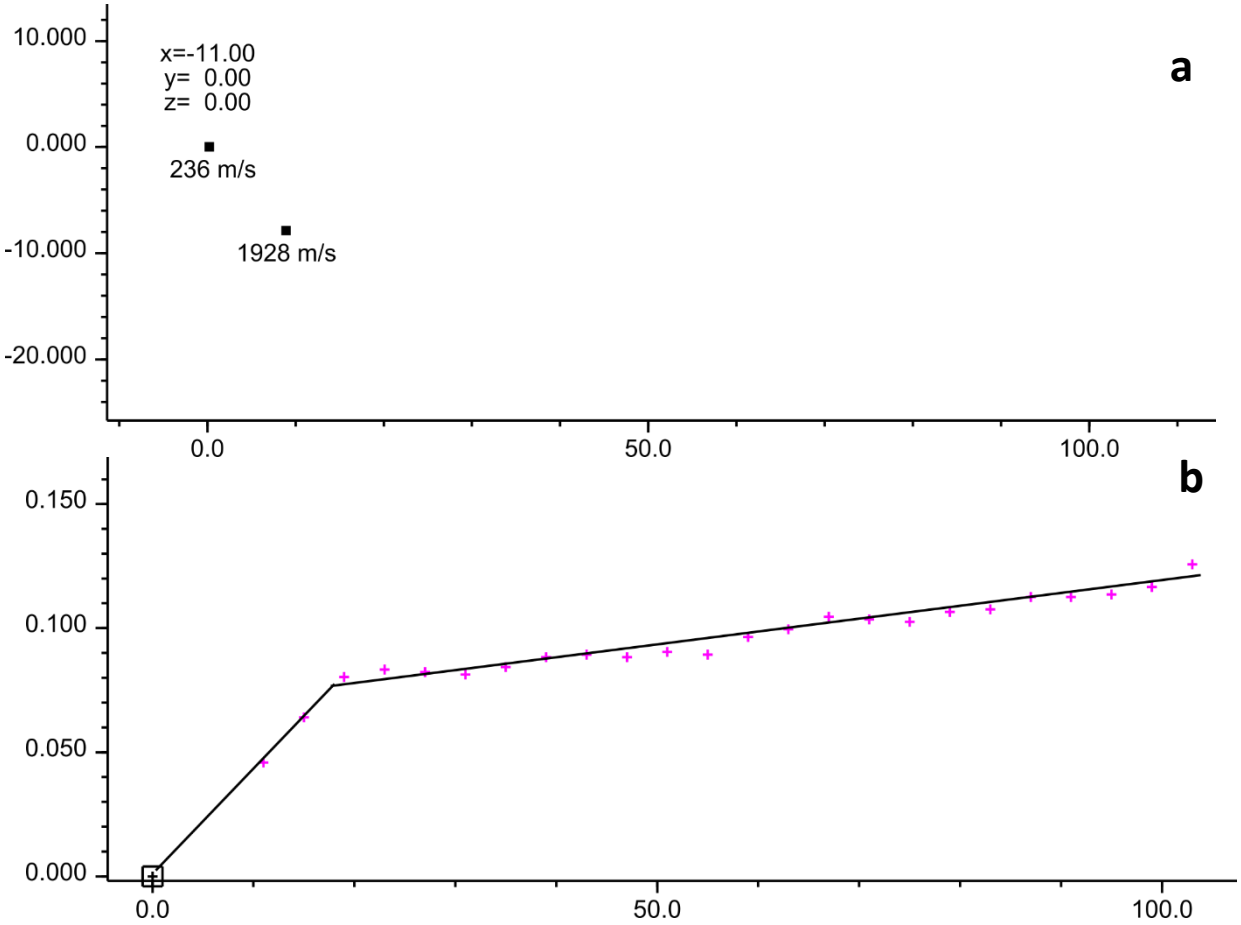


Figure 5-21 Méthode de réfraction a) interprétation des vitesses estimées par le pointage des différentes vitesses de couches en b).

5.2.2 Vitesse des ondes S

5.2.2.1 Inversion des ondes de surface

Les ondes de surface (Rayleigh et Love) sont dues à l'interférence entre les ondes P et/ou les ondes de cisaillement S. Ces ondes se propagent parallèlement à la surface et sont très énergétiques. De plus ces ondes sont dites dispersives, c'est-à-dire que leurs vitesses dépendent de la fréquence étudiée, dans le cas où le milieu est stratifié. Étant donné que la vitesse des ondes de surface dépend principalement de la vitesse de propagation des ondes de cisaillement Vs, l'inversion de la courbe de dispersion nous permet donc de remonter à un profil 1D de Vs (Socco and Strobbia, 2004). Comme la plupart des méthodes d'inversion, cette technique ne donne pas une solution unique. Il est donc important de combiner cette méthode avec les résultats d'autres techniques géophysiques afin de calibrer l'inversion des ondes de surface au mieux.

De manière plus pratique, deux étapes sont nécessaires afin de générer un modèle de vitesse des ondes S en profondeur à partir des ondes de surface.

Premièrement, il s'agit d'obtenir la dispersion des ondes de surface en fonction de la fréquence. Pour cela, il faut passer du domaine temporel et spatial dans lequel les signaux sismiques ont été acquis, au domaine fréquence temporelle (f) et fréquence spatiale (k). Le nombre d'onde k correspond au nombre de longueurs d'onde présentes sur une distance de 2π. La méthode la plus connue pour passer d'un domaine à l'autre est la méthode F-K (Lacoss et al., 1969). Étant donné que le nombre d'onde k équivaut à $k = 2\pi f/V$, il est possible de passer du domaine f-k au domaine f-V, V étant la vitesse des ondes de surface. Les ondes de surface étant les plus énergétiques, elles correspondront au maximum d'énergie visible sur la courbe f-V (Figure 5-23a).

Le théorème de Shannon-Niquyst définit les limites dans lesquelles la vitesse des ondes de surface est interprétable. Les fréquences au-delà de $f_N = 1/2\Delta t$ ainsi que les nombres d'ondes au-delà de $k_N = 1/2\Delta x$ ne sont pas valables, avec Δt et Δx le pas d'échantillonnage et la distance inter-trace respectivement. À cela s'ajoute qu'il ne faut pas tenir compte des longueurs d'onde plus grandes que deux fois la distance entre la source et le premier capteur afin d'éviter les effets de champs proches (Stokoe et al., 1994).

La deuxième étape de cette méthode correspond à l'inversion de la courbe de dispersion en un modèle de vitesse des ondes S en fonction de la profondeur. Pour cela, on minimise l'erreur (misfit) entre la courbe de dispersion d'un modèle a priori Vs(z) (courbes de couleurs figure 5b et c respectivement), et la courbe de dispersion que l'on a obtenue dans l'étape précédente (pointillés noirs (figure 5b). Il nous faut donc prédéfinir les modèles que l'inversion va tester, afin de limiter les erreurs liées à la non-unicité de l'inversion. Nous choisissons donc le nombre de couches du modèle ainsi que les vitesses minimum et maximum qui peuvent être testées dans l'inversion. Des connaissances préliminaires sur le sol étudié (ordre de grandeur, fourchette de valeurs) sont encore une fois pré requises pour l'utilisation de cette méthode. Plusieurs tests sont à faire afin de trouver un modèle cohérent de la vitesse des ondes S en fonction de la profondeur. Un modèle avec un misfit de l'ordre de 5% est considéré comme un bon modèle (Renalier et al., 2010).

5.2.2.2 Acquisition et résultats

24 géophones verticaux ont été placés tous les 10 mètres le long du profil sismique indiqué dans Figure 5-22. La source a été placée sur la route principale à environ 300

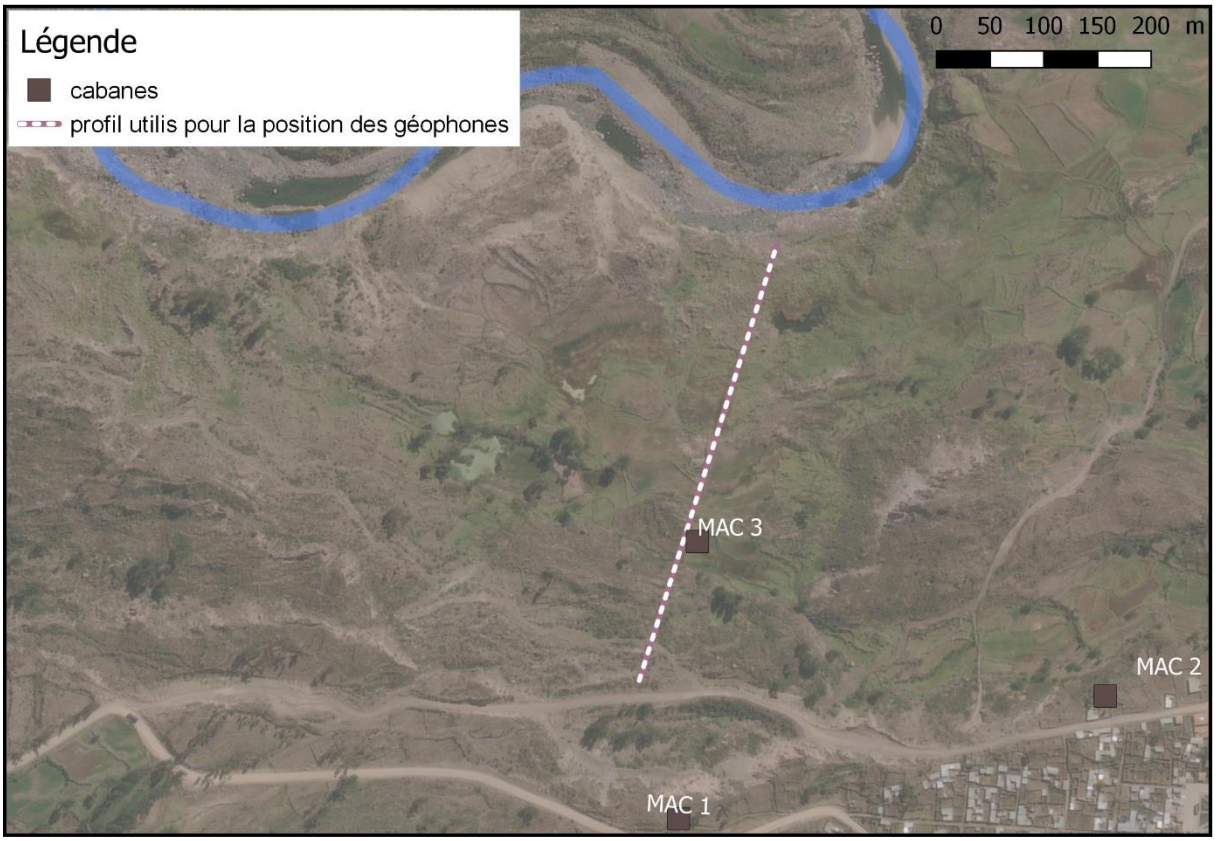


Figure 5-22 Profil sur lequel, 24 géophones ont été placés tous les 10 mètres. La figure correspond à un agrandissement du carré noir visible dans la Figure 5-18

mètres dans la continuité du profil de géophones (en bas de la Figure 5-22).

La courbe de dispersion obtenue par analyse f-k est présentée dans la Figure 5-23a. Les courbes de vitesses résultant de l'inversion ainsi que les courbes de dispersion correspondantes sont représentées dans la Figure 5-23 c et b, respectivement. Cette méthode nous donne donc un modèle avec une couche de 5-6 mètres de profondeur dans laquelle les

ondes S se propagent à une vitesse de 110 m/s. Ces dernières ont une vitesse de l'ordre de 350m/s dans la couche inférieure.

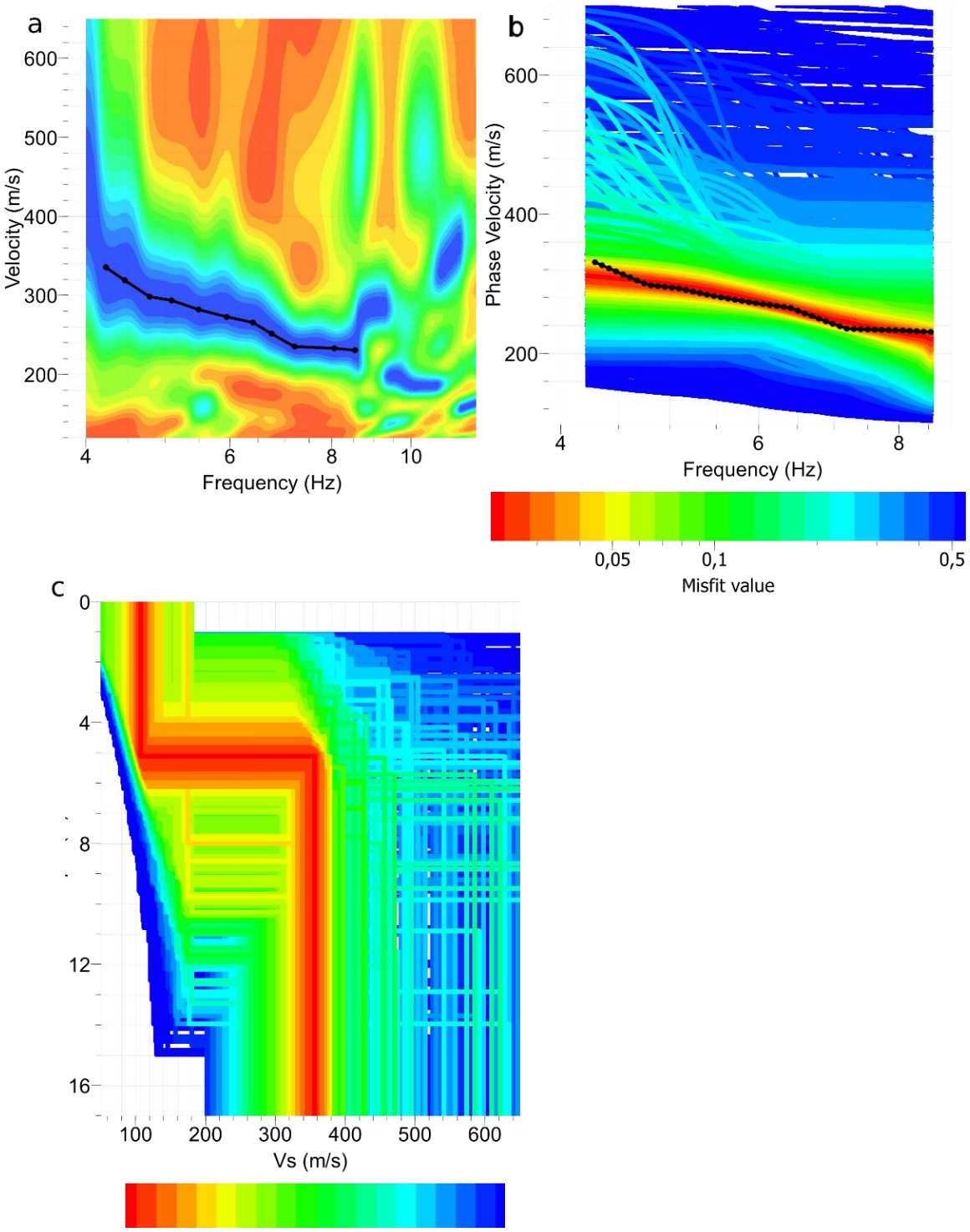


Figure 5-23 (a) vitesse de phase des ondes de Rayleigh en fonction de la fréquence obtenue à partir des observations. (b) La courbe noire pointée en a) est reportée en (b) , montrant les courbes de dispersion des différents modèles possibles présentés en (c).

5.2.3 Discussion et conclusions sur le modèle de vitesse de propagation des ondes P et S

Il est important de noter que la vitesse des ondes (surtout les ondes P) varie en fonction de la saturation. Un exemple est donné pour le glissement de terrain d'Utiku en Nouvelle-Zélande par Voisin et al. (2016), où Vp est 4 fois plus élevée avec une saturation de 1 que pour une saturation inférieure à 0,3. Pour ce même glissement, il a été estimé que Vs diminuait de seulement 20% lorsque le sol était saturé. Il est donc important de prendre en compte la saturation du sol pour l'interprétation des couches et de leurs vitesses.

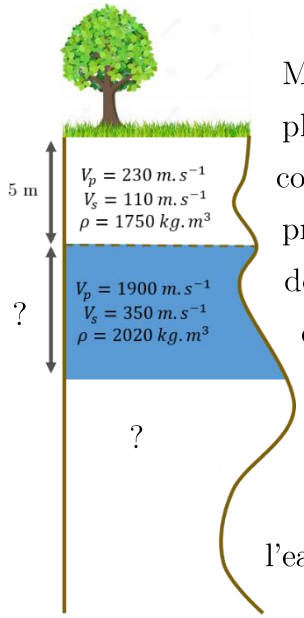


Figure 5-24 Shéma de la vitesse des ondes dans le sol dans le glissement de terrain de Maca

Dû à la période à laquelle ces acquisitions sismiques ont été faites à Maca, c'est-à-dire en avril 2016, correspondant à la fin de la saison des pluies, il est probable que l'humidité du sol était élevée. La première couche mesurée à 9 mètres avec la vitesse des ondes P correspond donc probablement à la hauteur de la nappe phréatique qui se crée à cause de la présence d'un changement de perméabilité entre l'avalanche rocheuse et les dépôts lacustres. Il ne nous est cependant pas possible de dire s'il s'agit d'une nappe phréatique dans la couche de sédiments lacustres ou dans l'avalanche rocheuse.

Les ondes S sont, elles, beaucoup moins sensibles à la saturation de l'eau. On peut faire l'hypothèse que la limite à 5-6 mètres de profondeur mesurée grâce à l'inversion des ondes de surface correspond davantage à la limite entre l'avalanche rocheuse et les dépôts lacustres que la profondeur de la nappe phréatique.

Cette différence de profondeurs entre les deux méthodes sismiques peut paraître contradictoire au premier abord. Cependant, les deux profils sismiques n'ont pas été faits au même endroit. Or, nous savons d'après Zerathe et al. (2016) que la profondeur de la couche créée par l'avalanche rocheuse n'est pas la même partout sur le glissement. De plus, l'épaisseur de la couche diminue plus on s'approche de la base du glissement. Il parait donc logique que cette limite entre la couche créée par l'avalanche rocheuse et la couche de dépôt lacustre soit plus profonde dans le profil de réfraction, fait en amont du glissement comparé à la profondeur plus en aval du glissement, là où a été fait le profil pour l'inversion des ondes S.

Par la suite, nous nous intéresserons tout particulièrement à la partie du glissement la plus instable, correspondant au profil utilisé pour les ondes S. Nous avons donc choisi d'utiliser la profondeur de la première couche estimée par l'inversion des ondes de surface

pour le modèle final, soit 5 mètres de profondeur. De plus, pour simplifier les modèles par la suite, nous avons décidé de considérer que les vitesses Vp et Vs mesurées pour la deuxième couche correspondent à la couche de dépôts lacustres avec une saturation de 1, au moins jusqu'à une certaine profondeur.

La difficulté à laquelle nous devons faire face est d'estimer la vitesse des ondes lorsque le milieu n'est pas complètement saturé. Cela d'autant plus que l'alternance des saisons (Bièvre et al., 2018; Voisin et al., 2016a; Wang et al., 2007) ainsi que les séismes peuvent faire varier la hauteur de la nappe et la saturation du sol et donc faire varier la vitesse des ondes dans le sol (O'Brien et al., 2016; Wang and Chia, 2008; Wang et al., 2007).

Pour pouvoir interpréter les variations de dv/v mesurées dans le glissement de terrain, il est important de pouvoir distinguer entre un changement de saturation ou un endommagement du sol par exemple. De plus il est important de pouvoir estimer la profondeur à laquelle ces perturbations ont lieu. Nous avons donc besoin de connaitre la variation de la vitesse des ondes P et S en fonction de la saturation du sol. Pour cela, nous nous sommes tournés vers un modèle poro-élastique, présenté par la suite.

5.2.4 Modèle de vitesse des ondes P et S en fonction de la saturation, une approche poro-élastique

5.2.4.1 Solution de l'équation d'onde dans un milieu élastique

La réponse d'un matériau poro-élastique à une contrainte (comme par exemple une onde sismique) est souvent simplifiée en considérant le milieu comme purement élastique. Lorsqu'une contrainte est appliquée à un milieu élastique, ce dernier sera déformé de manière immédiate. La déformation dépendra de la contrainte imposée et du tenseur d'élasticité du milieu comme stipulé par la loi de Hooke. Lorsque la contrainte est levée, le solide retrouvera immédiatement son état initial.

La loi de Hooke et de Newton permet de relier les déplacements générés en chaque point d'un solide en fonction des contraintes qui lui sont imposées :

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu)\nabla(\nabla.\vec{u}) + \mu\nabla^2\vec{u} + f_{ext} \quad (5\text{-}5)$$

Où λ et μ sont les paramètres de Lamé. Le paramètre μ est aussi connu sous la lettre G, le module de cisaillement du matériau.

La solution de cette équation donne deux types de propagations d'onde dans un milieu élastique, modes de propagation avec des vitesses bien distinctes :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2G}{\rho}} \tag{5-6}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \tag{5-7}$$

où ρ est la densité du sol.

Les ondes P (pour « premières » ou de « compression » (« pressure » en anglais)) sont les ondes qui se propagent le plus rapidement dans le milieu, et ce par compression/dilatation du milieu dans le sens de la propagation. Les ondes S (pour « secondes » ou de « cisaillement » (« shear » en anglais)) sont plus lentes et se propagent par cisaillement, transverse au sens de la propagation, horizontalement (V_{S_H}) comme verticalement(V_{S_V})).

5.2.4.2 La solution de l'équation d'onde dans un milieu poro-élastique

Comme montré dans la partie précédente, la vitesse de propagation des ondes P et S est souvent approximée à un milieu élastique. Cependant, en utilisant cette approximation, il n'est pas possible de prendre en compte l'effet des pores et des fluides qu'ils contiennent et qui vont fortement modifier les propriétés mécaniques du sol. Notamment, l'atténuation de l'amplitude des ondes avec la distance ainsi que la dispersion des ondes selon la fréquence ne sont pas prises en compte par un modèle élastique (Cheng, 2016). Dans un milieu poro-élastique, le couplage fluide/solide est très important. En effet, un changement de volume ou une déformation de la matrice solide peut entraîner une augmentation de la pression des pores. Réciproquement, un changement de la pression des pores peut entrainer une déformation de la matrice solide. Il est donc important de prendre ces effets combinés dans la réponse du sol à une contrainte donnée pour estimer la vitesse de propagation des ondes en fonction de la saturation.

Dans le cas d'un glissement de terrain, nous sommes tout particulièrement intéressés par la vitesse de propagation des ondes en fonction de la saturation en eau du milieu étudié. Il est donc important de caractérise V_p et V_s en fonction de la saturation, de la porosité et des constantes mécaniques du milieu observé.

Les équations qui relient les vitesses sismiques aux propriétés hydrologiques et mécaniques d'un milieu sont attribuées à Gassmann (1951) et Biot (1956a, 1956b; 1962). Le mouvement des particules dans un milieu poro-élastique saturé est basé sur plusieurs hypothèses (Biot, 1962) :

1) la longueur d'onde caractéristique étudiée est plus grande que la taille d'un volume élémentaire ;

2) les déplacements considérés pour le solide et le(s) fluide(s) sont considérés petits ;

3) la porosité est isotrope et les pores sont saturés par un seul fluide (ou un fluide effectif) et

4) la matrice solide est élastique et isotrope.

Ces hypothèses ne sont bien sûr jamais validées dans la nature, mais elles nous permettent de trouver une fonction approximative de la variation de la vitesse des ondes dans le sol en fonction de la saturation.

Trois vitesses d'ondes différentes sont obtenues à partir des équations de Biot. Les deux vitesses des modes de propagation principaux sont retrouvées : l'onde de cisaillement V_s et de compression rapide V_p. Biot a aussi identifié une onde de compression lente appelée l'onde de Biot. Cette onde correspond à la vitesse de diffusion de la pression des pores et n'est pas observable avec des sismomètres classiques à cause de sa très forte atténuation (Biot, 1962).

Ces trois vitesses sont décrites par les équations (5-8), (5-9) et (5-10).

$$s_p^2 = \frac{\rho - \rho_f^2/\tilde{\rho}}{G} \tag{5-8}$$

$$2s_{pf}^2 = \gamma - \sqrt{\gamma^2 - \frac{4(\tilde{\rho}\rho - \rho_f^2)}{MH - C^2}} \tag{5-9}$$

$$2s_{ps}^2 = \gamma + \sqrt{\gamma^2 - \frac{4(\tilde{\rho}\rho - \rho_f^2)}{MH - C^2}} \tag{5-10}$$

Avec $$\gamma = \frac{\rho M + \tilde{\rho} H - 2\rho_f C}{MH - C^2} \tag{5-11}$$

Et $$\tilde{\rho} = i\frac{\eta_f}{\omega k(\omega)} \tag{5-12}$$

$k(\omega)$: La perméabilité dynamique du milieu.

ω : Fréquence

$\rho, \rho_f \tilde{\rho}$: La densité moyenne du milieu, la densité du fluide, et la résistance à l'écoulement du fluide respectivement

η_f : La viscosité du fluide

M, H *et* C **:** Paramètres poro-élastiques qui dépendent de K_D, K_s et K_f le module de compressibilité en condition drainée, le module de compressibilité de la matrice solide ainsi

que du fluide respectivement. Ils dépendent aussi du module de cisaillement G et de la porosité du matériau ϕ.

Les différents paramètres poro-élastiques présents dans ces équations sont présentés en Annexe A1.

De ces équations, l'on peut déduire que la vitesse des ondes de compression (onde P rapides) ne variera que très peu pour de faibles saturations (entre 0 et 0.3), mais augmentera de manière rapide pour de plus grandes valeurs de saturation (voir l'exemple du modèle obtenu sur le glissement d'Utiku (Voisin et al., 2016a), Figure 5-25).

La vitesse des ondes de cisaillement, diminuera lentement et de manière quasi linéaire (Figure 5-25). D'un point de vue de l'amplitude des variations, Vs subira de bien plus faibles variations que Vp lors de la saturation du sol (Figure 5-25 a et b).

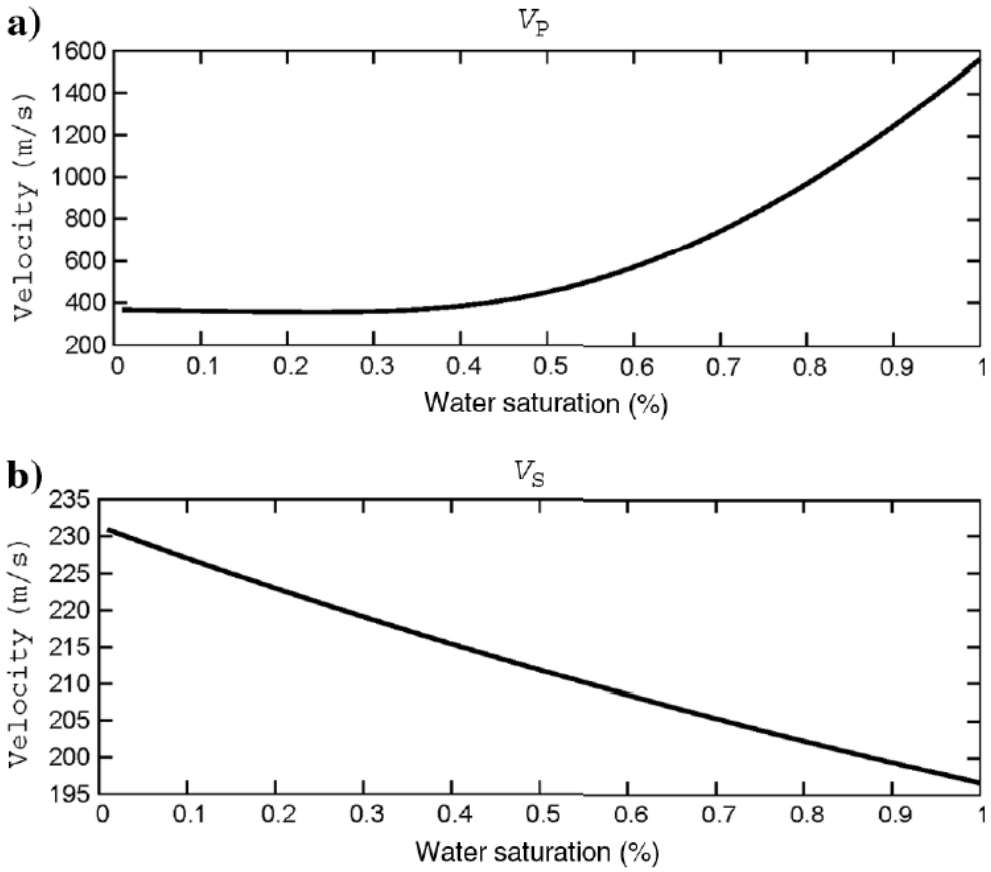


Figure 5-25 variations des ondes P et S avec la saturation en eau du sol. Le modèle a été obtenu grâce aux équations de Biot-Gassmann et les paramètres suivants : $\phi = 50\%$, $G_s = 70$ MPa et $K_s = 83$ MPa

5.2.4.3 Utilisation du modèle de Biot-Gassmann

Le modèle de Biot-Gassmann peut être utilisé à des fins complètement différentes (Mavko et al., 2009). Parmi ces différents usages, l'estimation de la vitesse des ondes sismiques en fonction de la saturation (Bo et al., 2011; De Barros et al., 2010; Lee, 2006; Voisin et al., 2016a) est ce qui nous intéresse.

5.2.4.3.1 Modèle utilisé pour Maca

Le but principal de l'utilisation du modèle de Biot Gassmann, dans notre cas, est de connaitre la variation de la vitesse des ondes de surface (que l'on notera dv/v) à laquelle on devrait s'attendre pour une variation d'une hauteur de nappe phréatique dans le glissement de terrain étudié. Pour cela nous avons besoin de la vitesse des ondes P et S à une saturation donnée afin de calibrer le modèle ainsi que le module de compressibilité et de cisaillement de la matrice solide du matériau Ks et Gs.

Nous étudierons seulement la couche de dépôts lacustres étant donné que c'est elle qui constitue principalement le glissement de terrain. Nous utiliserons donc les vitesses telles qu'elles ont été mesurées par prospection sismique active sur le site : vp= 1900m/s et Vs=350m/s. Ces vitesses seront utilisées comme références pour un sol supposé complètement saturé (s=100%).

Pour ce qui est de la matrice solide, une simplification consiste à utiliser le minéral principal constituant la matrice solide comme un Ks et Gs « effectifs » (Dupuy et al., 2016b). Le problème est que d'après Kukulac et al (2016), les minéraux présents à Maca sont très nombreux. On retrouve parmi eux les minéraux suivants : silty clay, des diatomites, du quartz, du plagioclase, des roches silicatées, des biotites et de l'argile. Si l'on connait les différents minéraux du sol dans les environs de Maca, nous n'avons aucune idée de leurs pourcentages dans le glissement de Maca. De plus, ce dernier étant fortement hétérogène au sein même de la couche de sédiments lacustres (Zerathe et al., 2016), donner un pourcentage de chaque minéral n'aurait pas de sens. Il est cependant compliqué de choisir un seul Ks et Gs à partir du minéral soi-disant principal. Nous avons donc décidé de tester le modèle avec plusieurs valeurs de Gs et Ks pour différents minéraux : feldspath plagioclase (les dépôts lacustres venant principalement des roches volcaniques environnantes), argile et quartz plus argile.

Les minéraux choisis avec les valeurs de Ks et Gs correspondantes sont les suivants :

Tableau 4 différents minéraux et leurs modules de compressibilité et de cisaillement testés avec le modèle de Biot-Gassmann.

Modèle	Référence	Type de minéral	Ks ($x10^9$ GP)	Gs ($x10^9$ GP)
1	Pabst et al. 2015	Feldpath plagioclase	72	30
2	Woeber et al. 1963	Feldpath plagioclase	75,6	25,6
3	Han et al. 1986	clay	25	9
4	Han et al. 1986	quartz with clay	39	33

Nous avons ensuite utilisé les équations de Biot-Gassmann dans le cas d'un matériau poro-élastique consolidé donné par Pride (2005). Ce modèle a déjà été appliqué sur le glissement de terrain d'Utiku en Nouvelle-Zélande, par Voisin et al. (2016a) dans le but d'estimer V_p et V_s en fonction de la saturation.

Dans ce modèle, aussi utilisé par Dupuy et al (2016a), Le module de compressibilité en conditions drainées K_D et le module de cisaillement G sont donnés par la loi de Walton (Walton, 1987) (équation 25 en Annexe A1), la viscosité est donnée par la loi de Teja and Rice (1981) et la densité du fluide effective est une moyenne linéaire de la densité de chaque fluide (voir les équations 20 et 21 en annexe A1). Nous avons utilisé la loi de Brie (1995) donnée par l'équation 24 en annexe A1 pour l'approximation du module de compressibilité du fluide présent dans les pores, K_f, avec e=5 comme pour Dupuy et al. (2016b) et Carcione (2006).

Le principe est qu'après avoir donné les paramètres principaux en entrée, le modèle donne en sortie la vitesse des ondes P et S en fonction de la saturation. Nous pouvons jouer sur deux paramètres afin de modifier les résultats en sortie. Ces deux paramètres sont la porosité du sol et le coefficient de consolidation Cs. Lorsque la porosité et Cs augmentent, Vp et Vs diminuent. Il nous faut donc trouver un couple de ces deux paramètres ϕ et Cs. Ils sont modifiés jusqu'à ce que les vitesses de Vp et Vs correspondent aux vitesses que nous avons trouvées grâce aux profils de sismiques actifs pour une saturation de 100%.

5.2.4.3.2 Résultats et discussion

Le modèle de Biot-Gassmann a été utilisé avec les 4 paires de Ks et Gs proposées précédemment (Tableau 4). Les résultats obtenus pour ϕ et Cs sont indiqués dans le Tableau 5. Les vitesses correspondant à chaque cas sont, elles, présentées dans la Figure 5-26. Plusieurs points sont importants à noter.

Premièrement, selon Pride (2005), le coefficient de consolidation du milieu se situe entre 2 et 20 pour du sable très à peu consolidé. Il est possible que ce Cs soit largement supérieur à 20, dans le cas de matériaux très peu consolidés comme pour des glissements de terrain (Voisin et al., 2016a).

Deuxièmement, il est intéressant de noter que la porosité et le coefficient de consolidation Cs peuvent fortement varier selon les modèles utilisés. Le coefficient de consolidation Cs est élevé pour tous les modèles, ce qui est attendu pour des matériaux aussi peu consolidés que le glissement de Maca. Cependant, la porosité, elle, prend des valeurs qui peuvent être considérées comme faibles pour un glissement de terrain. En effet, si la porosité des dépôts lacustres peut en effet être très faible (de l'ordre de 25% (Mavko et al., 2009)), lorsque ces dépôts sont mobilisés, une porosité plus importante est attendue de par la présence des fractures dans le sol. Par exemple, une porosité aussi importante que 50% a été trouvée dans le cas du glissement d'Utiku (Voisin et al., 2016a). Comme aucune indication de mesures de la porosité du sol à Maca ne nous permet de choisir un modèle plus qu'un autre, nous avons décidé d'utiliser le modèle 2 de Feldspath plagioclase de Woeber et al. (1963), référence tirée du livre de Mavko et al. (2009), comme référence pour la suite.

L'incertitude sur les vitesses estimée grâce au modèle de Biot-Gassmann sera basée sur l'écart type de ces différents modèles de vitesse par rapport au modèle 2 (modèle de référence). Pour Vp, l'incertitude varie entre 12% de la vitesse du modèle 2, pour une saturation de 0%, à une incertitude de 0,5% pour une saturation de 100%. L'incertitude sur Vs est plus faible. Elle varie entre 2% à faible saturation contre 0.5% pour une saturation totale. Ces incertitudes seront prises en compte par la suite afin d'établir l'impact de ces incertitudes sur l'interprétation de la variation de la vitesse des ondes dans le sol.

Tableau 5 valeurs de la porosité et du coefficient de consolidation permettant de retrouver les valeurs de Vp et Vs avec le modèle de Biot-Gassmann, pour différentes valeurs de Ks et Gs.

modèle	**Référence**	**Type de minéral**	**Ks** (x10^9 GP)	**Gs** (x10^9 GP)	$\boldsymbol{\phi}$ (%)	**Cs**
1	Pabst et al. 2015	Feldpath plagioclase	72	30	32	155
2	Woeber et al. 1963	Feldpath plagioclase	75,6	25,6	35	120
3	Han et al. 1986	clay	25	9	24	65

4	Han et al. 1986	quartz with clay	39	33	26	220

Finalement, il est important de noter que très peu d'études ont permis de valider les vitesses prédites par le modèle de Biot-Gassmann, que ce soit en laboratoire ou bien sur le terrain, pour des fréquences en dessous du kilohertz. Parmi les quelques exceptions, Barrière et al., (2012) ont comparé des vitesses mesurées et modélisées à partir des équations de Biot-Gassmann améliorées pour du sable (matériaux granulaires) entre 1 et 3 kHz, en laboratoire. Par la suite, Holzhauer (2015) a adapté l'expérience de Barrière et al., pour vérifier le modèle dans les fréquences allant de 500 Hz à 5 kHz. Dans le cas de matériaux poro-élastiques, Bo et al., (2011) ont validé le modèle de Pride (2005) pour les ondes S grâce à des données de forage. Finalement, Voisin et al. (2016a) ont réussi à utiliser le modèle de Biot Gassmann (Pride, 2005) pour relier les variations de dv/v observées sur le glissement de terrain d'Utiku, Nouvelle-Zélande, par un changement de la saturation du sol dû au battement de la nappe phréatique. Ils peuvent, grâce au modèle de Biot-Gassmann (Pride, 2005), estimer la hauteur des battements de la nappe. Les résultats sont corroborés par des piézomètres installés sur le glissement de terrain et montrent donc que le modèle est utilisable sur un glissement de terrain, et ce même sans une grande précision des paramètres à la base du modèle tels que la porosité, les modules de compressibilité du milieu et du fluide ou le module de cisaillement (Voisin et al., 2016a).

Nous utiliserons, dans le chapitre suivant, ce modèle de vitesse en fonction de la saturation obtenue à partir des équations de Biot Gassmann afin d'estimer le dv/v que l'on devrait mesurer pour des variations de hauteur de nappes ainsi que pour modéliser la liquéfaction de la surface de glissement.

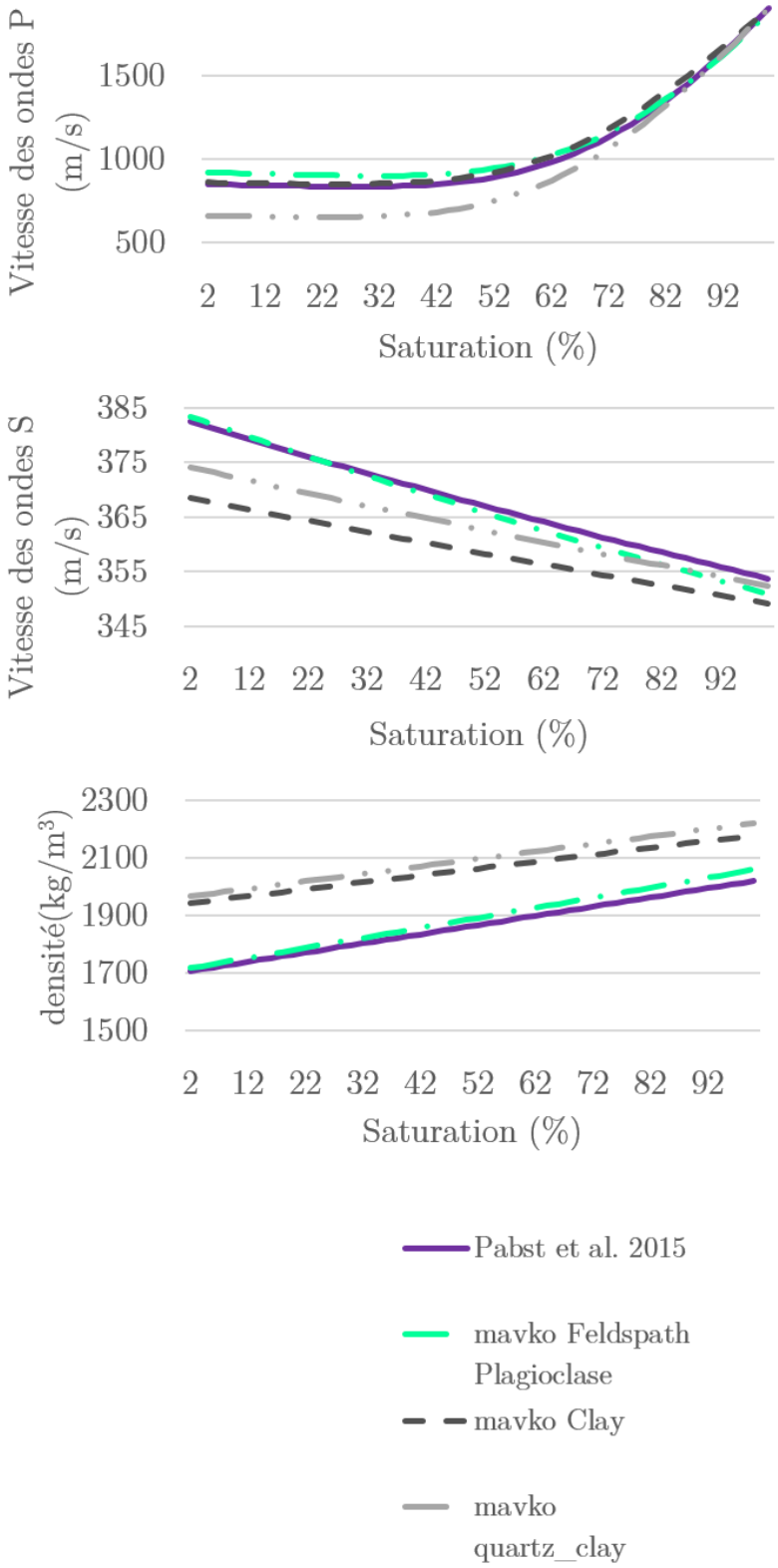


Figure 5-26 (A) et (B) Vitesses des ondes P et S dans le sol en fonction de la saturation pour les différents minéraux utilisés en entrée du modèle de Biot Gassmann. (C) densité du sol en fonction du type de minéral utilisé et de la saturation.

5.3 Sensibilité des ondes présentes dans la coda de la corrélation

5.3.1 Ondes de Volumes vs onde de surface

Un des points importants lorsque l'on étudie les variations de la vitesse des ondes sismiques à partir de la coda de la corrélation de bruit de fond sismique est la sensibilité spatiale des ondes aux perturbations (Sens-Schönfelder and Brenguier, 2019). Le kernel de sensibilité, ou encore la sensibilité spatiale des ondes, décrit la position, à l'intérieur du volume étudié, à laquelle une certaine mesure (dv/v) est capable de détecter la perturbation du matériau (Sens-Schönfelder and Brenguier, 2019). Si l'on peut avoir accès à la sensibilité des ondes, pour un jeu de mesures données, alors on peut être capable de localiser la perturbation en profondeur. Cependant, l'étude de la sensibilité en profondeur des ondes présentes dans la coda est compliquée pour plusieurs raisons : la Coda est composée d'ondes de surface et d'ondes de volume, dont la proportion change selon la fenêtre de la coda étudiée, de la fréquence observée ainsi que de l'hétérogénéité du matériau (Obermann et al., 2013b, 2019).

En dessous de 1 Hz, il est généralement considéré que la coda est majoritairement constituée d'ondes de surface et même plus particulièrement d'ondes de Rayleigh se propageant dans un mode fondamental (Horike, 1985; Li et al., 1984). La difficulté est que lorsque l'on étudie un glissement de terrain, les vitesses de propagation des ondes sont souvent lentes dû au matériau qui est déconsolidé. L'on doit donc s'intéresser à des bandes de fréquences qui sont au-dessus de 1 Hertz comme mentionné dans la section 5.1. Au-dessus de 1 Hz, les ondes de Love, et les ondes de volumes sont aussi présentes dans la Coda. A cela s'ajoute l'hétérogénéité des régions sismiques et/ou volcaniques comme la vallée de la Colca que l'on étudie (Aki and Chouet, 1975; Sato et al., 2012). Ces hétérogénéités convertissent les ondes de surface en ondes de volumes et inversement (Obermann et al., 2013b). Obermann et al. (2013b) ont montré que plus un matériau est

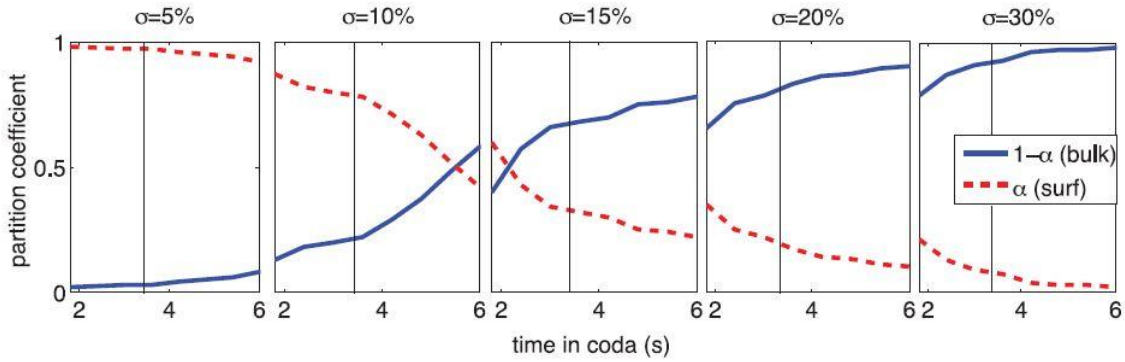


Figure 5-27 Evolution de la répartition des ondes de volume (bleu) et des ondes de surface (rouge) en fonction du temps dans la coda et du degré d'hétérogénéité σ du sol. D'après Obermann et al. (2013b)

hétérogène, plus les ondes de volumes vont prendre le dessus rapidement dans la coda (Figure 5-27). Étant donné que les ondes de surface sont surtout sensibles aux variations de vitesse qui auront lieu en surface (1/2 de la longueur d'onde) et que, a contrario, les ondes de volumes sont sensibles à ce qui se passe en profondeur. Un mélange d'ondes de surface et de volume complique l'interprétation des variations sismiques observées.

Cette dépendance en temps de la composition de la coda complique l'interprétation sur la profondeur des perturbations, mais permet de séparer les changements qui ont lieu en surface de ceux qui ont lieu en profondeur (Obermann et al., 2013b). Obermann et al. (2013b) montrent l'exemple de la variation de vitesse apparente d'un milieu en fonction du temps dans la coda qui est étudiée dans deux cas différents. Dans le premier cas, la couche dont la vitesse a été modifiée se trouve en surface, à 20 mètres de profondeur (Figure 5-28). Il est possible de voir que plus on étudie les variations observées tard dans

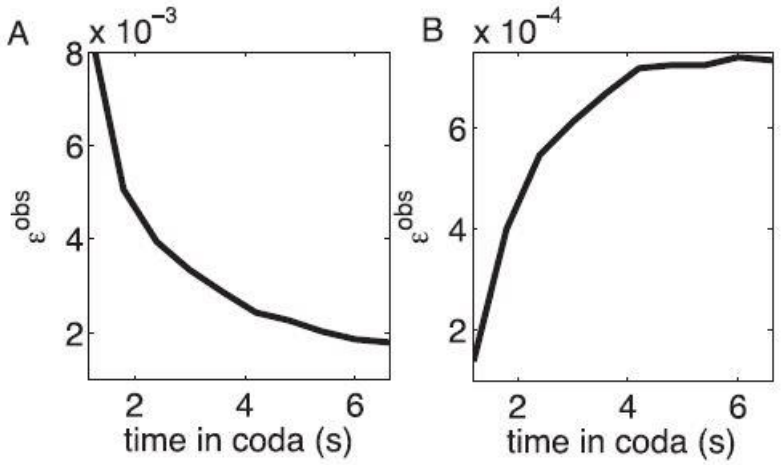


Figure 5-28 variations de la vitesse relative apparente ε^{obs} en fonction du temps dans la coda pour une couche à 20 mètres (A) et à 1500 mètres (B). D'après Obermann et al. (2013b)

la coda, plus ces dernières sont faibles. Dans le deuxième cas, la couche endommagée est à 1500 mètres (B). Cette fois, les temps faibles de la coda ne voient quasiment pas de variation alors que les temps plus élevés permettent de mesurer des variations d'ondes plus importantes. Cela s'explique par le fait que les ondes des surfaces scannent principalement la proche surface alors que les ondes de volumes vont beaucoup plus profondément. Obermann (2016) montre que la répartition entre ondes de volume et ondes de surface est linéaire dans le temps. De plus ils ont montré que jusqu'à 8 fois le temps libre de parcours moyen (« transport mean free path »), la coda est dominée par les ondes de surface. Le temps libre de parcours moyen dépend du transport libre moyen (« mean free

path ») qui, de manière approximée, correspond à la distance de propagation après laquelle l'énergie des ondes multidispersées est isotrope.

Ainsi, même dans le cas d'un glissement de terrain, si l'on s'intéresse principalement aux premières secondes de la coda, tout en enlevant les ondes directes, l'on se retrouve majoritairement avec des ondes de surface (Larose et al., 2004; Obermann et al., 2016, 2013b). Pour cette thèse, nous utiliserons cette hypothèse et sélectionnerons avec soin les paramètres de la fenêtre de stretching pour que les ondes de surfaces soient prédominantes.

5.3.2 Ondes de Rayleigh vs ondes de Love

Une autre question qui se pose une fois que l'on sait que les ondes de surface sont prédominantes est la proportion des ondes de Rayleigh et des ondes de Love dans ces ondes. Les ondes de Love se propagent uniquement horizontalement, de manière perpendiculaire à la direction de la propagation (Figure 5-29b). Les ondes de Rayleigh, elles, se propagent avec un mouvement elliptique rétrograde dans le sens de propagation (Figure 5-29a). Si ces deux types d'ondes se propagent uniquement en surface, leurs noyaux de

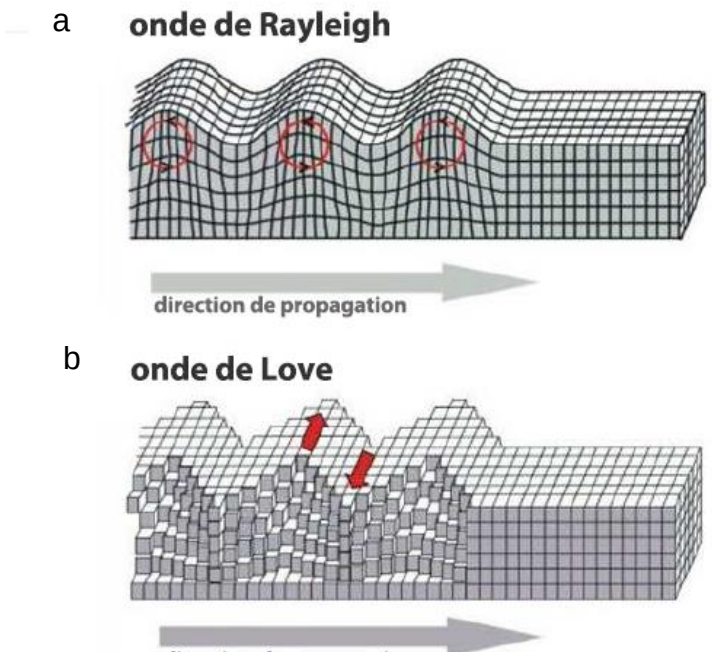


Figure 5-29 schéma du mode de propagation des ondes de surfaces, d'après Lay and Wallace (1995)

sensibilité ne sont pas similaires (Figure 5-30), et donc nous ne serons pas sensibles exactement aux mêmes profondeurs selon le type d'ondes présentes dans le bruit de fond sismique.

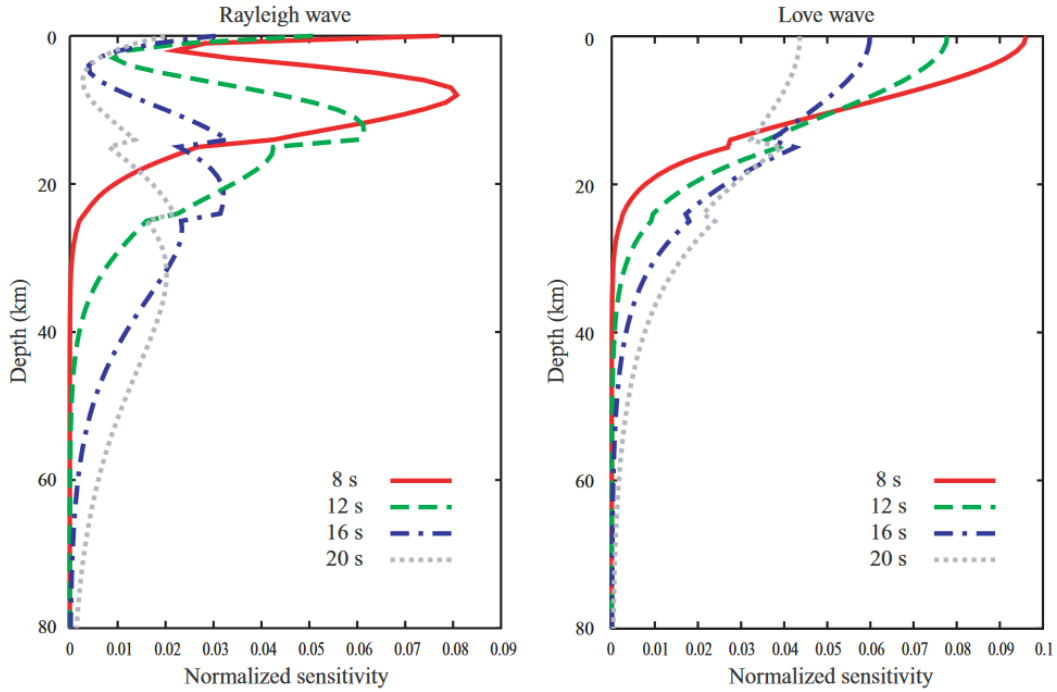


Figure 5-30 kernel de sensibilité des ondes de Rayleigh et de Love pour différentes périodes, d'après Lin et al. (2008)

La plupart des études utilisant la méthode de corrélation de bruit de fond sismique n'ont pas besoin de se poser cette question pour la simple raison qu'ils ne corrèlent que les composantes verticales des sismomètres (Bonnefoy-Claudet et al., 2006). L'avantage direct de cette disposition de capteurs fait que l'on est sensible qu'aux ondes de Rayleigh. Dans notre cas, nous voulons utiliser la corrélation de bruit de fond sismique en utilisant une seule station et en corrélant les différentes composantes entre elles (méthode appelée « single cross station correlation »). Dans ce cas, les ondes de Love ne peuvent être ignorées.

En effet, il a été montré par différentes études, qu'au-dessus de 1 Hz, une majeure partie de l'énergie du bruit est transportée par les ondes de Love (Arai and Tokimatsu, 2000, 1998; Yamamoto, 2000)) (Tableau 6). Dans le bassin sédimentaire situé sous la ville de Morioka au Japon un peu plus de 50% de l'énergie du bruit correspond aux ondes de Love entre 3 et 8 Hertz (Yamamoto, 2000). Dans une gamme de fréquence un peu plus large (1-12 Hz), mais toujours dans des bassins sédimentaires du Japon, Arai et

Tokimatsu (1998) ont montré que 60% du bruit sismique était des ondes de Love. Finalement, il a été montré par Chouet et al. (1998) que dans la région volcanique du Stromboli en Italie, pour des fréquences supérieures à 2 Hz, seulement 23% des ondes sont des ondes de Rayleigh.

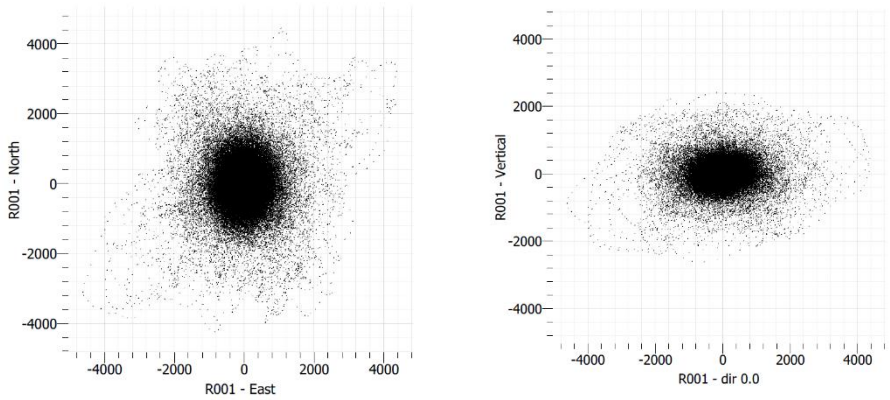
A la vue de ces résultats, il ne nous est pas possible de faire l'hypothèse que nous avons seulement des ondes de Rayleigh et il nous faut essayer d'en savoir un peu plus sur la composition du bruit de fond sismique à Maca.

Tableau 6 résumé du ratio entre les ondes de Rayleigh et Love dans le bruit de fond sismique, d'après Bonnefoy-Claudet et al. (2006).

	Frequency range	Rayleigh waves proportion	Love waves proportion	Sites
Chouet et al. (1998)	>2 Hz	23%	77%	Volcanoes
Yamamoto (2000)	3–8 Hz	<50%	>50%	Sedimentary (thickness<100 m)
Arai and Tokimatsu (1998)	1–12 Hz	40%	60%	Sedimentary (thickness<100 m)
Cornou (2002)	0.1–1 Hz	50%	50%	Sedimentary (thickness~500 m)
Okada (2003)	0.4–1 Hz	<50%	>=50%	Sedimentary (thickness~50 m)
Köhler et al. (submitted for publication)	0.5–1.3 Hz	10–35%	65–90%	Sedimentary (thickness~200 m)

Summary established after studies by Arai and Tokimatsu (1998), Yamamoto (2000), Cornou et al. (2003a,b), Okada (2003), Köhler et al. (submitted for publication) and Chouet et al. (1998) for volcanic tremors.

Pour ce faire, nous avons utilisé le bruit de fond enregistré de manière continue à Maca, et regardé le mouvement des particules (Figure 5-31 a et b). Si cette méthode ne nous permet pas de quantifier la proportion des différents types d'ondes, elle peut parfois suffire à caractériser le type d'ondes de surface présentes dans le bruit de fond sismique (ondes de Love et de Rayleigh). En effet, comme expliqué précédemment, les ondes de Love vont principalement générer des mouvements sur le plan horizontal alors que les ondes de Rayleigh peuvent générer des mouvements sur le plan vertical (Figure 5-29 a et b).



Horizontal motion Vertical motion

Figure 5-31 mouvement des particules sur une heure de donnée enregistrée à la station MAC3. La figure a été réalisée avec Géopsy.

La Figure 5-31 montre que le bruit est composé de mouvements horizontaux et verticaux, ces derniers paraissant un peu plus faibles que les mouvements horizontaux. Cela peut être expliqué soit par la présence des deux types d'ondes de surfaces, soit que les ondes de Rayleigh viennent de toutes les directions. Nous ne pouvons pas conclure clairement pour le moment sur la composition du bruit en ondes de surfaces. Nous resterons sur l'hypothèse suivante, basée sur les études précédemment citées : le bruit dans la bande de fréquence au-dessus de 1 Hz et dans des bassins sédimentaires ou régions volcaniques est constitué d'ondes de Love et de Rayleigh avec une faible prédominance des ondes de Love (Arai and Tokimatsu, 1998; Yamamoto, 2000). Cependant, nous n'irons pas plus loin dans l'interprétation et l'analyse de la répartition des ondes de Love et de Rayleigh. Nous garderons en mémoire pour la suite que les deux types d'ondes de surface sont présentes dans le bruit que nous étudions et donc qu'il nous faut interpréter les résultats en fonction.

5.3.3 Sensibilité des ondes de surfaces à une perturbation en profondeur dans le cas du glissement de Maca.

Maintenant que nous avons un modèle de la vitesse des ondes P et S dans le sol et que nous savons que les ondes que nous regardons seront principalement des ondes de Love et de Rayleigh, nous voulons savoir quelle est la fréquence qu'il nous faut étudier pour regarder les variations de vitesse dans le glissement de Maca. Ce dernier ayant une profondeur estimée à 40 mètres par Zerathe et al. (2016), nous voulons étudier les variations de vitesse à des profondeurs inférieures ou égales.

Pour ce faire, nous avons modélisé une variation de 14% de la vitesse des ondes S (ondes qui influencent majoritairement les ondes de surface) sur une épaisseur de 50 cm à différentes profondeurs du modèle obtenu dans la section 5.2. Ensuite, nous avons calculé la variation de la vitesse des ondes de Rayleigh et des ondes de Love séparément en fonction de la fréquence, pour les différentes profondeurs de perturbation modélisées. Le dv/v observé pour les ondes de Rayleigh et les ondes de Love est montré dans la Figure 5-32c et Figure 5-32d, respectivement, et les profondeurs testées sont présentées dans la Figure 5-32a et b).

Cette figure nous indique quelles sont les fréquences où un dv/v devrait être observé pour une variation à une profondeur donnée. Un premier point important est de voir que plus la perturbation est proche de la surface, plus le dv/v apparent mesuré au niveau de Maca sera élevé. De plus, les ondes de Rayleigh sont sensibles à des bandes de fréquences plus larges que les ondes de Love. En effet, pour les perturbations modélisées, les ondes

de Love auront leurs maxima de sensibilité entre 3 et 5 Hz alors que les ondes de Rayleigh, elles auront leurs maxima de sensibilité entre 3 et 10 Hz.

Pour ce qui est de notre étude, nous pouvons être confiants qu'en regardant une bande de fréquence dont la limite minimum est de 3 Hz, nous serons principalement sensibles aux premiers 40 mètres du sol, et donc aux perturbations ayant lieu dans le volume du glissement de Maca.

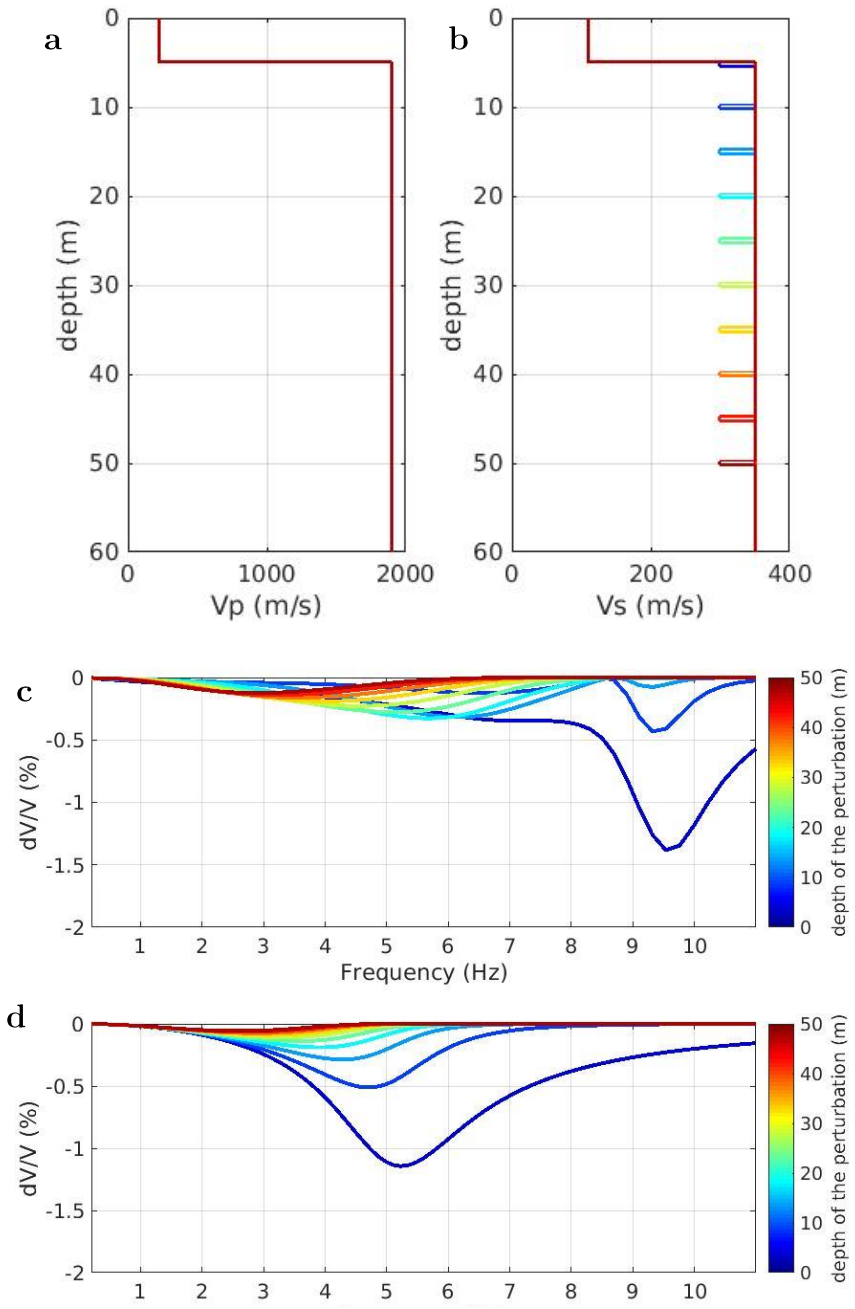


Figure 5-32 dv/v apparent estimé en fonction de la profondeur d'une perturbation correspondant à une diminution de 14% de la vitesse des ondes S. Seules les ondes S ont étées modifiées car se sont elles qui vont principalement impacter la vitesse des ondes de surface.

Chapitre 6 Rain and small earthquakes maintain a slow-moving landslide in a persistent critical state

Table des matières

6.1 Rain and small earthquakes maintain a slow-moving landslide in a persistent critical state.....178

6.1.1 Introduction 178

6.1.2 Context and Experimental Setup 180

6.1.3 Combined effect of precipitations and earthquakes on landslide dynamics 183

6.1.4 An Ml=5 earthquake causes considerable damage to the unstable mass 184

6.1.5 Recovery during wet seasons reveals the mechanism causing the combined effect 186

6.1.6 Small ground shaking from earthquakes combined with precipitation keep the landslide in movement (critical state) 186

6.1.7 Conclusions and Summary.....188

6.2 Methodology 190

6.2.1 GPS Processing.....190

6.2.2 Landslide Velocity Computation 191

6.2.3 Seismic Data and Ambient Seismic Noise Processing 191

6.2.4 Surface Wave Depth Sensitivity.....193

6.2.5 Velocity of P and S waves as a function of saturation.....193

6.2.6 Earthquake Ground Motion Approximation 194

6.2.7 Meteorological Data.....195

6.2.8 Effective Precipitation 195

6.3 Supplementary material.....195

6.4 Conclusions 215

This chapter correspond to an article under review in Nature Communications except for the section 6.3.11 which has been added here to develop an additional point. The non-standard presentation with the method and supplementary material after the principal results hence, are a result of the journal where it has been submitted.

6.1 Rain and small earthquakes maintain a slow-moving landslide in a persistent critical state

Noélie Bontemps, * Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD,IFSTTAR, ISTerre, 38000 Grenoble, France
Pascal Lacroix, Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD,IFSTTAR, ISTerre, 38000 Grenoble, France
Eric Larose, Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD,IFSTTAR, ISTerre, 38000 Grenoble, France
Jorge Jara, Laboratoire de Géologie UMR 8538, École Normale Supérieure, CNRS, PSL Research University
Edu Taipe, OVI-INGEMMET, Arequipa, PERU.

Abstract

In tectonically active mountain belts, landslides contribute significantly to erosion and the mass balance of earthquakes. Statistical analysis of regional inventories of earthquake-triggered-landslides after large earthquakes (Mw> 5.5) reveal a complex interaction between seismic shaking, landslide material, and rainfall. Earthquake-induced damage to landslide material has been suggested to combine with rainfall to increase the landslide rate for several months after a large event. However, the precise contributions of each component have never been quantified due to a lack of in-situ data for active landslides. We exploited a 3-year geodetic and seismic dataset for a slow-moving landslide in Peru affected by both local earthquakes (Ml <5.5) and seasonal rainfalls. In combination, they caused greater landslide motion than either force alone. The rigidity of the landslide's bulk clearly decreased during Ml≥5 earthquakes. The recovery is affected by rainfall and small earthquakes (Ml< 3.6), which both prevent the soil from healing and highlight the importance of the timing between forcings. These new quantitative insights into the mechanics of landslides open new perspectives for the study of the mass balance of earthquakes.

6.1.1 Introduction

Large and shallow earthquakes (Mw> 5.5) trigger widespread landsliding in mountainous areas (Chigira et al., 2010; Harp et al., 2002; Keefer, 1984), thus contributing to the mass balance of earthquakes. Most of the earthquake-triggered landslides are activated co-seismically by moderate to large earthquakes (magnitude> 4) (Keefer, 2002). Various mechanisms have been invoked to explain the co-seismic triggering of landslides: (1)

dynamic loading due to seismic shaking increases the shear stress applied to the sliding surface, and thus the shear forces can overcome the shear resistance (Lacroix et al., 2014; Meunier et al., 2007; N. M Newmark, 1965). (2) The multiple ground motion cycles progressively weakens the soil by fracturing the rock mass (Meunier et al., 2008). (3) If associated with high precipitation, small displacements along the sliding surface could also generate a rapid drop in shear resistance due to the crushing of the grains in the shearing plane. This reduction in volume can lead to a rapid increase in pore pressure if the sliding surface is in the water table, and hence potentially a co-seismic reactivation and/or a rapid triggering of the landslide(Sassa et al., 2007, 2004). This last mechanism known as undrained loading was observed in both fine grain rock(King et al., 1989; Sassa et al., 2007; Xu et al., 2012) and soil slides (Gratchev et al., 2006; Sassa et al., 2004) and can lead to the reactivation or the triggering of landslides.

In addition, some observations indicated different time scales in the delay between seismic shaking and landslide activation (Jibson et al., 1994; Keefer, 1984), often when the earthquake was combined with precipitations, the other main forcing of landslides. At the scale of a week, a change in groundwater conditions (pore pressure and/or permeability increase) can occur due to micro-fractures and cracks in the bedrock caused by the shaking (Rojstaczer and Wolf, 1992). The resulting changes in water content can take several days to reach the landslide's sliding surface, hence the landslide can occur several days later (Jibson et al., 1994; Wang and Chia, 2008). Increased rates of rapidly triggered landslides were also observed in various regions, months to years after major earthquakes (Mw>6.6) (Marc et al., 2015). Slow-moving landslides can also be affected over the same time scales, with increased velocities observed in the years following a Mw=5.4 earthquake (Bontemps et al., 2018). A possible mechanism for these changes, which is corroborated by field surface observations, involves the decrease of rock strength due to earthquake-generated micro/macro-fractures (Marc et al., 2015). These fractures can then generate preferential paths for precipitation infiltration (Marc et al., 2015; Scheingross et al., 2013) and/or increase hillslope failure due to the decreased mechanical strength of the rock (Clarke and Burbank, 2010; Molnar Peter et al., 2007; Scheingross et al., 2013). The different time scales raise questions as to the relationship between shaking, precipitation, material damage, and/or permeability. The time scales of the healing processes in highly weathered media, where rainfall is usually the main factor triggering landslides (Caine, 1980; Wieczorek and Guzzetti, 1999), are also currently unknown. Current hypotheses as to the physical processes behind how this earthquake-

precipitation combination triggers landslides are based only on qualitative observations(Jibson et al., 1994; Keefer, 1984; Marc et al., 2015; Scheingross et al., 2013). We still lack quantitative observations at the landslide-scale to confirm the mechanisms involved. In this study, we aimed to document those mechanisms using local information such as surface displacement and material rigidity, obtained from in-situ measurements of a slow-moving landslide in an environment where earthquakes may be combined with seasonal differences in rainfall.

6.1.2 Context and Experimental Setup

The broad slow- to very slow-moving landslide of Maca (Figure 6-1) has been identified has a clay/silt compound slide with a rupture surface of uneven curvature (Zerathe et al., 2016) and thus, belongs to the soil slide category (Hungr et al., 2014). This 60 million m^3 landslide impacts a village in a rural area in the Colca Valley, southern Peru, in a very seismically active zone (Antayhua et al., 2002; Chlieh et al., 2011). This area also experiences seasonal precipitations falling entirely between December and May (Zerathe et al., 2016) (Figure 6-2a). The firsts 8–12 m of the landslide are composed of a very permeable layer from a 10 000-year-old debris avalanche, whereas the underlying material corresponds to fine lacustrine deposits with a thickness greater than 50 m. In the fastest part of the landslide, the sliding surface is located at least 40 m down from the surface, within the lacustrine deposits (Zerathe et al., 2016).

The landslide velocity estimated over the last 10 years is about 1.5 $m.yr^{-1}$ in its fastest zone (Bontemps et al., 2018), and may reach up to 7 $m.yr^{-1}$ during strong rainy seasons (Bontemps et al., 2018; Zerathe et al., 2016) (Figure 6-1a). The kinematics of the landslide is mainly driven by precipitations and by the river eroding its toe, but there exists a rainfall threshold above which deformation is triggered (Zerathe et al., 2016). Regional earthquakes ($M_w <= 6$) can also accelerate its motion in a co-seismic way, followed by a period of relaxation (Lacroix et al., 2014). The landslide kinematics is therefore affected by both earthquakes and rainfall, but the mechanics of the material in the bulk of the landslide remains uncertain.

The persistence of the motion allows monitoring different physical parameters of the landslide's mechanics and their evolution with time. As a consequence, its unique situation in an area where both rainfalls and earthquakes combine, makes it of high interest to study the landslide's mechanics under seismic/rainfall forcings. The kinematics of the Maca landslide is representative of a broad range of landslides, showing typical seasonal behaviors (Coe et al., 2003; Handwerger et al., 2013; Iverson and Major, 1987; Zerathe

et al., 2016), as well as the existence of a rainfall threshold to initiate the motion (Crozier, 1999; Gabet et al., 2004; Iverson and Major, 1987; Van Asch et al., 1999) and similar pattern of motions than other landslides of the valley during earthquakes(Lacroix et al., 2015). Its characteristics are typical of landslides in lacustrine deposits, in terms of velocity, geology, thickness and mechanisms (Evans, 1982; Jackson, 2002; Jongmans et al., 2009; Kohv et al., 2010; Roering et al., 2015). For all these reasons, this landslide has been intensively monitored since 2011.

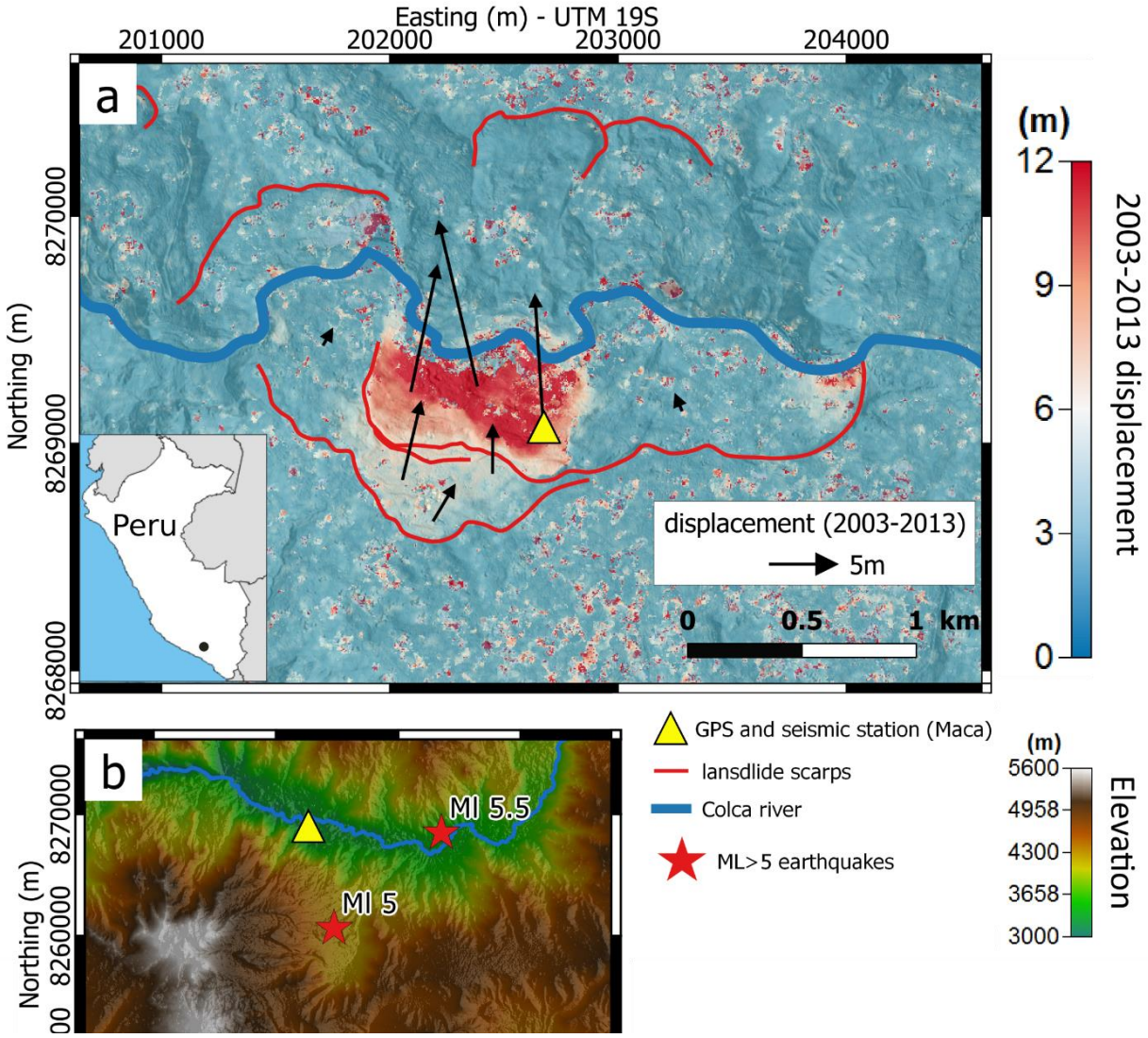


Figure 6-1 The Maca landslide. a, Cumulative displacement of the Maca landslide between 2003 and 2013 (from Bontemps et al. 2018). b, Digital elevation model of a part of the Colca Valley. The red stars represent the epicenters of the Ml 5.0 and the Ml 5.5 earthquakes that occurred on 20 February and 15 August 2016, respectively. The yellow triangle indicates the location of the hut housing the GPS and seismic station on the Maca landslide.

In December 2015 a hut hosting a GPS and a broadband seismometer was installed on the fastest part of the landslide (Figure 6-1a, S6-1 and S6-2). These two instruments continuously monitor two geophysical parameters: the surface displacement of the landslide and the relative seismic velocity changes in the landslide body (dv/v) using ambient seismic noise (F. Brenguier et al., 2008; Mainsant et al., 2012b; Snieder and Larose, 2013). This latter parameter is related to variations in soil density and/or rigidity (Larose et al., 2015; Mainsant et al., 2012b). In addition, GPS campaigns have been performed at

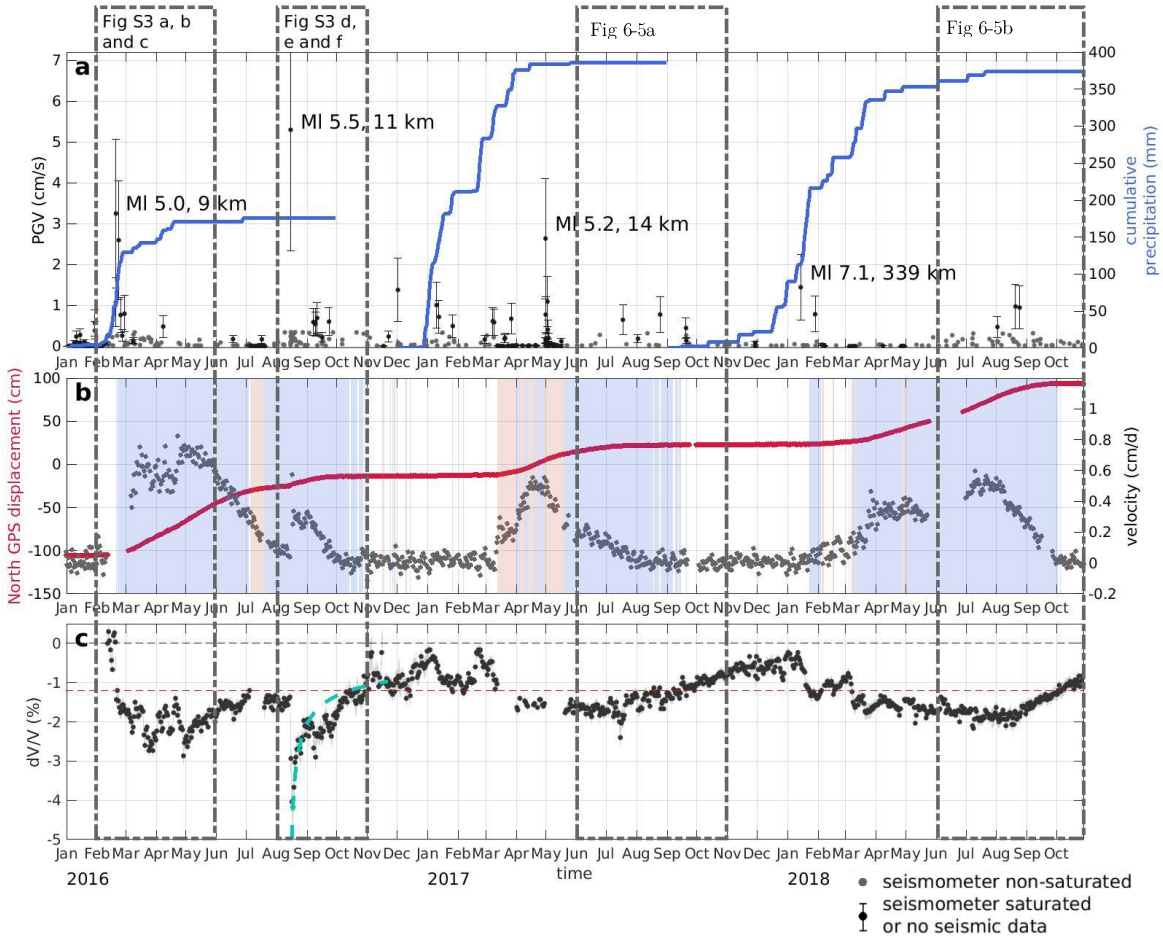


Figure 6-2 Comparison of landslide displacement and dv/v induced by earthquakes and precipitation. a, Seismicity reported by the Peruvian Geophysical Institute (IGP) for earthquakes with PGV above 0.01 cm.s-1 (see SI) on the landslide (grey dots), and cumulative rainfall over the rainy season (solid blue line). Earthquakes strong enough to saturate the seismometer located on the landslide or earthquake where no records were available due to problems with the seismometer are indicated by black dots. b, Time-series of the Maca GPS North cumulative displacement (red) and velocity (gray) at a 1-day sampling rate. Blue zones represent periods were the dv/v in under -1.2%, and red zones represent periods were the dv/v is likely under -1.2% but gaps in the seismic data exist. c, Changes to relative seismic velocity of the material determined by comparing daily seismic noise correlograms in the 3–8 Hz frequency range (black), which have a depth sensitivity of up to 40 meters (see Fig. S6-12 and S6-13). Gaps in the dv/v time series correspond to missing records. The horizontal black dashed line is the surface wave velocity on the first day of our study period. The red horizontal dashed line is an empirical threshold used in the text (-1.2%) under which the landslide is in a critical state. The logarithmic green curve represents the recovery function proposed by Richter et al., 2014). Boxes indicate part of the graphic that has been enlarged either in Fig. S6-3 or in Fig. 6-5.

the hut's location every 3 months since 2013, and were used to measure the overall landslide displacement between 2013 and 2015 at this specific location (Zerathe et al., 2016).

6.1.3 Combined effect of precipitations and earthquakes on landslide dynamics

We first focused on the surface GPS displacement and the seismic activity in rainy and dry seasons.

Over the period of study, high seismic activity was recorded, with 165 Ml 3.1 to 5.5 earthquakes within a 50 km radius of the landslide. Two earthquakes significantly affected the landslide's kinematics over the period studied. The first one occurred on the 20 February 2016, during the rainy season, and the second on 15 August 2016 during the dry season. The magnitudes of these earthquakes were estimated by the Peruvian Geophysical Institute at 5.0 and 5.5, respectively, on the local magnitude scale (Ml), and their sources were located at 9 km and 11 km from the landslide, respectively (see Figure 6-1b). The ground shaking caused by the August 2016 earthquake on the landslide was significantly more extensive than that caused by the February 2016 earthquake (approximated Peak Ground Velocity PGV_{app} of 5.3 cm. s^{-1} compared to 3.5 cm. s^{-1} for the February earthquake – see Methods section).

As a result of the 15 August 2016 earthquake, the Maca landslide underwent a co-seismic slip of 1 cm followed by a relaxation period that lasted 30 to 40 days, during which the cumulated displacement was 11 cm (Figure 6-2b, red curve). These co- and post-seismic effects corroborate previous observations of the same landslide following a M_w6.0 earthquake, which also occurred during a dry season, the origin of which was located 20 km from the landslide (Lacroix et al., 2014). After the February earthquake, the Maca landslide underwent co- and post-seismic slippage of 80 cm over five months. This displacement is much greater than that recorded after the August earthquake even though the estimated shaking generated at the landslide's location by the February earthquake was weaker than in August. This observation suggests that rainfall plays a major role in how an earthquake triggers/activates a landslide, and hence reveals a strong combination between the two different forcing events.

To validate this hypothesis, we must eliminate the possibility that the rain alone could have generated equivalent landslide displacements during the 2016 wet season. To do so, we focused our attention on the 2014 and 2017 rainy seasons and the displacements observed over these periods.

The 2014 rainy season was comparable to the 2016 season in terms of precipitation recorded (Figure 6-3). However, seismic activity was much lower in 2014, with only 44 earthquakes with a PGV>0.01cm.s^{-1}, compared to 99 in 2016 (0.01cm.s^{-1} corresponds to the minimum PGV measured on the landslide among all the local earthquakes detected by the IGP network in the Colca Valley). Interestingly, the landslide displacements measured in 2014 were almost zero. Moreover, the rainfall recorded in 2017 (a year once again with much lower seismicity than 2016) was more than twice that recorded for 2016 (see Figure 6-3). Nevertheless, the displacements in 2017 were only half those recorded during the 2016 rainy season. This difference in displacements between the different wet seasons can therefore be attributed to the greater seismic activity in 2016 than in 2017 or 2014 (Figure S6-10). Thus, our results represent the combined effect of earthquake shaking and precipitations on the acceleration of a slow-moving landslide, similar to what has been observed with rapid landslides triggered following large earthquakes(Marc et al., 2015). These observations indicate that the combination of earthquakes and precipitations leads to greater landslide motion than either phenomenon alone. Hereafter, we take advantage of the persistence of the slow-moving landslide movement to study the mechanism producing this combined effect.

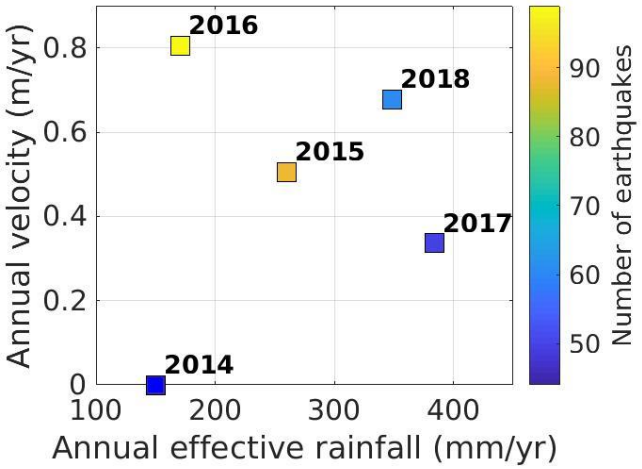


Figure 6-3 **Annual landslide velocity as a function of effective annual rainfall**. Colors indicate the number of earthquakes with PGV at the landslide location above 0.01 cm.s-1. The displacement and seismicity following the August 2016 earthquake are not taken into account for 2016. See SI and Fig. S6-6 for more information.

6.1.4 An Ml=5 earthquake causes considerable damage to the unstable mass

We investigated the existence and causes of any soil alterations, based on measurements of the soil's rigidity over time thanks to ambient seismic noise correlation methods (Larose et al., 2015; Mainsant et al., 2012b) (see Methods Section).

Following the Ml 5.5 August 2016 earthquake, the surface wave velocity in the 3–8 Hz frequency range dropped co-seismically by more than 2% (Figure 6-2c and Figure S6-3f). Investigation of the sensitivity of the surface waves at different frequencies and depths indicated that the 3–8 Hz range corresponds to a depth-sensitivity of approximately 40 m

(see Methods section and Figure S6-12 and S6-13). The variations observed are therefore located in the landslide's body.

We examined the influence of three different mechanisms, i.e., undrained loading (Sassa et al., 2007), the variation of the water table (O'Brien et al., 2016) and the damage of the soil due to earthquake shaking (Marc et al., 2015), upon the dv/v in the 3-8 Hz frequency range, thanks to poroelastic models (Pride, 2005; Voisin et al., 2016a).

The effect of undrained cyclic loading (Sassa et al., 2007) was estimated by modeling the liquefaction of the sliding surface, i.e., a strong reduction of the S-wave velocity near the sliding surface, between 38 and 40 meters (See Figure S6-14a). Our model predicts strong dv/v variations at low frequencies, with a maximum variation of ~-3% around 3 Hz (Figure S6-14b). Our observations of the dv/v variations at different frequencies the day of the August 2016 earthquake do not correspond to the model predictions (Fig. S14b). Indeed the observed drop is overly low around 3 Hz and too high above 5 Hz to be explained by undrained loading (Figure 6-2, S6-14b and h).

At first sight, the possible effects of variations in water table level on the observed dv/v could be neglected as the earthquake occurred in the dry season, several months after the last precipitations, implying a lower saturation of the soil. However, to be certain, we modeled a 1m-elevation of the perched aquifer at 10 m depth (see method section). This modelling could only explain a dv/v drop of 0.04% i.e., 2 orders of magnitude below the dv/v drop observed between 3 Hz and 8 Hz (Figure 6-2 and S6-3).

The co-seismic drop in velocity can therefore be attributed predominantly or even completely to damage to the soil (Gassenmeier et al., 2016; Pride, 2005; Richter et al., 2014; Ueno et al., 2019), due to the opening of new or pre-existing cracks (Gassenmeier et al., 2016; Li et al., 2006; Lyakhovsky et al., 1997; Richter et al., 2014; Viens et al., 2018).

Almost immediately after earthquake shaking, the dv/v was seen to recover. This recovery was clearly visible, for instance, with the August 2016 earthquake (Figure 6-2c and Figure S6-3f). This healing phase can be interpreted as the re-compaction of the soil as fractures close, and the grains cement together, reflecting a viscoelastic response of the soil (Gassenmeier et al., 2016; Li et al., 2006; Lyakhovsky et al., 1997; Richter et al., 2014; Viens et al., 2018). This slow healing was also observed at laboratory-scale, where it is referred to as slow dynamics (TenCate, 2011). Previous observations of the dv/v recovery after an earthquake show that it often evolves logarithmically over time (Gassenmeier et al., 2016; Richter et al., 2014; Viens et al., 2018). A similar pattern was also

observed here, with recovery of the pre-earthquake soil state around one and a half months after the Mℓ 5.5 earthquake in August 2016 (Figure 6-2c, light-green logarithmic curve and Figure S6-3f). However, recovery is questionable during the wet season, as we can't separate it from the drainage process. This becomes even more complicated when small-earthquake activity is high, as we will see in the next sections.

6.1.5 Recovery during wet seasons reveals the mechanism causing the combined effect

To better understand the combined role of water and earthquakes, we focused on the Mℓ 5.0 February 2016 earthquake, which occurred during a rainy season (Figure 6-1c and Figure S6-3c).

The drop in dv/v for this earthquake was smaller than that measured in August 2016, possibly due to the difference in shaking intensity between the two events. However, in contrast to the event of August, the dv/v continued to decrease for several weeks after the Mℓ 5.0 event. As the surface wave velocity depends on the rigidity of the soil, we interpreted the co-seismic drop observed as soil damage due to the strong shaking, just like during the August earthquake (See Figure S6-14b). The difference in dv/v behaviors in the weeks following the earthquake can be explained by a transient increase in soil density and/or decrease in rigidity due to an augmentation of the water content in the lacustrine deposit. Indeed, the damage to the different ground layers, generated by the strong shaking associated with the February earthquake could have promoted water infiltration at depth. These observations provide quantitative measurements of the damage process which was qualitatively reported in a previous study (Marc et al., 2015).

In addition, the movement of the landslide in itself favors the formation of cracks and fissures in the soil, which produce or amplify preferential water infiltration paths (Bièvre et al., 2012; Krzeminska et al., 2013, 2012; Stumpf et al., 2013). Following water infiltration, the activity of the landslide can be self-sustained. As a result, the combined effect of earthquakes and rainfall is amplified on slow-moving landslides.

6.1.6 Small ground shaking from earthquakes combined with precipitation keep the landslide in movement (critical state)

Several questions can be raised related to the conditions (shaking limits and rainfall amounts) activating this damage/recovery process. To address these questions, we will now focus on periods with small to moderate seismic shaking, i.e., from June to end-October of 2017 and 2018 where 121 events were recorded, all with PGV inferior to 1 $cm.s^{-1}$ (Figure 6-4).

During the period of observations, we noted that almost every time the dv/v dropped below a certain threshold (empirically set at -1.2%), the landslide entered into motion (Figure 6-2c, red horizontal line), i.e., was in the "critical regime." Once the dv/v recovered and exceeded this threshold once again, the landslide slowed down and eventually stopped, entering the "stable regime."

Interestingly, the recovery phase – defined by the time at the end of the rainy season when the dv/v started to return to baseline, occurred later in 2018 than in 2017 (Figure 6-4a and b). More precisely, in 2017, the dv/v recovered from mid-July, several months after the last precipitations, as the unstable mass dried out and its rigidity increased (Figure 6-4a). In contrast, recovery in 2018 only started at the end of August, one month later than the previous year (Figure 6-4b). This difference in dv/v recovery could neither be attributed to a difference in cumulative precipitation (Figure 6-2a), nor a delay in the rainy season (both rainy seasons were almost finished by the end of April), nor due to large seismic events (the number of events with large Peak Ground Velocity (PGV) was even higher in 2017). The Ml 7.1 that struck the Peruvian coast in January 2018, does

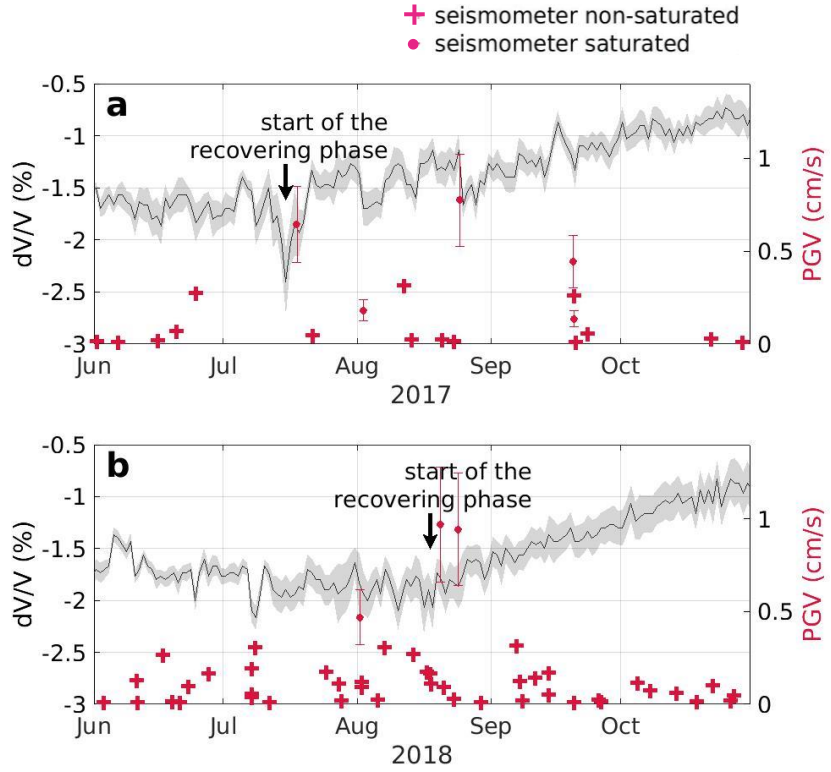


Figure 6-4 **Comparison of the recovery of the dv/v at the end of the 2017 and 2018 wet seasons**. dv/v variations in the landslide material, obtained by comparing daily seismic noise correlograms in the 3–8 Hz frequency range in 2017 **(a)** and 2018 **(b)**, together with all earthquakes reported by the IGP institute in Peru that have a PGV recorded or estimated at the landslide site above 0.01 cm.s-1 (cross mark) in 2017 **(a)** and 2018 **(b)**. In addition, all earthquakes that were strong enough to saturate the seismometer placed on the landslide are also indicated (dots) (see method for details).

not appear to have caused the difference either, as it occurred at the beginning of the wet season and no co-seismic variations of the surface wave velocities were observed at the seismic station. The only remaining difference between 2017 and 2018 is the rate of low-magnitude earthquakes, which was greater at the end of the rainy season in 2018 than in 2017. Indeed, 30 seismic events of low ground motion (PGV<1cm.s^{-1}) were recorded between June and the end of August 2018, compared to only 13 earthquakes in 2017 during the same period (see Figure 6-4). This difference suggests that the recovery phase in 2018 was delayed due to the intense seismic activity at the end of the rainy season. Hence, while water is stored in the landslide body, even small earthquakes can alter the landslide kinematics by limiting recovery processes, and thus keeping the landslide in the critical regime.

Note that at the end of August 2018, two large earthquakes with a PGV estimated close to 1 cm.s^{-1} occurred. This PGV is higher than any previously recorded in or estimated for 2018. Nevertheless, these earthquakes had no influence on the dv/v and did not prevent the initiation of the recovery phase (Figure 6-4b). At the end of August, the water content in the landslide was lower than between May and July due to sparse and low precipitation after the month of May 2018 (Figure 6-2a). We therefore hypothesize that the impact of the low PGV on the landslide's rigidity decreases when water content in the soil also drops, eventually allowing the dv/v to increase and initiation of the healing phase. Three mechanisms can be invoked to explain this small-earthquake effect. The shaking can: (1) break recent/weak bonds between the elements of the highly unconsolidated granular material (i.e., clay, siltstone, shale), which include chemical and capillary bonds (Chang and Woods, 1992; Snieder et al., 2016), (2) generate fluid circulation and alter pore water pressure during the wave train, or (3) slightly alter the arrangement of unconsolidated grains. These three effects, individually or combined, can maintain the landslide in its critical state.

6.1.7 Conclusions and Summary

Our results show that the combination of earthquakes and rainfall affects the rigidity of the Maca landslide. These observations allowed us to schematize the mechanics of a slow-moving landslide exposed to rainfall and earthquakes (Figure 6-5): once the rigidity of the landslide drops below a defined threshold, deformations and displacements are triggered and the landslide enters a critical regime. Precipitations maintain the rigidity of the landslide below the threshold. In addition, in the critical regime, landslide displacement may also induce additional damage and loss of rigidity, meaning that the landslide is also partially self-sustaining. Once the rain-related water infiltration stops, a

healing phase starts and landslide displacement will come to an end until the next forcing capable of triggering displacements (see Figure 6-5 for a summary).

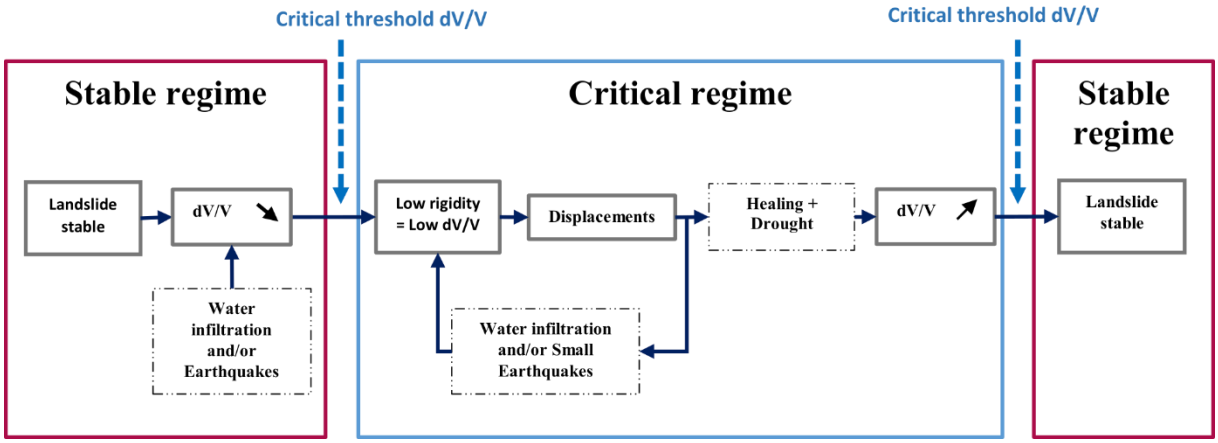


Figure 6-5 Schematic representation of the different forcings affecting the slow-moving Maca landslide

Our results also show how small-shaking events (PGV<1cm.s^{-1} corresponding mainly to Mℓ < 4.5 in this region) can alter landslide rigidity and hence, its kinematic behavior over time. Indeed, small events combined with precipitation can maintain the low rigidity, preventing the unstable mass from recovering. Possible causes of this effect include prevention of the creation and/or breaking of existing chemical and/or capillary bonds between the elements of the highly unconsolidated granular material(Chang and Woods, 1992; Snieder et al., 2016), rearranging the grains, and/or increasing the pore pressure. To summarize, the landslide remains in a critical regime for longer than if small earthquakes had not occurred, as its rigidity stays below a certain critical threshold. In this context, the density of earthquake occurrence is a key parameter determining whether the landslide remains in a critical state.

The result of this study not only confirm previous observations relating to the combined effect of rainfall and earthquakes on either slow-moving landslides (Wistuba et al., 2018), rapid landslides (Marc et al., 2015) or rockfall activity (Durand et al., 2018), but also provided quantitative data based on the dv/v which support the previous hypothesis that soil damage causes this combined effect (Marc et al., 2015). Soil damage, interpreted as the creation of micro/macro fractures as a result of earthquake shaking, generates preferential paths for water infiltration and thus impacts landslide motion after an earthquake until the soil has completely healed. This mechanism would also explain the observations of rainfall threshold variation observed throughout the world after medium to

large magnitude earthquakes (Bontemps et al., 2018; Lin et al., 2004; Zhang and Zhang, 2017).

Even though these observations were obtained on a single landslide owing to the uniqueness of the site in terms of monitoring techniques and to the difficulty to maintain such monitoring over the years, previous measurement at this site showed the representativeness of the Maca landslide in terms of kinematics during earthquakes (Lacroix et al., 2015) and seasonal rainfall forcings (Coe et al., 2003; Handwerger et al., 2013; Iverson and Major, 1987; Zerathe et al., 2016) . The Maca landslide is also similar to other landslides with regards to its geology, velocity, thickness, mechanisms (Evans, 1982; Jackson, 2002; Jongmans et al., 2009; Kohv et al., 2010; Roering et al., 2015). Furthermore, the processes highlighted here (damage and healing) are observed at large scale (Gassenmeier et al., 2016; Richter et al., 2014) and in all types of materials in laboratory experiments (TenCate, 2011; TenCate et al., 2000). For these reasons, the mechanisms highlighted here are not specific to the Maca landslide but provide important information on the earthquake/rainfall combination on landslides in general. We should note, however, that quantitative differences should certainly exist between different landslides with different geology, thickness and pore saturation.

These results help to better understand landslide forcing mechanisms and the strong combination between earthquakes and precipitations. This analysis has considerable implications both for landslide prediction and for the long-term impact of earthquakes on landscape evolution. The findings presented here support the idea that medium-intensity earthquakes (M_ℓ <5.5) can also accelerate landslides, and that their impact will be greater when precipitations are recorded before or just after the event. These observations also highlight the strong impact of cumulated small earthquakes (M_ℓ 3.2-3.6) combined with a high water-content that prevents the landslide from recovering its rigidity, maintaining the unstable mass in a critical regime and enhancing displacements. This observation underlines the importance of the temporality between precipitations and earthquakes on triggering landslides, and consequently on the mass balance of earthquakes. Finally, this study also highlighted the importance of considering smaller earthquakes and slow-moving landslides when determining the mass balance of mountain building.

6.2 Methodology

6.2.1 GPS Processing

Fifty-five continuous GPS (cGPS) recordings were processed from various networks in the Andean region, South America and Nazca Plates (see Figure S6-7 in Supplementary

Information). Thirty-three stations were installed and are maintained in Southern Peru and Northern Chile as part of the following projects: Integrated Plate Boundary (IPOC, www.ipoc-network.org), LIA-MB(www.lia-mb.net), CAnTO (www.tectonics.caltech.edu) , CSN (www.csn.uchile.cl) and CAP (www.unavco.org). The remaining stations are part of the International GNSS Service (IGS, www.igs.org) global network. Data were processed using the double-difference method in GAMIT 10.6(Herring et al., 2010), choosing the ionosphere-free combination and setting the ambiguities to integer values. Precise orbits from IGS, precise EOPs from the IERS bulletin B, IGS tables describing the phase center of the antennas, FES2004 ocean-tidal loading corrections, and atmospheric loading corrections (tidal and non-tidal) were used. One tropospheric Zenith delay parameter was estimated every two hours, and one pair of horizontal tropospheric gradients were determined per 24-h session using Vienna Mapping Functions (VMF1) (Boehm et al., 2006). These estimations allow the tropospheric delay to be mapped in the perpendicular direction, with a priori ZHD derived from pressure and temperature values from VMF1 grids. The daily solutions and position time-series were obtained using PYACS software (Nocquet, 2018), mapped first onto the ITRF 2008 reference frame (Altamimi et al., 2011) and then onto the South American plate, using a fixed pole (Jara et al., 2017; Nocquet et al., 2014).

6.2.2 Landslide Velocity Computation

To reduce noise when computing the velocity of the landslide at the location of the Maca GPS station, the displacement was averaged over a 5-day moving window. However, to reduce the smoothing effect and provide more realistic velocities after the August 2016 earthquake, the velocity was not smoothed for the two days following the earthquake.

6.2.3 Seismic Data and Ambient Seismic Noise Processing

A Noemax © seismic station was used for this study, it has three components and a natural frequency of 4.5 Hz. This seismometer includes an electronically-compensated instrumental correction that allows a relatively flat response between 0.1 Hz and about 50 Hz.

The ambient noise in the frequency bands studied in Maca was mostly caused by vehicles on the main road located near the landslide, the river at the toe of the landslide and wind. These sources of noise can be considered stable in time only when the 24-h correlations are averaged, computed over each day as explained hereafter.

Single station cross-correlation was performed on the three possible pairs of components (Viens et al., 2018), i.e., North-East, vertical-East, and Vertical-North. To do so, hour-long records were spectrally whitened between 0.2 Hz and 35 Hz to equalize the frequency content of the ambient noise (Larose et al., 2015). The seismic signal was then normalized in amplitude using the clipping method such that the signal-to-noise ratio did not exceed three times its standard deviation. The main objective of this step was to attenuate the statistical weight of large events, such as earthquakes, compared to other events making up the ambient noise. The hour-long records were then correlated for the three possible pairs of components separately.

The next step was to filter the correlograms to enhance the signal-to-noise ratio by applying a Singular Value Decomposition-based Wiener filter (Moreau et al., 2017). The parameters used for this filter were K=7, L=7, the filter orders applied to the vertical and horizontal dimensions, respectively, and the number of first singular values was N=30. Finally, correlations were averaged over each day in order to increase the signal-to-noise ratio and to eliminate dv/v sub-daily variations due to source variations during the day. However, even though the clipping reduces the impact of earthquakes on the ambient noise correlation, they will slightly modify hourly correlations and thus daily correlations by acting as noise sources that are not constant with time. The direct consequences will be a decorrelation of the daily correlations with regard to the reference during the stretching step and thus an increase of 30%, on average, of the dv/v uncertainties compared to days with less seismicity.

Daily correlations were then compared to each other to track relative velocity changes using the stretching method(Lobkis and Weaver, 2003; Sens-Schönfelder C. and Wegler U., 2006) applied to each component pair separately over the frequency band 3-8 Hz. The reference value for each stretch was obtained by averaging daily cross-correlation over the whole period of study. Stretched parts of the coda were selected between [-2.8–0.4] and [0.4-2.8] seconds, to remove the autocorrelation of the noise source which has a duration $\Delta t = 1/\Delta f$. Here, we removed $2 \times \Delta t$ to be certain that the source noise is not used in the stretching step (Figure S6-8). Consequently, analysis mainly focused on scattering of surface waves (Rayleigh and possibly Love waves) in the strongly heterogeneous medium.

To decrease the signal-to-noise ratio, the dv/v was averaged over the three directional correlation pairs. The absolute error of dv/v was estimated from the correlation coefficient obtained by the stretching method (Weaver et al., 2011b).

6.2.4 Surface Wave Depth Sensitivity

As surface waves are mainly composed of shear waves (S-waves), active seismic acquisitions on the landslide were used to measure the velocity of the S-waves. The surface wave inversion technique was applied in the Geopsy software (http://www.geopsy.org) with signals generated by dropping a mass of 80 kg from a height of 2 m using a tripod. The model obtained by inversion gave a first layer of approximately 8 to 12 m with S-waves traveling at around 110 m/s. Below, lies another layer composed of lacustrine deposits, where the S-wave velocity was close to 350 m/s (See supplementary information for further details S12).

From this model, it was possible to study the Rayleigh wave sensitivity as a function of depth and frequency using the *gpdc* package available in the *Geopsy* software. Perturbation of the Rayleigh wave velocity observed at the surface was examined by imposing a decrease of 14% of the shear wave velocity over a 50-cm layer at different depths to the reference model (Figure S6-13). The surface waves filtered between 3 and 8 Hz were estimated to be sensitive to depths down to 40 m, i.e., within the unstable mass of the soil.

6.2.5 Velocity of P and S waves as a function of saturation

In order to model the impact of the variation of the water table height upon the surface wave velocities, we used the Biot-Gassmann equations (Pride, 2005) as done in other studies (Dupuy et al., 2016b, 2016a; Voisin et al., 2016a). These equations give the velocity of Vp and Vs as a function of the porosity and their fluid saturation. The velocity of the lacustrine deposits previously obtained thanks to the geophysical survey (see SI) i.e., Vp = 1900m.s-1 and Vp =350 m.s-1, were used as fitting values to set the equations parameters (the porosity and the consolidation coefficient) and calibrate them when the soil is completely saturated. As no values of the bulk and shear modulus were obtained on the landslide, we used as input the bulk and shear modulus of the feldspar plagioclase, one of the main minerals present in the landslide (Kukulak et al., 2016), i.e., Ks=75.6 MPa and Gs=25.6 GPa (Woeber et al., 1963).84 We fit the P and S wave velocities by choosing a porosity of the soil of 35% and a compaction coefficient of 120. Then the gpdc package available in the *Geopsy* software is again used to estimate the Rayleigh wave velocity variations as a function of the frequency for undrained loading (see S14b) or when a water table at 10 meters depth experiences a 1 m variation. This last model predicts a variation of around 0.04% between 3 Hz and 8 Hz. The sign of the variations will depend on the direction of the water table variation.

6.2.6 Earthquake Ground Motion Approximation

The seismic shaking intensity was estimated by computing the PGV, which is one indicator of seismic ground motion. The PGV can be computed directly from the signal measured by the seismometer installed on the landslide. However, a large number of earthquakes with magnitudes ranging between Mℓ3.5 and Mℓ7.1 saturated the signal registered by the seismometer. Consequently, the PGV was not always accessible, in particular for the largest and/or nearest earthquakes. For those events, the PGV was computed from Ground Motion Prediction Equations (GMPE). However, no GMPE was available for Peru alone(Douglas, 2016) and most GMPEs are based on moment magnitude, whereas the magnitudes given by the Peruvian Geophysical Institute correspond to local magnitudes. Two classical GMPEs (Akkar and Bommer, 2010; Boore and Atkinson, 2007) were therefore compared and the fit between the estimated and the measured PGV was determined for unsaturated signals. The used GMPEs were developed for earthquakes with magnitudes ranging between Mw5 and Mw7.6 for the first model (Akkar and Bommer, 2010) and between Mw4 and Mw8 for the second one (Boore and Atkinson, 2007). Their maximum distance validity are respectively 100 km and 400 km. We chose to push the limit of the valid magnitude for both models by comparing measured and estimated PGV for earthquakes between 3.5 and 8 and to see their efficiency in our area when using local magnitudes instead of moment magnitudes. Concerning the maximum distance, we used all earthquakes that didn't saturate the landslide within a radius of 400 km from the landslide, corresponding to the maximum distance of the second GMPE (Boore and Atkinson, 2007). These limits allowed us to compare PGV values from a catalog of 348 events between February 2016 and November 2018.

Finally, the PGV of all these events was computed for the two horizontal components: North (PGV_N) and East (PGV_E). The final measured PGV is defined as follows: $PGV_{measured} = \sqrt{PGV_N * PGV_E}$

The fit between measured an estimated PGV (see supplementary materials Figure S6-9), shows a better result using the GMPE from Akkar and Boomer (2010) (Akkar and Bommer, 2010) for our dataset. Therefore, the PGVs were taken directly from the seismic signal when the seismometer did not saturate, and from the Akkar and Boomer GMPE when the Maca station saturated.

The PGV was considered to have no uncertainties when determined from recorded seismic signals. However, the uncertainty on the PGV obtained from GMPEs could be considerable. This uncertainty was estimated by computing the standard deviation of the relative error between the PGV measured and the approximated values when both

were available. A final relative error of 56% was obtained in the case where the PGV had to be approximated using the Akkar and Boomer GMPE (2010) (Akkar and Bommer, 2010).

6.2.7 Meteorological Data

Daily precipitations, daily minimum and maximum temperatures were recorded at the SENAMHI meteorological station in Madrigal, 5 km West of the Maca landslide and at the same elevation. Precipitations, at the valley scale, are homogeneous (Zerathe et al., 2016) so that meteorological data collected in Madrigal are representative of those at the landslide location. However, although precipitations are known to be similar, no specific studies have compared the temperature between Madrigal and Maca. As the two villages are at the same elevation (3200 m asl), the Madrigal temperature was used as a proxy for the temperature in Maca.

6.2.8 Effective Precipitation

For this study, the effective precipitation was defined as the daily cumulated precipitation minus evapotranspiration (ET_0) that combines two parameters: transpiration and evaporation. The ET0 can be computed in several ways. Due to the limited number of meteorological parameters available, the Hargreaves method (1985) (Hargreaves et al., 1985) was used as it requires only simple meteorological data, such as daily precipitation, daily minimum and maximum temperature. This method has also been demonstrated to be globally valid[53,54]. The method described by Allen et al. (1998) was therefore followed, using the temperature and precipitation information measured in Madrigal. ET_0 was then multiplied by a factor, Kc, with a value of 0.3 (corresponding to a soil without much vegetation) to obtain the crop evapotranspiration under standard conditions, ETc.

6.3 Supplementary material

Some of the figures presented in this section were already presented in the precedent chapter for an easier reading comprehension. We decided to keep them here as they are part of the submitted article presented as whole in this chapter.

6.3.1 The landslide of Maca

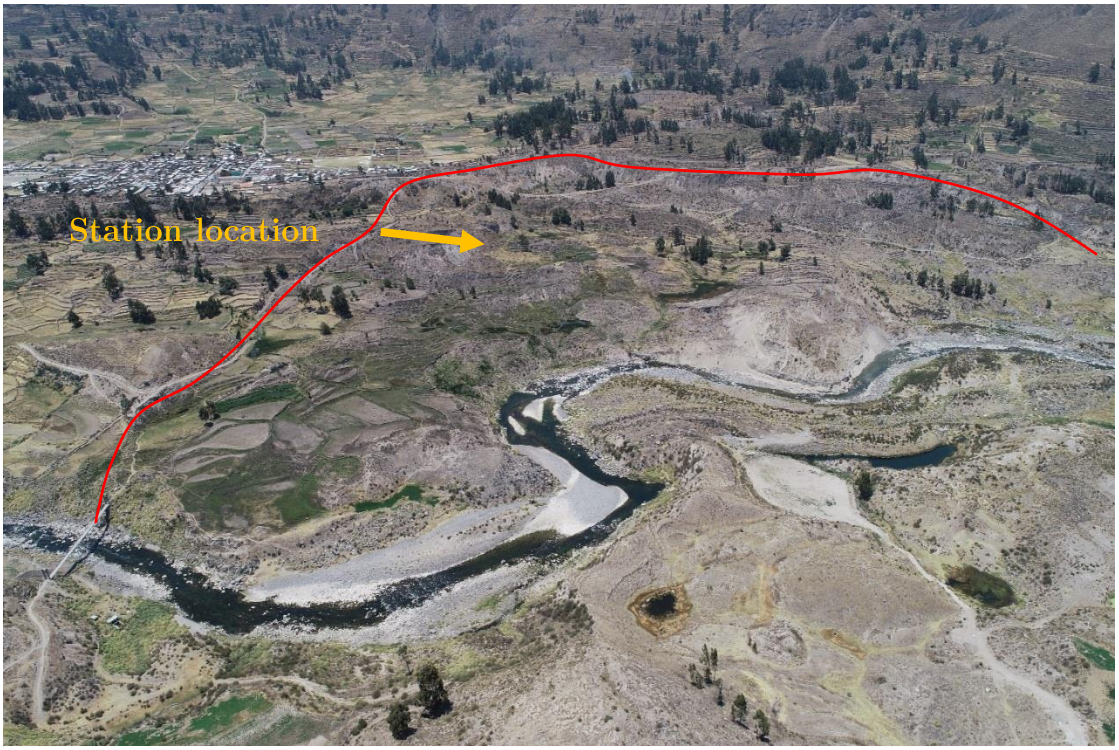


Figure S 6-1 The Maca landslide taken from a drone. The village of Maca is visible on the left, the Colca River is visible at the bottom of the picture. We indicated one of the main scarp in red, defining the fastest part of the landslide together with the location of the hut containing the GPS and the seismic station (orange arrow). More pictures of the landslide can be found in Zerathe et al. (2016)

Figure S 6-2 a, Picture of the hut containing the GPS and the seismic station. The antenna of the GPS is visible on the top of the hut. b, interior of the hut, with the GPS and the seismometer installation displayed.

6.3.2 Close up of the Figure 6-3

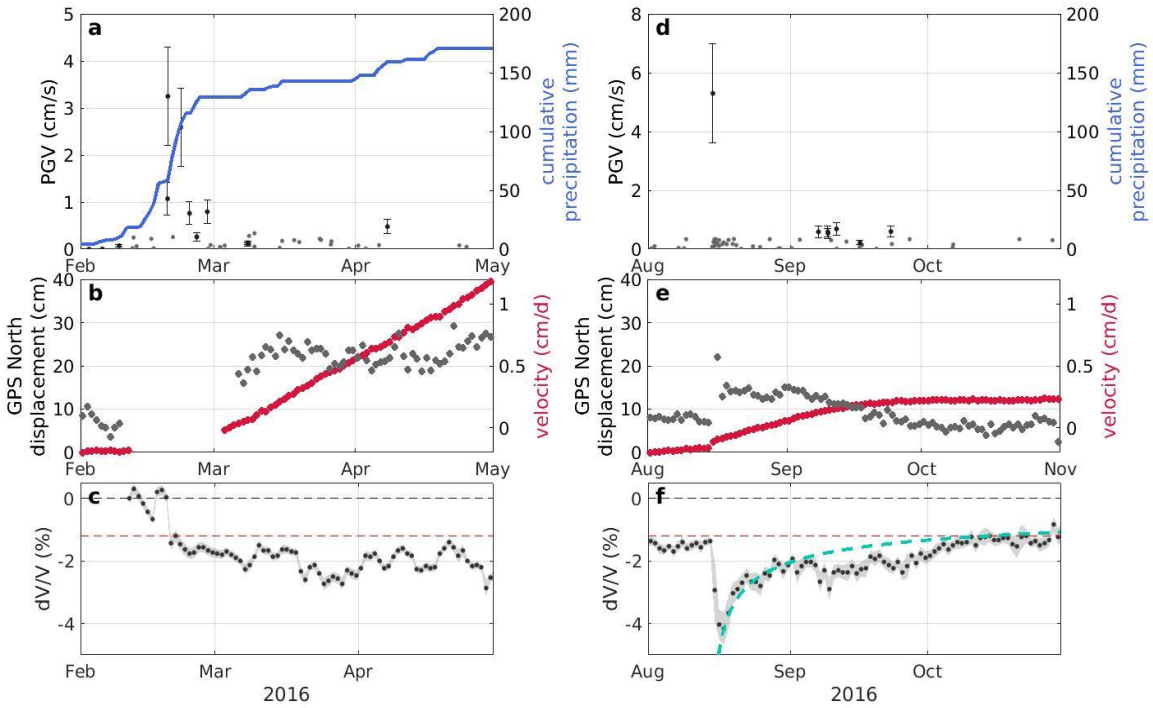


Figure S 6-3 Landslide displacement and dV/V induced by precipitations and/or earthquakes after the two earthquakes in 2016. Zoom of regions in figure 6-3 in the main text. a) and d) Seismicity reported by the Peruvian Geophysical institute (IGP) for events with a measured or estimated PGV at the landslide site above 0.01cm.s^{-1} (grey dots), and cumulative rainfall over the corresponding rainy season (solid blue line). Earthquakes strong enough to saturate the seismometer located on the landslide and earthquakes for which the seismometer was not working are indicated by black dots. b) and e) Time-series for the Maca GPS North cumulative displacement (red) and velocity (gray) with a 1-day sampling rate. c) and f) Relative seismic changes to the velocity of the material determined by comparing daily seismic noise correlograms in the 3–8 Hz frequency range (black). The horizontal black dashed line indicates the surface wave velocity on the first day of our study period. The red horizontal dashed line is an empirical threshold used in the text (-1.2%) below which the landslide is in a critical state. The logarithmic curve in f) represents the recovering function proposed by Richter et al., 2014 (TenCate 2011; Richter et al., 2014).

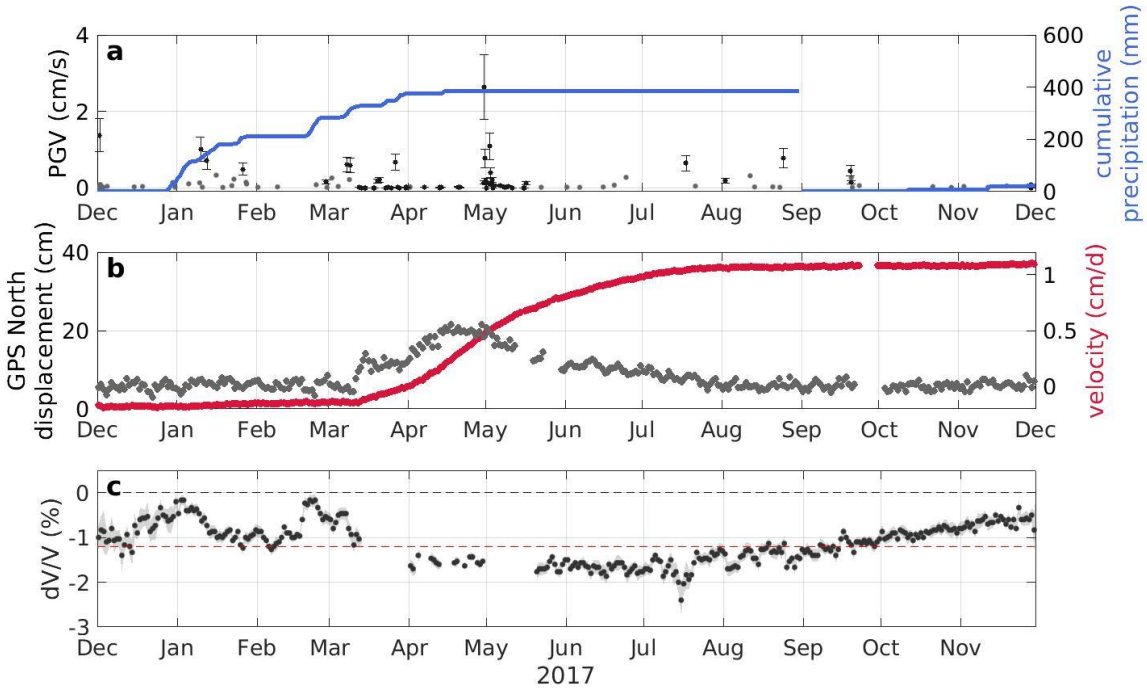


Figure S 6-4 Landslide displacement and dV/V induced by precipitations and/or earthquakes in 2017. a) Seismicity reported by the Peruvian Geophysical institute (IGP) for events with a measured or estimated PGV at the landslide site above 0.01 cm.s-1 (crosses grey dots), and cumulative rainfall over the corresponding rainy season (solid blue line). Earthquakes strong enough to saturate the seismometer located on the landslide and earthquakes for which the seismometer was not working are indicated by black dots circles. b) Time-series for the Maca GPS North cumulative displacement (red) and velocity (gray) with a 1-day sampling rate. c) Relative seismic changes to the velocity of the material determined by comparing daily seismic noise correlograms in the 3–8 Hz frequency range (black). The horizontal black dashed line indicates the surface wave velocity on the first day of our study period. The red horizontal dashed line is an empirical threshold used in the text (-1.2%) below which the landslide is in a critical state.

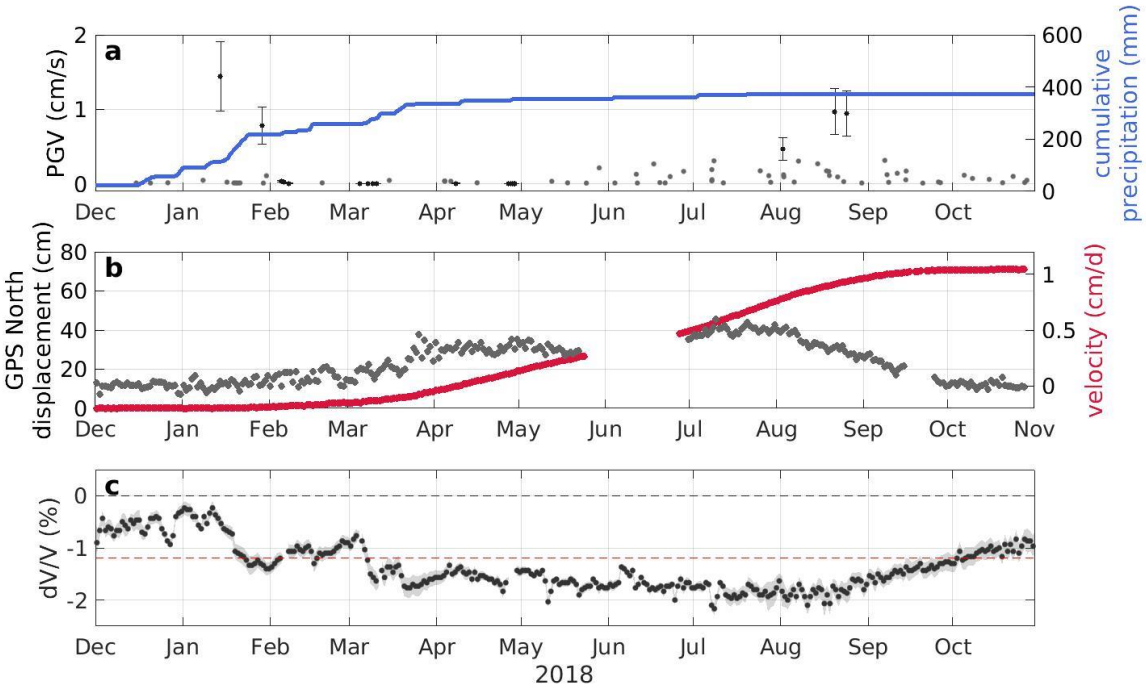


Figure S 6-5 Landslide displacement and dV/V induced by precipitations and/or earthquakes in 2018. a) Seismicity reported by the Peruvian Geophysical institute (IGP) for events with a measured or estimated PGV at the landslide site above 0.01 cm.s-1 (crosses grey dots), and cumulative rainfall over the corresponding rainy season (solid blue line). Earthquakes strong enough to saturate the seismometer located on the landslide and earthquakes for which the seismometer was not working are indicated by black dots circles. b) Time-series for the Maca GPS North cumulative displacement (red) and velocity (gray) with a 1-day sampling rate. c) Relative seismic changes to the velocity of the material determined by comparing daily seismic noise correlograms in the 3–8 Hz frequency range (black). The horizontal black dashed line indicates the surface wave velocity on the first day of our study period. The red horizontal dashed line is an empirical threshold used in the text (-1.2%) below which the landslide is in a critical state.

6.3.3 Supplementary Information on the Figure 6-4 of the article

From Figure 1 of the article, it can be seen that we have in our hands measures of the landslide displacement since at least 2003. We indeed have GPS information since 2001 (Zerathe et al., 2016) and satellite measurements since 1986 (with much larger uncertainties) (Bontemps et al., 2018). However the measurements were really sparse between 2001 and 2011 (only 3 GPS campaigns and 6 satellite acquisition), and the satellite acquisitions are also sparse over the whole period 1986-2014 (16 satellite acquisition), that preclude their use for yearly displacement estimates. However, we have been doing frequent GPS campaigns since November 2011 (Zerathe et al., 2016). In normal conditions, we should have been able at least to go back as far as 2012 in terms of displacement, cumulative precipitation and seismicity. However, the year 2012 was an exceptional year in terms of precipitation, where the landslide underwent 7 meters of displacement, i.e., almost seven times its average yearly displacement. Plotting this exceptional year in the figure 3 would have hidden combined effect of earthquakes and precipitation in more normal rainy seasons.

Secondly, following the intense activity of the Sabancaya Volcano in 2013, the IGP enlarged his seismometer network, especially in the Colca Valley. The number of earthquakes detected by the IGP, hence, increased after 2013 and the magnitude of the smallest detected events decreased from approximately $\mathsf{Ml} = 4$ to around $\mathsf{Ml} = 3$. This difference complicates the yearly comparison in terms of the number of earthquakes possibly impacting the landslide before and after 2013.

In conclusion, we decided to only take into account data that we could compare (from 2014 to 2018) (see Figure S6 for more information on the figure 3's creation).

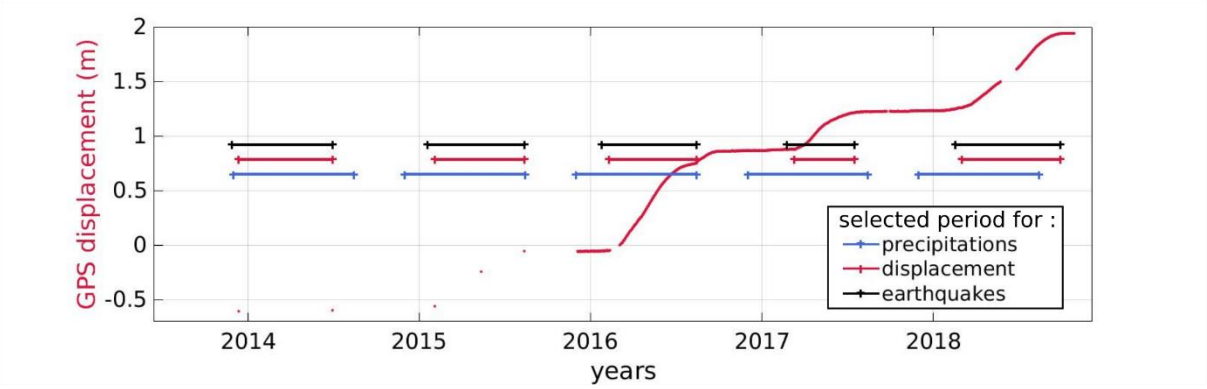


Figure S 6-6 Selected periods for the Figure 6-4 of the article. GPS measurements of the displacement of the landslide as a function of time from the end of 2013 to 2018. Horizontal bars indicate the periods used in the Figure 6-4 to calculate the displacement (pink), the cumulative precipitations (blue) and the number of earthquakes (black).

6.3.4 GPS

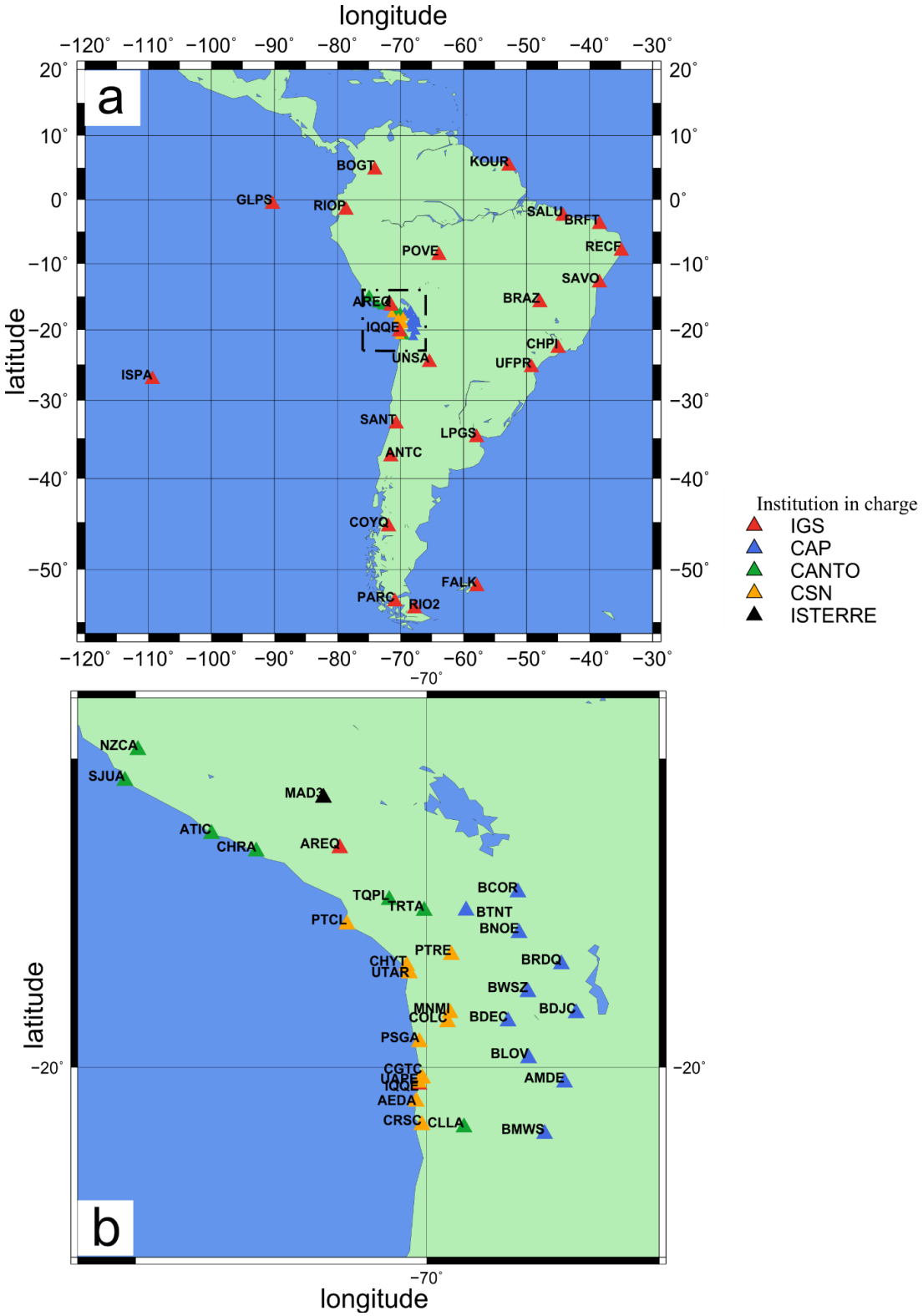


Figure S 6-7 GPS Stations used in this study. a) all the stations used in South America. The square is the area enlarged in b). MAD3 (black triangle) corresponds to the ISTerre GPS station located on the Maca landslide.

6.3.5 Correlogram

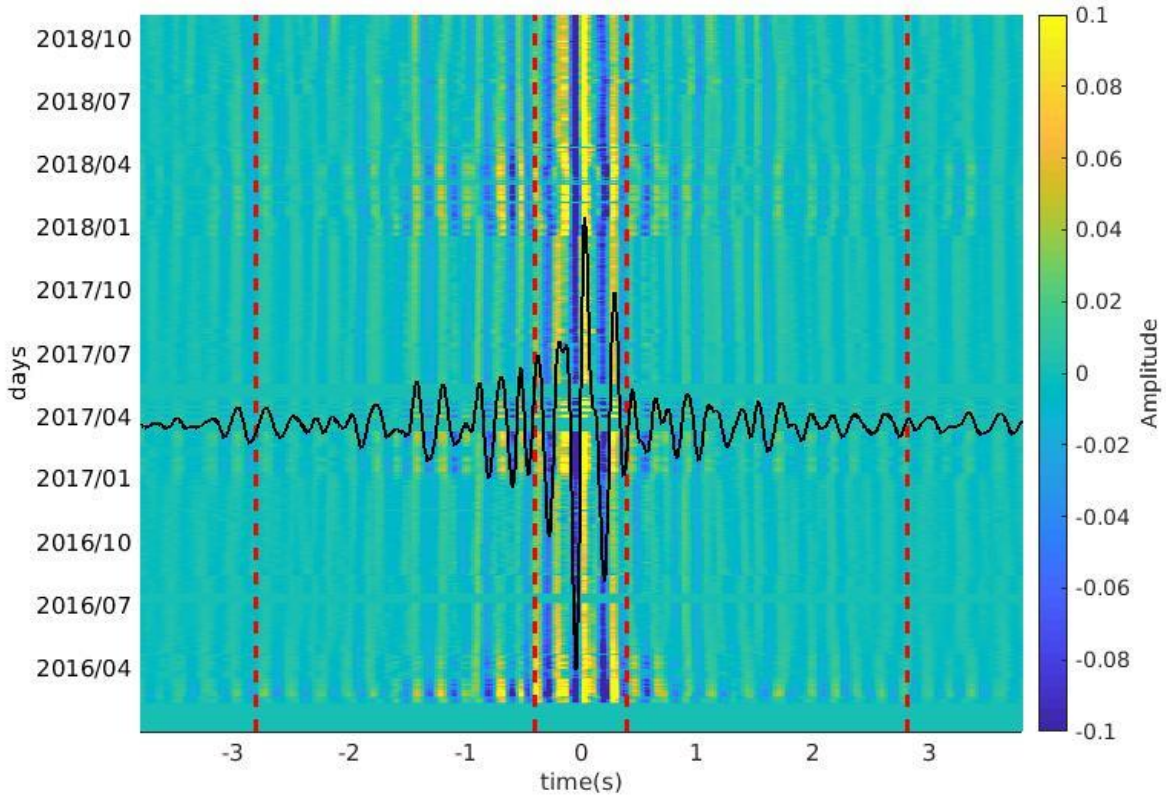


Figure S 6-8 Daily single-station cross-correlation of ambient seismic noise recorded on the Maca landslide. The signal was filtered between 3 and 8 Hz. The reference trace, averaged over all the correlograms, is represented by the continuous black line. Vertical red dotted lines mark the time frame of the coda used to estimate the relative velocity changes dV/V with the stretching method.

6.3.6 Comparison between measured and estimated PGV

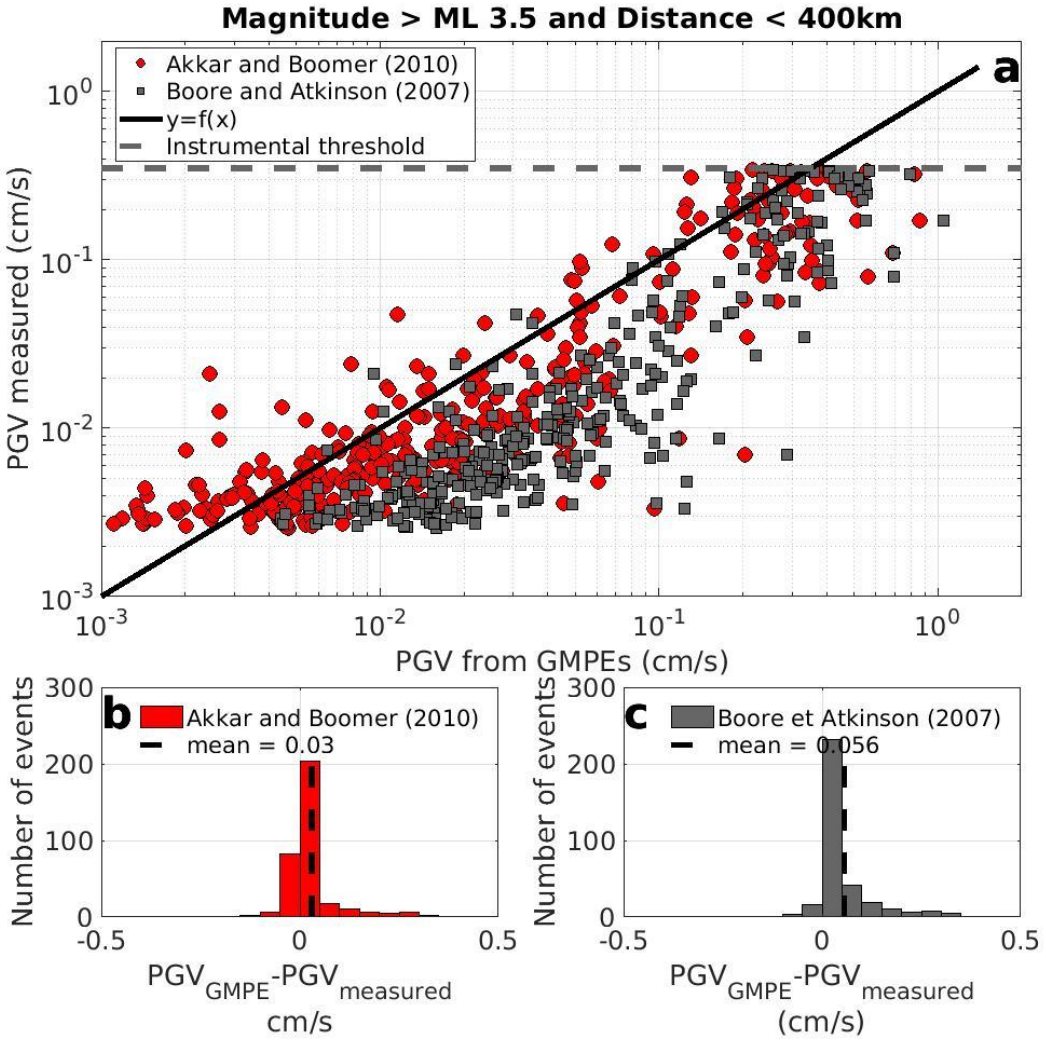


Figure S 6-9 Measured Peak Ground Velocity (PGV) compared to PGV estimated by applying Ground Motion prediction equations (GMPEs). a) Two different GMPE were compared, and the PGV measured was plotted as a function of the PGV estimated for all seismic events with a magnitude greater than 3.5 and a distance of less than 400 km. The normal cutoffs for Boore and Atkinson (2007) is Mw>4 and distance <400 km. For Akkar and Boomer (2010) the model is based on earthquakes with magnitude Mw > 5.5 and with a distance <100 km. b) and c) Histograms showing the differences between measured and estimated PGV determined by applying the Akkar and Boomer(2010) or the Boore and Atkinson (2007) GMPE, respectively.

6.3.7 Local seismicity

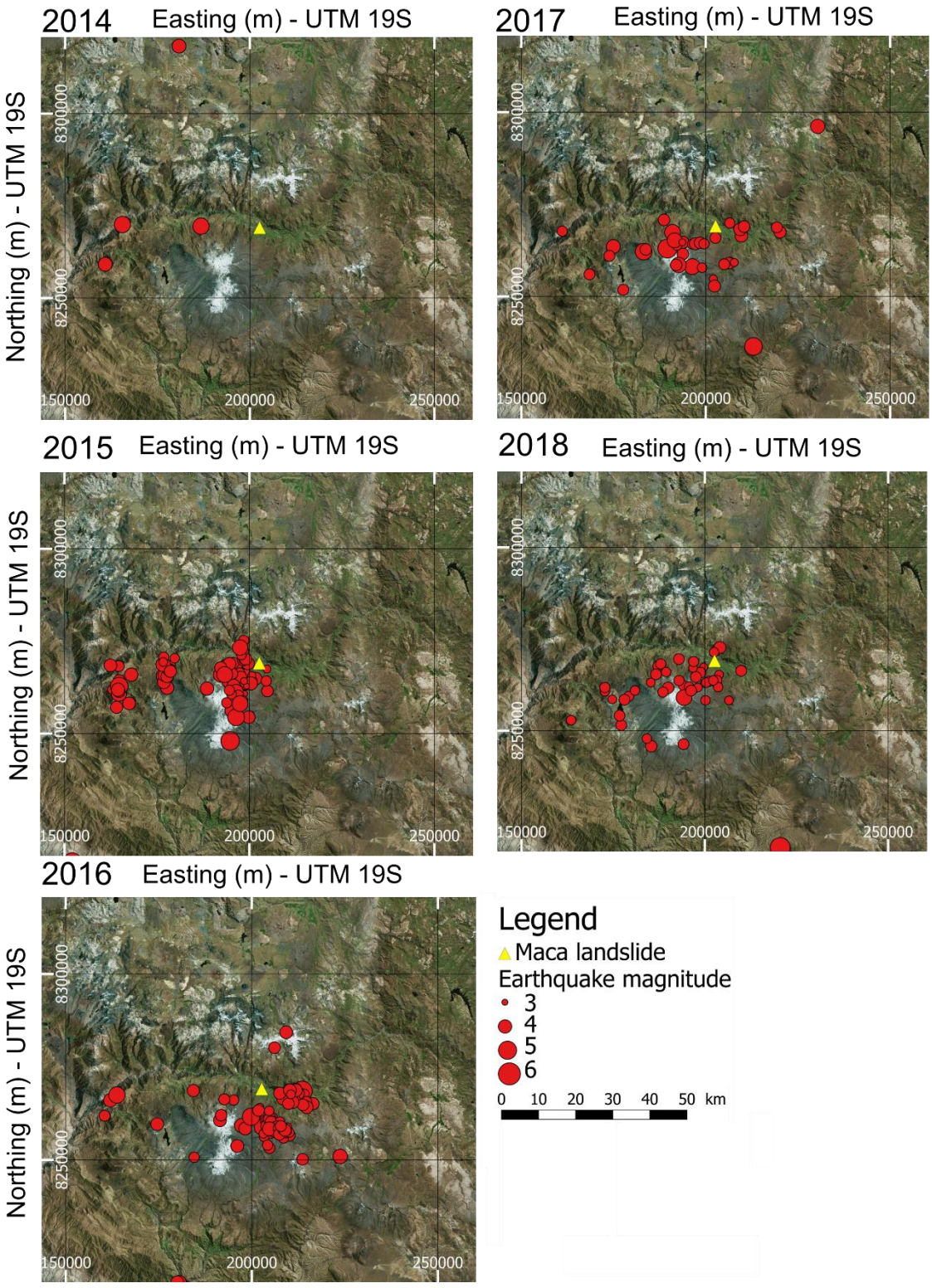


Figure S 6-10 Earthquakes registered by the Peruvian geophysical institute (IGP) between 2014 and 2018. The Maca landslide is represented by the yellow triangle, the maximum distance between the landslide and the earthquake's source (50 km) is delimited by the black circle. The size of the round markers corresponds to the local magnitude of earthquakes.

6.3.8 Geophysical Investigation

Active seismic acquisitions on the Maca landslide were used in April 2016 to estimate the velocity of the P- and S-waves. Data were acquired at night to limit the impact of wind and anthropogenic noise. The source was an 80 kg mass pulled up to 2 m height using a system consisting of a pulley and a tripod (see Fig S6-6). The velocity of the P-waves was extracted by applying the refraction method. The results show a first shallow layer a few meters thick, with P-wave velocities of ≈ 230 m/s. This layer corresponds to an old debris avalanche which was described in a previous study (Zerathe et al., 2016). Below this shallow layer, the P-waves have velocities of ≈ 1900 m/s, indicating a completely saturated lacustrine layer, assumption based on the fact that the acquisition was realized at the end of the rainy season. These P-waves were later used to better determine the limitations of the model inferred from the dispersion of the surface waves and to retrieve the velocity of the shear waves at depth.

Figure S 6-11 Estimation of the P wave velocities in the Maca landslide. Picture of the source system. An 80-kg mass was pulled up to approximately 2 m high using a tripod and a pulley and dropped onto a metallic plate. Data were acquired at night to diminish the impact of wind and anthropogenic noise (mainly coming from a road attracting considerable tourist traffic) on the signal recorded. Picture by Larose E.

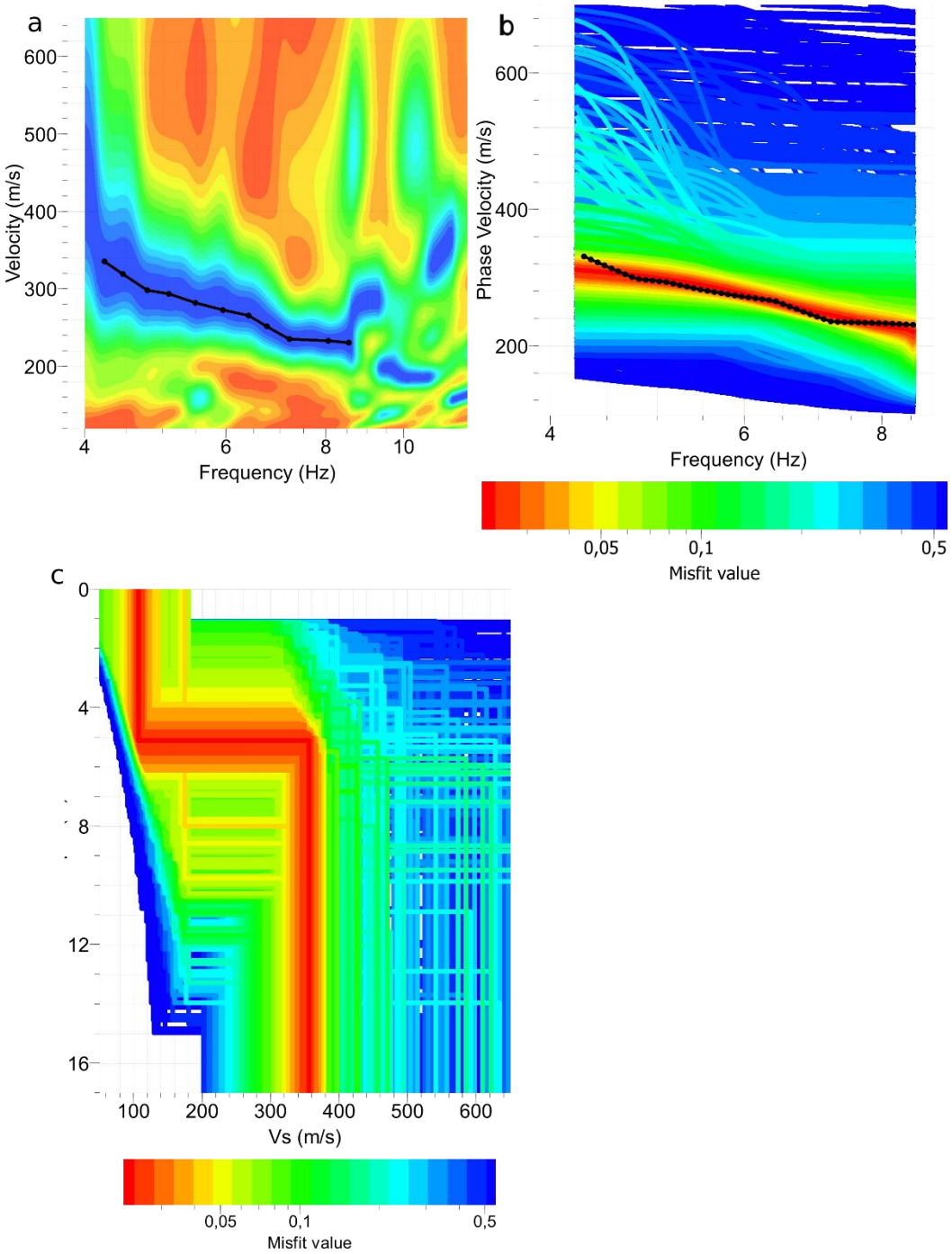


Figure S 6-12 Surface wave dispersion technique applied in Maca. a) Phase velocity dispersion curve obtained from signals recorded on geophones aligned with an inter-trace distance of 10 m from the upper part of the landslide toward its toe. The source was located at 70 m from the first geophone. b) Best fitting dispersion curves corresponding to the Vs models given in c) and to the velocity dispersion curve selected in a).

The surface wave inversion technique was applied to generate a model of the S-wave velocity at depth in the landslide. The Rayleigh wave phase velocity dispersion curve was picked using Geopsy software (http://www.geopsy.org) (Fig S6-12a). The dispersion

curve obtained was used to extrapolate the speed of the wave over a frequency range from 4 Hz to 9 Hz. Dispersion curves were inverted in Geopsy software by applying the enhanced neighborhood algorithm (Wathelet, 2008) (Fig S6-12b). For all inversions, the corresponding models of S-wave velocities are represented in Fig S6-12c. Several models have good misfit values, below 3%. From these models the velocity of the S-waves was estimated to be near 110 m/s in the first layer of rock avalanche and to travel at a speed of 350 m/s in the layer composed of lacustrine deposits. The limit between the two different layers changed laterally between 5 and 10 meters depending on the position of the array on the landslide.

Active seismic acquisitions only correspond to snapshots of the velocity of P and S waves at a given time. Given that these acquisitions were realized at the very end of the rainy season, we assume, for simplification, that P and S wave velocities of the second layer correspond to a completely saturated lacustrine deposit layer. This assumption, then allow us to calibrate the parameters in Biot-Gassmann equations (see method section) to retrieve the velocity of P and S waves as a function of the saturation.

6.3.9 Depth-sensitivity of the surface waves as a function of the frequency range

The depth-sensitivity of the Rayleigh waves was examined as a function of the frequency band thanks to the *gpdc* package available in the Geopsy software. This package provides the dispersion curves of the Rayleigh waves as a function of frequency by giving a model of the soil as an input. The dv/v generated by different perturbations of the S-wave velocity in the medium can then be compared at different depths. This was done for a perturbation of the medium of 14% over a depth of 50 cm, varying between 5 and 50 m. The data shown in Figure S6-13a indicate that surface waves between 3 and 8 Hz are mainly sensitive to soil damage occurring between 5 and 40 m. This result is corroborated by the fact that no dv/v variations were observed after the two largest earthquakes at frequencies lower than 2 Hz (Fig S6-14).

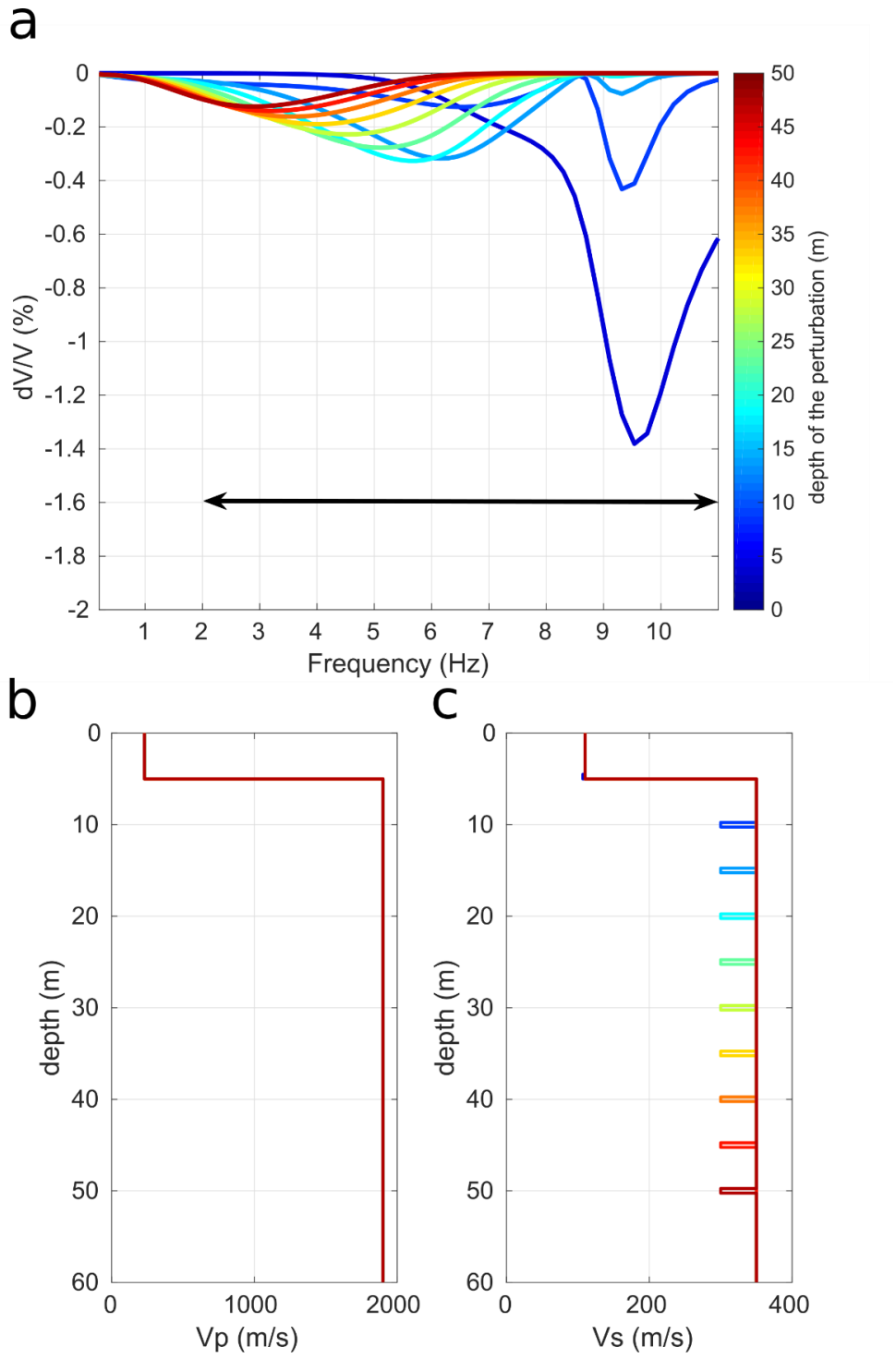


Figure S 6-13 a, dv/v expected to be observed by the seismometer as a function of the frequency for the perturbations displayed in b and c. b and c, velocity models of the soil as a function of depth for the P- and S-waves respectively, with a perturbation of 14% of the S-wave velocity over 50 cm varying between 5 and 50 m depth. The perturbation at 5 m depth was only 3%.

6.3.10 Liquefaction model

In order to model the impact of the liquefaction of the sliding surface (undrained cyclic loading), we first used a velocity model with two layers, one constituted of avalanche deposits (Vp= 230 m/s and Vs = 110 m/s) and one of lacustrine deposits, saturated at 25% (see method section for the computation of Vp and Vs as a function of the saturation). We obtained Vp = 900 m/s and Vs=375 m/s for the second layer. Then, for undrained loading to occur, the sliding surface must be in a water table, or in a fully saturated soil. Hence we modeled a 5-m fully saturated layer above the sliding surface (hence between 35 and 40 meters depth) with P and S wave velocities of 1900 m/s and 350 m/s, respectively. This constitutes the model prior to the liquefaction (see figure S6-14a).

To imitate the impact of undrained loading, we decreased Vs by 45% based on the observation and models of Mainsant et al. (2015) when the sliding surface of the Pont Bourquin landslide fluidized. This model considers that the sliding surface fluidizing had a thickness of 2 meters. A shearing plane's thickness of one to two meters is common for slow-moving landslide (e.g. (Jongmans et al., 2009; Kane et al., 2001; Simeoni and Mongiovì, 2007) and hence modeled the decrease of velocity over two meters shearing plan at 40 meter depth (see figure S6-14a) . We chose not to change Vp and the density of the soil during undrained loading, as they should not be that much influenced by the liquefaction.

The black curve in Fig S6-14 b indicates the trend the dv/v should take as a function of the frequency in case of undrained loading as modeled previously. This degree of perturbations in the medium would generate a decrease of at least 0.75% of the dV/V over the 0.2 Hz to 2 Hz frequency band and of 1.4% over the 3 Hz to 8 Hz frequency band ($\int_{f1}^{f2}(dv/v)df/(f2-f1)$). In addition, due to the main variation occurring around 40 m, one should observe a peak of dv/v variations around 3 Hz. The sliding surface being at least below 40 meters, this peak can only be at or lower than 3 Hz. In figure S6-14b, we plotted the dv/v measured for different frequency bands (the squares representing the middle of the studied frequency band). Overall, we can say that the measured dv/v drops are way too low below 5 Hz and too high above 5 Hz to be explained by undrained loading.

We therefore conclude that undrained loading is not the mechanism causing displacement of the landslide in August. The same is applicable in February.

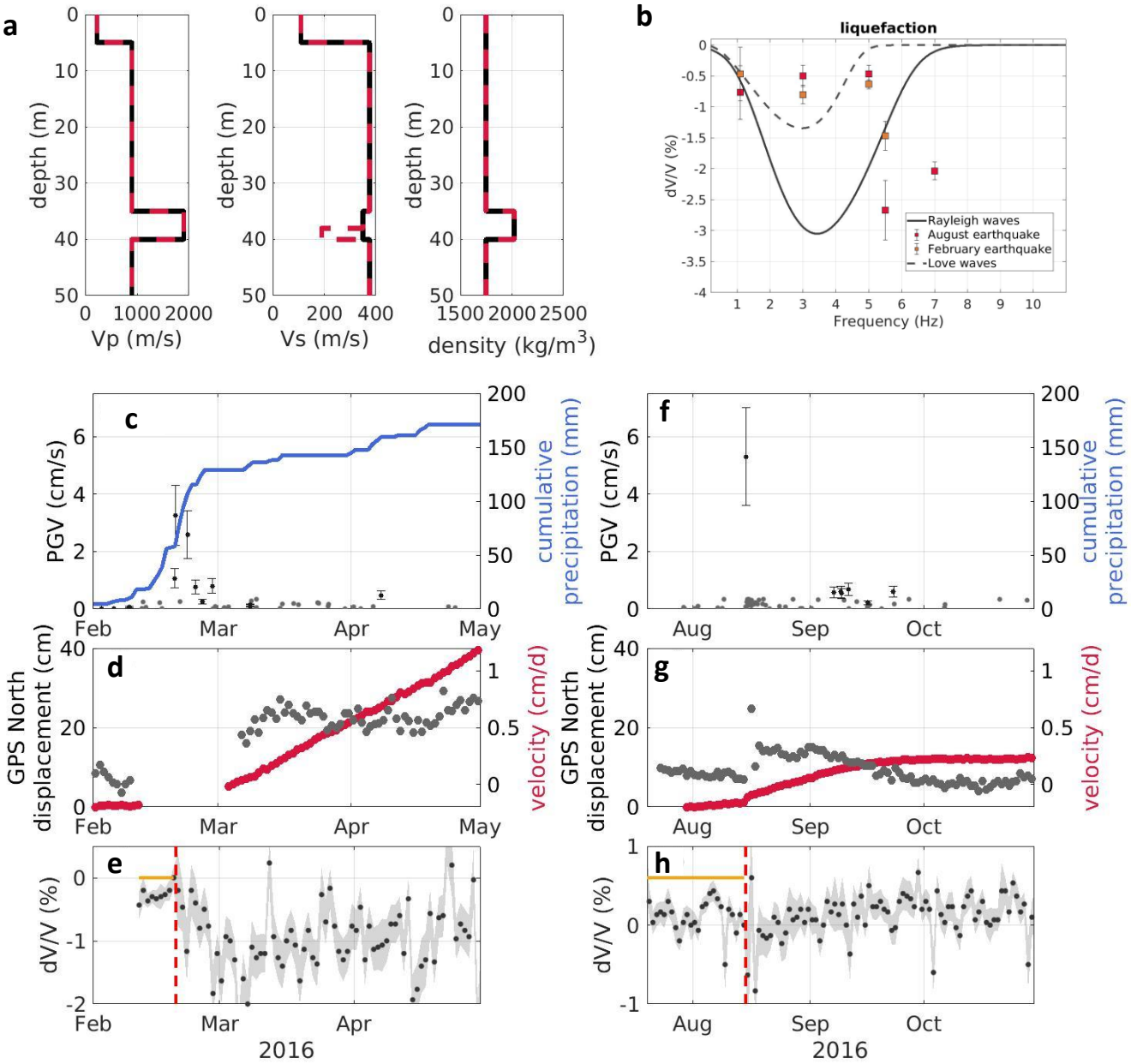


Figure S 6-14 a) velocity models of the soil as a function of depth for the P- and S-waves together with the density, modeling the liquefaction of a 2 m layer representing the sliding surface , at 40 m depth. b dv/v expected to be observed by the seismometer as a function of the frequency for the perturbation displayed in a together with velocity drops observed at different frequencies for the February and August 2016 events. c) and f) Seismicity reported by the Peruvian Geophysical institute (IGP) for events with a measured or estimated PGV at the landslide site above 0.01cm.s^{-1} (grey dots), and cumulative rainfall over the corresponding rainy season (solid blue line). Earthquakes strong enough to saturate the seismometer located on the landslide and earthquakes for which the seismometer was not working are indicated by black dots. d) and g) Time-series for the Maca GPS North cumulative displacement (red) and velocity (gray) with a 1-day sampling rate. e) and h) dv/v observed in the 0.2 Hz to 2 Hz frequency range. The reference used for the stretching technique corresponds to the orange horizontal lines.

6.3.11 Changement de la hauteur de la nappe phréatique

Nous détaillons ici la modélisation de la variation de la hauteur de la nappe phréatique grâce au modèle de Biot Gassmann présenté dans le chapitre 5. Pour des questions de simplification, cette section ne fait pas partie de l'article.

Les séismes peuvent être à l'origine d'une augmentation ou une diminution de la nappe phréatique (Wang and Chia, 2008) (voir chapitre 1), ayant pour conséquence une variation de la pression des pores et donc de la contrainte normale effective. Ces variations peuvent arriver avec plusieurs jours de retard (Jibson et al., 1994; O'Brien et al., 2016) et durer plusieurs semaines voire mois (O'Brien et al., 2016). L'amplitude de la variation semble dépendre de l'amplitude et de la durée des secousses ainsi que de la largeur de la bande de fréquence excitée par le séisme (O'Brien et al., 2016).

Étant donné les magnitudes des séismes dans la région de la Colca et le drainage qui semble assez rapide au niveau de Maca (présence de nombreuses sources sur le glissement et haute perméabilité du sol en surface (chapitre 3)), il nous a paru raisonnable qu'une variation de la nappe phréatique des suites d'un séisme de magnitude 5 n'excède pas ± 1 mètre.

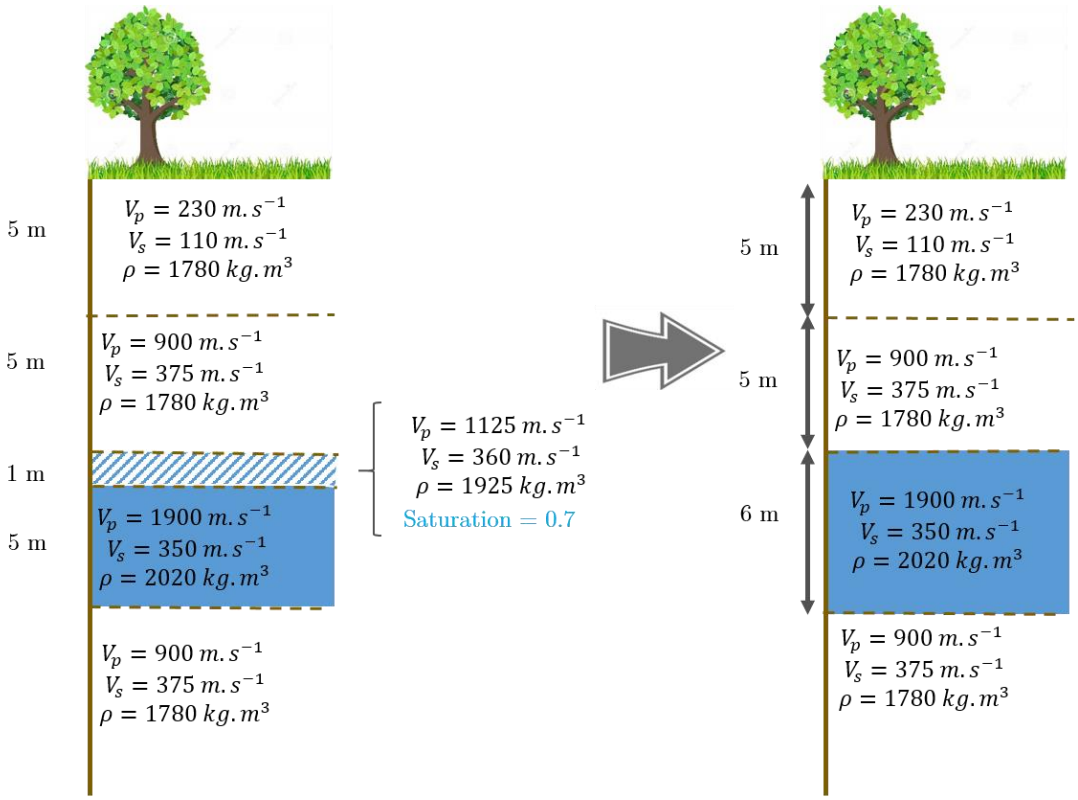


Figure 6-6 exemple du modèle de vitesse utilisé pour une nappe phréatique de 5 mètres perchée dont la hauteur augmente pour arriver à 10 mètres de profondeur.

Concrètement, l'augmentation de la nappe phréatique est modélisée comme la complète saturation d'une couche de 1 mètre, saturée initialement à 70%, au-dessus d'une nappe phréatique libre (i.e. sol complètement saturé sur plusieurs mètres) (Figure 6-6). Une fois que le modèle « avant » et « après saturation complète de la couche » est estimé, nous avons calculé, comme pour la liquéfaction, la courbe de dispersion des deux modèles ainsi que le dv/v correspondant pour les ondes de Love et de Rayleigh séparément.

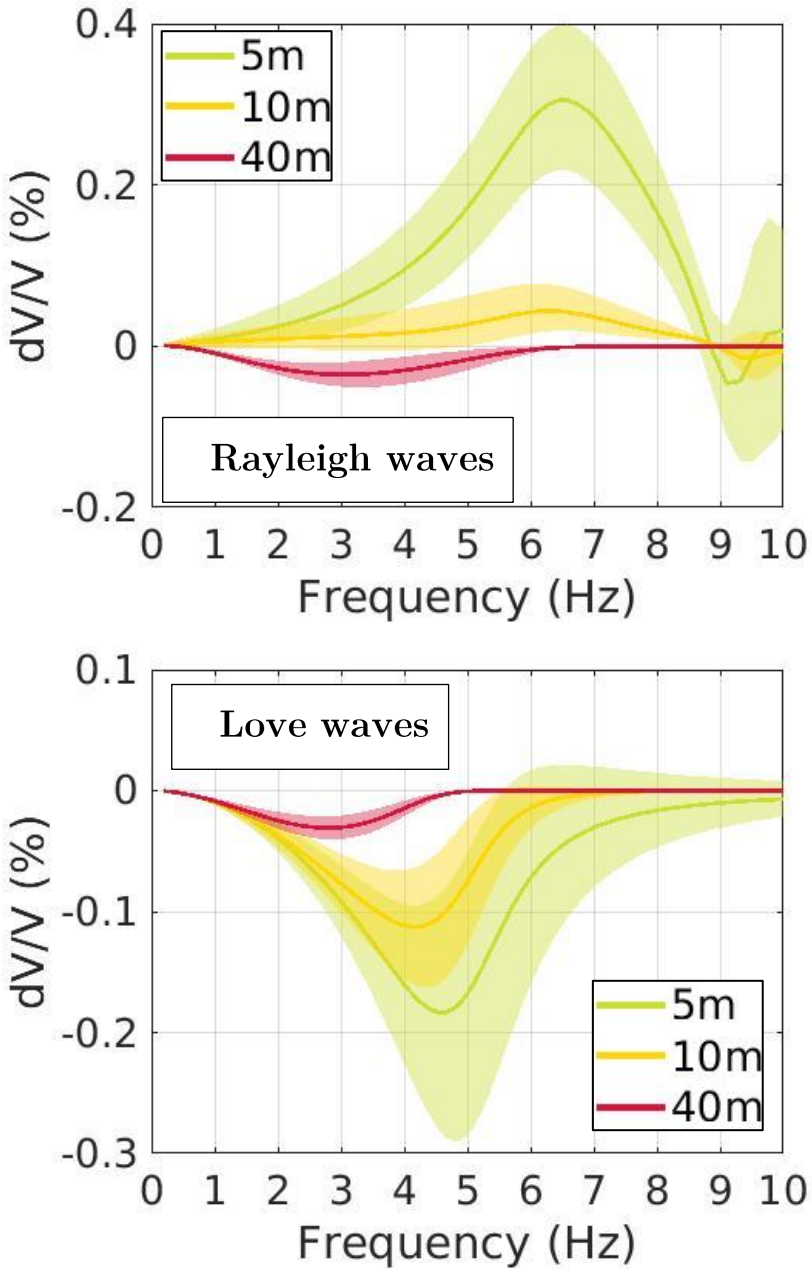


Figure 6-7 dv/v des ondes de Rayleigh estimé pour augmentation de 1 mètre d'une nappe phréatique de 5 mètres localisé à 5, 10 et 40 mètres. Voir la Figure 8 pour les valeurs de Vp, Vs et $\boldsymbol{\rho}$ utilisées.

La même approche a été réalisée pour différentes profondeurs de nappe phréatique (5, 10 et 40 mètres, voir Figure 6-6 pour le cas d'une nappe à 10 mètres) afin de mieux appréhender les variations générées en fonction de la profondeur de la nappe phréatique.

Nous avons testé ces trois hauteurs de nappes pour deux raisons :

- la profondeur de la couche d'avalanche rocheuse variant dans l'espace, nous ne connaissons pas exactement la hauteur de la nappe phréatique en surface.
- La saturation du sol en profondeur au niveau de la surface de glissement est aussi un mécanisme à l'origine de l'activation du glissement (Zerathe et al., 2016).

Les résultats montrant l'impact d'une augmentation de 1 mètre d'une nappe phréatique sont présentés dans la Figure 6-7. Pour voir l'effet d'une diminution de la nappe phréatique sur le dv/v, il suffit d'inverser le signe de la variation de dv/v apparent de la Figure 6-7.

Le point marquant de cette figure est tout d'abord que l'on observe une augmentation de la vitesse des ondes de Rayleigh (dv/v positif) et ce, seulement dans le cas où la nappe phréatique est autour de 5 et 10 mètres. Nous expliquerons pourquoi par la suite. Dans tous les autres cas, une augmentation de la hauteur de la nappe phréatique implique une diminution de la vitesse des ondes de surface.

Un autre point à relever est que, tout comme pour un endommagement localisé présenté dans le chapitre précédent, plus la perturbation (augmentation de la nappe phréatique) a lieu en surface, plus la fréquence impactée et l'amplitude des variations augmentent. Cependant, l'amplitude des variations, qu'elles soient positives ou négatives, pour les ondes de Love ou de Rayleigh, n'atteindra jamais des valeurs supérieures à 0,4% pour 1 mètre de variation.

Revenons maintenant sur l'augmentation de la vitesse des ondes de Rayleigh lors de la saturation du sol en surface. Les ondes de Rayleigh étant très peu sensibles à la variation des ondes P, une augmentation de la nappe phréatique a en général tendance à diminuer leurs vitesses (Vs diminue avec la saturation), comme il est observé dans le cas des ondes de Love (Figure 6-7). Cependant, même si ces ondes dépendent très peu de la vitesse des ondes P, cette dernière augmente beaucoup plus que Vs ne va diminuer. Cela peut expliquer qu'en surface, une augmentation de la teneur en eau dans le sol génère une augmentation de la vitesse des ondes de Rayleigh (Figure 6-7).

Les ondes de Love, de leurs côté sont sensibles uniquement à Vs puisqu'elles sont dues à une interaction entre les ondes S horizontales (Sh) et verticales (Sv).

L'impact important de Vp sur la vitesse des ondes de Rayleigh dans notre cas est principalement dû au fait que Vp augmente de 70 % lors d'une augmentation de 0.7 à 1, alors que Vs va diminuer de seulement 3% (voir Figure 6-6).

6.4 Conclusions

Dans ce chapitre, nous montrons tout d'abord que lorsque pluie et séismes sont combinés, la cinématique du mouvement de terrain de Maca est beaucoup plus grande que lors d'un forçage unique. Ces observations peuvent s'expliquer par l'endommagement du matériau lors des séismes. Nous mettons en évidence à la fois ce processus d'endommagement du glissement de terrain par les séismes, mais aussi la phase de cicatrisation du sol qui suit. Nous quantifions ces deux processus grâce à la technique de corrélation de bruit de fond sismique, qui nous donne une indication de la variation de la vitesse des ondes de surface dans le sol, et donc sur la variation de la rigidité du sol. Les données montrent l'impact de la pluie et des séismes sur la diminution de la rigidité du sol ainsi que sur la phase de cicatrisation. Nous montrons aussi que, lorsqu'ils sont combinés avec un sol fortement saturé, les petits séismes jouent un rôle majeur sur la cinématique du glissement de Maca. Finalement, nous montrons l'importance de la temporalité des différents forçages sur la cinématique du glissement et sur le recouvrement de la rigidité du sol.

Chapitre 7 Suivi du glissement de terrain de Maca par données in situ

Table des matières

7.1 Installation du monitoring.....217
7.2 Méthode.....219
7.3 Résultats sur les trois stations.....219
7.3.1 Impact des séismes sur les déplacements de MAC1 et MAC2.....219
7.3.2 Variation de la vitesse des ondes de surface en fonction du temps224
7.3.3 Variation de la vitesse des ondes de surface en fonction de la fréquence 226
7.4 Discussion générale.....227
7.4.1 Impact de l'eau sur la phase de cicatrisation (« healing ») 227
7.4.2 Endommagement maximal du sol.....228
7.4.3 Régression du glissement de terrain de Maca.....229
7.5 Conclusions 231

7.1 Installation du monitoring

Après avoir étudié de manière assez détaillée les données obtenues à MAC3, station installée sur la partie rapide du glissement de Maca (voir Figure 7-1), nous allons maintenant nous intéresser à l'ensemble des données continues obtenues sur ce glissement.

Suite au vol d'un GPS en 2012, il avait en effet été décidé de consolider l'installation servant à abriter le suivi temporel du mouvement de terrain de Maca. Trois cabanes en béton armé ont donc été construites à la fin de l'année 2015 (voir Figure 7-1), afin d'abriter un capteur GNSS et un sismomètre. Deux d'entre elles sont localisées sur le glissement de terrain (MAC 1 et 3, voir Figure 7-1) et une à la limite du glissement de terrain, au niveau du village (MAC 2). Sur le toit de chacune de ces cabanes, nous avons installé deux panneaux solaires de 120W connectés à une batterie de 12V pour garantir l'apport d'énergie aux instruments placés à l'intérieur.

Les sismomètres sont des Noemax© à 3 composantes avec une fréquence naturelle de 4,5 Hz. Des compensateurs nous permettent d'avoir une réponse relativement plate du

signal en fréquence entre 0,1 Hz et 50 Hz. Les stations enregistrent le bruit de fond sismique à une fréquence de 200 Hz.

Pour les GPS, nous avons installé un TOPCON GB 1000, un Trimble TR9 et un Trimble R7. Ils acquièrent les données avec une fréquence de 1 Hz.

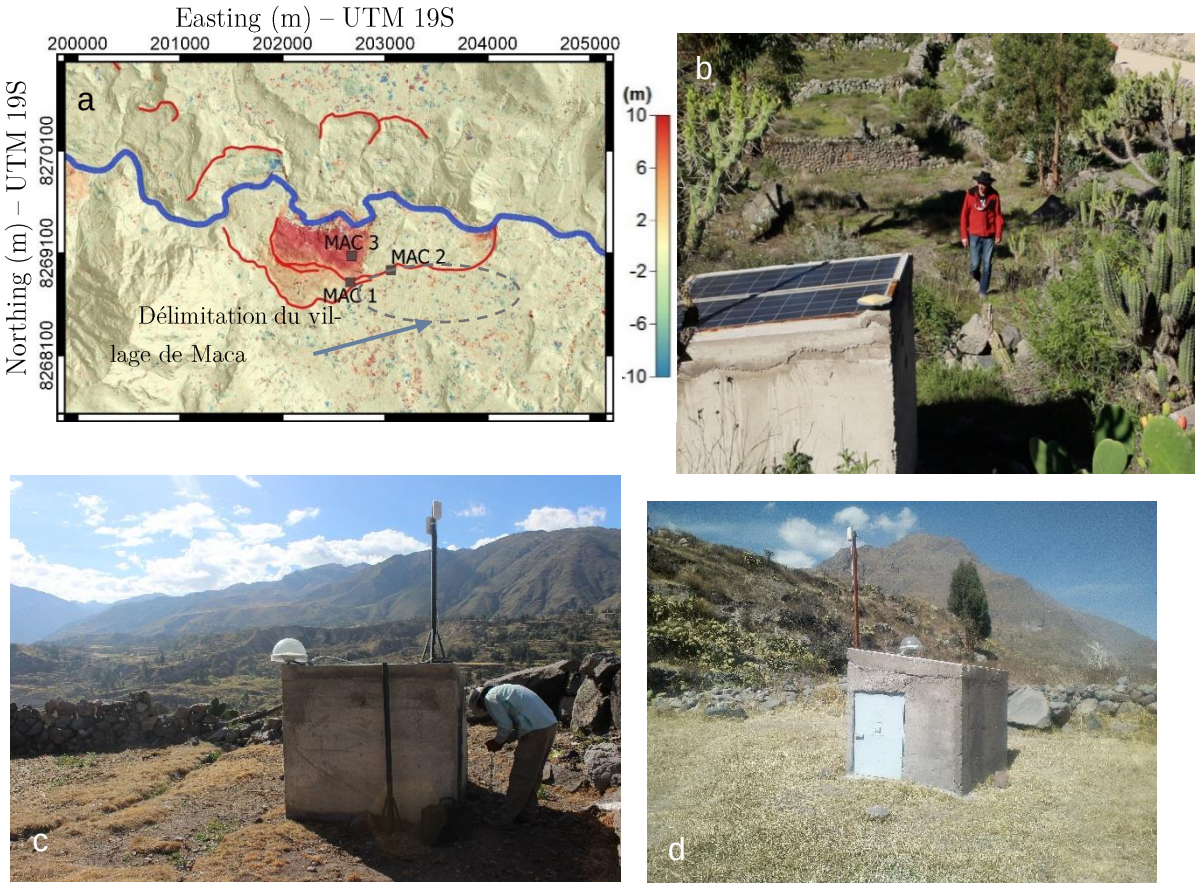


Figure 7-1 **a**, carte des déplacements calculés entre 2003 et 2013 grâce à l'inversion des corrélations d'images à 2.5 mètres de résolution (voir chapitre 4). La position des trois cabanes MAC 1, MAC2 et MAC3 est indiquée par les carrés marron et la position du village est approximée par les pointillés gris. **b**, Photo de la cabane MAC 1 située sur la partie supérieure de terrain de Maca (Larose . E). **c**., Photo de MAC2, située sans le village (Larose E) et **d**, photo de MAC3 située dans la partie rapide du glissement (Bontemps N.)

La transmission via internet ne fonctionne pas dans la région, ceci étant dû principalement au fait que l'antenne la plus proche se trouve à 20 km de Maca, dans le village de Chivay. Les instruments placés dans les cabanes ayant une mémoire limitée, des ingénieurs de l'INGEMMET effectuent des missions de terrain tous les 3 mois environ pour que les données ne soient pas perdues. Cela n'étant pas toujours possible, nous avons certains trous dans nos données. La couverture complète des données sismiques et GPS pour les 3 cabanes est montrée en annexe 4.

7.2 Méthode

L'ensemble des méthodes de traitement des données GPS et sismologiques est indiqué dans le chapitre précédent à une exception près expliquée un peu plus bas.

Dans le chapitre précédent, nous avons étudié le dv/v à MAC3 dans la bande de fréquences 3-8 Hz, correspondant environ aux quarante premiers mètres du sol. Dans ce chapitre nous allons nous intéresser à l'ensemble des 3 stations, et ce à différentes fréquences, afin de sonder l'évolution temporelle du matériau à différentes profondeurs. Nous allons donc calculer le dv/v sur trois autres bandes fréquentielles pour chaque station : 0.2-2 Hz, 1-5 Hz et 6-10 Hz.

Le traitement des données est similaire à ce qui a été présenté dans la section 6.2.4, excepté pour la station MAC3 dans la bande de fréquences 6-10 Hz. En effet, un changement dans le contenu fréquentiel des sources autour de 7 Hz (dont nous ne connaissons pas l'origine) a eu lieu le 4 juin 2016 (voir annexe 4). L'analyse des données montre que cette variation n'a impacté que les corrélations de bruit de fond à la station MAC3 dans la bande de fréquences 6-10 Hz (voir annexe 4).

Pour contourner ce problème, nous avons donc utilisé deux références différentes lors de l'étape de stretching dans la bande 6-10 Hz pour les données acquises à MAC3 uniquement. La première référence correspond à une moyenne des corrélations obtenues sur les quelques jours de données que nous possédons avant le séisme de février 2016. Nous avons utilisé cette référence jusqu'en juin 2016, lors du changement fréquentiel des sources de bruit. Pour toute la période d'étude restante, nous avons utilisé comme référence le mois de données entre mi-juillet et mi-août (voir annexe 4, Figure A7, A8 et A9). Pour toutes les autres fréquences et stations, nous avons utilisé comme référence la moyenne de toutes les corrélations sur les trois ans comme expliqué dans la section 6.2.4.

Le traitement des données GPS est le même pour MAC1, MAC2 et MAC3 (voir section 6.2.1 du chapitre 6).

7.3 Résultats sur les trois stations

Les déplacements horizontaux et les variations de vitesse des ondes de surfaces obtenus à chacune des trois stations sont donnés dans la Figure 7-2 sur l'ensemble de la période janvier 2016- fin octobre 2018.

7.3.1 Impact des séismes sur les déplacements de MAC1 et MAC2

Pendant la période d'étude (~3 ans), MAC1 s'est déplacé d'environ 19 cm, MAC2 de 4 cm et MAC3 de 2 mètres (Figure 7-2). Le déplacement de la plaque tectonique sud-

américaine, estimé à 2 cm/an vers le nord-nord-est dans cette région et supposé linéaire sur les 3 ans d'étude (voir Arequipa, Table 4), a été retranché aux déplacements visibles sur la Figure 7-2.

Table 4 Vitesse moyenne des déplacements dans la direction du déplacement principal, direction des déplacements horizontaux et verticaux moyénnée sur toute la période d'étude. la direction dans le plan horizontal est donnée par rapport au Nord et celle verticale par rapport à l'horizontale dans le sens de la direction principale des mouvements. Les déplacements de la plaque sud-américaine n'ont pas été retranchés lors du calcul de ces vitesses et directions des déplacements moyens.

Station	**Vitesse moyenne sur trois ans (cm/an)**	**Direction dans le plan horizontal (°)**	**Direction dans le plan vertical (°)**
MAC 1	10	28	-39
MAC2	3	38	Dans la barre d'incertitude
MAC3	71	-1	-13,2
Arequipa (référence)	2	31	Dans la barre d'incertitude

Les déplacements mesurés à MAC1 et MAC2 sont bien plus faibles que ceux enregistrés à MAC3. Il est cependant important de rappeler les enjeux d'un point de vue économique et social de ces deux stations. MAC2 se situe en effet en limite du glissement de terrain, dans le village de Maca. Un suivi de cette station est donc très important.

La station MAC1 est, elle, située sur la partie supérieure du glissement, juste à côté de là où la nouvelle route a été construite (l'ancienne route reliant Maca au village suivant passait avant dans la partie basse du glissement et n'était donc plus praticable (voir chapitre 2)). Un suivi de cette station est aussi important, d'un point de vue risque. Notre dernière visite sur les lieux a d'ailleurs révélé la présence de fractures de quelques centimètres d'ouverture sur le goudron fraîchement posé de cette nouvelle route, preuve de l'activité de cette partie du glissement.

De manière plus précise, MAC2 semble avoir accéléré légèrement à la suite des séismes de février et août 2016 (voir ① et ② Figure 7-2c), mais semble stable le reste du temps. La tendance linéaire visible dans la Figure 7-2c est probablement liée à la composante tectonique de la plaque sud-américaine, non retranchée dans la Figure 1-2 b, c et d. Comme mentionné précédemment, MAC2 se situe en limite du glissement de terrain, dans le village de Maca. Le fait que le GPS ait mesuré des déplacements, même petits,

montre que cette partie du village n'est pas complètement stable. Cela montre la nécessité de poursuivre le suivi de cette station pour la sécurité des personnes et des biens.

Les directions de déplacement dans le plan horizontal sont assez différentes pour MAC1, MAC2 et MAC3. Ceci peut s'expliquer par une topographie de la surface de glissement très hétérogène dans l'espace.

Les données obtenues à MAC1 nous indiquent que le bloc supérieur du glissement de terrain est réactivé à chaque saison des pluies, de manière plus ou moins importante (Figure 7-2b). Par exemple, les déplacements générés en 2017 (~1 cm) ③ sont presque négligeables comparés à ceux enregistrés en 2018 (~5 cm) ④ ou en 2016 (~10 cm) ⑦, de la même manière que les déplacements de MAC3 étaient plus forts en 2016 qu'en 2018 et qu'en 2017. Nous pouvons aussi observer que MAC1 entre systématiquement en déplacement plusieurs mois après MAC3. En effet, MAC3, localisé dans la partie rapide du glissement, a enregistré une accélération du glissement à partir de mars ⑤ et janvier ⑥ pour les saisons des pluies 2017 et 2018 respectivement (Figure 7-2d). La partie supérieure du glissement (Figure 7-2b), elle, a commencé à se déplacer seulement en avril 2017 ③ ainsi qu'en juin 2018 ④, soit un mois et demi après le bloc inférieur en 2017 et entre 4 et 5 mois plus tard en 2018.

Rien ne peut être affirmé pour l'année 2016 puisque les données ne sont pas disponibles pour la majeure partie de la saison des pluies. Cependant nous savons qu'une fois le séisme de février passé et les quelques centimètres de déplacements générés, MAC1 s'est stabilisé alors que MAC3 a continué à bouger jusqu'à la fin de la saison des pluies. Par la suite, nous savons simplement que la partie supérieure du glissement s'est réactivée, avec environ 7 cm de déplacement entre mai et novembre 2016 (voir ⑦ Figure 7-2b).

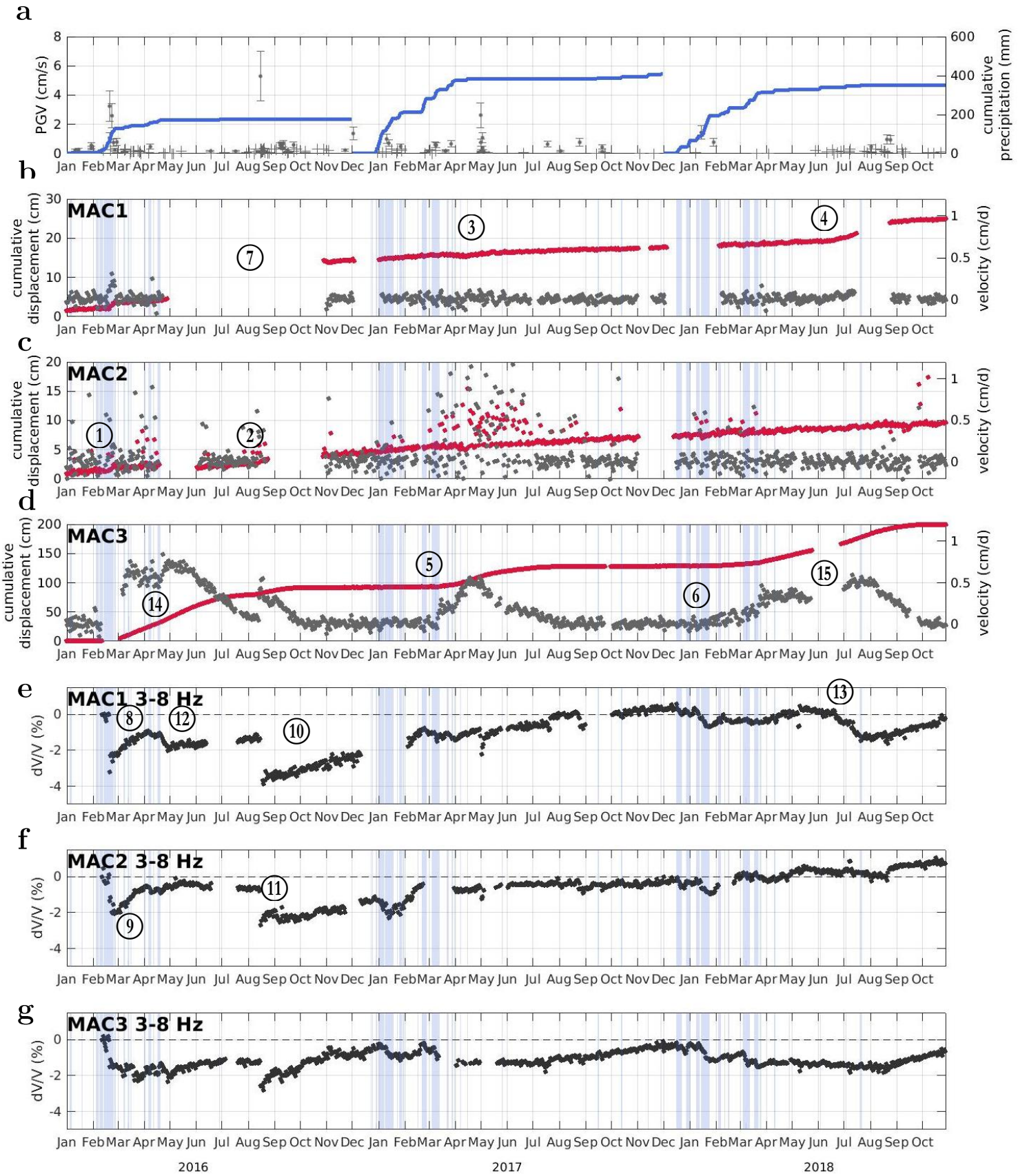
La direction des déplacements de MAC3 montre des petites variations de quelques degrés au cours du temps. Ces changements de direction semblent corrélés avec l'amplitude des déplacements de MAC1 (Figure 7-3). En effet, à chaque réactivation du bloc inférieur après le début de chaque saison des pluies, MAC3 se déplace vers le nord avec une très légère tendance vers l'ouest (voir Figure 7-3c). Cependant, en 2016 et 2018, lorsque le bloc supérieur entre à son tour en mouvement, la direction du bloc inférieur change. Les mouvements se font alors principalement dans la direction nord avec, cette fois, une très légère tendance vers l'est.

Cette corrélation est d'autant plus marquée en 2018. En effet, en septembre de cette année-là, une fois que les mouvements du bloc supérieur cessent, on peut voir que les déplacements vers l'est ralentissent au niveau de MAC3. La composante restante peut

correspondre aux mouvements de la plaque tectonique sud-américaine. Nous savons cependant que les déplacements du bloc inférieur vers le nord ont, quant à eux, continué jusqu'en octobre de la même année (Figure 7-2).

Ce changement de direction du bloc inférieur lorsque le bloc supérieur est en mouvement, ajouté au fait que les déplacements de MAC1 sont systématiquement initiés après ceux de MAC3, suggère un couplage mécanique des deux blocs du glissement de terrain de Maca, dont nous parlerons de manière plus détaillée dans la section 7.4.3.

Figure 7-2 (voir page suivante) **a**, pluie cumulée et PGV mesuré (croix) et estimé (points) pour les séismes détectés par l'IGP (institut de géophysique péruvien). **b**, c, d, déplacements horizontaux mesurés respectivement à MAC1, MAC2 et MAC3. e, f, g, dv/v calculé à partir du bruit de fond sismique respectivement à MAC1, MAC2 et MAC3. Le signal a été filtré entre 3 et 8 Hz (voir la section 6.2. pour une description de la méthode et le chapitre 5 pour plus d'informations sur l'application de la technique de bruit de fond sismique sur les glissements de terrain). Les éléments numérotés correspondent à des mentions dans le texte et les bandes verticales bleues correspondent aux jours où des précipitations ont été enregistrées à Madrigal.


a
PGV (cm/s)
cumulative precipitation (mm)
b
MAC1
cumulative displacement (cm)
velocity (cm/d)
c
MAC2
d
MAC3
e
MAC1 3-8 Hz
dV/V (%)
f
MAC2 3-8 Hz
g
MAC3 3-8 Hz
Jan Feb Mar Apr May Jun Jul Aug Sep Oct Nov Dec
2016
2017
2018

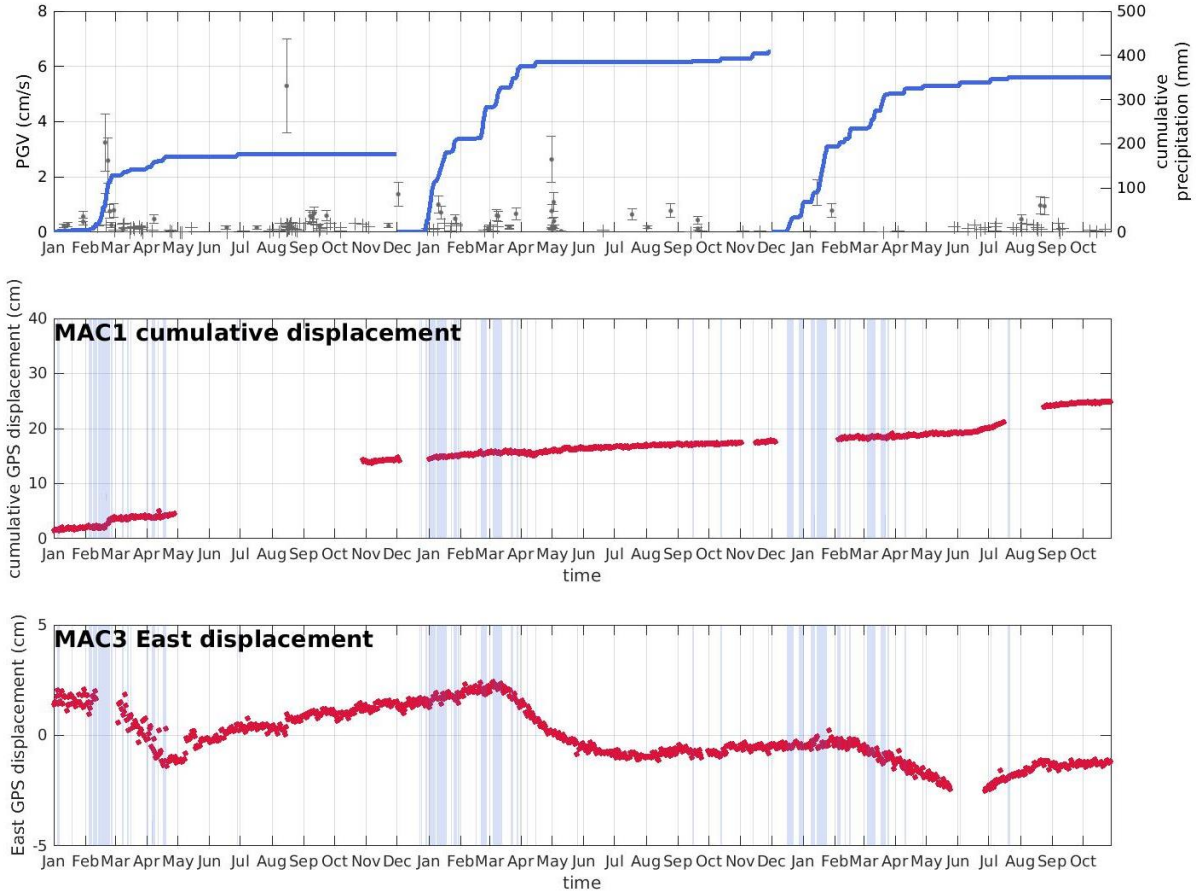


Figure 7-3 **a**, pluie cumulée et PGV mesuré (croix) et estimé (points) pour les séismes détectés par l'IGP (institut de géophysique péruvien). **b**, déplacements horizontaux mesurés à MAC1. c, déplacements mesurés à MAC3 dans la direction est uniquement. Les bandes bleues en b et c indiquent les jours où des précipitations ont été enregistrées à Madrigal.

7.3.2 Variation de la vitesse des ondes de surface en fonction du temps

➔ Séisme de février 2016

Nous nous concentrons maintenant sur la variation de la vitesse des ondes de surface pour chaque station entre 3 et 8 Hz (voir Figure 7-2 e, f et g). En février 2016, le dv/v chute de plusieurs pourcents pour les trois stations. MAC2 (Figure 7-2 f) et MAC3 (Figure 7-2 g) subissent une chute de ~2% alors que MAC1 subit une chute de 3% (Figure 7-2 e). La phase de cicatrisation du sol (« healing ») qui suit est très différente entre MAC3 d'un côté et MAC 1 et MAC2 de l'autre. Comme mentionné dans le chapitre précèdent (section 6.1.5), la rigidité du sol au niveau de MAC3 n'a recommencé à augmenter qu'à partir d'avril-mai 2016. En comparaison, le sol au niveau de MAC1 et MAC2, recouvre rapidement sa rigidité avec, au moins pour les premiers mois, la tendance en logarithmique caractéristique de la dynamique lente (« slow-dynamic » (Ten-Cate, 2011)) des suites d'un séisme (voir ⑧ et ⑨ de la Figure 7-2 e et f) (Gassenmeier

et al., 2016). Nous discuterons dans la section 7.4.1 de la raison possible de de cette différence.

Il est intéressant de rappeler ici que la raison pour laquelle le dv/v à MAC3 reste faible tout au long de la saison des pluies 2016 est liée non seulement à la pluie, mais aussi aux déplacements du glissement. En effet, une chute de rigidité peut générer des déplacements qui, à leurs tours, peuvent générer une diminution de la rigidité et donc, en quelque sorte, empêcher la stabilisation du glissement (mécanisme d'auto entretien) (voir section 6.1.5).

➔ **Séisme d'août 2016**

Dans la partie précédente (sections 6.1.4 et 6.1.5), nous avons aussi discuté du fait que le sol à MAC3 recouvre rapidement sa rigidité après le séisme d'août 2016 contrairement à la période post-sismique de février 2016. Les observations montrent que, encore une fois, les comportements sont différents à MAC1 et 2. Si la chute de dv/v dans cette bande de fréquences est à peu près similaire entre le séisme d'août et de février 2016 pour MAC1 et MAC2, la phase de cicatrisation est beaucoup plus lente après le séisme d'août qu'après le séisme de février pour ces deux stations (voir ⑩ et ⑪ de la Figure 7-2 e et f). En effet, il n'a fallu qu'un mois et demi pour que le sol de la partie rapide du glissement (MAC3) recouvre sa rigidité après le séisme d'août 2016. Cependant, il faut attendre que la saison des pluies suivante (, c.-à-d. celle de 2017) soit bien entamée (5 à 6 mois après la fin de la saison des pluies) pour que le dv/v au niveau de MAC1 et MAC2 recouvre la valeur d'avant séisme d'août 2016.

Nous discuterons dans la section 7.4.1 de l'impact possible de l'eau dans la cicatrisation du sol.

➔ **Comparaison GPS et dv/v entre MAC1 et MAC3**

Un autre point à noter est que le dv/v calculé à MAC1 et la vitesse des déplacements mesurés à MAC3, semblent reliés. En effet, que ce soit en 2016 ou en 2018, une diminution du dv/v dans la partie haute du glissement semble associée à une seconde accélération de la partie basse du glissement. Cela est visible par exemple en avril 2016 et en juin 2018 (voir ⑫ à ⑮ Figure 7-2 d et e).

Nous nous concentrons maintenant plus particulièrement sur la saison des pluies 2018, seule saison où MAC1 a expérimenté plusieurs centimètres de déplacements et dont nous possédons les observations sur sa phase d'accélération lors de la saison des pluies. Le dv/v montre une diminution claire au niveau de MAC1 à partir de mai 2018 (voir Figure 7-2e, ⑬). Cette diminution ne peut être associée à des précipitations puisque ces der-

nières sont très sporadiques à ce moment de l'année et sont séparées par plusieurs semaines d'intervalle (voir Figure 7-2a). Elle ne peut non plus être associée aux déplacements de MAC1 puisque les mouvements du bloc supérieur sont initiés début juin 2018, soit un mois après la chute de dv/v. On note aussi qu'au moment de la réactivation du bloc supérieur en juin 2018, la diminution du dv/v enregistrée à MAC1 s'accélère (voir ⑬ Figure 7-2).

Ces observations suggèrent une interaction entre les blocs supérieurs et inférieurs, via une diminution des contraintes dans le bloc supérieur lorsque la partie inférieure entre en mouvement. Nous détaillerons cette hypothèse dans la section 7.4.3.

7.3.3 Variation de la vitesse des ondes de surface en fonction de la fréquence

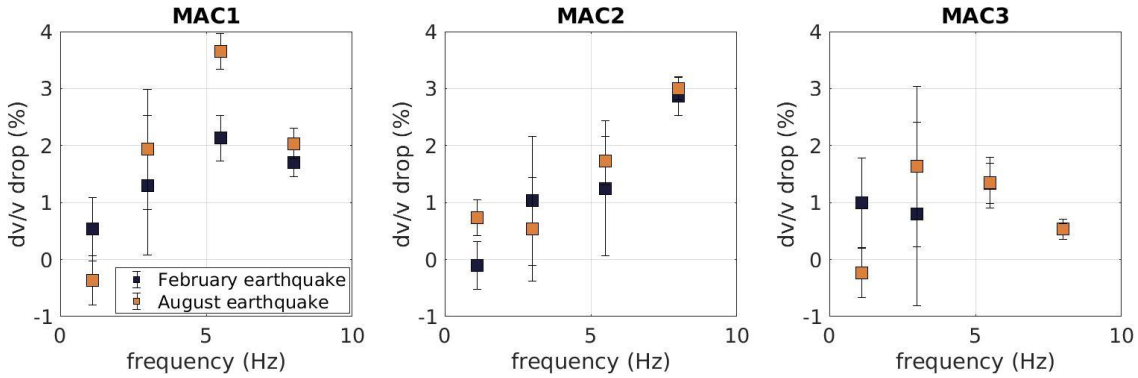


Figure 7-4 Chute de dv/v moyennée sur les deux premiers jours après le séisme de février 2016 (bleu) et août 2016 (jaune). Le dv/v a été calculé sur les bandes de fréquences suivantes : 0.2-2 Hz, 1-5 Hz, 3-8 Hz et 6-10 Hz. Les carrés sont donc tracés à la fréquence centrale de chaque bande de fréquences. La référence utilisée pour l'étape de stretching est la moyenne de toutes les corrélations journalières excepté pour MAC3 sur la bande de fréquences 6-10 Hz. En effet, un changement fréquentiel dans les sources de bruit début juin 2016 rend l'utilisation d'une référence moyennée sur toute la période d'étude impossible sur ces fréquences. Par conséquent, nous avons utilisé les quelques semaines disponibles avant chaque séisme comme référence (voir Annexe A4-2 et A4.3 pour plus de détails). Il est important de noter que prendre la même référence (c.-à-d., moyenne sur toutes les données) ne change pas les observations présentées ici. Les données seront simplement moins bruitées.

La Figure 7-4 représente la chute de dv/v associée aux séismes de février et août 2016 en fonction des différentes bandes de fréquences. Pour les stations MAC1 et MAC2, on peut noter une tendance générale : la vitesse des ondes de surface diminue d'autant plus que la fréquence étudiée est élevée. Cela confirme que ces variations de vitesse sont liées à une perturbation (endommagement du sol) ayant lieu principalement en surface. De plus, les variations du dv/v générées par le séisme d'août sont souvent un peu plus importantes que celles générées par le séisme de février. Cela peut être associé au fait que

le PGV ressenti à Maca était plus important et les secousses plus longues pour le séisme d'août que pour celui de février.

Une différence existe pour la station MAC3, où la plupart des chutes de dv/v se situent en moyenne autour de ~1%.

Nous discuterons par la suite des raisons qui peuvent expliquer cette différence de comportement entre MAC1 et MAC2 d'un côté et MAC3 de l'autre, mais au premier abord, nous pouvons en conclure que l'endommagement a lieu plutôt en surface pour MAC1 et MAC2 alors que l'endommagement est plutôt global sur tout le volume du glissement au niveau de MAC3.

7.4 Discussion générale

7.4.1 Impact de l'eau sur la phase de cicatrisation (« healing »)

À la suite des séismes de février et d'août 2016, nous observons systématiquement une chute du dv/v, quelle que soit la station sismique étudiée sur le glissement. Comme vu précédemment, ces chutes révèlent un endommagement du sol probablement généré par la création de micro et macro fissures ainsi que l'altération des joints à l'échelle granulaire. Cependant, comme décrit précédemment, la phase de cicatrisation (« healing ») est bien différente entre MAC3 d'un côté et MAC1 et MAC2 de l'autre : lorsque MAC3 ne recouvre pas sa rigidité en février 2016, le sol au niveau de MAC1 et MAC2 cicatrise rapidement (voir ⑧ et ⑨) et inversement après le séisme d'août 2016 (voir ⑩ et ⑪).

La différence de vitesse de cicatrisation du sol peut être expliquée par la circulation des fluides. En effet, une hypothèse est que l'eau a plutôt tendance à s'écouler au niveau de MAC1 et MAC2, pour s'infiltrer plus profondément dans le sol alors qu'elle viendrait s'accumuler dans la partie basse du glissement, comme en témoignent les nombreuses mares vers MAC3. L'eau ne s'accumulant pas au niveau de MAC1 et 2, le sol peut cicatriser normalement. Cette hypothèse viendrait alors confirmer les résultats présentés précédemment sur MAC3 montrant que la présence d'eau, combinée ou non à de la sismicité peut empêcher le sol de cicatriser (chapitre 6).

D'après nos observations la réciproque n'est pas nécessairement vraie : l'absence complète d'eau (saison sèche) ne semble pas favoriser l'augmentation rapide de la rigidité du sol. C'est ce que nous voyons après le séisme d'août 2016 où les parties hautes du glissement (MAC1 et MAC2) sont beaucoup plus lentes à recouvrer que la partie basse (MAC3). En saison sèche, la partie haute du glissement est beaucoup plus sèche que la partie basse (présence de mares tout au long de l'année). Il semblerait donc qu'une faible

saturation en tête de glissement ralentisse la phase de cicatrisation du sol, mais nous ne pouvons pas conclure quant aux raisons associées à ces observations. Plus de mesures (ex. piézomètre, composition de l'eau etc.) ainsi que des observations de chute de dv/v liées à des séismes sont nécessaires afin d'aller plus loin dans les interprétations.

7.4.2 Endommagement maximal du sol

Dans la section 7.3.3 nous avons vu que la chute de dv/v associée aux séismes de février et août 2016 a tendance à augmenter avec la fréquence étudiée, sauf pour MAC3. Une hypothèse est qu'il existe un endommagement maximal possible du sol soumis à des contraintes. En effet, la partie basse du glissement de terrain de Maca est, initialement, fortement déconsolidée et endommagée dans tout son volume. Dans cette partie, le sol a été complètement remanié jusqu'en profondeur, comme en témoigne la présence de nombreux escarpements et fractures (voir chapitre 3, figure 3-5A et 3-6 et Figure 7-5). La cohésion entre les grains est donc beaucoup plus faible dans la partie inférieure du glissement, comparé au bloc supérieur. La conséquence directe de ce remaniement du sol est que les joints entre les grains ont été presque tous réactivés. Il est donc possible d'envisager l'existence d'un endommagement maximal du sol à l'endroit où se situe MAC3. Cela impliquerait qu'aussi fortes soient-elles, des secousses sismiques ne pourraient pas diminuer la vitesse des ondes dans le sol en dessous d'un certain seuil. Si le sol n'a pas le temps de cicatriser après un premier évènement sismique, il se peut que la chute générée par le séisme suivant, même s'il est de magnitude plus élevée, soit alors plus faible que la première.

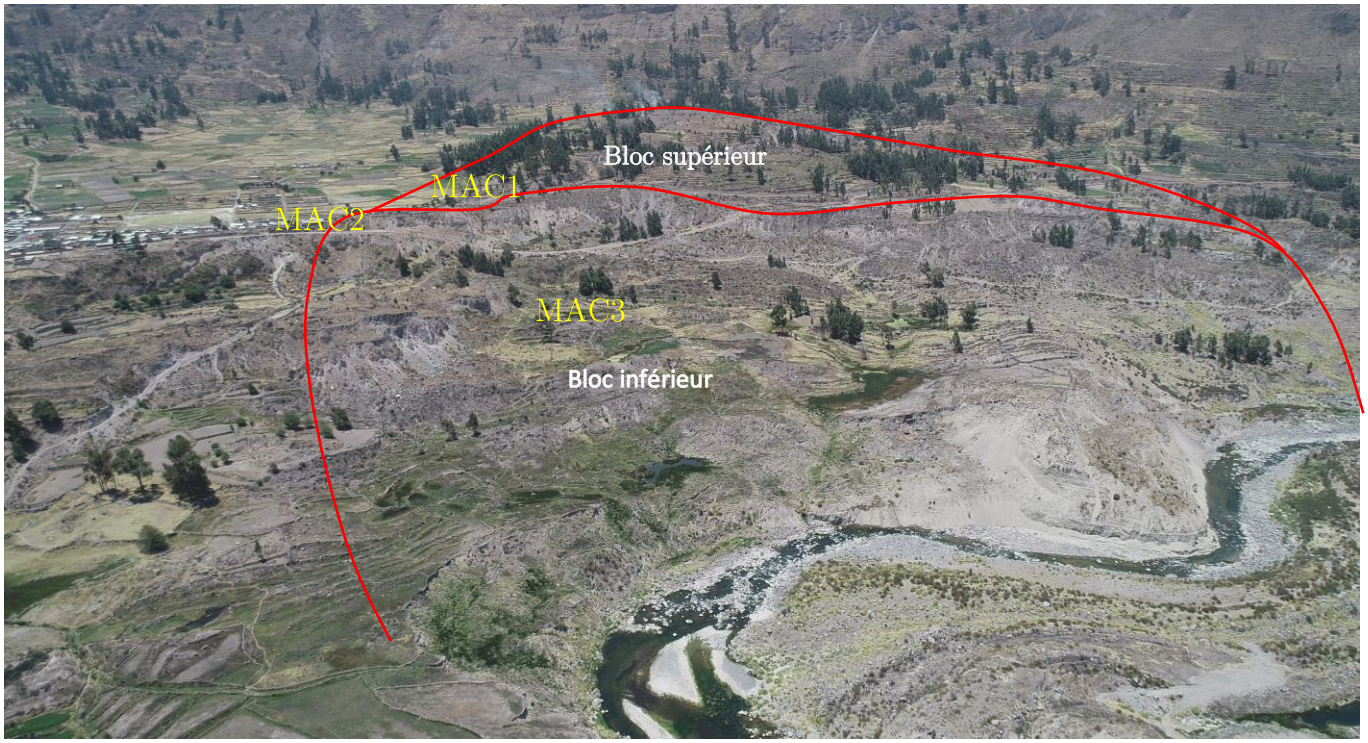


Figure 7-5 Photo du glissement de Maca. Le bloc inférieur correspondant au bloc rapide et le bloc supérieur correspondant au bloc lent sont délimité par les traits rouges de manière approximative. La position approximative des trois cabanes est indiquées en jaune. Nous pouvons voir que le bloc inférieur a été fortement remanié par les déplacements.

Le fait que la référence utilisée entre 6 et 10 Hz pour MAC3 ne soit pas la même que pour tous les autres points de la Figure 7-4 peut limiter la confiance que nous avons dans ces observations, en compliquant la comparaison entre MAC1, MAC2 et MAC3. Cependant les observations de terrain montrent bien une réelle différence de l'état du sol entre la partie supérieure et inférieure du glissement. Plus de données récupérées lors de séismes sont nécessaires pour conclure sur ce point.

7.4.3 Régression du glissement de terrain de Maca

Varnes (1978) a défini un certain nombre de termes pour décrire l'activité d'un glissement de terrain, associé à la manière dont la surface de rupture évolue. Les différentes catégories ont été définies comme suit : « progressive » (ou « qui avance »), « régressive », « qui s'élargit », « qui diminue » et « confinée ». Par exemple les glissements de terrain dits « progressifs » (Kjellman, 1955; Varnes, 1978), auront leur surface de rupture qui se développera dans le même sens que les déplacements du glissement. Chaque glissement produira une charge supplémentaire sur le sol présent au pied du glissement, qui deviendra alors instable et se mettra lui aussi à glisser (Kjellman, 1955; Varnes, 1978). Le glissement de Maca, comme d'autres glissements se formant dans des dépôts lacustres (Kohv et al., 2010; Marko et al., 2010) est dit régressif. Sa surface de rupture évoluera vers le haut, dans le sens opposé aux déplacements. Les déplacements du bloc le plus en

aval vont libérer les contraintes apportées au bloc situé au-dessus de lui, permettant ainsi son activation (Kjellman, 1955; Varnes, 1978) (voir Figure 7-6).

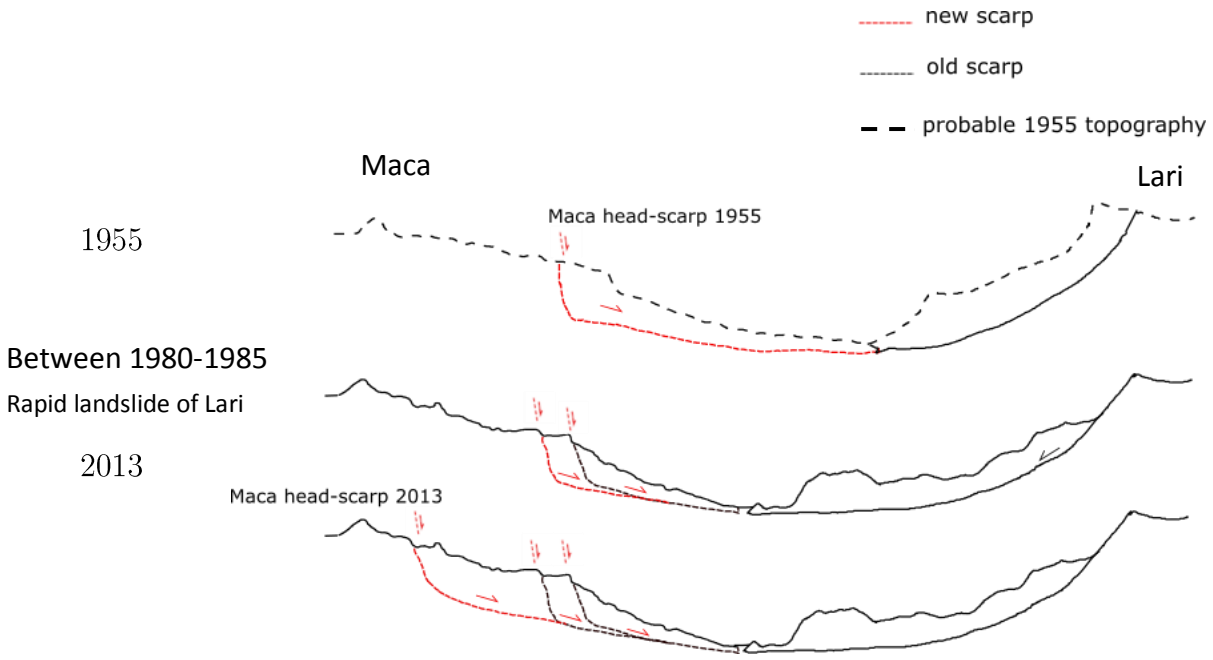


Figure 7-6 schéma de l'évolution des escarpements de Maca entre 1955 et 2013. La topographie de Maca et Lari est basée sur Zerathe et al. (2016).

Cette régression est souvent observée au niveau de l'escarpement principal en tête d'un glissement, grâce à des mesures ponctuelles en temps (lidar, D-InSAR, photogrammétrie) (Jaboyedoff et al., 2009; Kohv et al., 2010; Travelletti et al., 2013). À notre connaissance, la régression d'un glissement de terrain n'a jamais été mesurée avec des données in situ couplant cinématique et rigidité du matériau, et ce sur deux blocs d'un même glissement en simultané. Le suivi du glissement de Maca rend cela possible.

La régression du glissement de Maca est effectivement visible grâce aux mesures GPS. En effet, comme mentionné précédemment, le bloc supérieur (MAC1) entre en mouvement systématiquement après le bloc inférieur (MAC3) avec un retard pouvant varier d'un à plusieurs mois (voir ④ et ⑮ ainsi que ③ et ⑤). Ces mesures GPS sont la preuve de l'existence d'un couplage mécanique entre les deux blocs du glissement de terrain.

Le bloc supérieur peut avoir un impact sur la vitesse des déplacements du bloc inférieur comme il est parfois observé dans des cas de régression (e.g., Hutchinson and Bhandari, 1971; Lacroix et al., 2019). Cela n'est pas à exclure complètement à Maca non plus, puisque la direction du bloc inférieur change légèrement à chaque fois que le bloc supérieur est en mouvement (voir section 7.3.1), soit dans une direction plus similaire à MAC1

(Table 4). La régression du bloc supérieur semble donc avoir un léger impact sur la direction des déplacements du bloc inférieur.

La mesure de dv/v semble, elle aussi, indiquer une régression du glissement. En nous focalisant sur la saison des pluies 2018, nous avons pu observer deux périodes successives où le dv/v mesuré à MAC1 diminue, de manière décorrélée à toutes précipitations. La première diminution a lieu alors même que MAC1 est toujours stable (voir Figure 7-2e ⑬). Le bloc supérieur (MAC1) initie son mouvement début juin à partir du moment où la diminution du dv/v s'accélère. La première chute de dv/v entre mai et juin 2018 peut être expliquée par une diminution des contraintes dans le bloc supérieur (décompaction du sol) avec l'avancée du bloc inférieur. La deuxième chute de dv/v (mi-juin 2018) est, elle, probablement due aux déplacements qui peuvent aussi endommager le sol en créant de nouvelles fractures et fissures (Krzeminska et al., 2013).

7.5 Conclusions

Le traitement de toutes les données in situ obtenues sur le glissement de terrain de Maca permet de confirmer l'impact de l'eau sur la cicatrisation du sol. Nous montrons aussi que l'endommagement a principalement lieu en surface au niveau de MAC1 et MAC2, alors qu'il semble être présent dans tout le volume du glissement au niveau de MAC3.

Finalement, grâce à des mesures continues des déplacements et de la rigidité du sol sur les deux blocs du glissement de Maca, nous observons d'une manière toute nouvelle la régression d'un glissement de terrain. Les mesures montrent une diminution de la rigidité du sol au niveau du bloc supérieur en parallèle d'une avancée du bloc inférieur. Les forces résistantes aux déplacements diminuent au fur et à mesure, permettant la réactivation du bloc supérieur. Une fois en mouvement, ce bloc supérieur va exercer une force de pression sur le bloc inférieur, ce qui est visible par des variations de la direction des déplacements de ce dernier. Ces différences de direction de déplacement peuvent s'expliquer par une géométrie de la surface de glissement hétérogène et donc des différences de pendage entre les surfaces de glissement du bloc inférieur et supérieur. Ceci est d'ailleurs vérifié dans les directions de déplacements horizontaux des 2 stations, observés sur l'ensemble de la période.

Le fait que le glissement de Maca soit un glissement régressif montre que l'érosion du pied du glissement par la rivière Colca joue un rôle important, voire prépondérant, dans la cinématique du glissement. Le transport des sédiments par la rivière en pied du glissement permet le déplacement du bloc inférieur, qui à son tour, diminuera les forces de

résistance à la base du bloc supérieur et donc initiera son mouvement. Le glissement de terrain de Maca restera donc actif encore un certain temps, tant que la rivière Colca continuera d'éroder son pied et d'exporter suffisamment de sédiments.

Conclusions et perspectives

Conclusions

L'objectif de ce travail était de mieux comprendre la contribution des forçages pluviométriques et sismiques combinés sur la dynamique des glissements de terrain.

Pour répondre à cette problématique, l'idée était de profiter de la persistance du déplacement des glissements de terrain lents pour mesurer des propriétés physiques de leurs dynamiques, ainsi que quantifier leurs réponses cinématiques à la pluie et aux séismes.

La vallée de la Colca se prêtait tout particulièrement à cet exercice. Un grand nombre de glissements de terrain lents s'y sont développés au cours du dernier siècle. Leur cinématique est principalement contrôlée par l'érosion fluviale et les précipitations qui sont saisonnières dans cette région. De plus, l'activité sismique y est intense et des séismes de magnitudes 3 à 9 peuvent secouer la région (Zerathe et al., 2016). Nous savons que les glissements de terrain lents de cette vallée sont accélérés par ces séismes (Lacroix et al., 2014, 2015).

Deux approches différentes ont été combinées afin de répondre aux différentes questions que nous nous sommes posées au chapitre 1, nous permettant d'étudier des échelles temporelles et spatiales différentes.

La première stratégie a consisté à étudier la réponse cinématique de plusieurs glissements de terrain à un même forçage grâce au suivi satellitaire optique. Une méthode en série temporelle développée dans cette thèse nous a permis de remonter à plus de 28 ans d'histoire de mouvement du sol dans la région étudiée. Les séries temporelles obtenues ont permis de mettre en avant l'impact à long terme d'un séisme local de magnitude Mw 5,4 en 1991 sur la cinématique du mouvement de terrain lent de Maca. L'effet du séisme a possiblement été double, avec une accélération des déplacements de manière co- et post-sismique (<6 années) et une modification des propriétés mécaniques du sol (endommagement) qui a conduit à une interaction complexe avec la pluie, augmentant ainsi la réponse normale du glissement pour une pluie donnée. Cela met en avant l'impact long terme des séismes de moyennes magnitudes sur la cinématique des glissements de terrain lents, impact qui varie en fonction de la distance à la source sismique. Par ailleurs cette étude

souligne l'existence d'un effet combiné pluie-séisme sur les glissements de terrain lents.

Le but recherché de la deuxième approche était de mieux comprendre les mécanismes à l'origine de l'effet combiné de la pluie et des séismes. La stratégie utilisée a donc consisté en l'exploitation de données in situ (GPS et sismomètres) acquises en continu sur le glissement de terrain de Maca.

Trois ans de données in situ ont été enregistrés en continu entre 2016 et 2018. Dès la première année d'enregistrement, deux séismes de magnitude 5 et 5.5 ont été enregistrés à environ 10 kilomètres du glissement de terrain de Maca. Notre intérêt pour ces deux évènements a été d'autant plus grand que le premier séisme a eu lieu pendant la saison des pluies alors que le deuxième s'est produit pendant la saison sèche, plusieurs mois après les dernières précipitations de l'année.

Les données in situ ont révélé la combinaison entre le séisme de magnitude 5 et les précipitations, qui ont généré 80 cm de déplacement pendant la saison des pluies 2016. En comparaison, le glissement ne s'est déplacé que de 35 cm pendant la saison des pluies suivantes alors que plus du double de précipitations y a été enregistré, confirmant cette combinaison de la pluie et des séismes. Le séisme de magnitude 5.5 a, lui, généré seulement 15 cm de déplacement en 1 mois et demi alors que les secousses ont été plus fortes que lors du séisme de magnitude 5 en saison des pluies.

La méthode de corrélation de bruit de fond sismique a ensuite été utilisée pour quantifier la variation de la vitesse des ondes de surface dans le sol au cours du temps. Ce suivi nous a permis de mettre en évidence un endommagement suivi d'une cicatrisation du sol à la suite de ces deux séismes de magnitude Ml $\geq$ 5. Cet endommagement est interprété comme la création de fractures et fissures dues aux secousses sismiques, diminuant ainsi la rigidité du sol. La cicatrisation du sol (« healing ») correspond alors à l'augmentation de cette rigidité, grâce à la fermeture de ces fissures et la création de liens entre les grains qui forment la matrice solide du sol. Cette phase de cicatrisation s'est avérée bien différente selon la saison pendant laquelle le séisme a eu lieu et surtout selon la saturation en eau du sol. En août 2016, la cicatrisation du sol (« healing ») a suivi une tendance logarithmique avec le temps, comme prédit par les modèles, les observations en laboratoire, ainsi que des données de terrain. En février, la vitesse des ondes de surface a commencé à augmenter seulement plusieurs mois suivant le séisme pour la partie basse du glissement, très déstructurée et fortement saturée en eau.

Nous avons aussi vu l'impact des petits séismes (Ml<5), qui lorsqu'ils sont nombreux et combinés avec la présence d'eau dans le sol empêchent le recouvrement de la rigidité du sol d'avant saison des pluies. Nos résultats indiquent, du moins dans le cas du bloc inférieur (MAC3), que tant que le dv/v, et donc la rigidité, est en dessous d'un certain seuil, le glissement reste en mouvement. Les petits séismes combinés à la pluie peuvent donc maintenir le glissement dans un état critique et être à l'origine de déplacements beaucoup plus importants qu'avec des précipitations uniquement.

L'étude de la chute de dv/v en fonction de la fréquence confirme que les déformations ont lieu en surface et non en profondeur, ce qui va dans le sens d'un endommagement du sol. En effet, plus on regarde proche de la surface, c.-à-d. à hautes fréquences, plus la variation de dv/v est importante.

Le suivi du glissement de Maca nous a finalement permis de fournir des observations uniques en continu sur le processus de régression du glissement de terrain. Nous montrons en particulier que le bloc supérieur entre en mouvement systématiquement plusieurs semaines après le bloc inférieur. Les mesures de dv/v ont aussi mis en évidence une diminution du dv/v dans le bloc supérieur avant même que celui-ci ne commence à bouger et que la saison des pluies 2018 soit terminée. La diminution s'accentue une fois le mouvement initié, autour du mois de juin 2018. Nous interprétons la première diminution comme une diminution des contraintes dans le bloc supérieur, permise par le mouvement du bloc inférieur qui, lorsqu'il est stable, maintient le bloc supérieur. Une fois le bloc inférieur déplacé, accompagné d'une libération des contraintes sur le bloc supérieur, ce dernier peut initier son déplacement, ce qui est à l'origine d'une diminution du dv/v encore plus grande au niveau du bloc supérieur.

Ces résultats sont importants pour la communauté scientifique qui s'intéresse aux risques liés aux glissements de terrain ainsi que la communauté qui étudie la géomorphologie, soit la formation et l'évolution des paysages.

Perspectives

À la fin de ces trois années d'étude sur les glissements de la vallée de la Colca au Pérou afin de mieux comprendre les différents forçages et mécanismes impactant leurs cinématiques, plusieurs perspectives s'offrent à nous.

Le glissement de terrain de Maca est encore suivi à l'heure actuelle. Nous avons vu que ce glissement est un site d'observation unique en son genre, grâce à sa localisation en zone sismique. Cela en fait le seul glissement de terrain lent instrumenté à l'heure actuelle permettant de mieux comprendre la combinaison pluie/séisme. Il faudrait creuser l'étude du dv/v en fonction de la fréquence ainsi que du coefficient de corrélation, qui pourrait donner de belles indications sur les forçages de sa cinématique. L'étude prolongée sur plus de trois ans peut aussi permettre d'obtenir de nouveaux cas de forçages intéressants, aidant à mieux comprendre le rôle de la temporalité entre les évènements, par exemple.

Nous nous sommes rendu compte que certaines données supplémentaires auraient été précieuses pour aller plus loin dans nos interprétations :

(1) il est important pour la suite d'avoir un modèle de vitesse des ondes P et S plus précis sur le glissement de terrain de Maca, avec notamment une indication sur la saturation du sol au moment de la mesure. Un réseau de sismomètres posés en simultané sur le glissement pendant quelques jours aurait dû être installé pendant ma thèse permettant une meilleure estimation de la vitesse des ondes. Cependant, à cause d'un retard de la livraison des sismomètres au Pérou, cela n'a pas été possible. Les sismomètres achetés par l'INGEMMET sont finalement arrivés au Pérou et seront disponibles en novembre de cette année pour faire l'acquisition des données. Celles-ci seront donc bientôt disponibles et permettront une meilleure localisation de l'endommagement du sol.

(2) Il serait important d'ajouter un accéléromètre enregistrant en continu sur le glissement de terrain de Maca, calibré de telle sorte qu'il ne sature pas pour les mouvements de large amplitude. Cela permettrait notamment une meilleure comparaison des évènements sismiques entre eux et une meilleure compréhension de l'endommagement mesuré en fonction des secousses enregistrées sur le glissement et de la saturation du sol. Cette étape est importante si l'on veut passer à une étape de modélisation de l'impact des séismes sur la rigidité du sol et sur les déplacements du glissement de terrain.

(3) L'installation d'un piézomètre serait aussi un plus pour cette étude malgré une mesure très locale de la hauteur de nappe et une durée de vie probablement limitée à cause de la destruction rapide du forage par les mouvements. Cela nous permettrait néanmoins de (a) connaître la profondeur de la ou des nappes phréatiques de manière plus précise ; (b) modéliser la variation de la hauteur de nappe

et de la pression des pores en réaction à une pluie donnée ; (c) observer l'impact des séismes sur la nappe phréatique. Le seul problème par rapport à ce dernier point est que nous sommes complètement dépendants de l'occurrence de séismes pendant la période où le piézomètre acquiert des données, période qui peut être, comme mentionné plus tôt, limitée à un an (grand maximum) selon la position du piézomètre sur le glissement.

Des tests ont été faits pour essayer de trouver une correspondance entre la chute de dv/v associée à chaque séisme du catalogue de l'IGP en fonction du PGV (estimé ou mesuré quand disponible) et de la pluie effective cumulée depuis le début de la saison des pluies. Aucune conclusion claire ne s'est dégagée de ces figures. Plusieurs raisons peuvent être avancées : le PGV estimé n'est pas assez précis, la pluie cumulée n'est pas un bon indicateur, etc. La présence d'un accéléromètre en continu sur le glissement, ainsi que la création d'un modèle de pression des pores en fonction des précipitations (grâce à l'acquisition de données piézométriques) pourraient être une première piste pour essayer d'aller plus loin dans la compréhension du dv/v en fonction d'un indicateur du mouvement du sol (PGA, PGV) et de la pression des pores.

Mes travaux ouvrent des questions sur la modélisation des mouvements de terrain lors de séismes. Le modèle le plus utilisé pour estimer la stabilité d'un mouvement de terrain lors d'un séisme est celui de Newmark (1965), initialement développé pour la stabilité des digues, et se basant sur des lois de friction. Ce modèle ne prend pas en compte la rigidité du sol, l'aspect temporel, ni l'impact de la pression des pores. Il serait intéressant de valider nos observations par un modèle mécanique capable de simuler au mieux les déplacements du glissement de terrain de Maca en fonction des forçages pluviométriques et sismiques tout en prenant en compte la variation des propriétés mécaniques du sol tel que son endommagement. L'utilisation de modèle macro-éléments en éléments finis ou en différences finies permet de simuler l'état de contraintes et la déformation d'une pente en prenant en compte l'endommagement progressif du sol sur des échelles de temps longues (ex. (Bruckl and Parotidis, 2001; Lacroix and Amitrano, 2013). Il serait intéressant d'utiliser des modèles similaires sur Maca en y incluant des forçages sismiques et pluviométriques. Une localisation et une quantification plus précises de la baisse de rigidité dans le sol seraient alors pré-requises.

Finalement, nous préconisons de revenir à des cas plus simples que celui de Maca et s'intéresser à l'étude du forçage sismique sur des glissements de terrain lents dans

des régions où les précipitations sont encore plus rares. En effet, il nous est difficile de complètement écarter l'influence de l'eau sur les 15 cm de déplacements ayant eu lieu en août 2016, à la suite du séisme de magnitude 5,5. Malgré le fait que ce séisme ait eu lieu longtemps après la dernière pluie de la saison, le glissement n'était alors pas tout à fait stabilisé. De plus, des mares sont présentes tout au long de l'année dans la partie basse du glissement, indiquant une présence continue d'eau dans le sol. Il serait donc intéressant d'étudier, et si possible d'instrumenter, des glissements de terrain lents dans des régions sismiques où la pluie est beaucoup plus rare et voir ainsi le seul impact des séismes sur des glissements lents.

Annexe 1 Paramètres poro-élastiques et vitesse des ondes sismiques

Table des matières

A1.1 Le coefficient de pression de pore de Skempton 239
A1.2 Solution de l'équation d'onde dans un milieu élastique 240
A1.3 La solution de l'équation d'onde dans un milieu poro-élastique240
A1.4 Le modèle de Biot Gassmann 243
A1.4.1 Les constantes du milieu poro-élastique 243
A1.4.2 Fluide effectif 244
A1.4.3 Module de compressibilité en milieu drainé $\boldsymbol{KD}$ et de cisaillement $\boldsymbol{G}$246

Cette annexe présente de manière plus détaillée les paramètres poro-élastiques utilisés dans le modèle de Biot-Gassamann, présenté dans le chapitre 5, ainsi que les lois utilisées pour le fluide effectif et le module de compressibilité en milieu drainé.

A1.1 Le coefficient de pression de pore de Skempton

Skempton propose en 1954 un coefficient, noté B, qui a pris son nom par la suite, permettant d'avoir une relation entre la force de confinement appliquée ΔP et la pression des pores Δp observée dans un matériau poro-élastique dont $K_s \to \infty$ (Skempton, 1954):

$$\Delta p = B\Delta P \tag{1}$$

Avec le coefficient de Skempton équivalant à :

$$B = \frac{K_f}{\phi K_D + K_f} \tag{2}$$

K_f : module de compressibilité du fluide;

K_D: module de compressibilité de la matrice en condition drainée ;

ϕ, porosité.

De manière générale, B est compris entre 0 et 1(Cheng, 2016).

A1.2 Solution de l'équation d'onde dans un milieu élastique

La réponse d'un matériau poro-élastique à une contrainte est souvent simplifiée en considérant le milieu comme élastique. Dans un milieu élastique, une petite déformation du solide est attendue de manière immédiate lorsque celui-ci est soumis à une contrainte. Lorsque la contrainte est levée, le solide retrouvera immédiatement son état initial.

Les lois de Hooke et de Newton permettent de relier les déplacements générés en chaque point d'un solide en fonction des contraintes qui lui sont imposées :

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu)\nabla(\nabla.\vec{u}) + \mu\nabla^2\vec{u} + f_{ext} \tag{3}$$

Où λ et μ sont les paramètres de Lamé. μ est aussi connu sous la lettre G en tant que module de cisaillement du matériau.

La solution de cette équation donne deux types d'ondes se propageant dans un milieu élastique à des vitesses bien distinctes :

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda+2G}{\rho}} \tag{4}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \tag{5}$$

Les ondes P (pour « premières » ou de « compression » (« pressure » en anglais)) sont les ondes qui se propagent le plus rapidement dans le milieu, et ce par compression/dilatation du milieu dans le sens de la propagation. Les ondes S (pour « secondes » ou de « cisaillement » (« shear » en anglais)) sont plus lentes et se propagent par cisaillement transversal par rapport au sens de la propagation, horizontalement (V_{s_H}) comme verticalement(V_{s_V})).

A1.3 La solution de l'équation d'onde dans un milieu poro-élastique

Comme montré dans la partie précédente, la vitesse de propagation des ondes P et S est souvent approximée à un milieu élastique. Cependant, en utilisant cette approximation, il n'est pas possible de prendre en compte l'effet des pores et des fluides qu'un sol contient et qui vont fortement modifier ses propriétés mécaniques du sol. Notamment, l'atténuation de l'amplitude des ondes avec la distance ainsi que la dispersion des ondes selon la fréquence de ces dernières ne sont pas prises en compte. Dans un milieu poro-élastique, le couplage fluide/solide est très important. En effet, un changement de volume ou une déformation de la matrice solide peut entrainer une augmentation de la pression des pores. Réciproquement, un changement de la pression des pores peut entrainer une

déformation de la matrice solide. Il est donc important de prendre en compte ces effets combinés dans la réponse du sol à une contrainte donnée.

Dans le cas d'un glissement de terrain, nous sommes tout particulièrement intéressés par la vitesse de propagation des ondes en fonction de la saturation en eau du milieu étudié. Il est donc important de définir V_p et V_s en fonction de la saturation, ainsi que de la porosité et des constantes mécaniques du milieu étudié.

Les équations qui relient les vitesses sismiques aux propriétés hydrologiques et mécaniques d'un milieu sont attribuées à Gassmann (1951) et Biot (1956a, 1956b; 1962). Le mouvement des particules dans un milieu poro-élastique saturé est basé sur plusieurs hypothèses (Biot, 1962) : 1) la longueur d'onde caractéristique étudiée est plus grande que la taille d'un volume élémentaire ; 2) les déplacements considérés pour le solide et le(s) fluide(s) sont considérés petits ; 3) la porosité est isotrope et les pores sont saturés par un seul fluide (ou un fluide effectif) et 4) la matrice solide est élastique et isotrope.

La vitesse des ondes dans un milieu poro-élastique dépend de la fréquence (ω). En effet, le fluide sera régi par sa viscosité pour les fréquences inférieures à la fréquence de Biot f_{biot} et régi par son inertie pour les bandes de fréquences supérieures à f_{biot}.

Avec $f_{biot} = \frac{\phi \eta_f}{2\pi \alpha_\infty \rho_f k_0}$

Pride et al. (1992) ont converti les équations Biot (1962) qui régissent un milieu poro-élastique dans le domaine fréquentiel. Les équations suivantes ont été obtenues :

$$\nabla . \tau = -\omega^2(\rho \vec{u} + \rho_f \vec{w}) \quad (6)$$

$$\tau = [K_u(\omega)\nabla . \vec{u} + C(\omega)\nabla . \vec{w}]\vec{I} + G(\omega)\left[\nabla \vec{u} + (\nabla \vec{u})^T - \frac{2}{3}\nabla . \vec{u}\,\vec{I}\right] \quad (7)$$

$$-P = C(\omega)\nabla . \vec{u} + M(\omega)\nabla . \vec{w} \quad (8)$$

$$-\nabla P = -\omega^2(\rho_f \vec{u} + \tilde{\rho}(\omega)\overrightarrow{w}) \quad (9)$$

Avec τ le tenseur des contraintes et P la pression du fluide dans les pores. $\vec{u}$ est le déplacement moyen du milieu solide poro-élastique qui est considéré égal au déplacement moyen de la matrice solide ($\overrightarrow{u_s}$). En notant le déplacement du fluide $\overrightarrow{u_f}$, le déplacement relatif entre le fluide et le solide $\vec{w}$ est défini par $\vec{w} = \Phi(\overrightarrow{u_f} - \overrightarrow{u_s})$, Φ étant la porosité. ρ_f est la densité du fluide, ρ la densité moyenne du milieu, et $\tilde{\rho}(\omega)$ la résistance à l'écoulement du fluide (5-12). Les 4 paramètres mécaniques utilisés ici sont le module de compressibilité non drainé ($K_u(\omega)$), le module de cisaillement ($G(\omega)$), le module de Biot

($C(\omega)$) qui décrit le couplage entre le fluide et la matrice solide et $M(\omega)$ le coefficient de stockage du fluide.

Trois vitesses d'ondes différentes sont obtenues à partir des équations de Biot. Les plus connues sont l'onde de cisaillement V_s et de compression rapide V_p. Biot a aussi identifié une onde de compression lente appelée l'onde de Biot. Cette onde correspond à la vitesse de diffusion de la pression des pores et n'est pas observable avec des sismomètres classiques à cause de sa très forte atténuation (Biot, 1962).

Les trois vitesses sont décrites par les équations (5-8),(5-9) et (4-4).

$$s_p^2 = \frac{\rho - \rho_f^2/\tilde{\rho}}{G} \tag{10}$$

$$2s_{pf}^2 = \gamma - \sqrt{\gamma^2 - \frac{4(\tilde{\rho}\rho - \rho_f^2)}{MH - C^2}} \tag{11}$$

$$2s_{ps}^2 = \gamma + \sqrt{\gamma^2 - \frac{4(\tilde{\rho}\rho - \rho_f^2)}{MH - C^2}} \tag{12}$$

Avec $$\gamma = \frac{\rho M + \tilde{\rho} H - 2\rho_f C}{MH - C^2} \tag{13}$$

Et $$\tilde{\rho} = i\frac{\eta_f}{\omega k(\omega)} \tag{14}$$

$k(\omega)$ étant la perméabilité dynamique du milieu.

ω : Fréquence

$\rho, \rho_f \tilde{\rho}$: La densité moyenne du milieu, la densité du fluide, et la résistance à l'écoulement du fluide respectivement

η_f : *La viscosité du fluide*

M, H *et* C : Paramètres poro-élastiques qui dépendent de K_D, K_s et K_f le module de compressibilité en condition drainée, le module de compressibilité de la matrice solide ainsi que du fluide respectivement. Ils dépendent aussi du module de cisaillement G et de la porosité du matériau ϕ.

A1.4 Le modèle de Biot Gassmann

A1.4.1 Les constantes du milieu poro-élastique

Gassmann (1951) a montré que le module de compressibilité en condition non drainée (K_u), le module de Skempton (B) et par conséquent le coefficient de « couplage de Biot » C (Biot, 1962) ($C = K_u B$), sont indépendants de la fréquence lorsque l'on regarde des matériaux poro-élastiques isotropes et uniformes, dans la limite des basses fréquences ($\omega < f_{biot}$). Dans cette limite de basses fréquences, il a aussi montré que le module de cisaillement ne dépend pas du fluide présent dans les pores (Gassmann, 1951). Par la suite, Biot et Willis (1957) ont montré que M, la capacité d'un milieu à stocker du fluide, était aussi indépendant de la fréquence quand $\omega < f_{biot}$.

K_u, C et B, les constantes donnant une indication sur la compressibilité du matériau poro-élastique ainsi que M sont donc toutes fonctions de K_D, K_f, K_s et ϕ et ne dépendent pas de la fréquence dans les conditions mentionnées précédemment.

On peut donc en conclure que l'influence du fluide présent dans les pores sur la compressibilité du milieu sera contenue dans un seul paramètre qui est le coefficient de compressibilité du fluide ou du fluide effectif, noté K_f.

Les constantes mécaniques sont les suivantes :

$$K_u = \frac{K_D + [1-(1+\Phi)K_D/K_s]\,K_f/\phi}{1+\Delta} \tag{15}$$

$$C = \frac{\left(1-\frac{K_D}{K_s}\right)K_f/\phi}{1+\Delta} \tag{16}$$

$$M = \frac{K_f/\phi}{1+\Delta} \tag{17}$$

$$\Delta = \frac{1-\phi}{\phi}\frac{K_f}{K_s}\left(1 - \frac{K_D}{(1-\phi)K_s}\right) \tag{7-18}$$

Un autre module entre en jeu dans les équations de la vitesse des ondes dans un milieu poro-élastique. Il s'appelle le module non drainé des ondes P, et est noté H. Ce module est défini comme suit :

$$H = K_u + 4G/3 \tag{19}$$

A1.4.2 Fluide effectif

Comme mentionné précédemment, une des conditions pour que le modèle de Biot-Gassmann soit valable est que les pores soient saturés et ce par seulement un seul fluide ou un fluide effectif. Lorsque l'on étudie la vitesse des ondes P et S en fonction de la saturation, seuls les cas où l'on a une saturation (S) de 0 ou de 1 sont des cas avec un seul fluide présent dans les pores. Entre ces deux états, un fluide effectif doit être considéré.

La densité devient alors une moyenne linéaire de la densité de chaque fluide :

$$\rho_f = \rho_{fg}(1 - S) + \rho_{fl}S \tag{20}$$

Pour ne pas surestimer la viscosité du fluide en utilisant une loi linéaire, Teja & Rice (1981) ont proposé une autre loi :

$$\eta_f = \eta_{fg}\left(\frac{\eta_{fl}}{\eta_{fg}}\right)^S \tag{21}$$

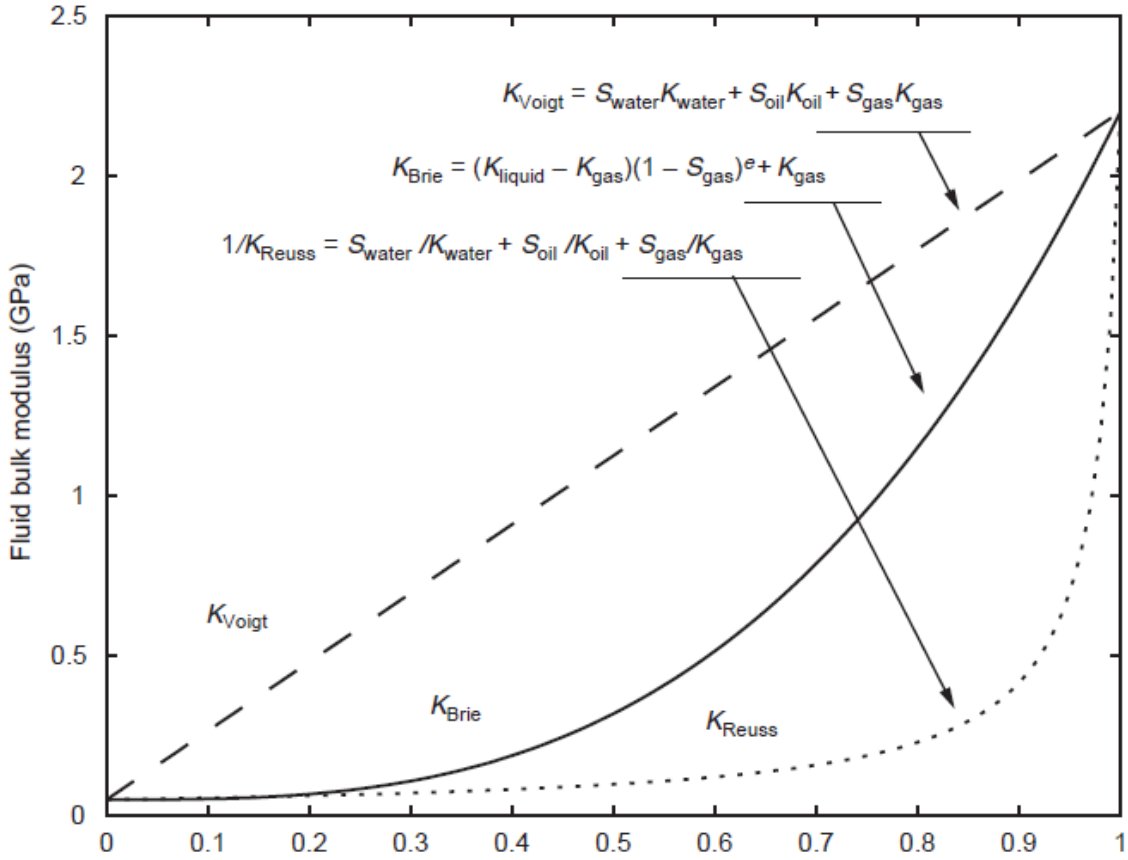


Figure A1- 1 d'après Mavko et al. 2009, module de compression du fluide en fonction de la saturation en eau.

Finalement, le module de compressibilité du fluide, K_f peut être estimé de plusieurs manières. Mavko et al. (2009) comparent trois modules de compressibilité du fluide effectif, le modèle de Reuss, Voigt et Brie (Figure A1- 1).

Voigt

Le module de compressibilité de Voigt est considéré comme la limite supérieure que K_f peut prendre. Il s'exprime comme suit :

$$K_f(S) = K_{fg}(1 - S) + K_{fl}S \tag{22}$$

Reuss, ou Wood (1946)

La limite inférieure est appelée le module de compressibilité de Reuss, aussi connu sous le nom de la loi de Wood (Wood, 1946)

$$\frac{1}{K_f} = \frac{S}{K_{fl}} + \frac{1-S}{K_{fg}} \tag{23}$$

Loi de Brie

Finalement, Brie et al. (1995), ont proposé une loi empirique à partir de données de forage dans du sable schisteux :

$$K_f = (K_{fl} - K_{fg})S^e + K_{fg} \tag{24}$$

A1.4.3 Module de compressibilité en milieu drainé K_D et de cisaillement G

Un grand nombre de modules de compressibilité ont été développés dans la littérature, faisant notamment varier la forme des pores (voir Mavko, Dvorkin, and Mukerji 2009 pour une revue). Cependant, il n'existe pas de modèle universel valide pour tous types de matériaux poro-élastiques (Pride, 2005). Nous proposerons ici deux modèles différents proposés par Pride (2005) pour les matériaux granulaires (non consolidés) et les solides poreux (consolidés).

Loi de Walton pour matériaux granulaires

Dans le cas de matériaux granulaires, la déformation générée par un changement de contrainte est régie par le contact individuel de chaque grain entre eux. Cela est modélisé en général par des sphères dont le contact va augmenter lorsque la pression effective augmente. Lorsque le contact entre les grains augmente, la rigidité du matériau, elle aussi va augmenter (Pride, 2005).

Walton (1987) a proposé un des modèles les plus simples pour calculer le module de compressibilité d'un milieu granulaire de compaction aléatoire constitué de sphères identiques :

$$K_D = \frac{1}{6}\left[\frac{(1-\phi_0)^2 n^2 P_e}{\pi^4 C_s^2}\right]^{1/3} \text{ et } G = RK_D \tag{25}$$

Avec

$$C_s = \frac{1}{4\pi}\left(\frac{1}{G_s} + \frac{1}{K_s + G_s/3}\right) \tag{26}$$

Et

$$\frac{3}{5} \leq R \leq \frac{18}{5}\left(\frac{K_s + G_s}{3K_s + 2G_s}\right) \tag{27}$$

Pride (2005) conseille d'utiliser $R = 3/5$ qui donne de meilleurs résultats pour retrouver les valeurs de V_p et V_s.

Dans l'équation (25), n est le nombre de contacts moyen entre les grains, ϕ_0 est la porosité lorsque P_e la pression effective est nulle.

Pride (2005) paramètres pour les solides poro-élastiques

Dans le cas d'un solide poreux, le matériau réagit comme un solide contenant des pores plutôt que comme un tas de grains plus ou moins compacté. Un grand nombre de théories montrent comment la forme des pores et la porosité influencent le module de compressibilité du matériau en condition drainée (Berryman, 1980a, 1980b; Mavko et al., 2009).

Pride (2005) conseille d'utiliser les paramètres suivants pour les solides poreux :

$$K_D = K_s \frac{1-\phi}{1+c\phi} \quad \text{et} \quad G = G_s \frac{1-\phi}{1+3c\phi/2} \tag{28}$$

Il suffit alors de faire varier le paramètre de consolidation du milieu c, ainsi que la porosité ϕ dans le modèle pour retrouver V_p et V_s (Pride, 2005). K_s et $G_s$étant les modules de compressibilité et de cisaillement du minéral le plus présent dans le sol étudié. c varie généralement entre 2 et 20, mais peut être beaucoup plus grand dans le cas de matériaux peu consolidés qui ne sont pas non plus des matériaux granulaires.

Annexe 2 Gestion des risques au Pérou

Table des matières

A2.1 Plan Local d'Urbanisme d'Arequipa.....249
A2.2 Tableau de l'impact social des différents risques naturels entre 2003 et 2012 au Pérou.....250

A2.1 Plan Local d'Urbanisme d'Arequipa

Le plan local d'urbanisme d'Arequipa, deuxième plus grand ville du Pérou peuvent être trouvés en suivant ce lien : http://impla.gob.pe/publicaciones/pdm-2016-2025/?fbclid=IwAR3GrfSf_IZ7GNUUaN08gQyGDQnO0HgKGCOZ-scCcK4KjE42uCQTc9WuVMPc

A2.2 Tableau de l'impact social des différents risques naturels entre 2003 et 2012 au Pérou

Tabla N° 2
Impacto de los desastres en la población y viviendas según tipo de Peligro, periodo 2003-2012

TIPO DE PELIGRO	PERSONAS/ AFECTADAS	PERSONAS/ DAMNIFICADAS	PERSONAS/ FALLECIDAS	VIV/ AFECTADAS	VIV/ DESTRUIDAS
GEODINÁMICA INTERNA					
ACTIVIDAD VOLCANICA	7,404	39	0	0	64
SISMO (*)	289,466	442,753	608	54,340	94,109
GEODINÁMICA EXTERNA					
ALUD	1,029	0	14	55	0
ALUVION	5,852	2,833	18	1,171	432
DERRUMBE DE CERRO	53,972	5,013	52	768	902
DESLIZAMIENTO	172,500	21,772	146	6,172	3,913
ORIGINADOS POR EL HOMBRE					
COLAPSO DE CONSTRUC	14,482	10,971	45	1,976	2,490
CONTAMINAC. AGUA	53,288	0	5	0	0
CONTAMINAC. SUELO	4,950	0	0	0	0
EXPLOSION	5,033	224	71	791	48
DERRAME SUST. NOCIVAS	2,277	15	6	0	3
INCENDIO FORESTAL	9,003	3,418	13	431	422
INCENDIO URBANO	27,267	101,210	304	5,288	19,146
HIDROMETEOROLÓGICO					
CRECIDA DE RIO	34,470	10,654	11	5,301	2,124
GRANIZADA	519,016	17,631	13	14,843	1,687
HELADA	2,608,024	52,286	49	16,118	212
HUAYCO	263,857	17,983	60	6,152	2,081
INUNDACION	1,227,176	432,288	102	256,706	23,724
LLUVIA INTENSA	1,928,295	176,753	156	311,581	31,201
MAREJADA (MARETAZO)	16,444	71	0	918	10
NEVADA	261,469	4,802	4	14,440	649
SEQUIA	1,212,801	42,671	0	3,640	0
TORMENTA ELECTRICA	1,314	1,625	33	191	135
VIENTO FUERTE	206,681	41,946	27	34,021	6,821
BIOLÓGICO					
EPIDEMIA	41,533	0	53	726	0
PLAGA	381,650	0	9	0	0
OTRO 1/	261,746	25,713	175	6,611	3,727
TOTAL	9,610,999	1,412,671	1,974	742,240	193,900

1/ Incluye erosión ribereña, afloración agua, caída de árbol, caída meteorito, volcadura ómnibus, rotura tubería matriz, reptación, alud, etc.
(*) Incluye sismos sentidos en otros distritos colindantes con los epicentros de los sismos principales.
Fuente: COEN - SINPAD –INDECI
Dirección de Políticas, Planes y Evaluación del INDECI-Sub Dirección: Aplicaciones Estadísticas
Elaboración: CENEPRED-INDECI

Table A2 - 1 Impact social des différents risques naturels entre 2003 et 2012 au Pérou. D'après le "Plan Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres–PLANAGERD 2014–2021" (de Ministros, 2014).

Annexe 3 Landslide Monitoring Using Seismic Ambient Noise Correlation

This review is still under writting and modifications will be brought to the document before submission. However, here is one of the last version of the article.

Mathieu Le Breton [a,b], Noélie Bontemps [a], Antoine Guillemot [a], Laurent Baillet [a], Éric Larose[a]

[a] Univ. Grenoble Alpes, CNRS, Univ. Savoie Mont-Blanc, IRD, IFSTTAR, ISTerre, 38000 Grenoble, France.

[b] Géolithe, 38920 Crolles, France

Table des matières

A3.1 Abstract 252
A3.2 Introduction 253
A3.3 Ambient noise interferometry for landslide monitoring 254
A3.3.1 Geophysical monitoring and precursors 254
A3.3.2 Ambient seismic noise interferometry 255
A3.3.3 Applications to landslide monitoring 256
A3.3.4 Potential and limitations for an early-warning system 258
A3.4 Towards an early-warning system 259
A3.4.1 Processing workflow 259

A3.4.2 Investigation depth 262
A3.4.3 Errors to avoid in the processing 264
A3.4.4 Stability, reactivity and signal-noise ratio 265
A3.4.5 Assessing the uncertainty 269
A3.5 Causes of velocity variations 270
A3.5.1 Observations of cyclic variations 270
A3.5.2 Reversible hydrometeorological factors 276
A3.5.3 Landslide triggers 283
A3.6 Spurious variations of apparent velocity 289
A3.6.1 Sources 289
A3.6.2 Scattering medium 290
A3.6.3 Time synchronization and distance between sensors 291
A3.6.4 Resonant frequency 292
A3.7 Landslide applications using ambient noise records 293
A3.7.1 Spatial characterization with ambient noise methods 293
A3.7.2 Monitoring the activity of unstable areas 293
A3.7.3 Failure precursors 294
A3.7.4 Monitoring the recovery 295
A3.7.5 Combining methods 295
A3.8 Conclusion 296
A3.9 Aknowledgments 297

A3.1 Abstract

Monitoring landslide activity is essential to understand their dynamics, and to reduce the risk of human losses by detecting precursors before failures. A decade ago, ambient noise interferometry was proposed to monitor changes in their surface wave velocity over years. That led to detect a significant velocity decrease several days before the failure of a clayey landslide failure, paving the way to a promising new kind of precursor signal. Today, the method has been used for long-term monitoring on nine landslides. The studies have observed that changes of seismic velocity were correlated to landslide displacements, precipitations, groundwater elevation, seismic events, soil freezing, and landslide reconsolidation. Yet, using the method in an operational early-warning system is still challenging. First, the processing workflow is sensitive to key parameters such as frequency, correlation time window or temporal resolution. This study reviews the trade-off and techniques to compute (more) robust results and estimate their uncertainty. Second, the apparent velocity display cyclic variations over days to years. Over a year, their

amplitude appears to follow a linear trend with the frequency, coherent across 23 different studies and from crustal to soil depths. On landslides studies, the 2−12 Hz range corresponded to yearly peak-to-peak variations of 1−6 %. The origins of these influences are still being discussed. The influence of groundwater elevation and soil freezing/thawing seem to be consistent across studies, while the influence of strains, snow and temperature may still have to be validated. Two landslide triggers, soil liquefaction and seismic activity, were also observed to influence the velocity. Third, potential spurious effects are discussed, such as changes of frequency and direction of the noise sources, changes of waveform or resonant frequency of the landslide, and instability of instrumental clock or inter-sensor distance. Finally, ambient noise recordings on an unstable slope or cliff can also be exploited in combination with micro-seismic and spectral amplification ratio method. New usage of ambient noise methods may lead to better investigation of the landslide processes, more precursor signal before failure, novel indicators of landslide reconsolidation after failure, and more robust processing and interpretation of interferometry results.

A3.2 Introduction

Slope destabilization costs more than 4000 casualties every year (Froude and Petley, 2018) and tens of billion dollars in material loss (Alimohammadlou et al., 2013). Among the strategies to reduce the risk (Dai et al., 2002), early warning systems help to anticipate potential failures (Intrieri et al., 2012). In general, they are based on the monitoring of ground deformation, rainfall or groundwater level (Intrieri et al., 2019). More recently, geophysical methods appeared as an alternative way to monitor physical parameters of the ground (Jongmans and Garambois, 2007; Whiteley et al., 2018). Among them, near-surface seismology provides a direct insight into the mechanical alteration of the subsurface that could lead to a failure. Seismic investigations methods consist in estimating seismic wave velocities. However, the classical usage of active sources is not fitted to monitor a landslide continuously over several years. Passive recordings of ambient seismic is much better adapted to long-term monitoring. On unstable zones, passive records had been used to detect microseismic events and to observe the site-specific amplifications. That led to detect precursory signals on unstable cliffs (Levy et al., 2011; Amitrano et al., 2005). The accurate long-term monitoring of velocity variations using passive records has been made possible with ambient noise interferometry. The technique was initially introduced to image crustal seismic velocities in space. Then, observation of near-surface processes continuously over the years was introduced on volcanoes (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Florent Brenguier et al., 2008b) and later for many different near-surface applications (Snieder and Larose, 2013; Larose et al., 2015; Nakata et al., 2019). Its application on landslides (Renalier et al., 2010) led to detect a decrease of apparent

seismic velocity several days before the failure of a clayey landslide (Mainsant et al., 2012b), introducing a potential new precursor signal to anticipate landslide failures. This last approach is promising for landslide monitoring, because the drop of seismic velocity would actually represent a drop of rigidity in the underground layers, that would lead directly to a failure. Such technique provides information over the whole volume of a subsurface, and has the operational advantage to work under various field conditions (heavy vegetation or snow cover). Yet, the technique has not been used for operational early warning systems up to now and its use in research is rising progressively.

Thus this study reviews the last development of ambient noise correlation method and its application to landslides, in order to identify the key developments, recently made or still required, to integrate the dv/v technique as a complementary tool within a landslide early warning system or for landslide investigation. The present study is aimed at landslide researchers who wish to use ambient noise correlation, as well as seismologists who wish to understand landslide-specific applications, and engineers who would want to apply this method as a complementary technique within an operational landslide early-warning system.

Based on the literature, this review aims firstly to discuss the use of ambient noise correlation (or interferometry) for landslides monitoring, especially its specific advantages and limitations among geophysical methods. Then the study explains all the challenges required for a future implementation in an operational early-warning system : first, a selection of appropriate setting parameters for accurate data processing, and also a good understanding of physical mechanisms responsible for an apparent seismic velocity variation, in order to discriminate daily and seasonal environmental factors from precursory signals prior to a failure. A final discussion presents an overview of our conclusions about this review of studies, and raises the remaining precautions to take when using this seismic technique for landslide monitoring.

A3.3 Ambient noise interferometry for landslide monitoring

A3.3.1 Geophysical monitoring and precursors

Geophysics measure contrasts of physical properties of the subsurface such as conductivity, permittivity, mass density, rigidity or electrical potential. By imaging those contrasts spatially, geophysical methods can provide insights about landslide structure, hydrology and mechanical properties (Jongmans and Garambois, 2007) and their dynamic across time using monitoring techniques (Fig. 1) (Whiteley et al., 2018).

These monitoring techniques provide either hydrological or mechanical indicators as their dominating sensitivity parameter of interest. Electrical methods are mostly sensitive

to the bulk volume, salinity and circulation of water, and give useful insights to understand landslide hydrological dynamics. However, as groundwater levels measured directly with piezometers cannot alone predict a rupture, its indirect estimation using geophysics is unlikely to provide better precursors. Quadrature conductivity measurements (Flores Orozco et al., 2018; Gallistl et al., 2018) provide indicators on intrinsic electrical properties of the solid matrix that could suggest its alteration (Revil et al., 2017a, 2017b). However, the technique is operationally difficult for permanent and accurate monitoring: it did not provide precursory signals up to now.

Passive seismic method has shown clear precursory signals several hours to days before a failure (Snieder and Larose, 2013; Larose et al., 2015). The damaging of a rock column was shown to increase its micro-seismic activity 2–15 hours before its rupture (Amitrano et al., 2005; Senfaute et al., 2009) and to reduce its resonant frequency several weeks earlier (Lévy et al., 2010). However, clay is subject to a strong shear-wave velocity drop before its fluidization. Such drop has been measured several days before a rupture using ambient noise interferometry (Mainsant et al., 2012b) and confirmed by laboratory experiments (Mainsant et al., 2015; Carrière et al., 2018a).

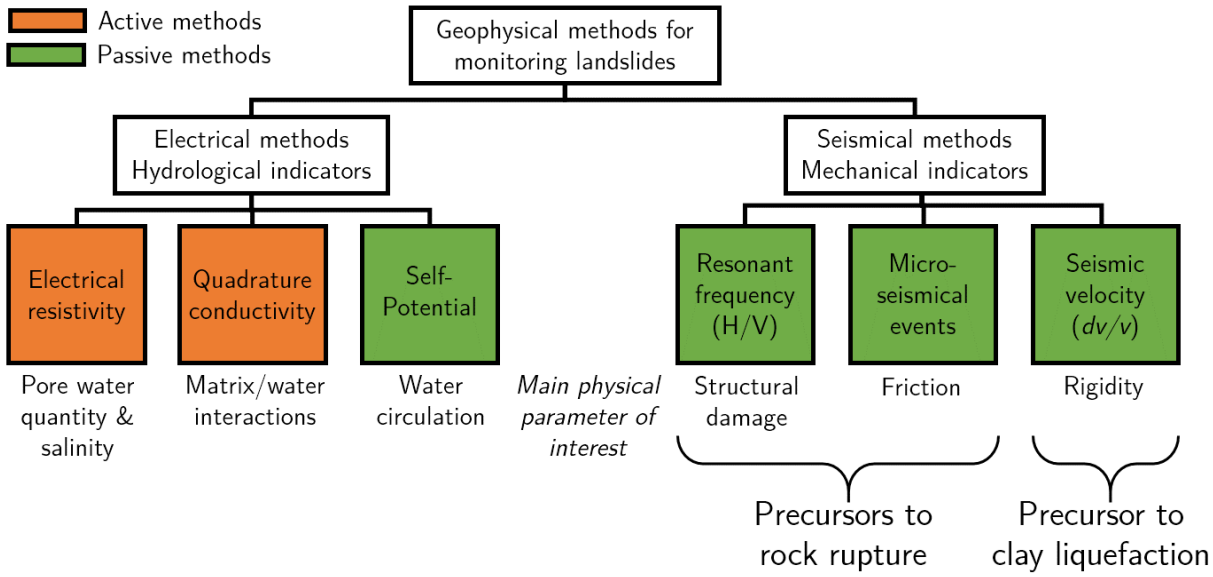


Fig. 1: Geophysical methods used for monitoring landslides, derived from(Whiteley et al., 2018).

A3.3.2 Ambient seismic noise interferometry

The idea of ambient noise interferometry is to reconstruct the approximated transfer function of a medium to an impulse excitation (or Green's function, GF), by cross-correlating the seismic noise measured passively between two sensors. That has been done on an ultrasonic receiver (Weaver and Lobkis, 2001) then on a larger scale using the energy of a timely and localized earthquake that diffused within the crust (Campillo and

Paul, 2003). Using the energy from ambient seismic noise (Shapiro and Campillo, 2004) had the advantage to exploit diffused noise from multiple sources and to reconstruct a more stable GF approximation. These studies used the reconstructed early-arrival direct surface waves to retrieve their phase velocities and make the tomography of the seismic velocity of the materials at depth. (Larose et al., 2006) showed experimentally that the late arrivals of the reconstructed GF—the coda of the correlation—provided information on the wave scattering within the medium between two sensors. Sens-Schönfelder and Wegler (2006) proposed to monitor the later part of the correlations over time on a volcano, to measure apparent velocity variations that would result from a small velocity perturbation in the bulk caused by geological events. The apparent velocity was observed to decrease slightly before a volcanic eruption (Brenguier et al., 2011; Florent Brenguier et al., 2008b; Brenguier et al., 2016; Obermann et al., 2013a; Nakata et al., 2016), and also to decrease abruptly during an earthquake then to increase slowly during a recovery phase (Wegler and Sens-Schönfelder, 2007; Florent Brenguier et al., 2008a; Rivet et al., 2011; Hobiger et al., 2016), and to decrease even more strongly after an earthquake in a volcanic area (Brenguier et al., 2014; Taira and Brenguier, 2016).

Smaller scale objects have also been monitored. Velocity decreases were observed due to a seepage on dams or levees (Planès et al., 2016, 2017; Olivier et al., 2017) or to seasonal thawing of permafrost (James et al., 2017).

In addition, the coherence between the correlations provides an alternative indicator to the velocity. For example, a decrease of coherence has been observed during the filling/drainage of a glacier-dammed lake (Preiswerk and Walter, 2018; Walter et al., 2015) or during the fluid injection on a geothermal site (Obermann et al., 2013a). Using the decoherence leads to different interpretations (Théry et al., 2019), discussed in a dedicated subsection.

A3.3.3 Applications to landslide monitoring

On landslides, ambient noise interferometry is used either for reconnaissance of surface-wave dispersion (Renalier et al., 2010) or for monitoring changes of apparent surface wave velocity (Renalier et al., 2010). The interest of this technique for landslides monitoring purposes significantly increased after the detection of a clear velocity drop five days before the catastrophic acceleration of a shallow clayey landslide (Mainsant et al., 2012b). It led to a new technique for predicting landslide failures. This drop of velocity, that reached 7% before the failure (Fig. 2), was attributed to clay fluidization at the base of the moving layer due to the material accumulation and pore pressure increase. Indeed, clay fluidization due to stress and pore saturation has been shown in laboratory conditions to strongly decrease the clay shear-wave velocity before its fluidization (Mainsant et al., 2012a, 2015; Dong and Lu, 2016; Carrière et al., 2018a, 2018b).

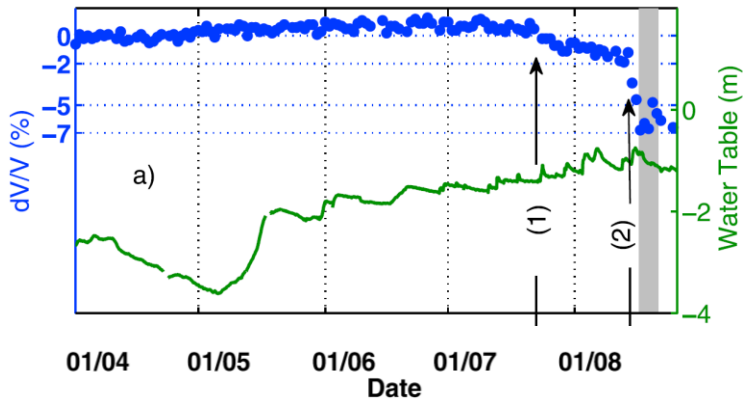


Fig. 2: On the Pont-Bourquin landslide, the apparent surface wave velocity (in blue) was monitored before the major failure of 19 August 2010 (in gray). Vertical line 1: the first velocity reduction starts after rainfall on 23 July and represents a drop of 2% developing over 20 days. Vertical line 2: the major drop starts after rainfall on 14 August, with a total decrease of 7% over the 5 days preceding the landslide. The water table height (green) was not sufficient to predict a failure. From (Mainsant et al., 2012b)

Several landslides have been monitored since then (Table 5), including deep-seated landslides (Voisin et al., 2016a; Bontemps et al., under revision), an earthflow (Bertello et al., 2018), a rotational slide (Fiolleau et al., 2018), a rock glacier (Guillemot et al., under revision), and a rockslide (Colombero et al., 2018a). Seismic arrays have been also used to study spatiotemporal variations during a few months (Chtouki et al., 2017; Harba and Pilecki, 2017). However, these landslides remained relatively stable, thus no precursor signal was detected. The potential of dv/v precursory signal has recently been confirmed on a rotational slide (Fiolleau et al., 2018), but in an unusual configuration: a seismic sensor was placed on a prone-to-failure earth column, and its recordings compared with a sensor placed on stable grounds. The degradation led to a progressive decrease of correlation coherence 20 days before the failure, probably explained by the rear-fracture progressive opening.

Table 5: Landslide monitoring based on ambient noise interferometry

Landslide	Technique (a)	Precursor	Seasonal variation	Duration (yr.)	Stations	Sliding depth (m)	Slide class (Hungr, 2014)	References
Avignonet, France	dv/v	na	±0.5 %	2.5	2	10–16 and 42–47	Clay/silt compound slide	(Renalier et al., 2010)
Pont-Bourquin, Switzerland	dv/v	2–7% in 5d, at 10-12 Hz	±2%	6	6	10	Clay planar slide-earthflow	(Mainsant et al., 2012b; Larose et al., 2015; Bièvre et al., 2018)
Utiku New Zealand	dv/v	na	±2%	1.1	4	300 (Massey et al., 2013)	Planar rockslide/earthflow	(Voisin et al., 2016a)
Madonna del Sasso, Italy	dv/v H/V	na	±10% 2.7-3.3Hz	2.3	4	15 and 16	Rock fall-slide	(Colombero et al., 2018a)
Harmalière, France	CC H/H	0.8–0 in 20d 9–6 Hz in 8h	na na	0.3	2	3	Earth rotational slide	(Fiolleau et al., 2018)
Gugla, Switzerland	dv/v CC	na na	±1.5% 1-0.5	3	2	2 to 15	Rock slope deformation/solifluction	(Guillemot et al., under revision)
Maca, Peru	dv/v	na	±1%	3	1(b)	50	Clay/silt compound slide	(Bontemps et al., under revision)
Montevecchio, Italy	Time lapse dv/v	After event: 30% at 11Hz	na	1.3	7×6	unknown	Earthflow	(Bertello et al., 2018)
Char d'Osset, France	dv/v	na	±2.5%	2	5			(Valentin, 2018)

(a) *dv/v* stands for temporal relative velocity variations based on the coda of the green function and CC stands for Coherence Coefficient of the green function. H/V and H/H use ambient noise—but not interferometry—to monitor the horizontal resonant frequency, normalized by vertical component or horizontal component of another sensor.

(b) Auto-correlation between vertical and horizontal polarization of the ambient noise, on one single sensor.

A3.3.4 Potential and limitations for an early-warning system

Ambient noise interferometry presents multiple advantages for an early-warning system. Firstly, it can measure the loss of rigidity directly in the bulk of the material that causes the failure, in contrast with the later surface displacement or the earlier rainfall infiltration. It is therefore complementary to existing monitoring techniques. Secondly, it provides a continuous and robust monitoring. Indeed, seismic waves propagate even with rain, snow, vegetation or without a line of sight between the sensors. Furthermore, the sensors can be partially buried to avoid their deterioration. Eventually, the

biggest advantage resides in the fact that it is non-destructive and it does not require expensive drilling.

However, forecasting a rupture before it occurs—and not after—requires 1) to validate statistically the precursory signals compared to false warnings (= false positive); 2) to warrant the completeness of the detection (do not miss right alarms = false negative); 3) to know before the event which processing parameter will highlight the precursor; and 4) to be reactive and confident enough to raise a warning before the event. Up to now, precursory signals were observed at Pont-Bourquin and Harmalière landslide (Mainsant et al., 2012b; Fiolleau et al., 2018). Bièvre et al. (2018) recently showed four additional years of monitoring Pont-Bourquin for which no failure occurred, and highlighted seasonal velocity variations that remained below ±2%, suggesting this threshold would be sufficient to avoid false warnings. Statistical relevance should then be assessed on multiple landslides and new ongoing studies should validate it.

Prior knowledge of the landslide is important to set proper parameters in the processing workflow. A depth sensitivity analysis should constrain parameters of frequency and time window (detailed in subsection 3), requiring first to investigate the depth of the active layer (subject to rigidity reduction) and the seismic velocities in the unstable mass. An observation phase of the landslide would also be valuable to observe the landslide behavior in regard to environmental influences and set threshold values on the dv/v, decorrelation and other observables that would avoid false warning.

Effective lead time is of paramount importance to anticipate a failure, and give enough time to make decisions and take actions. If a precursor signal started a few days before a potential failure (Mainsant et al., 2015), the effective lead time would be 1–2 days. That would require to automatize fast processing and warning system with minimum manual intervention, to reduce the time resolution below a day and handle daily cyclic variations and lower signal-noise ratio, and to correct for environmental influences to increase the sensitivity to the precursor. This makes the technique appropriate for slow moving landslides, but has to be adapted for rapid accelerations landslides or rockfalls.

A3.4 Towards an early-warning system

A3.4.1 Processing workflow

A general processing workflow is presented in Fig. 3, based on general workflows proposed by (Bensen et al., 2007; Larose et al., 2015). For an early warning system, the workflow should rapidly detect changes of dv/v and raise a warning with the shortest possible lead time. However, increasing the reactivity may deteriorate the signal-to-noise ratio and lead to false early warnings. A tradeoff should then be found between reactivity

and stability (in blue). The precursor should also be detected automatically with a minimal human intervention and prior knowledge about the landslide. The process should constrain the parameterization as much as possible with minimal manual tuning. A prior knowledge of the structure of the landslide at depth (a seismic velocity profile) would help to constrain the choice of the frequency band, time window and optionally sensor pair selection (in yellow). The steps of the processing are presented in the following sections.

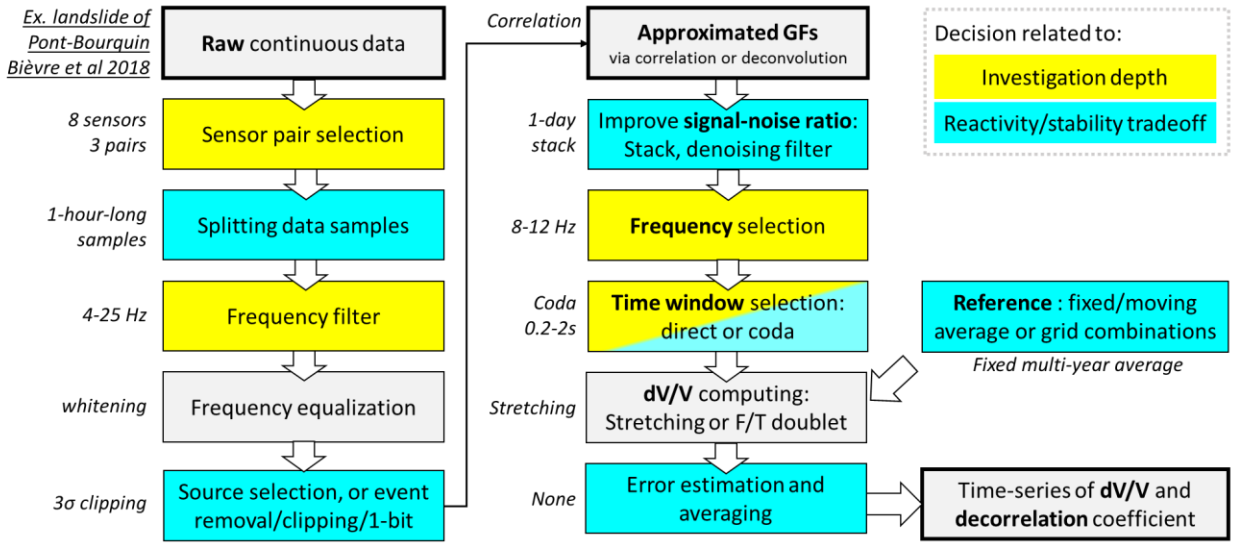


Fig. 3: General workflow to process ambient seismic noise correlation and extract daily relative velocity changes *dv/v* and decorrelation coefficients. Modified after (Larose et al., 2015).

The workflow starts by preparing the continuous raw data recorded by the seismometer, or "traces". Traces consist of ground vibration measurements in 1 or 3 directions (vertical or 3D). Data is typically sampled every 1–10 milliseconds and accurately timed by a GPS-synchronized clock to avoid drifts (Sens-Schönfelder, 2008, p.; Stehly et al., 2007). Sensors are selected by pairs that are within the area of investigation. Their traces are split in time by samples of equal size and time base. The length of the samples, typically one hour, defines the minimal resolution of the *dv/v*. The whitening operation then consists of filtering the traces within a large frequency band and equalizing the contribution of each frequency (Bensen et al., 2007). This can be done in the frequency domain with an apodization window $A^{f_{\min},f_{\max}}(\omega)$ to filter the selected bandwidth $[f_{\min}, f_{\max}]$ and shows a smooth transition from 0 out of the bandwidth to 1 within the selected bandwidth:

$$S_i^{\text{filtered}}(\omega) = \frac{S_i^{\text{raw}}(\omega)}{\left|S_i^{\text{raw}}(\omega)\right|} A^{f_{\min},f_{\max}}(\omega) \tag{29}$$

The next step consists of removing strong events such as earthquakes. Techniques include 1-bit correlation, running-average normalization, removing the data that contains the event from the traces, clipping the traces that exceeds a multiple of the rms, or making iterative clipping.

The correlation of two traces $a(t)$ and $b(t)$ gives an approximation of the GF h_{AB} between their two sensors (it is also possible to exploit one single sensor using autocorrelation):

$$h_{AB}(t) \approx ccf_{AB}(t) = \int a(\theta)b(t+\theta)d\theta \tag{30}$$

The resulting cross-correlation functions (CCF) can be normalized by the traces energy $\sqrt{(\sum a^2(t))(\sum b^2(t))}$. Alternatively, the GF can be computed using a deconvolution instead of a cross-correlation (Mehta et al., 2007), which provides a more stable GF estimation for borehole sensors (Nakata and Snieder, 2012).

CCFs are then stacked, typically over one or several days, and filtered within the investigation frequency. The choice of processing steps and parameters such as averaging, frequency filtering, reference selection and time window depend on the investigation depth and on the appropriate tradeoff between stability and reactivity. These are discussed in the next section.

A reference CCF is chosen (often the average CCF over the whole period, but also the period corresponding to the most stable state of the study state, in several cases), and each CCF is compared with the reference within a defined time window to extract their *dv/v*.

Computing the *dv/v* between two CCF uses either the stretching or doublet method. The doublet method measures the time shift Δt between two CCFs on a narrow moving window in the time or frequency domain, and extracts the slope $\Delta t/t$ (Fig. 4.a). The stretching method (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006) consists of testing several possible velocity changes of *dv/v* by resampling the time of the CCF $h(t) \rightarrow h\left(t\left(1-dV/V\right)\right)$. The optimum velocity change *dv/v* at a given date maximizes the correlation coefficient computed between the stretched and reference CCF:

$$CC\left(\frac{dV}{V}\right) = \frac{\int h\left(t\left(1+dV/V\right)\right)h_{ref}(t)dt}{\sqrt{\int h\left(t\left(1+dV/V\right)\right)^2 dt \int h(t)^2 dt}} \tag{31}$$

Both methods were compared by (Hadziioannou et al., 2009). The doublet method would better eliminate localized decorrelations outliers, spot non-linear velocity variation along the time windows, and provide the same contribution from every part of the CCF whatever their amplitude. On the other hand, the stretching would work with a lower

signal-noise ratio and requires less parametrization, which seems preferable for an automatic early-warning system.

Finally, if the dv/v is computed over multiple pairs, that can serve to localize the velocity change spatially (Florent Brenguier et al., 2008b), or to compute an averaged dv/v and a standard deviation.

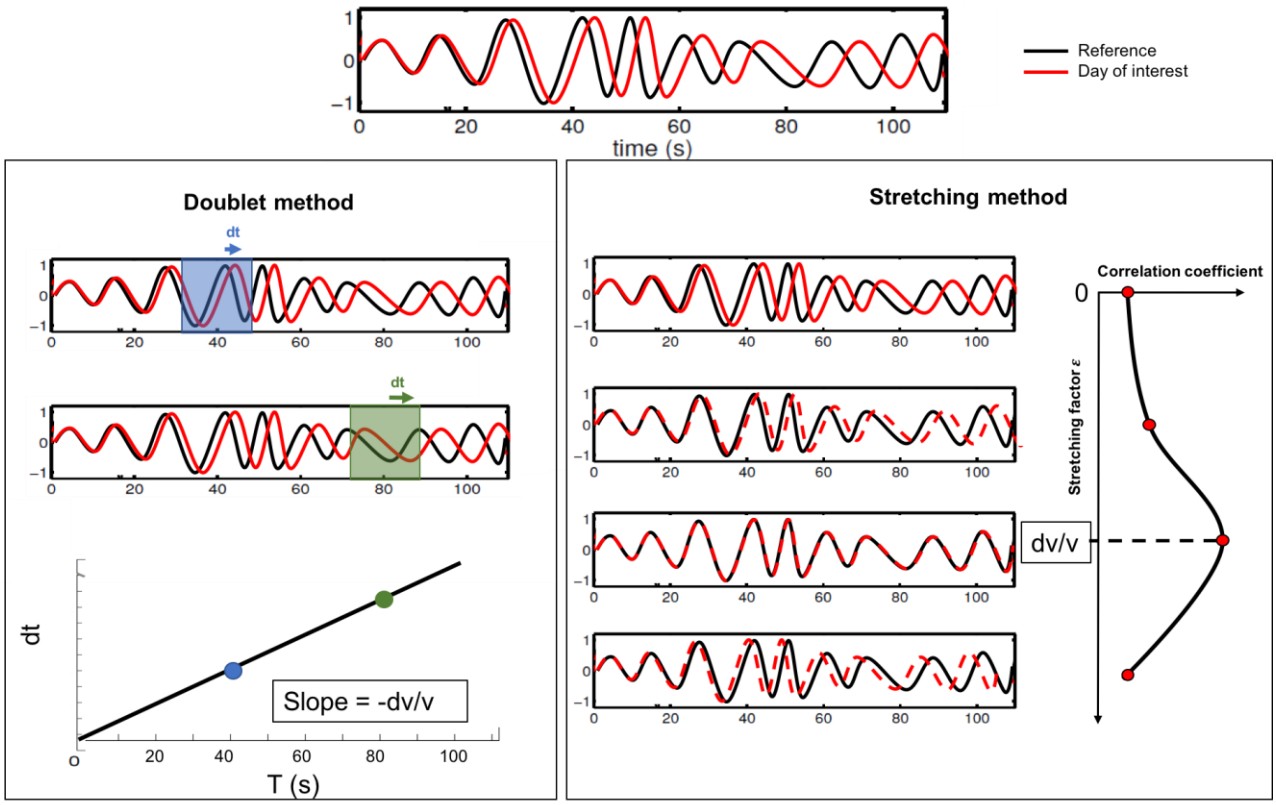


Fig. 4: Illustration of (left) doublet and (right) stretching methods, for estimating a dv/v value from an example of signals (above), modified from (Hadziioannou et al., 2009; Hadziioannou, 2011)

A3.4.2 Investigation depth

Ideally, a CCF would reconstruct the response of a pulse originating from sensor A and measured on sensor B, after a complex propagation in the medium. This propagation consists of direct surface waves and scattered surface and/or body waves, with a mutual conversion between them. Each propagation mode will exhibit different sensitivity to depth, wave frequency, arrival time and material properties (Obermann et al., 2013b). From a statistical or energetical point of view, surface waves dominates ambient seismic noise records, and we mostly focus on those latter modes.

Surface waves phase velocity and penetration depth depend on their frequency and mostly on the bulk S velocities of the subsurface layers. The choice of frequency to filter the CCFs is then crucial, and depends on the depth and material that needs to be monitored (Fig. 5).

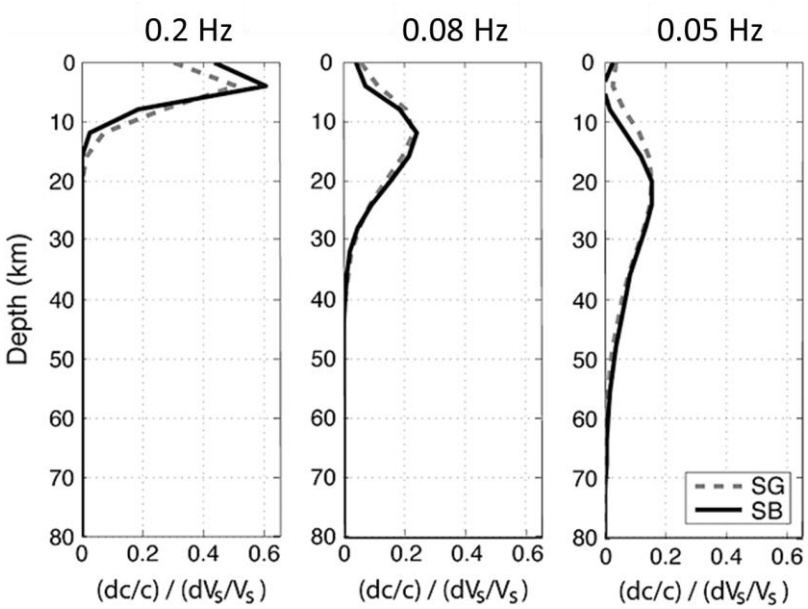


Fig. 5: Sensitivity of the Rayleigh phase velocity to a shear velocity perturbation dV_s in Wenchuan region, for different frequencies, highlighting the dependence of the depth of investigation to frequency. SG and SB correspond to two different sites. From (Froment et al., 2013).

Scattered body waves can propagate much deeper than the sensitivity depth of surface waves, and therefore be sensitive to deeper material. Their sensitivity depth depends mostly on the observed time window in the coda (late times correspond to waves that traveled deeper in the subsurface). But it also depends on the inter-station distance, on the velocity of the medium and on its scattering properties (which in turn depends on the wavelength/frequency). All these parameters are mutually dependent, for example increasing the inter-station distance will necessarily require to increase the time window.

A sensitivity depth has been modeled by (Obermann et al., 2013b, 2019) in 2D and 3D, respectively (Fig. 6), to separate the contribution of surface waves (in red) and body waves (in blue) to the apparent velocity change dv/v_{app} in response to a bulk velocity change dv/v_{bulk} of a layer placed at a variable depth, in an ideal lossless medium. The figure shows that surface wave sensitivity is quite shallow (approximately half a wavelength) compared to scattered body waves that travel at a much greater depth.

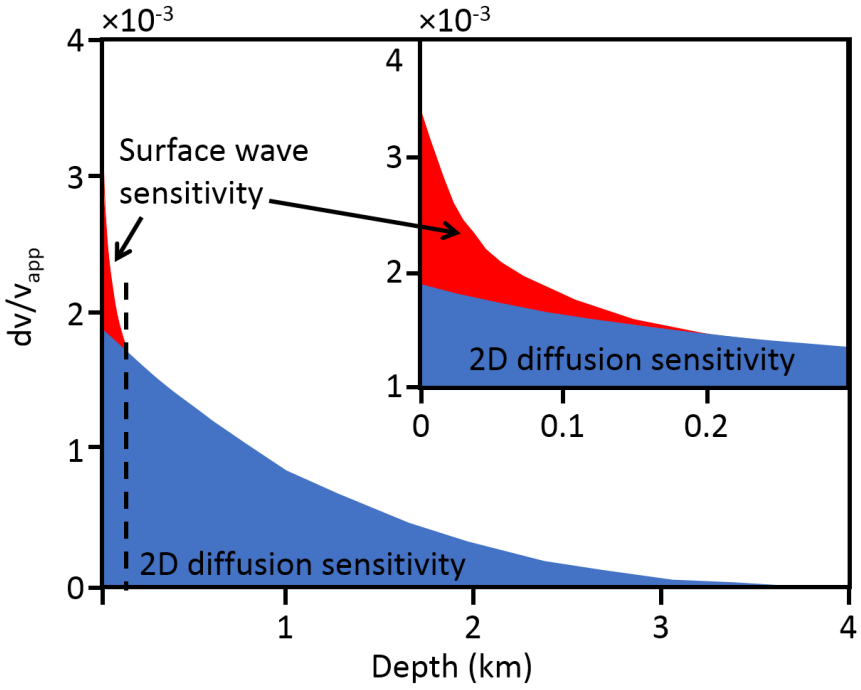


Fig. 6: Model of the apparent velocity response to a change of bulk velocity of a layer, depending on its depth (layer thickness=200m, P-wavelength=340m, frequency=20 Hz, time window=2.8-4.4s). The surface waves are sensitive to changes near the surface (in red, up to approximately half the wavelength) and the diffused waves (in blue) are sensitive to much deeper changes (in blue) which mostly depend on the medium scattering and inter-station distance. Redrawn from (Obermann et al., 2013b).

The repartition between body and surface waves sensitivity do not only depend on depth, but also on the choice of the time window, and on the scattering properties of the medium. In early times, surface waves dominate, at late times bulk waves do (but in practice, absorption will reduce them at working frequencies where landslides are monitored). The scattering in the medium is expressed by the mean travel path of a propagated ray before being scattered. A medium with a higher degree of heterogeneities σ means more scattered waves and smaller transport mean free path. Surface-wave observation, and therefore short time window (a few scattering mean free times, or less) is preferred in shallow near-surface landslides. Ideally, constraining the limit of the time window would require to estimate the transport mean free path which is rarely measured. However, in practice, the time window is set between the end of the high-amplitude direct surface waves, up to either 5–10 wavelengths or the limit before the CCF become too noisy. This favors the role of surface waves for our analysis on landslides.

A3.4.3 Errors to avoid in the processing

In some studies, many large instantaneous jumps of dv/v can appear, indicating that cycle-skipping bias occurred between the daily cross-correlation of seismic noise and the reference one. Cycle-skipping is a common drawback of dv/v computing methods, including stretching and Moving Window Cross-Spectral analysis (MCWS). It indicates

the matching of the incorrect phases between the current of the reference traces. Three main reasons can cause cycle-skipping. First, if the Signal-to-Noise Ratio (SNR) is too low, the MWCS and the stretching methods lose efficiency, because the filtering step fails to accurately retrieve proper signals. Second, when the delay time is larger than the dominant period of the correlations. If so, the dominant frequency is then recorded instead of the right measure of dv/v ((Colombero et al., 2018a), see below). Third, if changes in scattering and interference have altered the waveforms so much that they are too dissimilar to be accurately compared. To minimize the occurrence of this unwanted effect, a moving reference of the adjacent day stack before the day of interest can be used. Results provide greater coherence, and finally a better estimation of dv/v (James et al., 2017).

A3.4.4 Stability, reactivity and signal-noise ratio

In particular, one of the main interests of landslide monitoring with ambient noise correlation is to decrease the lead time. Indeed, one requires to shorten the average time of the cross-correlations to less than 24 hours. For this, one option is to select the most stable sources of noise such as cars that would always follow the same road, or wind turbine (Planès et al., 2017). As a prerequisite step, identifying the different sources thanks, for example, to beamforming methods or by using the asymmetry of the amplitude cross-correlation, if one has a network of several seismic sensors on the studied object (Preiswerk and Walter, 2018). One drawback of this method is that selected sources need to be approximately aligned with the seismometers used for the correlation (Snieder and Larose, 2013; Planès et al., 2017). Other options to limit the influence of source noise variations in early warning systems are either to decrease this effect by whitening the coda of the correlation (Daskalakis et al., 2016) or estimating and taking into account the actual error linked to the variations in space, amplitude and frequency content of the noise sources (Delaney et al., 2017).

Processing the correlation function will face tradeoffs. The first tradeoff is between using defined strong sources or eliminating their contribution (Fig. 7). Cross-correlation interferometry was firstly applied to the coda (=late arrivals) of strong and timely earthquake events . repeating smaller sources are preferred such as small earthquakes, ice quakes, cars or other human-made sources (discussed later in section A3.6.1). However, reconstructing a GF requires a homogeneous spatial distribution of the sources around the sensors, or a highly scattering medium (scatterers act as secondary sources). In practice, these conditions are rarely respected. Nevertheless, an approximated but stable GF is sufficient for monitoring (Hadziioannou et al., 2009). Therefore using localized and often active sources requires to study and to select the sources to ensure their stability

(stability in position, not in time), which is complicated for monitoring. Another approach is to use only diffuse and weak sources, which are scattered multiple times before arriving on the sensor. Scattered sources will ensure a better spatial repartition of the pseudo-sources (scatterers should be surrounding the sensors) as well as a better stability (underground scatterers rarely move). In practice, scattered pseudo-sources are continuous in time but with low amplitude, as opposed to short-time events with strong amplitude. On way to remove the contribution of the stronger events in the traces (Bensen et al., 2007) is to remove the corresponding traces. Another way consist in reducing their amplitude, either by clipping the traces to a max value (typically 3 σ but also one-bit reduction (Larose, 2004) or iterative clipping) or normalizing the trace amplitude over a moving average window. Such process will strongly increase the contribution of scattered waves (very stable) and continuous weak sources (often stable) and improve the source stability. Clipping provides stable correlations and fits well with an automatic processing.

Similarly, waves that travel between two sensors are either direct or scattered, corresponding in the correlation to early and late arrivals, respectively. Direct waves are more energetic, but still, depend on the source directionality and would be more impacted by a minor change of source direction (in particular seasonal changes). The emergence of scattered waves in the correlation again requires a better signal-noise ratio and a longer time of observation, but provides more stability. Furthermore, velocity variations is easier to measure with long coda of scattered waves (10+ periods of the filter frequency) than with early arrivals, for two reasons. First, computing velocity variations over several periods instead of using only one maximum estimation is more accurate and resilient to noise. Second, the direct waves arrive very close to t=0 for sensors installed at short distance, so an error on the estimation of dt is magnified when computing dt/t.

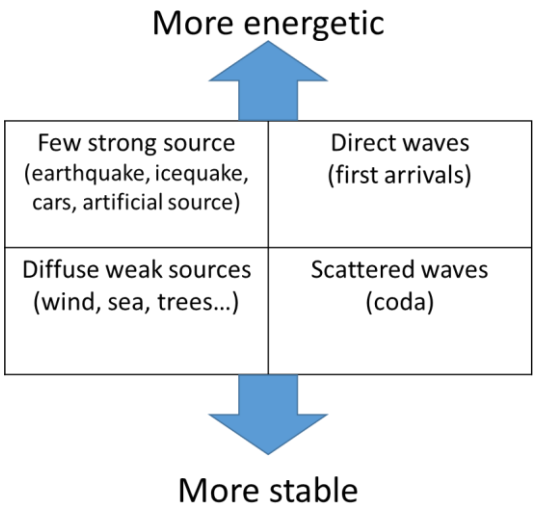


Fig. 7: Tradeoff between stability of the GF and its level of energy.

Using longer recording times improves the correlation stability and the signal-noise ratio,, at the cost of a lower time resolution. On a landslide, correlations are typically computed every hour and then averaged over 24h to improve the signal-to-noise ratio and to eliminate sub-daily variations due to source and subsurface variations. 24-hours averaging appears sufficient for detecting dv/v variations with a <0.1% resolution (see Fig. 2). Still, that may be too long for a landslide early-warning system. A shorter resolution, such as hourly, would strongly increase the effective lead time (precursory signals are often required for redundancy before making a warning). However that would require handling daily cyclic variations of potentially a few % (Fig. 11) and working with noisy correlations. To handle the daily variations, we propose first to continue averaging correlations over 24h, but using an hourly moving window to increase the resolution without affecting the stability of the CCF. To be more reactive, daily variations could be handled by comparing correlations at the same time of the day between different days, as a variant of the method used in (Richter et al., 2014). Noise reduction could be operated by using the SVD-Wiener filter introduced by Moreau et al. (2017) that exploits the coherence from one correlation to the other, in order to remove the noise that is not coherent between correlations.

The reference CCF chosen to compute the dv/v affects the reactivity to detect strong variations. Most studies use the average correlation over the whole investigated period or over a stable period. Averaging ensures weak noise and reference uniqueness ensures coherence between all the computed dv/v. However, the CCF curves may evolve over years due to the change of velocity, sources or structure of the material, leading to an inexact reference computation when averaging them. These long term variations should be taken into account in the reference computation to obtain more accurate dv/v. This has been done with three approaches. (1) To obtain better reference CCF despite velocity

changes, the dv/v can be estimated classically within a first round with a standard reference. Then, the resulting dv/v values can be used to correct for the velocity variation of each CCF. The corrected CCF will be more coherent when stacking them, leading to a more accurate reference CCF. This new reference is then used to recompute the dv/v more accurately (Richter et al., 2014). (2) Correcting for the loss of coherence between CCF requires another approach. Strong changes of the sources or propagation path over long time scales would result in a loss of coherence compared to the averaged reference, and therefore prevent the good quality of the measured *dv/v* on the short term. On permafrost for example, the melting strongly alters the correlation over time. In that case, computing the reference over a moving window averaged over 3 to 10 days allows resolving large short term (1-10 days) velocity variations (James et al., 2017), discarding longer terms effects (a long-term drift of the resulting *dv/v* due to the cumulation of variation values computed on a local time windows) at the cost of a lower signal-to-noise ratio of the reference. (3) Pushing beyond the moving-window methods, the *dv/v* can be computed between every possible couple of dates i, j from the same sensor, resulting in a 2-D grid of $\delta v_{i,j}$. The optimal 1-D time series of δv_i is then inverted, to minimize every $\delta v_{i,j} = \delta v_j - \delta v_i$ and provide a *dv/v* time series that best fits the grid (Brenguier et al., 2014; Machacca et al., 2019) (see Fig. 8). The inversion of the dv/v allows for a regularization that either smoothes the *dv/v* time series or provide a higher temporal resolution but with more noise. This technique allows detecting rapid changes by comparing correlations that are close in time, even if the CCF shape has changed. It gives a lower weight to the couples that have a low coherence, and the method resolves the problem of drift that exists when using a moving-window reference, by comparing also correlations that are distant in time. This results in a better reactivity/stability tradeoff on landslides, but at the cost of a higher computational complexity and cost.

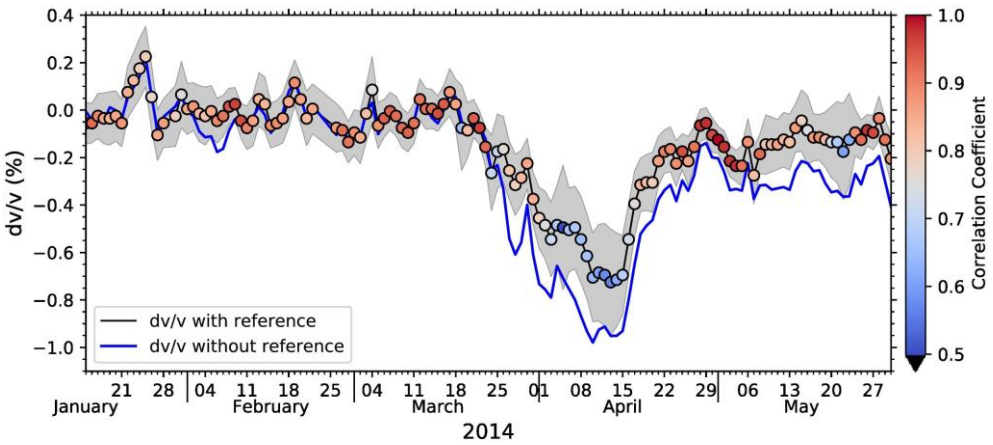


Fig. 8: Comparison of an inverted *dv/v* time series with the standard stretching method, from (Machacca et al., 2019)

A3.4.5 Assessing the uncertainty

The reliability of a warning system relies on estimating *dv/v* uncertainty. Lower coherence coefficients between the CCF and the reference or between each pair of CCF (Fig. 9) are often used to discard meaningless *dv/v* computations. However, deciding the coherence threshold that discard couples of *dv/v* (often 0.6) is a rough and approximate process. Furthermore, precursory drops of *dv/v* were shown to be accompanied by a drop of coherence (Fig. 10.b), and lower coherence could be a precursory signal in itself (Fiolleau et al., 2018). Therefore, correlation coherence should instead remain as a valuable indicator.

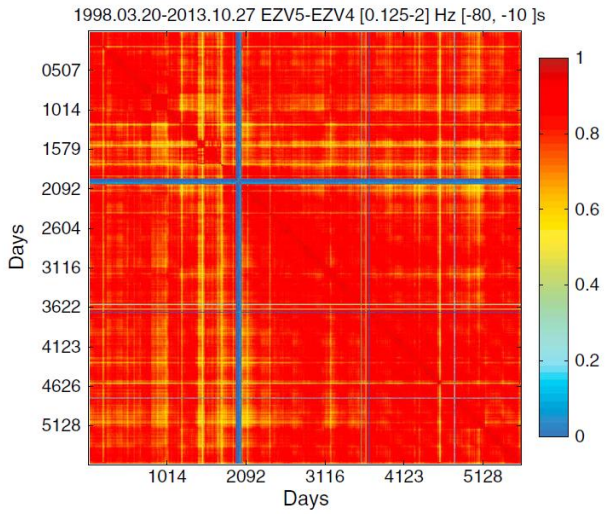


Fig. 9: Matrix of coherence coefficient between different every possible combination of correlation on the same sensor for 15 years at Merapi Volcano. The correlation coefficients <0.6 were discarded. From (Lesage et al., 2014).

When using the stretching method, a mathematical approach was introduced to compute an error based on the maximized correlation coefficient $CC(dv/v)$ between the stretched and reference correlation. The error also depends on frequency bandwidth $1/T$, on the time window $[t_1, t_2]$, and on the central pulsation ω_c (Weaver et al., 2011a):

$$rms\left(\frac{dv}{v}\right) = \frac{\sqrt{1-CC(dv/v)^2}}{2CC(dv/v)} \sqrt{\frac{6\sqrt{\frac{\pi}{2}}T}{\omega_c^2\left(t_2^3 - t_1^3\right)}} \tag{32}$$

In practice this means that extending the frequency range or the time window duration reduces ther *rms*. Also, lower CC induce lower *rms*.

More empirically, the *dv/v* can be computed for different configurations (e.g., multiple time windows and/or multiple sensor pairs) in order to extract their average, standard deviation or probability density function (Voisin et al., 2016a). For the best possible robustness, both approaches should be combined. In the case of arrays of several seismometers, the averaging approach would increase the robustness but would also reduce the spatial sensitivity of locating the precursory signal. Therefore, warning threshold should

be set on the average *dv/v* value, the statistical standard deviation over multiple pairs or time windows, and the *rms* computed from the *CC*, all at the same time.

A3.5 Causes of velocity variations

A3.5.1 Observations of cyclic variations

Seasonal

Seasonal variations of relative seismic velocity (*dv/v*) are clearly visible on the Pont-Bourquin landslide during 2012-2016 (Fig. 10). These variations are likely caused by yearly cycles of environmental conditions. Understanding and predicting these variations is necessary to discriminate variations due to environmental forcings from possible precursory signals, thus reducing false warning rates and increasing the lead time. Seasonal variations were clearly highlighted on the shallow and deep-seated landslides of Pont-Bourquin (Larose et al., 2015; Bièvre et al., 2018), and Utiku (Voisin et al., 2016a), respectively.

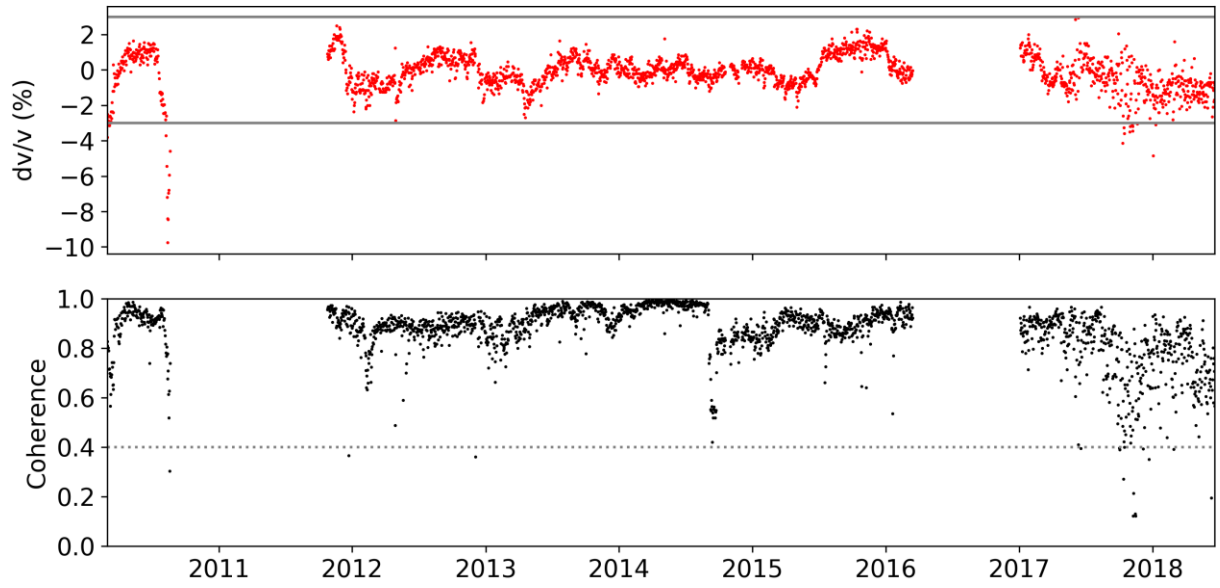


Fig. 10: (a) Relative daily velocity changes *dv/v* at Pont-Bourquin landslide between March 2010 and June 2018, at 10–14 Hz frequency and 0.2–0.6 s time window, updated for this review. The horizontal gray lines in the dv/v represent a possible threshold of ±3%. The 2010 drop and the seasonal amplitude are slightly higher than in previous studies (Larose et al., 2015; Bièvre et al., 2018), due to a higher central frequency. (b) The associated coherence coefficient. *dv/ v* values associated with CC <0.4 (grey dashed line) were discarded.

On the Utiku landslide (Voisin et al., 2016a), the *dv/v* clearly appeared negatively correlated with a measured groundwater level (Fig. 12.a), suggesting its predominance on the *dv/v* control. On the Pont-Bourquin landslide (Bièvre et al., 2018), the *dv/v* appeared negatively correlated to rainfall with 2–5 days of lag (Fig. 12.b), positively correlated to air temperature with 30–50 days of delay, and positively correlated with cold

peaks in winter. That suggests a possible control of groundwater, shallow soil temperature and frost: increase of water content decrease the velocity by increasing the density and decfresing the rigidity, higher temperature on the opposite increases the rigidity, and of course frost increases also the rigidity at the surface. At Pont-Bourquin, while rainfall events seem to induce decreases of *dv/v* on the short term, it seems unsure whether the long-term seasonal variations are controlled by temperature and/or water elevation. Better understanding seasonal effects then requires enlarging the scope of the present study to non-landslide investigations.

Seasonal variations of *dv/v* were observed on various sites (Table 5-2) including volcano, sedimentary basin, landslide, groundwater storage, CO2 storage, and even lunar soil, glacier and ice sheet. A first look at these studies reveals that the amplitude of seasonal variations varies by a factor 200 between studies, from 0.03% (Lecocq et al., 2017; Wang et al., 2008) to 6% (James et al., 2017). This discrepancy can mostly be explained by the different frequency ranges and subsequent investigation depths considered. Indeed, when comparing the studies together, the seasonal amplitude appears to follow a trend with the central frequency f chosen for filtering the correlation (Fig. 11). The trend relation $\Delta v/v_{max} \sim f^{3/2}$ appears in the data for all the study sites, except for two outliers : the Moon (Sens-Schönfelder and Larose, 2008) and the Greenland ice sheet (Mordret et al., 2016) which are indeed special case studies. This trend suggests that near-surface soil would be more sensitive to seasonal variations than deep material, because lower-frequency surface waves are sensitive at greater depth. Inter-station distance and time window also followe a trend with the seasonal variation amplitude (not shown here). This is because all these parameters are in practice mutually correlated to investigation depth. In fact, multiple studies have observed an increase of seasonal variations with early time windows (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006; Richter et al., 2014; Hillers et al., 2015b), shorter inter-station distance (Meier et al., 2010) and higher frequencies (Richter et al., 2014; Voisin et al., 2016a). Only one study observed a decrease of seasonal variation when increasing the frequency (Hillers et al., 2015a), which was explained by the sensitivity of deep rocks to thermo-elastic strain.

Two conclusions appear from this trend. First, the ratio between frequency and seasonal velocity variations follow the same trend even in different regions and materials (except for the Moon and Greenland ice sheet, which are very different contexts), showing a consistent behavior between landslides and other sites. Secondly, investigating a shallow landslide would require to use a higher frequency of investigation than a deep-seated landslide, which should lead to stronger seasonal variations. The rule of thumb usually used is that surface waves are sensitive up to one third of their wave length.

Study	Frequency (Hz)	Amplitude (%)	Context	Suggested governing influence (correlation sign)
Sens-Schönfelder and Wegler (2006)	Broadband>0.5	4	Volcano, Merapi, Indonesia	Groundwater level (–)
Sens-Schönfelder and Larose (2008)	6–11	0.15	Lunar soil, Apollo 17	Temperature (+, 7d)
Meier et al. (2010); Tsai (2011)	0.1–2	0.1	Basin, Los Angeles, USA	Groundwater level (–)
(Voisin et al., 2016a)	6–8 3–20	2.2 6	Landslide, Utiku	Groundwater level (–)
(Larose et al., 2015; Bièvre et al., 2018)	8–12	3	Landslide, Pont-Bourquin, Switzerland	Rainfall (–), temperature (+, 40d), frost (+)
Wang et al. (2017)	0.15-0.9	0.03	Whole Japan, Hi-net	Pore pressure (–), snow depth (+), sea level/tide (+), *Temperature (+, 40d)*
Miao et al. (2018)	Broadband <30	0.3 ms	East Japan, Kik-net	Rainfall (–)
Lecocq et al. (2017)	0.1–0.8	0.04	Ground water storage, Gräfenberg Array, Germany.	Temperature (+) and groundwater level (–)
Clements and Denolle (2018)	0.5–2	0.3	Groundwater basin, San Gabriel Valley, California	Groundwater level (–)
Hillers et al. (2015a)	0.5–2	0.2	San Jancinto Fault, California, USA	Temperature (+, 20d)
Hillers et al. (2015b)	2–8	0.3	Mountain, San Jancinto Fault Area, Piñon Flat Observatory, California, USA	Tidal strain (–)
Hillers et al. (2014)	1–4	0.3	Chelungpu fault, Taiwan	Precipitations/groundwater level (–)
(Richter et al., 2014)	4–6 9–11	0.29 2	Northern Chile	Temperature (+, 33d)
Mordret et al. (2016)	0.1–0.3	0.1	Ice sheet, western Greenland	Ice mass (–, 2 months)
Preiswerk and Walter (2018a)	2–8	10 dB SNR	Glacier, Aletsch, Switzerland	Source variation
	4–16	CC drop	Glacier, Plaine Morte, Switzerland	Source variation due to drainage/filling of a glacier-dammed lake
James et al. (2017)	13–17	6	Permafrost, Poker Flat Research Range, Alaska	Soil freezing (+)/melting (–)
(Guillemot et al., under revision)	4–10	3	Rock glacier, Gugla, Switzerland	Soil freezing (+)/melting (–)
(Gassenmeier et al., 2015)	1.5–3	0.8	CO2 storage site, Ketzin, Germany	Groundwater level (–), Frost (+)
Rivet et al. (2014)	0.1–2	0.50	Volcano, Piton de la Fournaise	
Hobiger et al. (2016)	0.25–0.5	0.02–0.04		
	0.5–1	0.04–0.12	Earthquakes in Japan	Curve fitting with a sinusoidal function
	1–2	0.08		

Table 6: Environmental variations of seismic velocity observed on the long-term (monthly, yearly and multiple years) in different studies

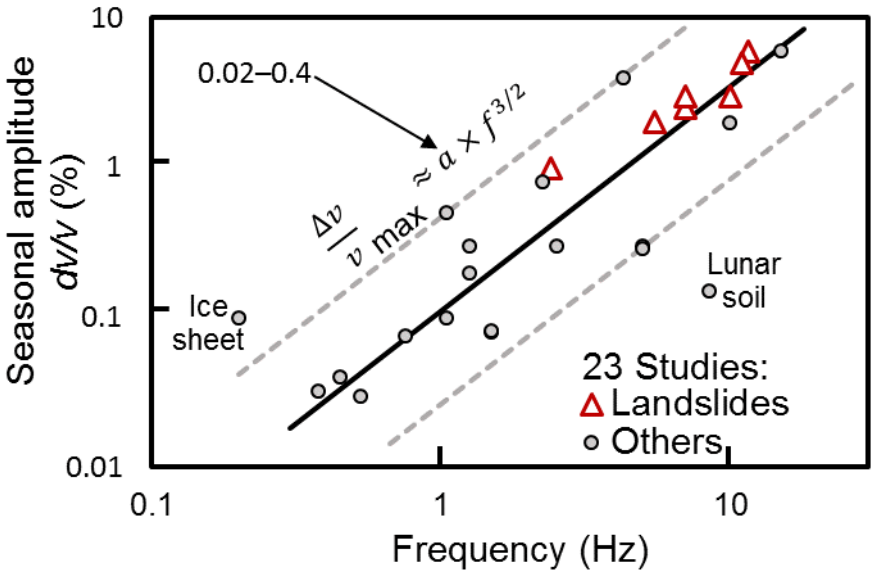


Fig. 11: Amplitude of the seasonal variation of relative velocity versus central frequency. Coefficient a = 0.11 (dashed lines: 0.025 and 0.45).

The different governing causes suggested in studies from Table 5-2 may appear contradictory on a first look. Temperature and groundwater level are often suggested, but also difficult to discriminate betaure they are often mutually correlated over a year and. For example, rainfalls that increase groundwater level can also reduce soil temperature. Temperature is usually observed to vary a few days before the dv/v. Depending on the study, that lag would either discard the temperature influence, or confirm it, due to thermal diffusion in the soil. Tide level would affect crustal stress (Luttrell and Sandwell, 2010) but could also increase the groundwater level near the coast leading to an influence with a different sign. Snow load would increase the stress and apparent velocity (Wang et al., 2017), but its melting also increases the groundwater level.

In addition to that complexity, seasonal variations would differ on a regional scale (Wang et al., 2017) and their influence parameters may have to be estimated locally. When trying to discriminate seasonal effects from exceptional events, a pragmatic approach is, then, to take into account the multiple effects together, and fit coefficients to account for their different importance (Wang et al., 2017).

At the pore scale, these influences can be separated between mechanical strain (thermoelastic, tidal, atmospheric, groundwater load and snow load) and pore saturation. Environmental variations at the crustal scale can influence both the mechanical strain and the pore saturation, at the pore scale. For example, tide can both induce stress changes and modify the groundwater level. Groundwater level in turn affects pore saturation and material strain.

Despite some disagreements on the governing cause, every study agrees on the sign (positive/negative) of those suggested influences on the apparent velocity: groundwater elevation decreases the apparent velocity and temperature increases it. In cold conditions, soil freezing increases the velocity and soil melting decreases it.

The influence of temperature was clearly discriminated from groundwater in Richter et al., (2014) and Sens-Schönfelder and Larose (2008), as measurements were situated respectively in an arid desert and on the moon without water, and still displayed cyclic variations corresponding to the temperature cycle.

The influence of groundwater level is of particular importance for studying rainfall-induced landslides because groundwater elevation decreases the *dv/v* under normal conditions (for example on Fig. 13). This environmental dv/v drop should then be discriminated from the drop due to clay liquefaction prior to a failure (Mainsant et al., 2012b). A better understanding of groundwater influence is therefore essential, and should be studied at the time scale of the early warning: a few days.

Daily

Daily time scale has been less studied than seasonal variations, for multiple reasons. Sub-daily correlations are noisier, less stable, and prone to daily source instability and soil variations, compared to correlations stacked over several days. Observing deep geological structure requires a high accuracy to spot small *dv/v,* and a resolution of one or several days is sufficient in most of the studies.

On the contrary, the observation of shallow layers is likely to raise strong *dv/v* variations (several %) and to tolerate a lower signal-noise ratio. The first meters of soil could show variation within a few hours due to temperature variation, rainfall, frost or simply source variations (e.g., road traffic) that vary along the day. Understanding these rapid variations is valuable to distinguish them from a potential precursor, but also to improve the time resolution down to a few hours and therefore increase the lead time. Observing sub-daily data should also help to understand the daily environmental influences from only a few days of data, instead of the multiple years required to understand them from seasonal variations.

Few studies have worked on daily variation of the *dv/v* (see Table 5-3). Because of the difficulties cited above, each one had to adapt its processing to the observation of sub-daily raw data. Takano et al. (2014) computed noisy correlation functions every minute between 2 a.m.—4 p.m. and averaged them over three months. It resulted in one correlation function during tidal dilatation and another during contraction, which were then compared. Planès et al. (2017) and Voisin et al. (2017) used the energetic early arrivals of the correlation after verifying the source stability and azimuth, and discarding unstable

sources. Mao et al., (2019) denoised the correlation with a Wiener filter (Moreau et al., 2017), averaged the *dv/v* over 1225 pairs and studied the resulting time series in the frequency domain. Ricter et al., (2014) computed a dv/v between each hourly correlation and their average over the same day, then computed the average *dv/v* over 1557 days separately for each hour of the day. James et al. (2017) presented only the amplitudes of daily variations without detailing its specific processing and Preiswerk and Walter (2018) showed the abrupt loss of coherence between two consecutive daily correlation functions due to a source change.

Suggested daily influences are the same as seasonal ones. Daily temperature variation is positively correlated to *dv/v* within the arid desert of Atacama, probably due to thermo-elastic stress (Richter et al., 2014) at the surface. Sea level/tide appeared negatively correlated with *dv/v* in two studies (Planès et al., 2016; Takano et al., 2014). However, the suggested causes are different. In mountainous and volcanic regions, the variations of 0.2% (Fig. 15) are suggested to originate from the Earth tide. On a coastal levee, a 5% amplitude velocity variation fitted perfectly to the variations of groundwater level caused by the tide (Fig. 14) demonstrating the effect of groundwater. The causality of groundwater influence was demonstrated (Voisin et al., 2017) by injecting water in a water storage site, which again showed a clear negative correlation between the groundwater level and the apparent *dv/v*.

Table 7: Daily variations of *dv/v* observed in different applications.

Study	Frequency (Hz)	Amplitude of *dv/v* (%)	Context	Suggested governing influence
Takano et al. (2014)	1–2	0.19	Volcano, Iwate, Japan	Tidal strain (decrease of velocity during dilatational episodes)
James et al. (2017a)	13–17	0.2	Permafrost, Poker Flat Research Range, Alaska	No suggestion for daily variations (only seasonal)
Planès et al. (2017a)	5–20	5	Sea levee, Colijnsplaat, Netherlands	Pore water pressure (–) [due to tide level]
Preiswerk and Walter, (2018)	4–16	CC drop	Glacier, Plaine Morte, Switzerland	Source variation, due to drainage/filling of a glacier-dammed lake
Mao et al. (2019)	1–5	0.02	Volcano, Piton de la Fournaise, La Réunion	Tidal strain, temperature
Voisin et al. (2017)	5–12	3	Groundwater storage, Crépieux-Charmy, France	Groundwater level (–) controlled by fluid injection.
Richter et al. (2014)	4–6	0.09	Northern Chile	Temperature (+, 3h)

A3.5.2 Reversible hydrometeorological factors

Groundwater

Precipitation and ground water table variations were proposed to influence the apparent dv/v since the first monitoring study (Sens-Schönfelder and Wegler, 2006). Clements and Denolle (2018) found that the dv/v reproduces the ground water level changes marked by long depletion and rapid recharge generated by the succession of droughts and floods, typical of the California regions. They observed a decrease of the dv/v with the increase of the water table level. Planès et al., (2017) monitored the tidal response of a sea levee in Netherland thanks to the ambient noise interferometry technique. The tidal cycle being of 12 hours, the effect of temperature, which has a cycle of 24 hours, can be precluded (Fig. 14). The dv/v fits very well the pore pressure measured 2 meters below the sea levee. They also observed a time lag of 100 minutes between the low tide and the low pore-water pressure and a time lag of 40 minutes between the high tide and the high pore-water pressure due to the different processes invoked for draining and filling the pores. Nevertheless, this confirms that the pore pressure is generated by the tidal variations. Thus, they found an anti-correlated relation between the dv/v and the pore pressure generated by the tides measured under the sea levee. The effect of ground water level and precipitation has also been observed on landslides. For example (Voisin et al., 2016a) saw a clear anti-correlation between the water table level and the dv/v in the Utiku Landslide in New Zealand (Fig. 12.a). Eventually, Bièvre et al. (2018) found a relation between precipitations and the dv/v in the Pont Bourquin landslide. Indeed, the cross-correlation between dv/v and rainfall over four years shows a clear peak of negative correlations 2–5 days after the rainfall event, due to the infiltration delay of precipitations (Fig. 12.b).

Two mechanisms can lead to the influence of groundwater level on the dv/v. Firstly, when water infiltrates into the soil and fills open pore space, the elastic moduli and the density of the soil are modified, influencing the velocity of the seismic waves (Grêt et al., 2006). This direct poroelastic effect will mainly affect the shallow layers where the water table will fluctuate (Meier et al., 2010; Hillers et al., 2014). Depending on the content of the ambient noise, the sign of the variation can be different. Indeed, the presence of water increases the P wave velocity but decreases the S and hence surface wave velocities (Biot, 1962). Secondly, the additional load of the water will have two opposite effects depending on the depth at which the waves are sensitive (i.e., depend on the studied frequencies). Near the surface, the load of the water mass will increase the pore pressure (Voisin et al., 2017; Wang et al., 2017; Clements and Denolle, 2018). Pore pressure opens cracks and decreases the area of grains in contact, hence decreasing seismic velocities and generating a negative dv/v (Rivet et al., 2015). When we sense deeper layers, under the

ground water table, or under impermeable layers, the load of the water will increase the stresses on the granular matrix, increasing seismic velocities, hence generate a positive dv/v (Obermann et al., 2014).

Even though, the link between precipitation, groundwater level fluctuation and pore pressure are clear in the presented studies, dissociating the influence of precipitation and water from other influencing factors such as atmospheric pressure (Hillers et al., 2014, 2015a) or temperature (Lecocq et al., 2017; Bièvre et al., 2018; Clements and Denolle, 2018) is rarely straightforward. Cautions have to be taken when trying to separate the influence of water infiltration and loading on the dv/v to other influencing factors.

To conclude, precipitation and pore pressure increase due to water table rise will have the same effect on the dv/v measured in landslides (i.e., in the near surface). A decrease of the dv/v is expected with precipitation and with an increase of the water table level.

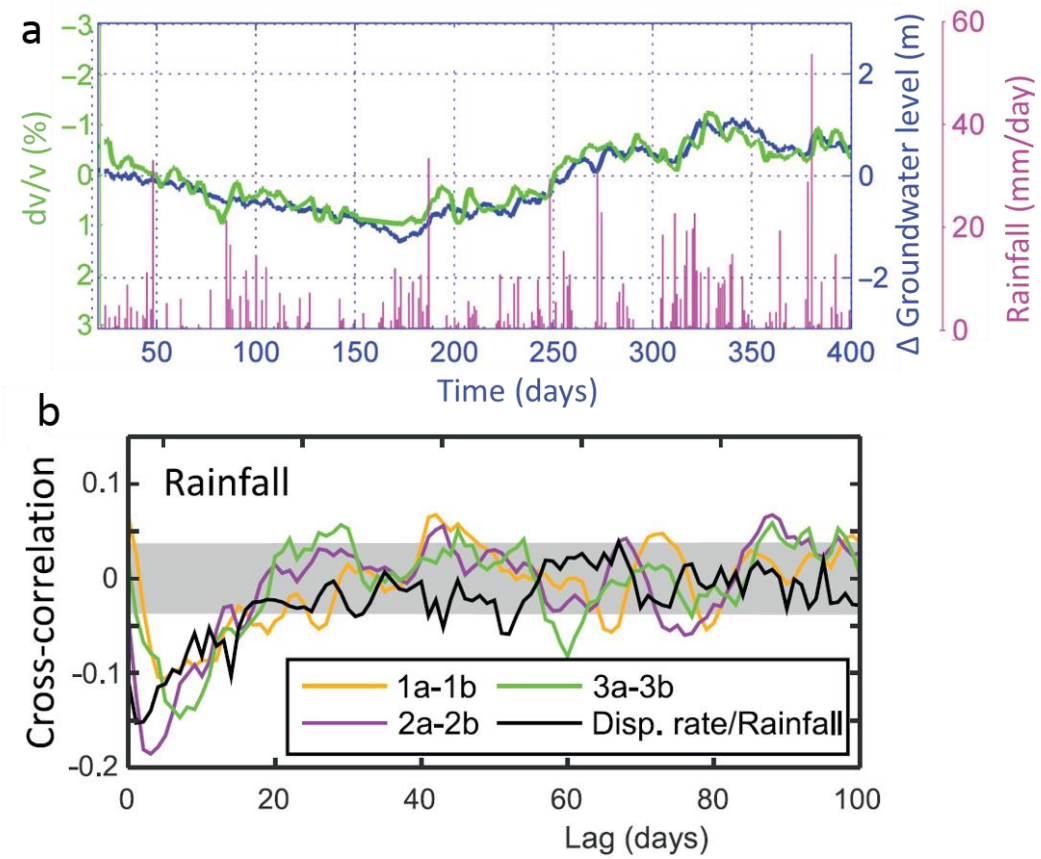


Fig. 12: Influence of water shown two landslides. (a) On Utiku landslide, the measurements of dv/v over a year show a clear negative correlation with the measured groundwater level—modified from (Voisin et al., 2016a) (b). Pont-Bourquin landslide, the cross-correlation between *dv/v* and rainfall over four years shows a clear peak of negative correlations 2–5 days after the rainfall event, due to the infiltration delay.

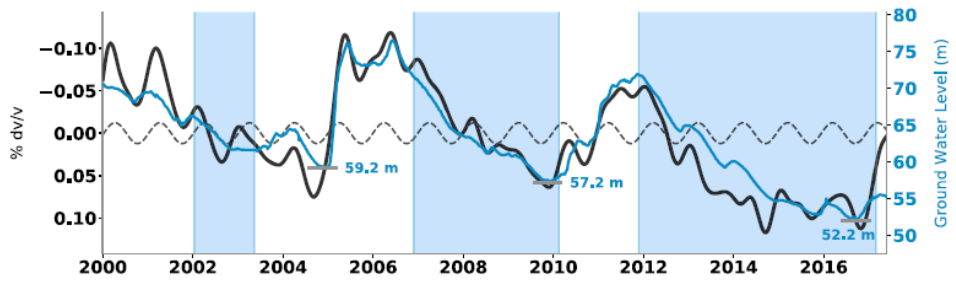


Fig. 13: Relating seismic wave speed temporal perturbations (in black) to groundwater level (in blue) and modeled thermoelastic strain (dashed) in the Baldwin Park Key Well, in California Basin. From (Clements and Denolle, 2018)

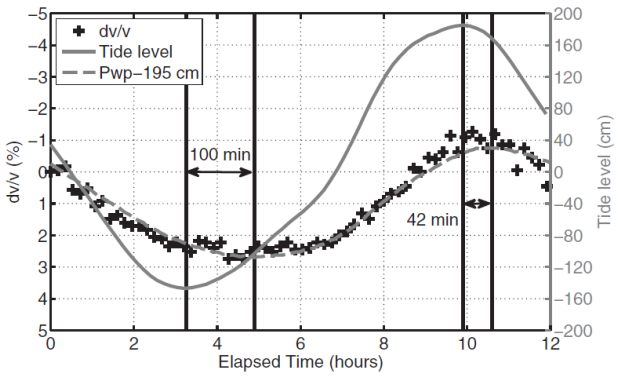


Fig. 14: Highlighting the correlation between *dv/v*, tide and groundwater level on a coastal levee. From (Planès et al., 2017)

Temperature

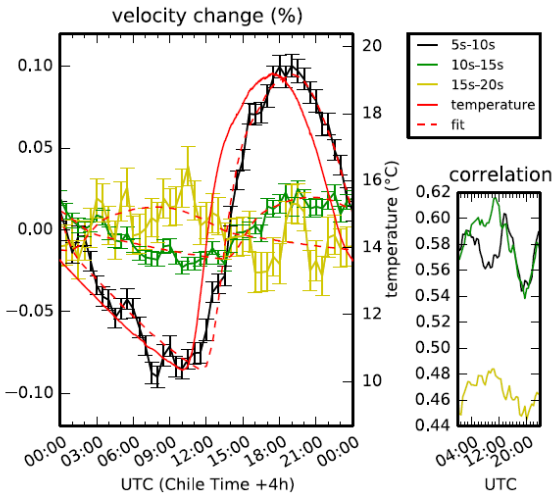


Fig. 15: Highlighting the effect of daily temperature variation and solar illumination at Atacama Desert on a rocky ground. From (Richter et al., 2014)

Air temperature was often found to be positively correlated with seismic velocity, with a lag. Such influence was proposed to be caused by thermo-elastic strain. On the Pont-

Bourquin landslide, such correlation was observed at a seasonal scale, with a lag of about 30 days (Bièvre et al., 2018). This correlation, together with low correlation with rainfall forcings at the seasonal scale, leads to the hypothesis of a seismic velocity that is controlled by thermal changes in rigidity of the clayey material, probably due to drying and decreasing in soil moisture, or to thermo-elastic strain. Within such hypothesis, the relatively short time delay of 30 days leads to locate the sensitivity of dV/V in the shallow layer (2m or less), according to heat wave propagation modeling. However, other hypotheses could explain this correlation, such as groundwater level. Indeed, air temperature and groundwater level are often correlated at a seasonal scale, and existing studies (either on the near-surface or deeper) find it difficult to discriminate their influence. By using autocorrelation of ambient noise in northern Chile, annual periodic variations have been measured, together with daily ones (Figure 15, (Richter et al., 2014)). Another positive correlation has been found in the San Jacinto fault area (Southern California), which excluded any strong influence of source variations, wind, rainfall, atmospheric pressure or groundwater level. Atmospheric temperature shows a strong relation with measured dv/v, with a time delay of around 20 days (Hillers et al., 2015a). To ensure that seasonal variations are actually due to thermal-induced stresses, an analyze of possible other source mechanisms is beforehand needed.

Although seasonal variations of dV/V may be well correlated with air temperature, many physical processes can cause this correlation: thermoelasticity, but also poro-elasticity and direct hydrologic loading. To handle with such uncertainties and to discriminate each effect, modeling seismic wave velocities is used to estimate amplitudes and time lags of dV/V with respect to these different forcings. Thermo-elastic models have been developed to account for the positive effect of temperature on seismic velocity (Tsai, 2011; Richter et al., 2014). Although elastic constants and their temperature derivatives generally show a negative correlation between seismic velocity and temperature for constant pressure (Anderson et al., 1968), thermally induced stressing is a plausible mechanism explaining the observed positive correlation. An increase of temperature can lead to a strain buildup through thermal expansion, and thus a compressional stress change that induces a seismic velocity change. Modeling uses a 1-year or 1-day periodic thermal forcing at the surface, and temperature fluctuations propagate with a depth-dependent lag through heat conduction waves. Associated strain and stress changes are computed thanks to an thermally induced equation from (Berger, 1975), and finally total seismic velocity changes are obtained by integrating autocorrelation sensitivy kernels. Such models fit the observations well, but some parameters remain still unrealistic (Tsai, 2011). Neither hydrological models (poro-elastic and direct hydrologic) based on the same approach are likely to explain all the observations (Tsai, 2011). But poorly-constrained

parameters and large uncertainties due to potential heterogeneity of the medium make conclusions about these models not definitive.

The thermo-elastic model remains the most plausible mechanism responsible for the positive correlation that may occur between atmospheric thermal forcing and the dv/v response.

Soil freezing/melting

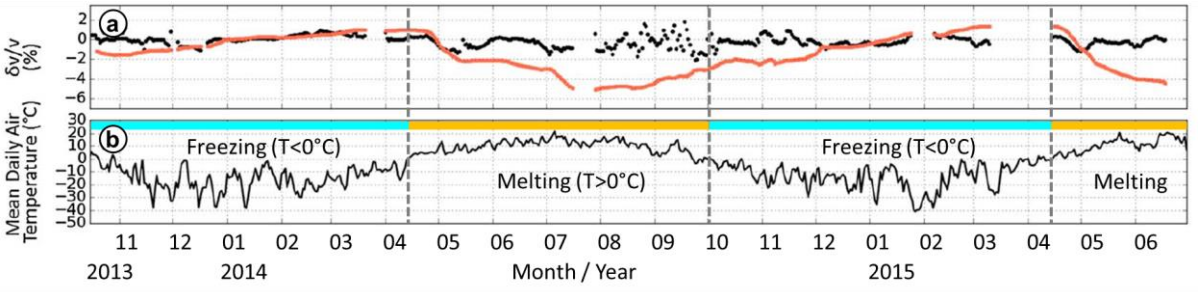


Fig. 16: Variations of (a) apparent seismic velocity, computed with a fixed reference in black and moving windows reference in red, from 2013/10 to 2015/07, on Poker Flat Research Range, Alaska. (b) Measurements of air temperature. The permafrost may melt with air temperature>0 °C and freeze when <0 °C. (James et al., 2017)

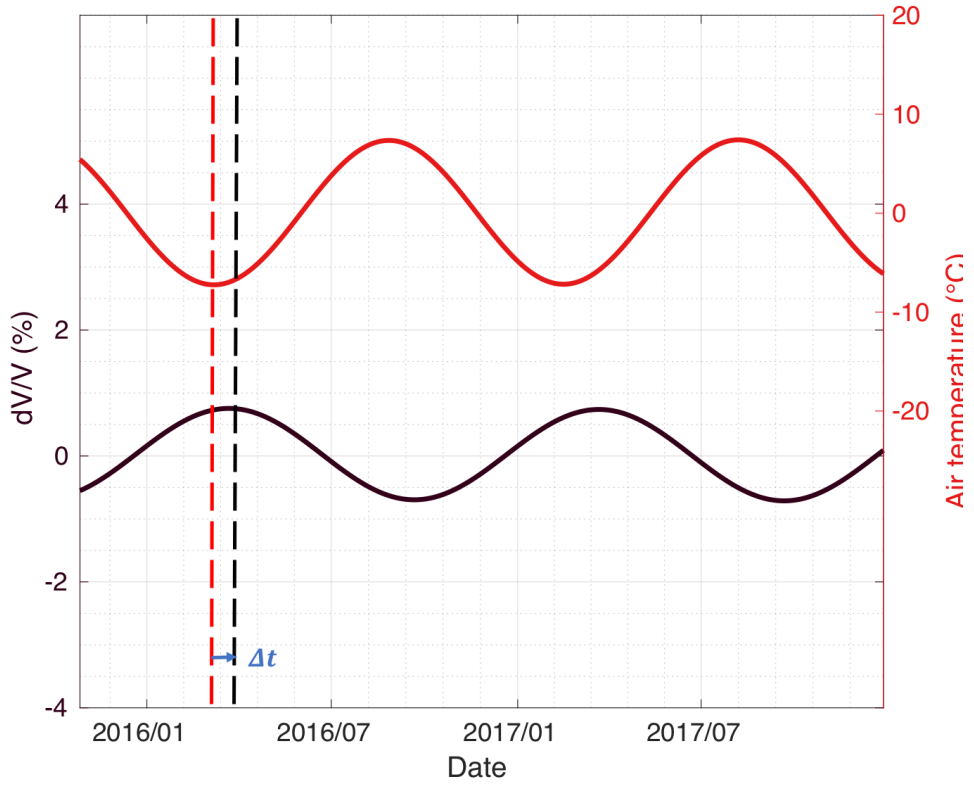


Fig. 17: Schematic fitted curve of relative change of seismic velocity (in black), computed with a fixed reference at 4-8 Hz frequency range, on the Gugla rock glacier. Schematic fitted curve of mean daily air temperature measurements (in red) in the same location. The lag time $\Delta t \sim 35$ *days* highlights the diffusive propagation of the thermal wave into the medium along depth (Guillemot et al., under revision).

In polar and mountainous regions, several types of permafrost have been monitored by passive seismology, including sites subject to possible destabilization due to global warming (Gariano and Guzzetti, 2016) (James et al., 2017) investigated discontinuous permafrost composed of frozen loess and alluvial deposit. They used ambient noise interferometry to demonstrate that seasonal changes in physical properties (water-ice ratio within the active layer) can be monitored thanks to this technique. As another example of a seismological monitoring of permafrost (Guillemot et al., under revision) investigated the Gugla rock glacier (Switzerland) during more than three years. Since active rock glaciers

are moving downslope from cm/yr to several m/yr, they can be assimilated into rocky landslides. The monitoring of dV/V reveals seasonal variations at low frequencies with amplitudes around 2%, and a negative correlation with air temperature, with a time delay of around 1 month, suggesting a partial freeze-thawing of the shallow layers.

Through this seasonal freeze-thawing cycle, the mix of coarse blocks, fine matrices, air, liquid water and ice evolves along the year, since freezing processes occur due to thermal forcing and propagation along depth. Seismic velocity modeling shows a higher seismic velocity in winter, due to the increase of global rigidity of the frozen shallow layers, whereas the seismic velocity is lower in summer, because of the rigidity loss due to melting, together with melt water percolation (Guillemot et al., under revision).

Snow

When located in polar or temperate mountainous regions, landslides are regularly subject to snow and ice cover during cold periods. Among environmental forcings, such presence of snow/ice may locally play a key influence on thermal, hydrological and mechanical context of the site.

Several studies mentioned a positive correlation between the presence of a snow cover and measured seismic velocities. The changes in deep crust (around 3 to 10 km) in Greenland is correlated with the ice sheet mass balance, with a time delay of 2-3 months (Mordret et al., 2016). Seismic velocity positive anomalies are mainly controlled by snow cover in Japan, especially in western Hokkaido (Wang et al., 2017). In shallower subsurface, such positive relation between dv/v and snow depth has been found in the volcano Mount St. Helens vicinity, with nearly zero lag (Hotovec-Ellis et al., 2014), while a similar result has briefly been noticed for the case of the Pont-Bourquin landslide (Switzerland), but with a negative drop of dv/v correlated with intense snowfall and melting periods (Le Breton, 2019). Another negative relation has been found with intense snowfall events in eastern Hokkaido (Wang et al., 2017), but the relation remains still unclear.

The modification of the thermal state due to the snow, through melting water advection, snow cover insulation and latent heat release, is well known and commonly taken into account for landslides and mountainous slope instabilities like rock glaciers (Goodrich, 1982; Staub and Delaloye, 2017). However, the direct influence of the snow on dv/v variations stays poorly understood. Direct elastic loading effect due to the weight of the snowpack is the most frequent mechanism to account for the positive correlation between dv/v and snow (Hotovec-Ellis et al., 2014; Wang et al., 2017). Several geodetic measurements clearly show the deformation of the crust due to snow mass loading and the subsequent strain changes (Grapenthin et al., 2006; Heki, 2001). The increase of dv/v with snow can also be modeled by poro-elastic effects, as the pore pressure changes due to air and water (Mordret et al., 2016), that accounts for the measured temporal delay

rather than viscous effects. In addition, snow cover insulation can impede water infiltration and limit the groundwater recharge (Seiler and Gat, 2007; Wang et al., 2017), and thus can be responsible for the increase of seismic velocity. However, mechanisms leading to a negative drop of dv/v simultaneously with snowfalls are still uncertain (Wang et al., 2017). As an hypothesis, the presence of a thick snowpack causes a thermal insulation buffering the ground from the atmosphere, that can change both water content and thermal state of surface layers, by slowing the soil freezing, thawing and moisten the underlying layers. This increase of heat and water content within the subsurface decreases the shear modulus, and thus may cause a dv/v decrease, as well as the snow cover melting when the air temperature reaches 0 °C.

In addition, it is worth noticing that the influence of snow on the apparent dv/v may not only originate from a change of seismic velocity of the bulk material. For example, snow may create new sources of ambient noise, or might alter the frequency content of noise (through attenuation of high frequencies). That may distort the partially reconstructed cross-correlation function and lead to apparent dv/v that are not related to a change in velocity. Thus these questions should be quantitatively addressed in further studies to reinforce future alert systems based on seismological monitoring for mountainous landslides.

A3.5.3 Landslide triggers

To effectively monitor a landslide, precursor signals before a potential failure should be discriminated from non-precursor signals. The non-precursor signal includes the hydrometeorological effects on the seismic velocity, and potential spurious effects that do not affect the seismic velocity of the bulk but influences the apparent velocity computed with ambient noise correlation, presented in the previous section. The precursor phenomena that lead to a landslide failure or exceptional acceleration, that have been studied so far, include the liquefaction of clayey layers, and the combined effect of earthquakes with precipitations.

Clay fluidization

Fluidization of landslide material was observed to turn initially rigid clay-rich landslides to mudflows or debris flows (Van Asch and Malet, 2009) following heavy rainfalls (Iverson et al., 1997, 2015). Jongmans et al. (2009) and (Renalier et al., 2010) pointed out that the velocity of the shear waves are strongly correlated to clay deconsolidation, making the dv/v a possible indicator of fluidization. (Mainsant et al., 2012b) confirmed this hypothesis by observing a strong decrease of the dv/v several days prior to a flow event in the Pont-Bourquin landslide.

The mechanisms of clayey soils fluidization can be well explained by viscoplastic laws (Huang and García, 1998), i.e., the soil will behave as a soft solid if the applied shear stress is below a certain critical stress threshold, named the yield stress τ_c. Once the applied stress exceeds τ_c, a transition will occur and the soil will behave as a viscous fluid. This is well represented in the figure 18a, from Mainsant et al. (2015), where a sample of clay from a landslide is submitted to a creep test while undergoing different levels of stress. The viscosity of the clay sample drastically decreased above a certain imposed stress τ_c, indicating the fluidization of the material. The critical yield stress decreases with the increase of the water content in the soil (Mainsant et al., 2015). Therefore, not only an increase of the shear stress, but also an increase of the water content can be the triggering of the landslide fluidization.

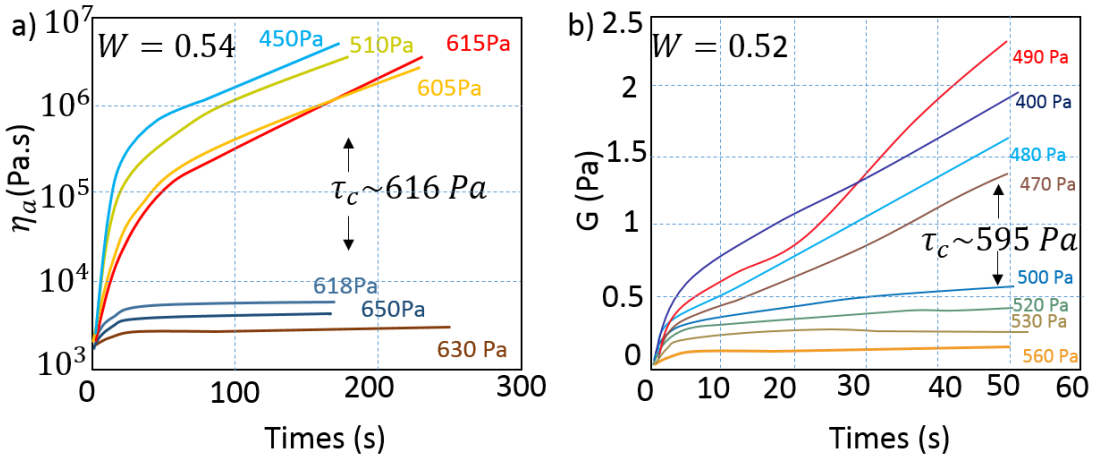


Fig. 18: Example of the fluidization of a clay sample from Mainsant et al. 2015. Variation of the apparent viscosity η_a (a) and elastic shear modulus G (b) during creep tests, for different levels of shear stress τ. The viscosity and the shear modulus were obtained using two different protocols, hence the slight difference in water content (W) between the two experiments. τ_c is the yield stress at which the clay fluidized.

Laboratory tests can measure viscoplastic properties of clayey materials such as τ_c or shear wave modulus (Mainsant et al., 2015). However, this is not an easy task to monitor these parameters on the field. The idea, thus, was that fluidization should strongly reduce the shear modulus (as observed in figure 18b), and therefore the shear wave velocity could be used instead as a indicator of fluidization (Mainsant et al., 2012b). The fact remains that this clear decrease in dv/v a month prior to the event has not been observed since then, due to a lack of landslides monitored with ambient noise interferometry experiencing fluidization. Repeatability is a key point to confirm that V_s, and thus the dv/v, is a good indicator for mudflows and debris flows triggering. Therefore, laboratory tests were carried out to confirm and better understand the mechanisms at the origin of the observations made at the Pont-Bourquin landslide before and during the flow. (Mainsant et al., 2015, 2012a) studied the variation of τ_c, the critical yield stress, as a function

of the water content in samples taken from Trièves landslides (French Alpes). In addition, they followed the evolution of the shear modulus (G), or conversely the S-wave in the samples before and after fluidization (Fig. 18.b). They observed a strong decrease of τ_c with the increase of water content and found out in case of flume tests (Mainsant et al., 2015) that the shear modulus experience a clear drop before any observable displacement of the soil or fluidization. These studies, thus, confirmed the use of V_s decrease as a good marker and even a precursor for monitoring solid to fluid transition in clayey landslides. The decrease previous to the fluidization is associated with a complex transient response of the material (Mainsant et al., 2015).

In addition, (Carrière et al., 2018a, 2018b) enlarged the laboratory experiment to other clayey landslides in order to assess that other types of soils, with different content in clay, exhibit similar characteristics at their solid-fluid transition. Six different soils were analyzed from six landslides that experienced flow-type movements. Among these samples, five showed viscoplastic behavior under shear stress and a drop of the shear modulus was observed at the solid-fluid transition, supporting the use of the dv/v for flow-type landslide monitoring. The difference in behavior of the sixth landslide's behavior was explained by its low specific surface and cation exchange capacity.

Two recent studies monitored the variation of the Rayleigh waves in landslides undergoing fluidization using the MASW (Park et al. 1999) and the ReMi (Louie 2001) techniques (Bertello et al., 2018; Berti et al., 2019). Bertello et al. (2018) observe a decrease of the Rayleigh waves of 30% concomitant to a slight acceleration of Montevecchio earthflow (4 cm/day) two days prior to the fluidization of the landslide (10m/day) (Bertello et al., 2018). Measurements obtained on the landslide following this surge indicate an increase of the Rayleigh waves as the landslide decelerates and a return to normal values 3 weeks after the event.

Berti et al. (2019) used the same techniques to monitor the Rayleigh waves of four earthflows just after they experienced fluidization. They observe that for all landslides, the Rayleigh waves are 35% to 40% lower than the same clayey material outside of the mobilized area. Eventually, they also observed a progressive increase of the shear modulus (i.e., an increase of Rayleigh waves velocities) as earthflows were slowing down, linked to a consolidation of the slope material (Berti et al., 2019) (Fig. 19).

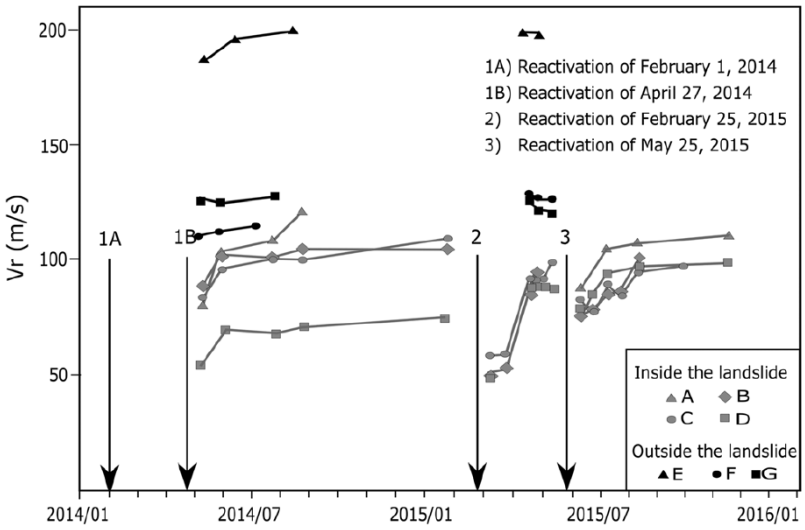


Fig. 19: Rayleigh wave velocity measured during repeated surveys on Montevecchio earthflow at different locations. « Each point indicates the value measured at a depth of 2 m. Arrows show the start of the main reactivation events of the earthflow». The velocity inside the landslide appears to have dropped after reactivations, with a recovery period of several weeks before returning to its original value. From (Bertello et al., 2018).

Hence, ambient noise correlation may be appropriate to monitor fluidization prone landslides. Indeed, the fluidization of clay materials induces a decrease of the dv/v (7% for surface waves at the failure (Mainsant et al., 2012b), and 8% in the laboratory tests (Mainsant et al., 2015)) that should exceed yearly environmental variations (1–5 % observed on landslides, in Fig. 11). In addition, other studies monitoring the variation of the Rayleigh waves in earthflows indicate a strong decrease of the Rayleigh waves speed prior to rapid surge (Bertello et al., 2018) and an increase of the velocity following the fluidization, once the landslide velocity decreases and the material consolidates (Bertello et al., 2018; Berti et al., 2019). These two recent studies also comfort the use ambient noise correlation to monitor the progressive consolidation of the slope material after the occurrence of a rapid flow event.

Earthquakes

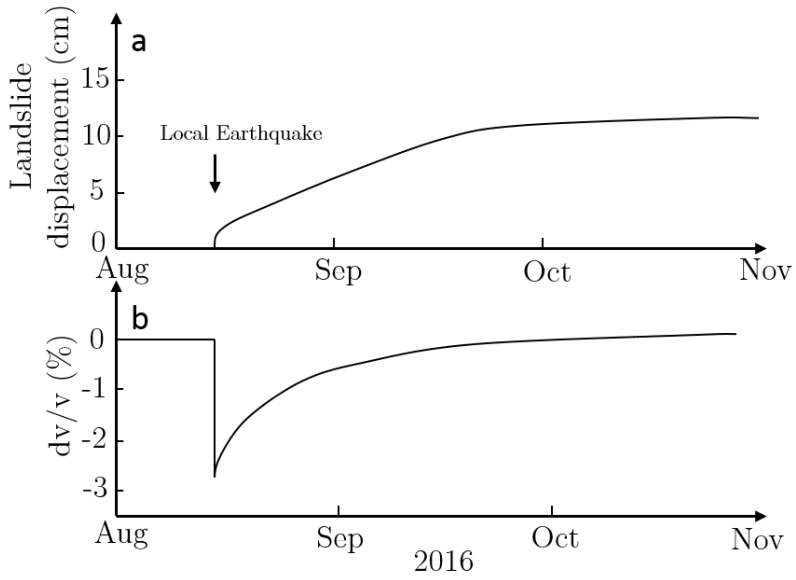


Fig. 20: (a) landslide displacement generated by a local earthquake near a landslide (~10 km) and (b) decrease of the apparent seismic velocity recorded at the landslide following the event.

Strong decreases of seismic wave velocity have been observed consistently after large earthquakes (Florent Brenguier et al., 2008a; Obermann et al., 2014; Richter et al., 2014; Gassenmeier et al., 2015; Viens et al., 2018). The amplitude of the observed variations for a given event can vary from 0.1% (Brenguier et al., 2014) to more than 10% (Nakahara, 2015; Nakata and Snieder, 2011) depending on the depth of investigation and the distance between the seismometer and the source of the earthquake (Viens et al., 2018). Following the co-seismic drop, a recovery phase of the ground is always observed, characterized by an increase of the dv/v, often back the earthquake prior value of dv/v (Richter et al., 2014; Gassenmeier et al., 2016). This recovery phase has also been observed at the laboratory scale and is referred to as "slow dynamic" recovery. Both in the laboratory or after large earthquakes, the recovery phase has been seen to follow a logarithmic shape with time (TenCate, 2011; Richter et al., 2014; Gassenmeier et al., 2015; Viens et al., 2018). Bontemps et al (under revision) have shown that even medium earthquakes (Mw $\leq$ 5.5) can strongly affect the surface wave velocity within a slow moving landslide in Peru. A seismometer was continuously recording on the landslide of Maca, Peru, when a local earthquake of Magnitude 5.5, which source was located 10 km away, strongly shook the soil and generated a drop of 3% of the dv/v (Fig. 5). This seismic event also generated a co-seismic slip of 1 cm, followed by 11 cm of displacement one month after the earthquake. A recovery phase was also observed and was well modeled by the function from (Richter et al., 2014).

Strong ground motion generated by earthquakes is known to generate nonlinear response of the soil, hence diminishing the velocity of the seismic waves by decreasing the

elastic modulus of the soil (Beresnev and Wen, 1996). In some extreme cases, even plastic deformation can occur and lead to soil liquefaction (Keefer, 1984). Several mechanisms are invoked to explain the drop of the soil rigidity following strong shaking: (1) the generation of macro and micro cracks in the medium (Ostrovsky and Johnson, 2001; Rojstaczer and Wolf, 1992) and (2) the rearrangement of the grains due to weak inter grain contacts (Ostrovsky and Johnson, 2001; Tournat et al., 2004). The slow dynamic effect consists in the healing of the soil by the progressive closing of cracks, the rearrangement of grains and their cementation (Gassenmeier et al., 2016; Viens et al., 2018) back to their initial state.

Several studies tried to constrain the trend of the *dv/v* during and after earthquakes in order to better understand the parameters controlling the damage of the soil with time. Richter et al., (2014) fitted a logarithmic curve with the *dv/v* drop observed the day of a major earthquakes. Once long (seasonal or tectonic) trends are removed from the signal, they found a linear relationship between transient velocity changes and PGA generated by smaller events at a given station (Richter et al., 2014). Gassenmeier et al. (2016) inferred that not only large earthquakes can generate a decrease of the rigidity of the material, but also small vibrations. Therefore, they integrated the envelope of the ground acceleration over one day instead of the PGA on its own, to model the expected drop of *dv/v* during an earthquake. Then, they modeled the healing phase by an exponential curve instead of the logarithmic curve, as it has the advantage to converge toward a finite limit at large times and thus to better represent the real state of the soil once completely healed (Gassenmeier et al., 2016). Nevertheless, studying earthquake's impacts on landslides using the ambient noise correlation technique is more recent. Therefore, a lot of questions are still open. Can we also find a relation between the dv/v drop and the Peak ground acceleration measured on the landslide as Richter et al., (2014) ? Can the presence of water in the landslide also impact the dv/v drop generated by the shaking, as observed by Brenguier et al. (2014) on volcanoes ? Does the recovery process always follow a logarithmic shape with time or other processes, specific to landslides such as the displacement of the landslide, changes of water preferential flow after an earthquake, etc., can impact the recovery of the landslide's material?

In summary, earthquakes can strongly impact the dv/v measured on landslides depending on the studied frequency band (i.e., the depth of investigation) and the distance between the source and the landslide. A strong drop of the dv/v can be expected for local medium earthquakes or remote large earthquakes. Moreover, it is important to note that in the case of Maca, the dv/v drop recorded after the magnitude 5.5 earthquake was higher than the seasonal variation. Even though displacements were measured following the earthquake, no rapid triggering of the landslide was observed. The monitoring of

landslides in seismic region should therefore take into account the drop of dv/v generated by earthquakes in the alarm triggering process in order not to generate false alarms.

A3.6 Spurious variations of apparent velocity

A3.6.1 Sources

Identifying seismic noise sources is a key challenge for passive seismic interferometry, as they may influence the apparent dv/v. The sources of seismic noise are reviewed by (Bonnefoy-Claudet et al., 2006; McNamara and Boaz, 2019) for different frequency bands. At 1—20 Hz, frequencies mainly used for landslides monitoring (Fig. 11), most of the noise is anthropogenic, i.e., produced by human activities like vehicle traffic, machines, factories and wind turbines (Planès et al., 2017). It also finds its origin from regular natural sources like wind turbulence around topography irregularities (McNamara and Buland, 2004), the coupling of the trees motion to the ground through their roots (McNamara and Buland, 2004; Withers et al., 1996), local surf in the sea, glaciers displacement and melting (Gimbert et al., 2016; Preiswerk and Walter, 2018). Their distribution across space promotes a more homogeneous noise field, useful for better interferometry results. Landslides (Provost et al., 2018) or avalanches (Lacroix et al., 2012; Suriñach et al., 2005; van Herwijnen and Schweizer, 2011a, 2011b) can also be a punctual source of noise above 1 Hz. In conclusion, the primary noise at high frequency is spatially heterogeneous, and the stronger attenuation at such frequency will increase the influence of local sources. At 1–20 Hz, every studied landslide would then exhibit its own unique sources of noise, requiring to study them and potentially to adapt the processing workflow.

Noise sources may also vary with time, in location, amplitude or in the frequency content. For example, anthropogenic noise often displays daily and weekly cyclic variation, due to the diminution of human activity at night and weekends (Bonnefoy-Claudet et al., 2006; McNamara and Buland, 2004). Natural noise can also vary seasonally and even within a day due to seasonal forcings. For example, the discharge of water during snow melting periods on a glacier can induce daily noise peaks and alter the apparent dv/v (Preiswerk and Walter, 2018). These source instabilities are problematic to accurately reconstruct Green function (GF) for dv/v computing (Hadziioannou et al., 2009). Indeed, the variation in the frequency content (Zhan et al., 2013) or in space (Froment et al., 2010) of the sources may imply a dv/v variation which does not correspond to a physical variation of the medium. (1) Zhan et al. (2013) suggested that the seasonal velocity variation of 0.05% (at f <0.5 Hz) observed on Los Angeles Basin using the stretching method (Meier et al., 2010) could be explained by the difference in the frequency content of the wave field between winter and summer, instead of from a true velocity variation of the bulk. At higher frequencies, Mikesell et al. (2015) modeled the

variation in frequency content of a source by using the stretching method between a 14 Hz source wavelet and a 16 Hz wavelet. At these higher frequencies, they found variations lower than 0.1%, only due to a change in the frequency content. (2) A change in noise sources locations (Froment et al., 2010), a change in noise amplitude (making the overall flux of energy change direction (Preiswerk and Walter, 2018)) or the addition/deletion of new sources (road, antennas, factories) can also generate spurious dv/v variations. For example, Delaney et al. (2017), recorded a dv/v variation of 0.25% in the [0.55-1.55] Hz frequency band. They explained this variation with a noise source azimuthal mean variation of approximately 90° occurring between two consecutive days in Oseberg, a petroleum platform in the Norwegian sea. At higher frequencies (around 5 Hz) and without daily averages of the correlations, Bussat (2015) showed that surface waves underwent a 2% shear-wave phase velocity change within four hours associated with the passage of a storm. In conclusion, the variation of source location and amplitude together with a variation in the frequency content of the sources can induce a spurious variation of the apparent dv/v computed with interferometry.

Nevertheless, these apparent velocity errors may remain inferior to precursor signals before destabilization (several %). In that case, these limitations should not really disable the method for landslides early warning applications. In addition, anthropological noise often comes from cities, roads and rivers, that, if averaged over a day or more, can be considered stable (Delaney et al., 2017; Voisin et al., 2016a). This assumption, of course, precludes the addition of a completely new source such as new roads, factories or antenna installations in the close vicinity of the landslide. These modifications in noise sources could generate a clear change of dv/v by emitting strong amplitude noise in a specific frequency band that was not enlightened beforehand. In conclusion, it is still worth considering any source variations in time and space before dv/v processing, for example by observing the spectral density of the signal with time (Welch, 1967). Clear variation of the amplitude in the spectral density of the noise can be explained by source variations.

A3.6.2 Scattering medium

Any change in primary or secondary (scatterers) noise sources can induce changes in cross-correlation waveforms and lead to spurious dv/v measurements. To facilitate the tracking of source variations, the coherence coefficient between the stretched cross-correlation of the day of interest and the reference one gives a good indicator of the presence of fluid into the medium. Since the water pore filling of a porous medium changes the scattering wavepaths, waveforms are expected to be modified, and thus the correlation coefficient (the so-called coherence) between cross-correlation decreases. Such laboratory experiments show the link between pore water filling and coherence drops (Théry et al.,

2019). In a context of a partially frozen porous medium like rock glaciers, seismic interferometry using the stretching method also shows a coherence drop during melting periods, indicating liquid water percolation within the surveyed medium (Guillemot et al., under revision) (Fig. 9). This observable helps to track noise instabilities induced by the presence of water, as a predominant source of scattering.

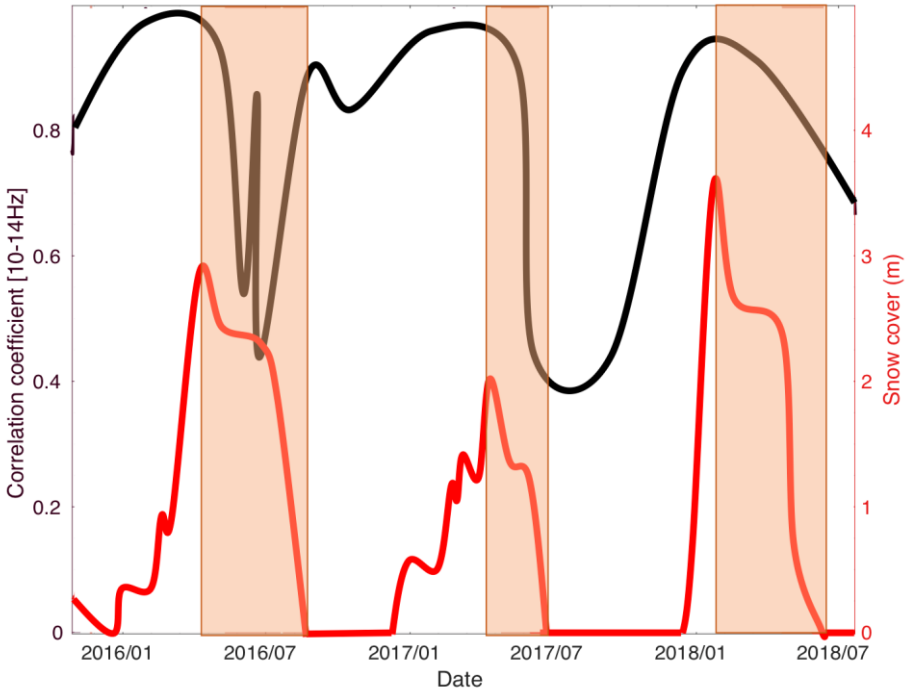


Fig. 21: Simplified coefficient correlation CC (in black) between stretched signal and reference signal, computed during the stretching method at 10–14 Hz frequency range, on the Gugla rock glacier. Snow cover measurements (in red) in the same location. Red boxes highlight the main melting period, when the CC drops together with melt water percolating into the medium (Guillemot et al., under revision).

In addition, it is worth noticing that the coda of the correlation can also yield to limitations when studying moving objects, assuming that scattering as secondary sources will make the correlation less sensitive to noise sources variations (Froment et al., 2010; Hillers et al., 2015b). Indeed, a landslide undergoes deformations due to its displacement that can change the location of the scatters (rocks, interfaces or groundwater).

A3.6.3 Time synchronization and distance between sensors

Spurious velocity variations may simply occur from an uncontrolled variation of distance or time. Computing the variations of velocities implies a fixed distance between sensors, and an accurate timing of the seismic records. In some studies, seismic sensors were installed directly on the unstable slope either for continuous (Voisin et al., 2016a; Bertello et al., 2018; Guillemot et al., under revision) or time lapse (Harba and Pilecki, 2017; Bertello et al., 2018) monitoring, leading to a potential modification of the relative distance between sensors along time. This may happen on purpose for practical reasons

on large landslides, or out of purpose if landslide boundaries are undefined or evolving. In that case, the position of the sensors should be verified. This effect may be neglected after verification that the distance variation is small, such as a few centimeters (Voisin et al., 2016a). On Gugla rock glaciers, Guillemot et al. (under revision) suggests that an observed linear trend of the dv/v may be explained by the relative motion between sensor of a few meters per year, with the relative velocity and displacement being of the same order of magnitude (≈0.1%).

The accurate time recording may also be a potential problem. In general, the records are already synchronized by using the same digitizer over multiple sensors, or resampled afterward based on GPS time synchronization. However, GPS may not always be available, particularly on steep mountainous slopes that are vegetated (often the case on landslides) and with precipitation or snow that may degrade GPS reception. In that case, the correct synchronization should be verified.

The necessity of a stable distance and synchronized time for computing a velocity are trivial. In our opinion, their explicit verification for landslide studies would lead to safer results.

A3.6.4 Resonant frequency

Each site may exhibit unique resonant frequencies, amplitudes and polarizations, which may vary along time. A variation of resonant frequency might influence the observed *dv/v*, even without a velocity change occurring in the subsurface material. Indeed, a stretched CCF could represent a decrease of either seismic velocity or dominating frequency, despite the frequency equalization of the traces (see section A3.4.1). A variation of this resonant frequency might therefore change the dominating frequency of the CCF, and result in an apparent variation of dv/v. We suggest this effect to explain the strong correlation between the *dv/v* and the H/V resonant frequency time series, highlighted by Colombero et al. (2018) on a prone-to failure rock compartment. That would explain why this study, with a dv/v yearly amplitude of 20% at 2–4 Hz, is far outside of the trend displayed on Fig. 11. It should be noted that the CCF was the highest at the resonant frequency, showing that using the CCF as a quality indicator of the dv/v result should be made with care (Weaver et al., 2011a). In conclusion, studying the variations of *dv/v* within the band of a strong resonant frequency should be made with care. The horizontal-to-vertical spectral ratio method, made with 3-component sensor data (either permanent or used only for a survey), should help to make safer processing in regard to resonant frequencies variations.

A3.7 Landslide applications using ambient noise records

A3.7.1 Spatial characterization with ambient noise methods

Tomography of shear-wave velocity from seismic ambient noise may provide information on the landslide subsurface. A network of sensors can also estimate a 2D or 3D velocity model of landslide subsurface (Pilz et al., 2014; Renalier et al., 2010; Xu et al., 2017). A comparison between active survey (MASW) and passive interferometry was made on landslides (Renalier et al., 2010; Harba et al., 2019). Time-lapse tomography could allow localizing changes of velocity in the medium, with, however, a lower accuracy than with the monitoring method reviewed in the present article (Harba and Pilecki, 2017). However, studying landslide with ambient noise goes beyond interferometry, and also includes the study of microseismic events and spectral amplification ratios.

Every site is subject to local amplification of vibrations at certain frequencies. Spectral amplification ratios observe the site response to a seismic excitation depending on its frequency and polarization. The noise amplitude is often normalized by using the Horizontal to Vertical (H/V) ratio of ambient noise records. Such ratio is strongly dependent on the site of study. The amplification amplitude and resonant frequencies at a given location can provide information on local sites. Indeed, the resonant frequency depends on the geometry of the landslide together with its mechanical characteristics (v_p, v_s, density). This technique can be used for static site inspection (thickness, rigidity), for zonation of unstable slopes or cracks, to help evaluate the sensitivity of the landslide to earthquakes, and more generally for seismic risk assessment.

Micro-seismicity consists in studying the location/direction of the sources, recognizing their shape in the frequency and time domains, and documenting their occurrence over time. Accurate localization of microseismic activity on a landslide may help to locate where most events are occurring, and map the surfaces of failure (at a local scale) or the zones where landslide/rockfall activity is more important (at a regional scale).

In conclusion, passive ambient noise recording may help to map shear-wave velocities, seismic amplification ratios and zones of frictions. This spatial characterization requires to install a network of seismic sensors during a short time. They may serve as a first investigation step, before long-term monitoring for which

A3.7.2 Monitoring the activity of unstable areas

The different ambient noise methods can also be used to document its activity along time. They can be an alternative or a complement to conventional landslide displacement monitoring or geological observation at large, in order to investigate the dynamics of a given landslide and estimation the characteristics of its failures.

The usage of dv/v for landslide monitoring has been largely discussed already in the paper. Apart from precursory signals before a failure, observing the dv/v might serve to estimate the variations of ground water level (Voisin et al., 2017, 2016a) non-destructively over a large zone, in complement to piezometric measurements which are difficult to maintain on a moving landslide. Another potential usage of ambient noise interferometry is to detect and locate the modification of the scatterers by measuring how the CCF loose coherence, depending on the time window considered within the CCF. This technique has been used as a deconsolidation indicator on a few landslide studies (Fiolleau et al., under revision; Guillemot et al., under revision), and might even be used to try localizing the depth of such changes on a landslide.

The rate of microtremors was shown to be correlated with the activity of the unstable mass, on prone-to-failure columns, rockfalls (Dietze et al., 2017), rockslide avalanche, rockslide (Helmstetter and Garambois, 2010; Spillmann et al., 2007), and soft soil sliding (Provost et al., 2018), and provide an alternative to methods that measure displacement. The study of seismic activity that originates from a landslide can also help to characterizes major landslide failures, but also smaller events such as minor rockfalls or afterslides that may not be spotted by traditional point-based displacement methods, in order to estimate their timing, location, mass of the moving volume or velocity. This was done for example on a caldera using a network of seismic sensors, and allowed to estimate the size, location and exact timing of the main slides, but also the occurrence of smaller afterslides that would have remained undetected otherwise (Schöpa et al., 2018).

The resonant frequency of a rock column may provide indicators of structural changes of the column, such as deconsolidation, formation of ice, or reconsolidation by a human intervention. Again, such parameters are also sensitive to environmental influence, such as the temperature of the ground, which should be taken into account to interpret variations of resonant frequencies.

A3.7.3 Failure precursors

The drop of seismic velocity on clayey landslides several days before failure (Mainsant et al., 2012b) was largely discussed in the present paper, but two other precursor signals have been spotted using ambient noise records. First, an increase of microtremor rate has been historically detected a few hours prior to major failures of a prone-to-failure rock column (Amitrano et al., 2005; Senfaute et al., 2009). More recently, such precursor has also been observed on softer materials (Poli, 2017; Schöpa et al., 2018; Yamada et al., 2016), with a repeating pattern before a major failure, indicating a probable stick-slip dynamic. Second, a drop of resonant frequency has been observed a few days before the failure of a rock column (Lévy et al., 2010).

The rate of microtremors was shown to be closely related to rockslide displacements, and has long been considered as a potential precursor signal, but in practice there also exist events with no precursor microseismicity.

With early-warning systems in mind, the monitoring of several observables from the same seismic traces could provide more robust alerts. Each method, however, has its own constraints. Seismic interferometry requires at least two sensors placed on a stable zone, next to the unstable zone. Spectral ratio requires a 3-component sensor installed on the unstable slope. Microseismicity would ideally require to distribute several sensors in space, to precisely locate the source of events. In all cases, any alert system would have to include surface observations (Intrieri et al., 2019), such as extensometry, GPS, or RFID (Angeli et al., 2000; Gili et al., 2000; Le Breton et al., 2018) in order to compare bulk mechanical variations to surface deformations. Seismology cannot solely predict all landslide failure in any context.

A3.7.4 Monitoring the recovery

Recent research has shown that the shear-wave velocity of a landslide dropped and then slowly recovered, after a displacement acceleration due to rain (Bertello et al., 2018; Berti et al., 2019) or earthquakes (Bontemps et al., under revision). During the recovery, the apparent velocity progressively returned to its original value, typically within a few weeks. (Bontemps et al., under revision) suggested the landslide to be in a critical state when the velocity is low, and return to a metastable state after recovery. The critical state would correspond to a higher sensitivity of the landslide to triggering events (rainfall, earthquakes…). A similar proposition of metastable/transient state was made on the Pont-Bourquin landslide after studying quantitatively its sensitivity to rainfall (Le Breton et al., 2019; Le Breton, 2019), with faster processes (a few days) on the shallower landslide.

Monitoring the changes between metastable and critical state of a landslide could help to better understand the mechanisms of reactivating landslides. For operational early warning, monitoring the recovery might help to evaluate the risk of landslide reactivation just after an event, and estimate if the landslide has fully recovered (lower risk) or is still in a critical state (high risk of reactivation). That is an important operational challenge in an early-warning system, for example to decide when to reopen a road after a major reactivation.

A3.7.5 Combining methods

Landslide studies based on ambient noise often combine multiple seismic methods, which improve the interpretation of the processes and can serve as intermediate steps to process the ambient noise more accurately.

Tomography of shear-wave velocities is essential to estimate the depth of investigation of interferometry monitoring, depending on its frequency. (Mainsant et al., 2012b) estimate the depth of the velocity change observed prior to a failure, which fits the depth of the landslide estimated from inclinometer data. Voisin et al. (2016a) also studies the CCF at different frequencies at Utiku landslide, and models the effect of groundwater level evolution depending on frequency, which fits qualitatively with the variations of groundwater levels obtained from piezometric data.

Time series of different parameters help to better interpret the landslide processes. Colombero et al. (2018a) use multiple ambient noise methods, by monitoring the evolution of a resonant frequency around 3 Hz on a cliff compartment, as well as the direction of the noise, at Madonna del Sasso rock mass. It is compared with the interferometry technique (dv/v and coherence), which are highly correlated. The same site was also studied for micro-seismicity (Colombero et al., 2018b). Fiolleau et al., (2018) studies dv/v, coherence, resonant frequency and microseismicity, on a compartment of a rotational landslide that is about to fall in an unstable compartment of the Harmalière landslide.

Combining methods may also serve for increasing the robustness of the velocity monitoring. The identification of microtremors can help to compute a CCF for each source, providing more stability and a higher SNR, to reach a sub-daily resolution (Planès et al., 2017). (Guillemot et al., under revision) observe dv/v, but also microseismicity (source occurrence, spectral content and anisotropy).

In conclusion, combining ambient noise interferometry with spectral amplification ratios and/or microseismicity can help to better process and interpret observed velocity variations. Furthermore, precursory signals may also be detected from an increase of micro tremor rate, or from a change of resonant frequency, depending on the geological context. Combining these methods might lead to more robust early-warning systems.

A3.8 Conclusion

The present study reviews nine long-term landslide investigations using ambient noise interferometry, and focused on challenges to early-warning applications: using robust processing, improving the time resolution below a day, and understanding environmental influences. Depending on the study site, it might be necessary to check for the stability of the noise source (in space, azimuth and frequency content), for changes of resonance frequencies or scattering structure of the propagating medium, and for the stability of timestamps and inter-sensor distance. The main processing parameters to adapt to each landslide are the time window and the filtering frequency of the correlation functions on which the velocity is computed. We showed that the amplitude of the seasonal influences

is linear to the frequency. The occurrence of two landslide triggers—fluidization due to rainfall, and earthquakes—were shown. The influence of groundwater levels and soil freezing/melting were consistent across studies, whereas the effects of temperature and snow still have to be discussed. Finally, the different applications of ambient noise methods were reviewed—including spectral amplification ratio and microseismicity. These include early warning application such as detecting precursor signal before failure and monitoring reconsolidation after a crisis or a stabilization operation, and investigation application such as spatial characterization and monitoring landslide processes such as water infiltration.

Future developments of ambient noise methods on landslides could be applied to better understand and handle daily variations, and to confirm the relation between dv/v and landslide triggers (earthquakes and clay fluidization) on new sites. The effect of snow deposition and melting should be studied in depth; these are major triggering factors and their effect on dv/v is still unclear.

A3.9 Aknowledgments

We acknowledge fundings and supports from the ANR LABCOM Geo3iLab (ANR- 17-LCV2-0007-01) and from the Labex OSUG@2020. We thank C. Voisin, D. Jongmans, G. Bièvre and P. Lacroix for fruitfull discussions. Field experiments for updating Pont-Bourquin data received engineering supports from B. Vial and M. Langlais.

Annexe 4 Monitoring of Maca

Table des matières

A4.1 Données GPS et sismiques disponibles 299
A4.2 PSD MAC3 300
A4.3 Dv/v pour différentes bandes de fréquences.....300

A4.1 Données GPS et sismiques disponibles

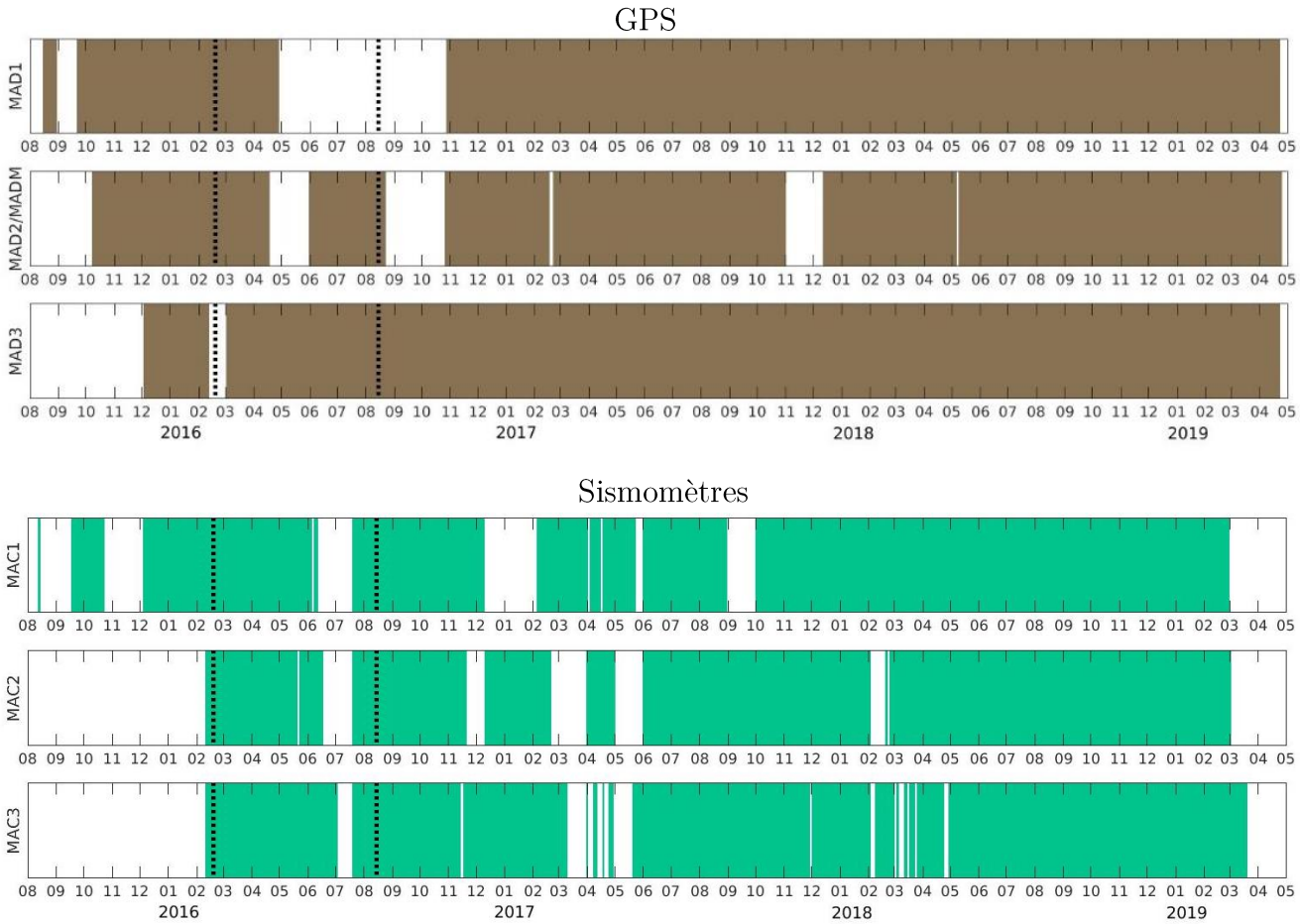


Figure A4- 1 Données GPS (marron) et sismiques (vert) disponibles entre 2015 et 2019 pour MAD1/MAC1 MAD2/MAC2 et MAD3/MAC3.

A4.2 PSD MAC3

Le bruit de fond sismique au-dessus de 1 Hz provient, dans la région étudiée, majoritairement de la route à proximité du glissement, de la rivière et du vent. Ces sources sont considérées comme stables lorsque l'on moyenne les corrélations sur 24 heures. Cette approximation s'est avérée exacte seulement en dessous de 8 Hz, dû à la présence d'une nouvelle source de bruit à partir du 4 juin 2016 affectant les fréquences autour de 6-7 Hz

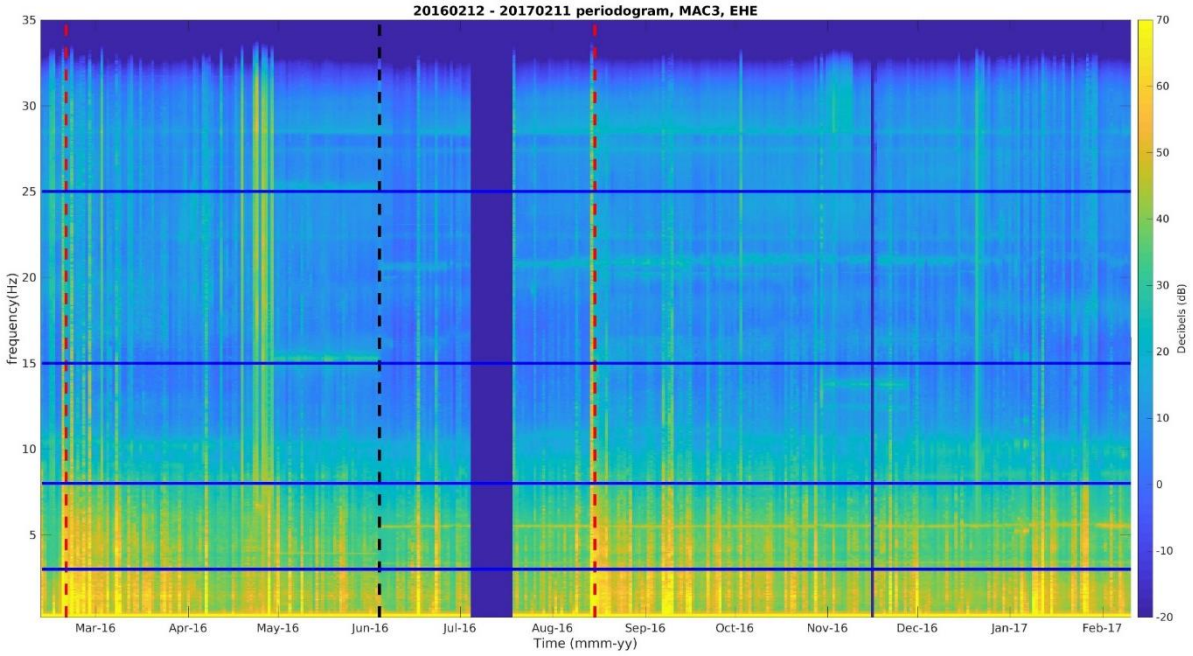


Figure A4- 2 densité de puissance spectrale (PSD) effectuée sur une des directions horizontales du capteur sismique MAC3, entre 0.2 et 35 Hz. Les pointillés verticaux rouges indiquent les deux séismes locaux de magnitude 5 et 5.3 ayant eu lieu en 2016. Les pointillés verticaux noirs indiquent un changement dans une source de bruit autour de 6-7 Hz affectant les corrélations. Les lignes horizontales bleues représentent les bandes fréquentielles étudiées grâce à la méthode de stretching.

(Figure A4- 1). Dû au prétraitement des données, cette variation de source n'impacte les corrélations que lorsque l'on étudie une bande de fréquence au-dessus 8 Hz. La technique de bruit de fond sismique peut donc être utilisée entre 3 et 8 Hz (Hadziioannou et al., 2009).

A4.3 Dv/v pour différentes bandes de fréquences

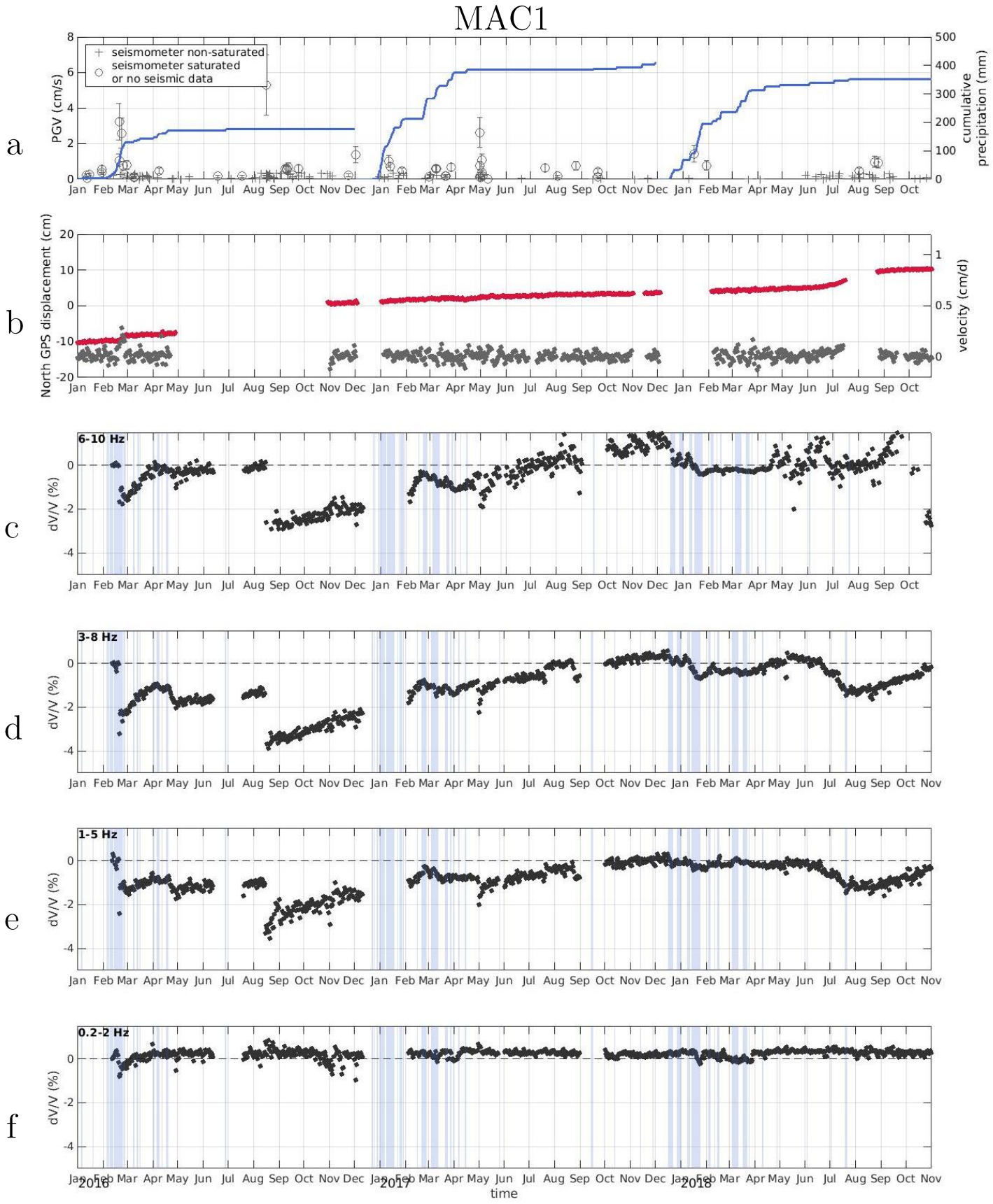


Figure A4- 3 a. séisme détéctés par l'institut de géophysique péruvien (IGP) à moins de 50 km du glissement de Maca (croix), et pluie cumulée au cours de chaque saison des pluies. Les séismes ayant saturé le sismomètre ou bien dont nous ne possédons pas d'enregistrement sont indiqués par les cercles. b.vitesse (gris) et déplacement vers le Nord (rose) du glissement au niveau de MAC1. C. d. e et f, dv/v acquis à MAC1 pour les bandes de fréquences 6-10 Hz, 3-8 Hz, 1-5 Hz et 0.2-2 Hz respectivement. La référence utilisée pour le stretching est une moyenne des corrélation sur toute la période d'étude.

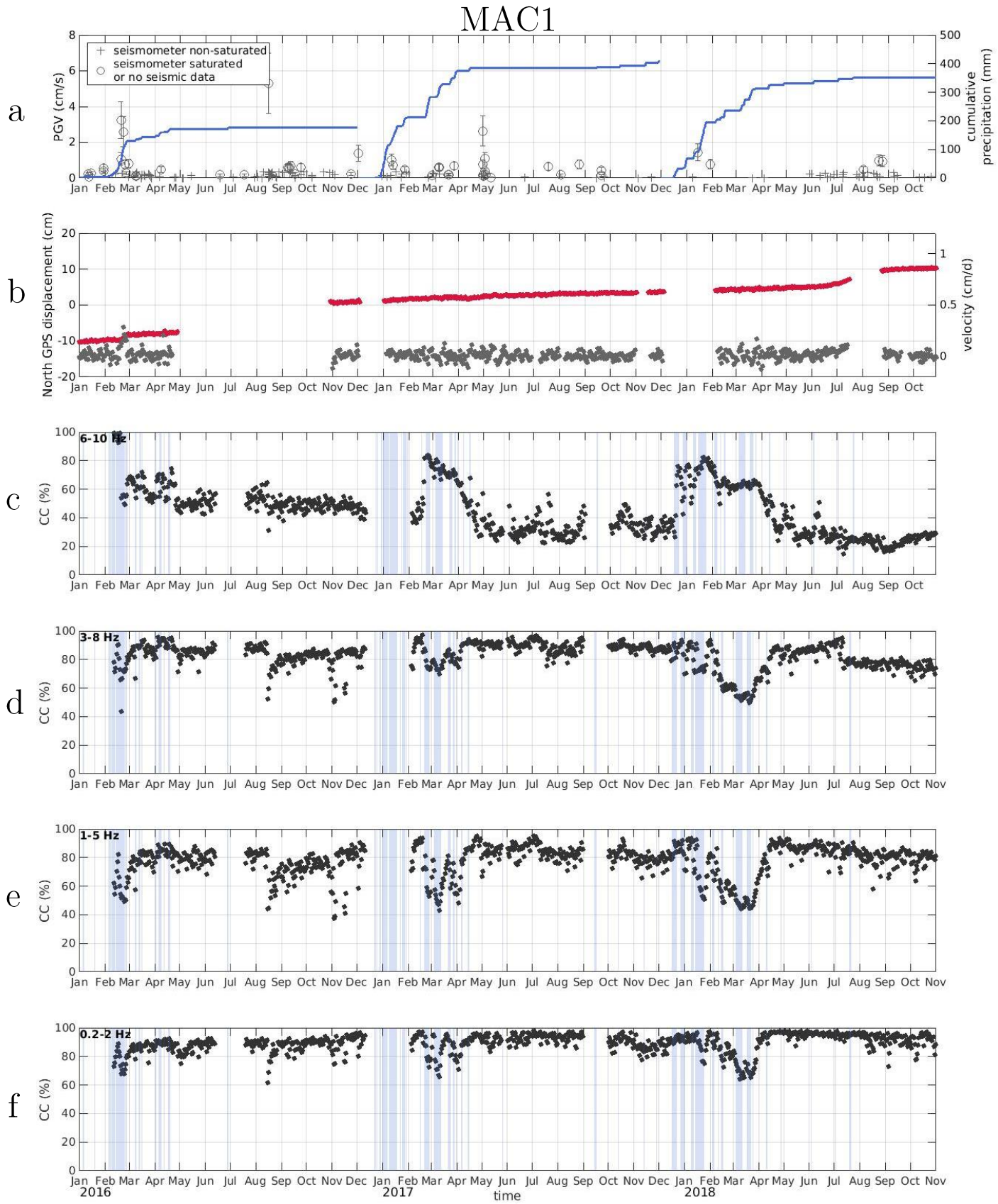


Figure A4- 4 a. séisme détéctés par l'institut de géophysique péruvien (IGP) à moins de 50 km du glissement de Maca (croix), et pluie cumulée au cours de chaque saison des pluies. Les séismes ayant saturé le sismomètre ou bien dont nous ne possédons pas d'enregistrement sont indiqués par les cercles. b.vitesse (gris) et déplacement vers le Nord (rose) du glissement au niveau de MAC1. C. d. e et f, coefficicient de corrélation obtenu lors de l'étape de stretching pour les bandes de fréquences 6-10 Hz, 3-8 Hz, 1-5 Hz et 0.2-2 Hz respectivement à MAC1 . La référence utilisée pour le stretching est une moyenne des corrélation sur toute la période d'étude.

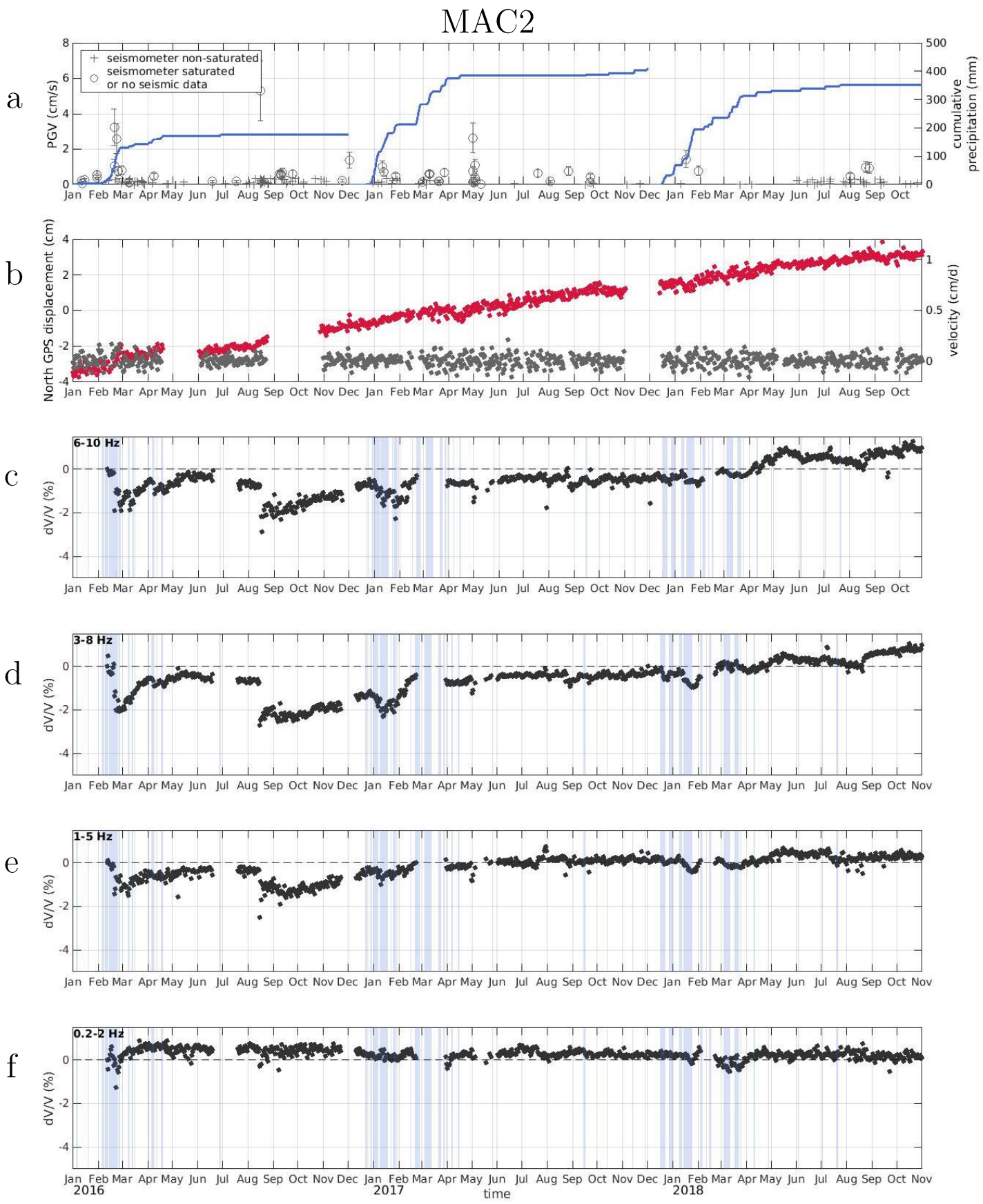


Figure A4- 5 Idem que Figure A4- 3 mais avec les données de la cabane MAC2

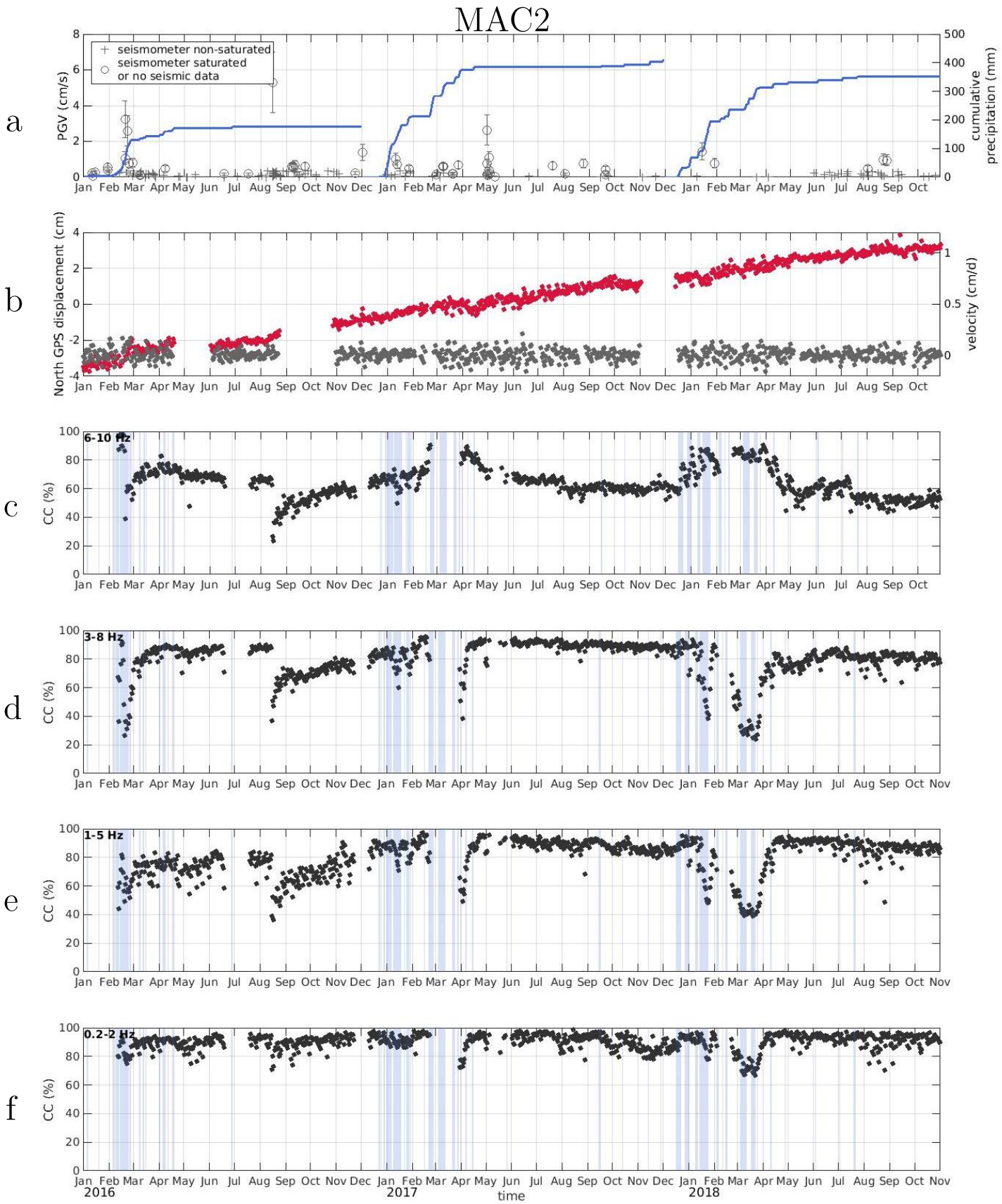


Figure A4- 6 Idem que Figure A4-4 mais avec les données de la cabane MAC2

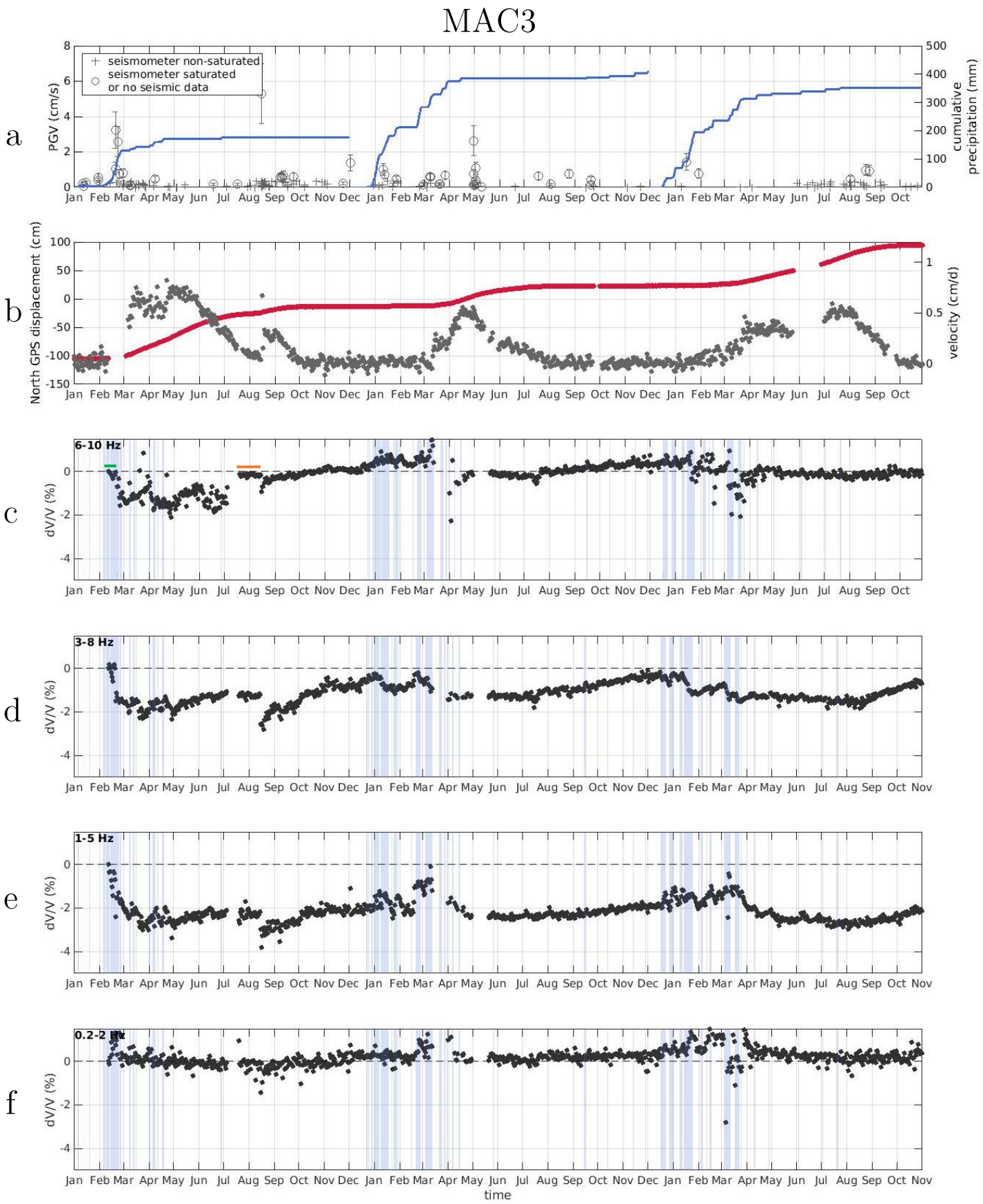


Figure A4- 7 Idem que Figure A4-3 mais avec les données de la cabane MAC3, excepté pour la référence utilisée pour le stretching dans la bande de fréquence 6-10 Hz. A cause d'un changement dans les sources de bruits pour ces fréquences, la référence est indiquée en vert pour la période de février à juin 2016 et en orange pour le rete du temps (voir encadré c).

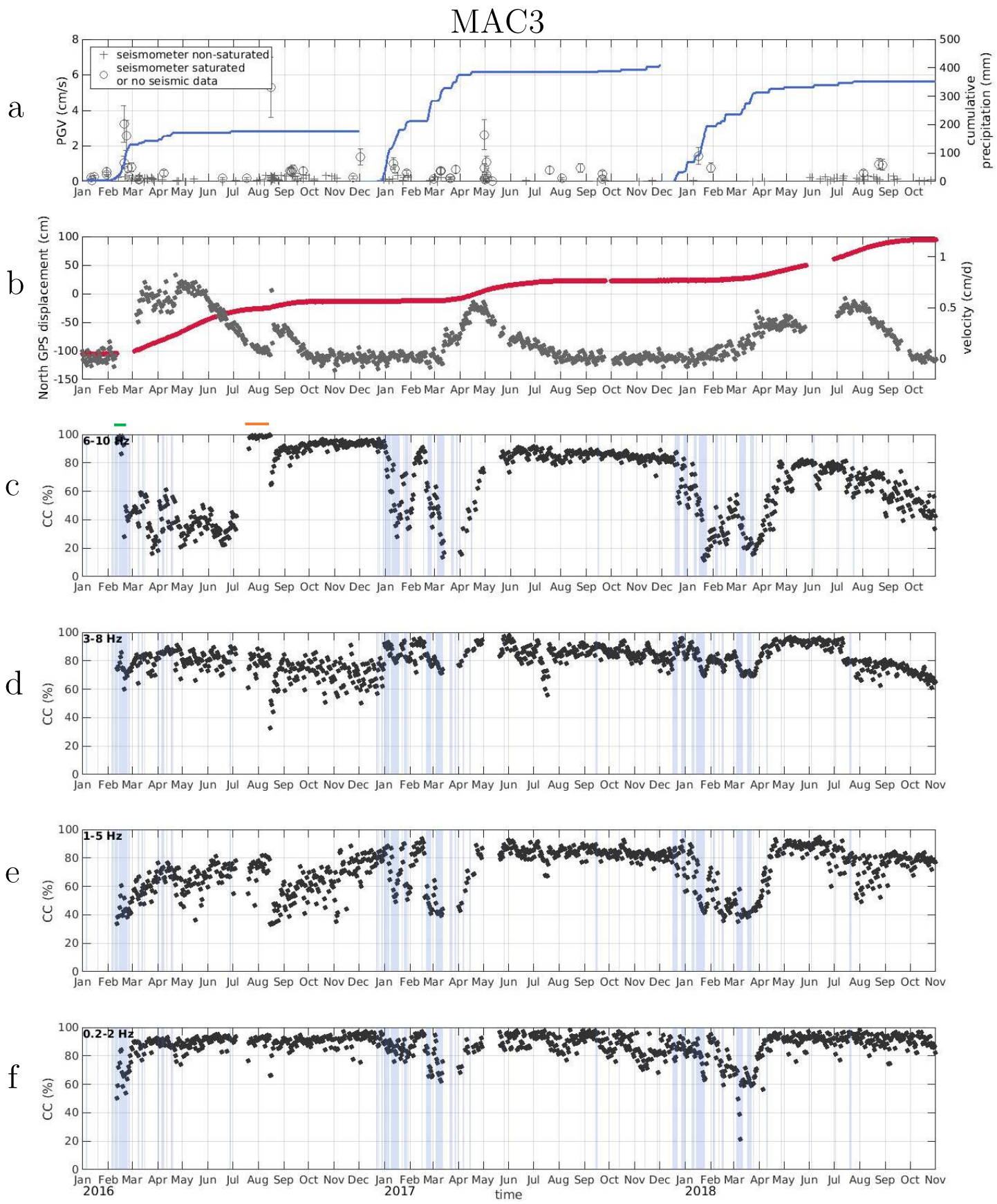


Figure A4- 8 Idem que Figure A4-4 mais avec les données de la cabane MAC3, excepté pour la référence utilisée pour le stretching dans la bande de fréquence 6-10 Hz. A cause d'un changement dans les sources de bruits pour ces fréquences, la référence est indiquée en vert pour la période de février à juin 2016 et en orange pour le rete du temps (voir encadré c).

MAC3

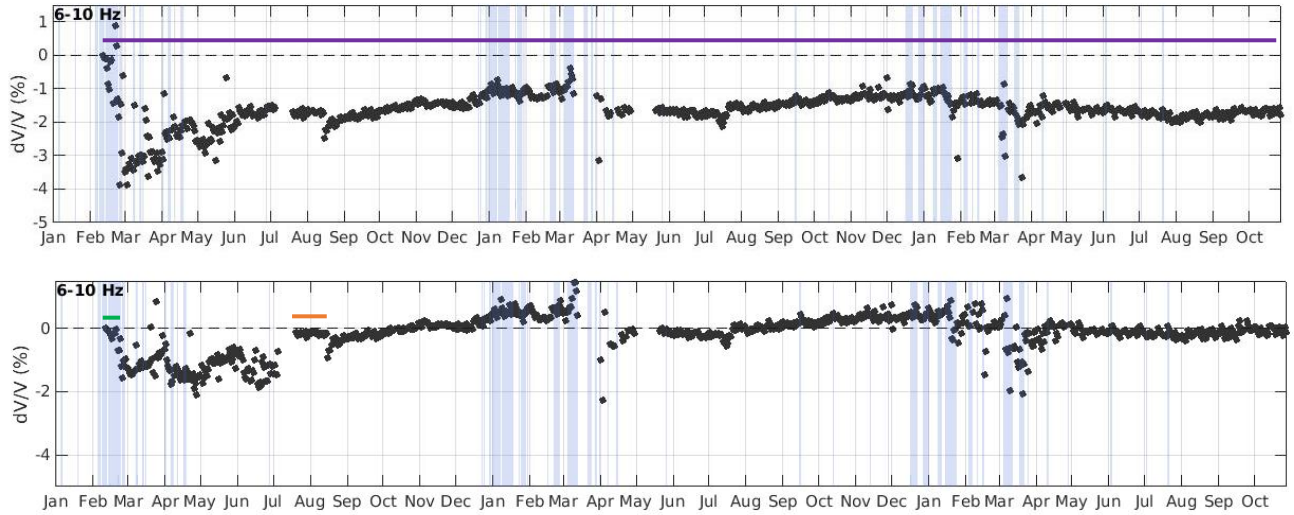


Figure A4- 9 dv/v acquis à MAC1 pour les bandes de fréquences 6-10 Hz avec deux références différentes utilisées pour le stretching. En a, toute la période d'étude est utilisée comme référence. En b, la référence est indiquée en vert pour la période de février à juin 2016 et en orange pour le rete du temps

Références

Aki, K., Chouet, B., 1975. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects. Journal of Geophysical Research 80, 3322–3342. https://doi.org/10.1029/JB080i023p03322

Akkar, S., Bommer, J.J., 2010. Empirical Equations for the Prediction of PGA, PGV, and Spectral Accelerations in Europe, the Mediterranean Region, and the Middle East. Seismological Research Letters 81, 195–206. https://doi.org/10.1785/gssrl.81.2.195

Alimohammadlou, Y., Najafi, A., Yalcin, A., 2013. Landslide process and impacts: A proposed classification method. Catena 104, 219–232. https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.11.013

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. FAO, Rome 300, D05109.

Altamimi, Z., Collilieux, X., Métivier, L., 2011. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. J Geod 85, 457–473. https://doi.org/10.1007/s00190-011-0444-4

Amitrano, D., Grasso, J.R., Senfaute, G., 2005. Seismic precursory patterns before a cliff collapse and critical point phenomena. Geophysical Research Letters 32. https://doi.org/10.1029/2004GL022270

Anderson, O.L., Schreiber, E., Liebermann, R.C., Soga, N., 1968. Some elastic constant data on minerals relevant to geophysics. Reviews of Geophysics 6, 491–524. https://doi.org/10.1029/RG006i004p00491

Angeli, M.-G., Pasuto, A., Silvano, S., 2000. A critical review of landslide monitoring experiences. Engineering Geology 55, 133–147. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(99)00122-2

Antayhua, Y., Tavera, H., Bernal, I., Palza, H., Aguilar, Victor, 2002. Localización hipocentral y características de la fuente de los sismos de maca (1991), Sepina (1992) y cabanaconde (1998) región del volcán sabancaya (Arequipa). Boletin de la Sociedad Geologica del Peru 93, 63–72.

Arai, H., Tokimatsu, K., 2000. Effects of Rayleigh and Love waves on microtremor H/V spectra, in: Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. New Zealand Society for Earthquake Engineering Inc. Auckland, New Zealand, pp. 1–8.

Arai, H., Tokimatsu, K., 1998. Evaluation of local site effects based on microtremor H/V spectra, in: Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama Japan, pp. 673–680.

Asimaki, D., Mohammadi, K., 2018. On the complexity of seismic waves trapped in irregular topographies. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 114, 424–437. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2018.07.020

Ayoub, F., Leprince, S., Binet, R., Lewis, K.W., Aharonson, O., Avouac, J.P., 2008. Influence of camera distortions on satellite image registration and change detection applications, in: IGARSS 2008 - 2008 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Presented at the IGARSS 2008 - 2008 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, pp. II-1072-II–1075. https://doi.org/10.1109/IGARSS.2008.4779184

Bard, P.Y., 1999. Local effects on strong ground motion: Physical basis and estimation methods in view of microzoning studies. Proceedings of the Advances Study Course “Seismotectonic and Microzonation techniques in Earthquake Engineering: Integrated Training in Earthquake risk reduction practices 75–124.

Bard, P.-Y., Tucker, B.E., 1985. Underground and ridge site effects: a comparison of observation and theory. Bulletin of the seismological Society of America 75, 905–922.

Barrière, J., Bordes, C., Brito, D., Sénéchal, P., Perroud, H., 2012. Laboratory monitoring of P waves in partially saturated sand. Geophysical Journal International 191, 1152–1170.

Basile, A., Mele, G., Terribile, F., 2003. Soil hydraulic behaviour of a selected benchmark soil involved in the landslide of Sarno 1998. Geoderma, Volcanic soils: properties and processes as a function of soil genesis and land use 117, 331–346. https://doi.org/10.1016/S0016-7061(03)00132-0

Baum, R.L., Johnson, A.M., 1993. Steady movement of landslides in fine-grained soils: a model for sliding over an irregular slip surface. Landslide processes in Utah observation and theory bulletin 1842.

Bennett, G.L., Roering, J.J., Mackey, B.H., Handwerger, A.L., Schmidt, D.A., Guillod, B.P., 2016. Historic drought puts the brakes on earthflows in Northern California. Geophys. Res. Lett. 43, 2016GL068378. https://doi.org/10.1002/2016GL068378

Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., Yang, Y., 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. Geophys J Int 169, 1239–1260. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., Sansosti, E., 2002. A New Algorithm for Surface Deformation Monitoring Based on Small Baseline Differential SAR Interferograms. ResearchGate 40, 2375–2383. https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.803792

Beresnev, I.A., Wen, K.-L., 1996. Nonlinear soil response—A reality? Bulletin of the Seismological Society of America 86, 1964–1978.

Berger, J., 1975. A note on thermoelastic strains and tilts. Journal of Geophysical Research (1896-1977) 80, 274–277. https://doi.org/10.1029/JB080i002p00274

Berryman, J.G., 1980a. Long-wavelength propagation in composite elastic media II. Ellipsoidal inclusions. The Journal of the Acoustical Society of America 68, 1820–1831.

Berryman, J.G., 1980b. Long-wavelength propagation in composite elastic media I. Spherical inclusions. The Journal of the Acoustical Society of America 68, 1809–1819. https://doi.org/10.1121/1.385171

Bertello, L., Berti, M., Castellaro, S., Squarzoni, G., 2018. Dynamics of an Active Earthflow Inferred From Surface Wave Monitoring. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 123, 1811–1834. https://doi.org/10.1029/2017JF004233

Berthier, E., Vadon, H., Baratoux, D., Arnaud, Y., Vincent, C., Feigl, K.L., Rémy, F., Legrésy, B., 2005. Surface motion of mountain glaciers derived from satellite optical imagery. Remote Sensing of Environment 95, 14–28. https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.11.005

Berti, M., Bertello, L., Squarzoni, G., 2019. Surface-wave velocity measurements of shear stiffness of moving earthflows. Landslides 16, 469–484. https://doi.org/10.1007/s10346-018-1102-1

Besson, L., 2005a. Chaptitre 15 : Le zonage reglementaire des risques naturels, in: Les Risques Naturels, de La Connaissance Pratique à La Gestion Administrative.

Besson, L., 2005b. Chapitre 16 : Autres outils réglementaires, intégration du zonage des risques dans les documents d'urbanisme, gestion des permis de construire, in: Les Risques Naturels, de La Connaissance Pratique à La Gestion Administrative. techni.cités.

Bièvre, G., Franz, M., Larose, E., Carrière, S., Jongmans, D., Jaboyedoff, M., 2018. Influence of environmental parameters on the seismic velocity changes in a clayey mudflow (Pont-Bourquin Landslide, Switzerland). Engineering Geology 245, 248–257. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.08.013

Bièvre, G., Jongmans, D., Winiarski, T., Zumbo, V., 2012. Application of geophysical measurements for assessing the role of fissures in water infiltration within a clay landslide (Trièves area, French Alps). Hydrological Processes 26, 2128–2142. https://doi.org/10.1002/hyp.7986

Binet, R., Bollinger, L., 2005. Horizontal coseismic deformation of the 2003 Bam (Iran) earthquake measured from SPOT-5 THR satellite imagery. Geophys. Res. Lett. 32, L02307. https://doi.org/10.1029/2004GL021897

Biot, M.A., 1962. Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. Journal of applied physics 33, 1482–1498.

Biot, Maurice A., 1956. Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid. I. Low-Frequency Range. The Journal of the Acoustical Society of America 28, 168–178. https://doi.org/10.1121/1.1908239

Biot, M. A., 1956. Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range. The Journal of the acoustical Society of america 28, 179–191.

Biot, M.A., Willis, D.G., 1957. The elastic coeff cients of the theory of consolidation. J. appl. Mech 24, 594–601.

Blake, T.F., Hollingsworth, R.A., Stewart, J.P., D'Antonio, R., Earnest, J., Gharib, F., Horsman, L., Hsu, D., Kupferman, S., Masuda, R., 2002. Recommended procedures for implementation of DMG special publication 117 guidelines for analyzing and mitigating landslide hazards in California. Los Angeles Section Geotechnical Group, Document published by the Southern California Earthquake Center.

Bo, H., Xiao-hong, C., Xiao-zhen, Z., 2011. S-wave velocity predicting based on critical porosity Pride model, in: Nonrecurring Meetings 2011: International Geophysical Conference, Shenzhen, China, November 7–10, 2011. Society of Exploration Geophysicists, pp. 44–44.

Boehm, J., Werl, B., Schuh, H., 2006. Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 111. https://doi.org/10.1029/2005JB003629

Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., Bard, P.-Y., 2006. The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies. Earth-Science Reviews 79, 205–227. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.07.004

Bontemps, N., Lacroix, P., Doin, M.-P., 2018. Inversion of deformation fields time-series from optical images, and application to the long term kinematics of slow-moving landslides in Peru. Remote Sensing of Environment 210, 144–158. https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.02.023

Bontemps, N., Lacroix, P., Larose, E., Jara, J., Taipe, E., under revision. Rainfall and small earthquakes can maintain a slow moving landslide in critical state.

Boore, D.M., Atkinson, G.M., 2007. Boore-Atkinson NGA Ground Motion Relations for the Geometric Mean Horizontal Component of Peak and Spectral Ground Motion Parameters. PEER Report 2007/01 110.

Booth, A.M., McCarley, J., Hinkle, J., Shaw, S., Ampuero, J.-P., Lamb, M.P., 2018. Transient Reactivation of a Deep-Seated Landslide by Undrained Loading Captured With Repeat Airborne and Terrestrial Lidar. Geophysical Research Letters 45, 4841–4850. https://doi.org/10.1029/2018GL077812

Bouchon, M., Barker, J.S., 1996. Seismic response of a hill: the example of Tarzana, California. Bulletin of the Seismological Society of America 86, 66–72.

Bower, D.R., Heaton, K.C., 1978. Response of an aquifer near Ottawa to tidal forcing and the Alaskan earthquake of 1964. Can. J. Earth Sci. 15, 331–340. https://doi.org/10.1139/e78-039

Brenguier, Florent, Campillo, M., Hadziioannou, C., Shapiro, N.M., Nadeau, R.M., Larose, E., 2008a. Postseismic Relaxation Along the San Andreas Fault at Parkfield from Continuous Seismological Observations. Science 321, 1478–1481. https://doi.org/10.1126/science.1160943

Brenguier, F., Campillo, M., Takeda, T., Aoki, Y., Shapiro, N.M., Briand, X., Emoto, K., Miyake, H., 2014. Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops. Science 345, 80–82. https://doi.org/10.1126/science.1254073

Brenguier, F., Clarke, D., Aoki, Y., Shapiro, N.M., Campillo, M., Ferrazzini, V., 2011. Monitoring volcanoes using seismic noise correlations. Comptes Rendus Geoscience 343, 633–638. https://doi.org/10.1016/j.crte.2010.12.010

Brenguier, F., Rivet, D., Obermann, A., Nakata, N., Boué, P., Lecocq, T., Campillo, M., Shapiro, N., 2016. 4-D noise-based seismology at volcanoes: Ongoing efforts and perspectives. Journal of Volcanology and Geothermal Research 321, 182–195. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.036

Brenguier, Florent, Shapiro, N.M., Campillo, M., Ferrazzini, V., Duputel, Z., Coutant, O., Nercessian, A., 2008b. Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise. Nature Geoscience 1, 126–130. https://doi.org/10.1038/ngeo104

Brie, A., Pampuri, F., Marsala, A.F., Meazza, O., 1995. Shear sonic interpretation in gas-bearing sands, in: SPE Annual Technical Conference and Exhibition. Society of Petroleum Engineers.

Brodsky, E.E., Roeloffs, E., Woodcock, D., Gall, I., Manga, M., 2003. A mechanism for sustained groundwater pressure changes induced by distant earthquakes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 108. https://doi.org/10.1029/2002JB002321

Bronswijk, J.J.B., 1991. Magnitude, modeling and significance of swelling and shrinkage processes in clay soils. Bronswijk.

Bruce, B., Bowers, G., 2002. Pore pressure terminology. The Leading Edge 21, 170–173. https://doi.org/10.1190/1.1452607

Bruckl, E., Parotidis, M., 2001. Estimation of large-scale mechanical properties of a large landslide on the basis of seismic results. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences 38, 877–883. https://doi.org/10.1016/S1365-1609(01)00053-3

Bulmer, M.H., Johnston, A., Engle, F.C., Salas, 1999. Seismically triggered slope failures in the Colca Valley, Southern Peru, in: EOS Trans. p. S127.

Bussat, S., 2015. Using ambient noise for real-time (hourly) overburden monitoring. Presented at the Third EAGE Workshop on Permanent Reservoir Monitoring 2015.

Caine, N., 1980. The Rainfall Intensity: Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography 62, 23–27. https://doi.org/10.2307/520449

Campillo, M., Paul, A., 2003. Long-Range Correlations in the Diffuse Seismic Coda. Science 299, 547–549. https://doi.org/10.1126/science.1078551

Cans, C., Diniz, I., Pontier, J.-M., Touret, T., 2014. Traité de droit des risques naturels. Le Moniteur.

Carcione, J.M., Picotti, S., Gei, D., Rossi, G., 2006. Physics and Seismic Modeling for Monitoring CO2 Storage. Pure appl. geophys. 163, 175–207. https://doi.org/10.1007/s00024-005-0002-1

Carrière, S.R., Bièvre, G., Jongmans, D., Chambon, G., Bellot, H., Lebourg, T., 2018a. Measurement of geophysical parameters on clay samples at the solid–fluid transition. Near Surface Geophysics 16, 1–15. https://doi.org/10.3997/1873-0604.2017039

Carrière, S.R., Jongmans, D., Chambon, G., Bièvre, G., Lanson, B., Bertello, L., Berti, M., Jaboyedoff, M., Malet, J.-P., Chambers, J.E., 2018b. Rheological properties of clayey soils originating from flow-like landslides. Landslides 15, 1615–1630. https://doi.org/10.1007/s10346-018-0972-6

Casson, B., Delacourt, C., Baratoux, D., Allemand, P., 2003. Seventeen years of the "La Clapière" landslide evolution analysed from ortho-rectified aerial photographs. Engineering Geology, Remote sensing and monitoring of landslides 68, 123–139. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00201-6

Casu, F., Manconi, A., Pepe, A., Lanari, R., 2011. Deformation Time-Series Generation in Areas Characterized by Large Displacement Dynamics: The SAR Amplitude Pixel-Offset SBAS Technique. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 49, 2752–2763. https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2104325

Cavalié, O., Doin, M.-P., Lasserre, C., Briole, P., 2007. Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis: Probing the lithosphere rheological structure. J. Geophys. Res. 112, B03403. https://doi.org/10.1029/2006JB004344

Chang, T.-S., Woods, R.D., 1992. Effect of particle contact bond on shear modulus. Journal of geotechnical engineering 118, 1216–1233.

Chassagneux, P., Laroche, R., Vernay, M., 2006. Les événements naturels dommageables en France et dans le monde en 2005.

Chau, K.T., 1995. Landslides modeled as bifurcations of creeping slopes with nonlinear friction law. International Journal of Solids and Structures 32, 3451–3464. https://doi.org/10.1016/0020-7683(94)00317-P

Chen, Z.-Y., Morgenstern, N.R., 1983. Extensions to the generalized method of slices for stability analysis. Canadian Geotechnical Journal 20, 104–119.

Cheng, A.H.-D., 2016. Poroelasticity, Theory and Applications of Transport in Porous Media. Springer International Publishing.

Chiang, S.-H., Chang, K.-T., 2011. The potential impact of climate change on typhoon-triggered landslides in Taiwan, 2010–2099. Geomorphology, Modelling land dynamics in mountainous watersheds 133, 143–151. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.12.028

Chigira, M., Wu, X., Inokuchi, T., Wang, G., 2010. Landslides induced by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. Geomorphology 118, 225–238. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.01.003

Chigira, M., Yokoyama, O., 2005. Weathering profile of non-welded ignimbrite and the water infiltration behavior within it in relation to the generation of shallow landslides. Engineering Geology 78, 187–207. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.12.008

Chlieh, M., Perfettini, H., Tavera, H., Avouac, J.-P., Remy, D., Nocquet, J.-M., Rolandone, F., Bondoux, F., Gabalda, G., Bonvalot, S., 2011. Interseismic coupling and seismic potential along the Central Andes subduction zone. Journal of Geophysical Research 116, B12405. https://doi.org/10.1029/2010JB008166

Chouet, B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., 1998. Shallow velocity structure of Stromboli Volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. Bulletin of the Seismological Society of America 88, 653–666.

Chtouki, T., Vergne, J., Provost, F., Malet, J.-P., Burtin, A., Hibert, C., 2017. Ambient seismic noise monitoring of the Super-Sauze landslide from a very dense temporary seismic array. Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 8678.

Clarke, B.A., Burbank, D.W., 2010. Bedrock fracturing, threshold hillslopes, and limits to the magnitude of bedrock landslides. Earth and Planetary Science Letters 297, 577–586. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.07.011

Clements, T., Denolle, M.A., 2018. Tracking Groundwater Levels Using the Ambient Seismic Field. Geophysical Research Letters 45, 6459–6465. https://doi.org/10.1029/2018GL077706

Coe, J.A., Ellis, W.L., Godt, J.W., Savage, W.Z., Savage, J.E., Michael, J.A., Kibler, J.D., Powers, P.S., Lidke, D.J., Debray, S., 2003. Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and field instrumentation, July 1998–March 2002. Engineering Geology 68, 67–101. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00199-0

Colesanti, C., Wasowski, J., 2006. Investigating landslides with space-borne Synthetic Aperture Radar (SAR) interferometry. Engineering Geology 88, 173–199. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.09.013

Colombero, C., Baillet, L., Comina, C., Jongmans, D., Larose, E., Valentin, J., Vinciguerra, S., 2018a. Integration of ambient seismic noise monitoring, displacement and meteorological measurements to infer the temperature-controlled long-term evolution of a complex prone-to-fall cliff. Geophys J Int 213, 1876–1897. https://doi.org/10.1093/gji/ggy090

Colombero, C., Comina, C., Vinciguerra, S., Benson, P.M., 2018b. Microseismicity of an Unstable Rock Mass: From Field Monitoring to Laboratory Testing. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 123, 1673–1693. https://doi.org/10.1002/2017JB014612

Comegna, L., Picarelli, L., Urciuoli, G., 2007. The mechanics of mudslides as a cyclic undrained–drained process. Landslides 4, 217. https://doi.org/10.1007/s10346-007-0083-2

Cornforth, D., 2005. Slope stability analysis, in: Landslides in Practice: Investigation, Analysis, and Remedial/Preventative Options in Soils. Wiley.

Crozier, M.J., 2010. Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. Geomorphology, Recent advances in landslide investigation 124, 260–267. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.04.009

Crozier, M.J., 1999. Prediction of rainfall-triggered landslides: A test of the antecedent water status model. Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group 24, 825–833.

Cruden, D.M., 1991. A simple definition of a landslide. Bulletin of Engineering Geology and the Environment 43, 27–29.

Cruden, D.M., Varnes, D.J.L., 1996. Landslide types and processes, in: Landslides: Investigation and Mitigation. National Academy Press, pp. 36–75.

Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Lin, J.-C., Hsu, M.-L., Lin, C.-W., Horng, M.-J., Chen, T.-C., Milliman, J., Stark, C.P., 2004. Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt. Geology 32, 733–736. https://doi.org/10.1130/G20639.1

Dai, F.C., Lee, C.F., Ngai, Y.Y., 2002. Landslide risk assessment and management: an overview. Engineering geology 64, 65–87. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(01)00093-X

Daskalakis, E., Evangelidis, C.P., Garnier, J., Melis, N.S., Papanicolaou, G., Tsogka, C., 2016. Robust seismic velocity change estimation using ambient noise recordings. Geophysical Journal International 205, 1926–1936.

David, E.C., Zimmerman, R.W., 2011. Compressibility and shear compliance of spheroidal pores: Exact derivation via the Eshelby tensor, and asymptotic expressions in limiting cases. International Journal of Solids and Structures 48, 680–686.

De Barros, L., O'Brien, G., Bean, C.J., 2010. Assessing Velocity and Impedance Changes Due to CO2 Saturation Using Interferometry on Repeated Seismic Sources, in: 72nd EAGE Conference & Exhibition. Barcelona, Spain, p. P402.

de Ministros, P. del C., 2014. Plan Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres–PLANAGERD 2014–2021. Lima.

Dehecq, A., Gourmelen, N., Trouve, E., 2015. Deriving large-scale glacier velocities from a complete satellite archive: Application to the Pamir–Karakoram–Himalaya. Remote Sensing of Environment 162, 55–66. https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.01.031

Delacourt, C., Allemand, P., Casson, B., Vadon, H., 2004. Velocity field of the "La Clapière" landslide measured by the correlation of aerial and QuickBird satellite images. Geophysical Research Letters 31, n/a–n/a. https://doi.org/10.1029/2004GL020193

Delaney, E., Ermert, L., Sager, K., Kritski, A., Bussat, S., Fichtner, A., 2017. Passive seismic monitoring with nonstationary noise sources. GEOPHYSICS 82, KS57–KS70. https://doi.org/10.1190/geo2016-0330.1

Dietze, M., Turowski, J.M., Cook, K.L., Hovius, N., 2017. Spatiotemporal patterns, triggers and anatomies of seismically detected rockfalls. Earth Surface Dynamics 5, 757–779. https://doi.org/10.5194/esurf-5-757-2017

Doin, M.-P., Lodge, F., Guillaso, S., Jolivet, R., Lasserre, C., Ducret, G., Grandin, R., Pathier, E., Pinel, V., 2011. Presentation of the small baseline NSBAS processing chain on a case example: The Etna deformation monitoring from 2003 to 2010 using Envisat data, in: FRINGE 2011 ESA Conference.

Dong, Y., Lu, N., 2016. Dependencies of Shear Wave Velocity and Shear Modulus of Soil on Saturation. Journal of Engineering Mechanics 142, 04016083. https://doi.org/10.1061/(ASCE)EM.1943-7889.0001147

Douglas, J., 2016. Ground motion prediction equations 1964-2018 [WWW Document]. URL http://www.gmpe.org.uk/gmpereport2014.pdf

Dropek, R.K., Johnson, J.N., Walsh, J.B., 1978. The influence of pore pressure on the mechanical properties of Kayenta sandstone. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 83, 2817–2824.

Dupuy, B., Garambois, S., Asnaashari, A., Balhareth, H.M., Landrø, M., Stovas, A., Virieux, J., 2016a. Estimation of rock physics properties from seismic attributes—Part 2: Applications. Geophysics 81, M55–M69.

Dupuy, B., Garambois, S., Virieux, J., 2016b. Estimation of rock physics properties from seismic attributes—Part 1: Strategy and sensitivity analysis. Geophysics 81, M35–M53.

Durand, V., Mangeney, A., Haas, F., Jia, X., Bonilla, F., Peltier, A., Hibert, C., Ferrazzini, V., Kowalski, P., Lauret, F., Brunet, C., Satriano, C., Wegner, K., Delorme, A., Villeneuve, N., 2018. On the Link Between External Forcings and Slope Instabilities in the Piton de la Fournaise Summit Crater, Reunion Island. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 123, 2422–2442. https://doi.org/10.1029/2017JF004507

Efron, B., Gong, G., 1983. A Leisurely Look at the Bootstrap, the Jackknife, and Cross-Validation. The American Statistician 37, 36–48. https://doi.org/10.2307/2685844

Eilertsen, R.S., Hansen, L., Bargel, T.H., Solberg, I.-L., 2008. Clay slides in the Målselv valley, northern Norway: Characteristics, occurrence, and triggering mechanisms. Geomorphology 93, 548–562. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.013

Eshraghian, A., Martin, C.D., Cruden, D.M., 2007. Complex Earth Slides in the Thompson River Valley, Ashcroft, British Columbia. Environmental & Engineering Geoscience 13, 161–181.

Evans, S.G., 1982. Landslides and surficial deposits in urban areas of British Columbia: a review. Canadian Geotechnical Journal 19, 269–288.

Fahnestock, M., Scambos, T., Moon, T., Gardner, A., Haran, T., Klinger, M., 2015. Rapid large-area mapping of ice flow using Landsat 8. Remote Sensing of Environment. https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.11.023

Fiolleau, S., Jongmans, D., Bièvre, G., Helmstetter, A., Lacroix, P., Baillet, L., 2018. Seismic characterization of clay- block ruptures in the Harmalière landslide (French Western Alps). Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 13201.

Fiolleau, S., Jongmans, D., Bièvre, G., Helmstetter, A., Lacroix, P., Baillet, L., under revision. Seismic characterization of a clay-block rupture in the Harmalière landslide (French Western Alps). Geophysical Journal International.

Flores Orozco, A., Bücker, M., Steiner, M., Malet, J.-P., 2018. Complex-conductivity imaging for the understanding of landslide architecture. Engineering Geology 243, 241–252. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.07.009

Froment, B., Campillo, M., Chen, J.H., Liu, Q.Y., 2013. Deformation at depth associated with the 12 May 2008 MW 7.9 Wenchuan earthquake from seismic ambient noise monitoring. Geophysical Research Letters 40, 78–82. https://doi.org/10.1029/2012GL053995

Froment, B., Campillo, M., Roux, P., Gouédard, P., Verdel, A., Weaver, R., 2010. Estimation of the effect of nonisotropically distributed energy on the apparent arrival time in correlations. GEOPHYSICS 75, SA85–SA93. https://doi.org/10.1190/1.3483102

Froude, M.J., Petley, D., 2018. Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. Natural Hazards and Earth System Sciences 18, 2161–2181. https://doi.org/10.5194/nhess-18-2161-2018

Gabet, E.J., Burbank, D.W., Putkonen, J.K., Pratt-Sitaula, B.A., Ojha, T., 2004. Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal. Geomorphology 63, 131–143.

Gallistl, J., Weigand, M., Stumvoll, M., Ottowitz, D., Glade, T., Orozco, A.F., 2018. Delineation of subsurface variability in clay-rich landslides through spectral induced polarization imaging and electromagnetic methods. Engineering Geology 245, 292–308. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.001

Gariano, S.L., Guzzetti, F., 2016. Landslides in a changing climate. Earth-Science Reviews 162, 227–252. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.08.011

Gassenmeier, M., Sens-Schönfelder, C., Delatre, M., Korn, M., 2015. Monitoring of environmental influences on seismic velocity at the geological storage site for CO2 in Ketzin (Germany) with ambient seismic noise. Geophys J Int 200, 524–533. https://doi.org/10.1093/gji/ggu413

Gassenmeier, M., Sens-Schönfelder, C., Eulenfeld, T., Bartsch, M., Victor, P., Tilmann, F., Korn, M., 2016. Field observations of seismic velocity changes caused by shaking-induced damage and healing due to mesoscopic nonlinearity. Geophys J Int 204, 1490–1502. https://doi.org/10.1093/gji/ggv529

Gassmann, F., 1951. Uber die elastizitat poroser medien. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zurich 96, 1–23.

Genevois, R., Tecca, P.R., 2013. The Vajont landslide: state of the art. J. Eng. Geol. Environ 6, 15–39.

Gili, J.A., Corominas, J., Rius, J., 2000. Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. Engineering Geology 55, 167–192. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(99)00127-1

Gillham, R.W., 1984. The capillary fringe and its effect on water-table response. Journal of Hydrology 67, 307–324. https://doi.org/10.1016/0022-1694(84)90248-8

Gimbert, F., Tsai, V.C., Amundson, J.M., Bartholomaus, T.C., Walter, J.I., 2016. Subseasonal changes observed in subglacial channel pressure, size, and sediment transport. Geophysical Research Letters 43, 3786–3794.

Gómez, A.J.C., Macias, J.L., Siebe, C., Ocola, A.L., 2004. Debris avalanche deposit of Hualca Hualca volcano and the formation of a volcanic dam in the Colca Valley, Arequipa e Peru. International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth Interior General Assembly, Chile.

Goodrich, L.E., 1982. The influence of snow cover on the ground thermal regime. Can. Geotech. J. 19, 421–432. https://doi.org/10.1139/t82-047

Grapenthin, R., Sigmundsson, F., Geirsson, H., Árnadóttir, T., Pinel, V., 2006. Icelandic rhythmics: Annual modulation of land elevation and plate spreading by snow load. Geophysical Research Letters 33. https://doi.org/10.1029/2006GL028081

Gratchev, I.B., Sassa, K., Osipov, V.I., Sokolov, V.N., 2006. The liquefaction of clayey soils under cyclic loading. Engineering Geology 86, 70–84. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.04.006

Greenway, D.R., 1987. Vegetation and slope stability. Slope stability 187–230.

Grêt, A., Snieder, R., Scales, J., 2006. Time-lapse monitoring of rock properties with coda wave interferometry. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 111. https://doi.org/10.1029/2004JB003354

Guéguen, P., Garambois, S., Tadenuma, S., Lebrun, B., Cotton, F., Bard, P.Y., Chaljub, E., Cornou, C., 2009. Geotechnical, geophysical and seismological data used for the estimate of the highest amplified frequency in the basin of Grenoble, in: ESG 2006, Third Intl. Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Citeseer, pp. 1629–1637.

Guillemot, A., Baillet, L., Helmstetter, A., Larose, É., Mayoraz, R., Garambois, S., under revision. Seismic monitoring of the Gugla rock glacier (Switzerland): observations and modelling. Geophysical Journal International.

Guzzetti, F., Mondini, A.C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., Chang, K.-T., 2012. Landslide inventory maps: New tools for an old problem. Earth-Science Reviews 112, 42–66. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.001

Hack, R., Alkema, D., Kruse, G.A.M., Leenders, N., Luzi, L., 2007. Influence of earthquakes on the stability of slopes. Engineering Geology, Slope Transport Processes and Hydrology. A tribute to Jan Nieuwenhuis 91, 4–15. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2006.12.016

Hadziioannou, C., 2011. Ondes sismiques en milieu complexe : mesure des variations temporelles des vitesses (phdthesis). Université de Grenoble.

Hadziioannou, C., Larose, E., Coutant, O., Roux, P., Campillo, M., 2009. Stability of Monitoring Weak Changes in Multiply Scattering Media with Ambient Noise Correlation: Laboratory Experiments. The Journal of the Acoustical Society of America 125, 3688–3695. https://doi.org/10.1121/1.3125345

Hancox, G.T., Perrin, N.D., Dellow, G.D., 2002. Recent studies of historical earthquake-induced landsliding, ground damage, and MM intensity in New Zealand. BULLETIN-NEW ZEALAND SOCIETY FOR EARTHQUAKE ENGINEERING 35, 59–95.

Handin, J., Hager Jr, R.V., Friedman, M., Feather, J.N., 1963. Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests. Aapg Bulletin 47, 717–755.

Handwerger, A.L., Fielding, E.J., Huang, M.-H., Bennett, G.L., Liang, C., Schulz, W.H., 2019. Widespread initiation, reactivation, and acceleration of landslides in the northern California Coast Ranges due to extreme rainfall. Journal of Geophysical Research. Earth Surface. https://doi.org/10.1029/2019JF005035

Handwerger, A.L., Rempel, A.W., Skarbek, R.M., Roering, J.J., Hilley, G.E., 2016. Rate-weakening friction characterizes both slow sliding and catastrophic failure of landslides. PNAS 113, 10281–10286. https://doi.org/10.1073/pnas.1607009113

Handwerger, A.L., Roering, J.J., Schmidt, D.A., 2013. Controls on the seasonal deformation of slow-moving landslides. Earth and Planetary Science Letters 377–378, 239–247. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.047

Handwerger, A.L., Roering, J.J., Schmidt, D.A., Rempel, A.W., 2015. Kinematics of earthflows in the Northern California Coast Ranges using satellite interferometry. Geomorphology 246, 321–333. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.06.003

Haneberg, W.C., 1991. Pore pressure diffusion and the hydrologic response of nearly saturated, thin landslide deposits to rainfall. The Journal of Geology 99, 886–892.

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, 693–701.

Harba, P., Pilecki, Z., 2017. Assessment of time–spatial changes of shear wave velocities of flysch formation prone to mass movements by seismic interferometry with the use of ambient noise. Landslides 14, 1225–1233. https://doi.org/10.1007/s10346-016-0779-2

Harba, P., Pilecki, Z., Krawiec, K., 2019. Comparison of MASW and seismic interferometry with use of ambient noise for estimation of S-wave velocity field in landslide subsurface. Acta Geophys. https://doi.org/10.1007/s11600-019-00344-9

Hargreaves, G.H., Samani, Z., 1985. Reference Crop Evapotranspiration From Temperature. Applied Engineering in Agriculture 1. https://doi.org/10.13031/2013.26773

Hargreaves, G.L., Hargreaves, G.H., Riley, J.P., 1985. Agricultural benefits for Senegal River basin. Journal of irrigation and Drainage Engineering 111, 113–124.

Harp, E.L., Jibson, R.W., Keefer, D.K., 2002. Instrumentation of the Weeks Creek Landslide for Improved Landslide Monitoring. AGU Fall Meeting Abstracts 1, 0947.

Haskell, N.A., 1960. Crustal reflection of plane SH waves. Journal of Geophysical Research 65, 4147–4150.

Havenith, H.-B., Strom, A., Calvetti, F., Jongmans, D., 2003. Seismic triggering of landslides. Part B: Simulation of dynamic failure processes. Natural Hazards and Earth System Science 3, 663–682.

Heid, T., Kääb, A., 2012. Repeat optical satellite images reveal widespread and long term decrease in land-terminating glacier speeds. The Cryosphere 6, 467–478. https://doi.org/10.5194/tc-6-467-2012

Heki, K., 2001. Seasonal Modulation of Interseismic Strain Buildup in Northeastern Japan Driven by Snow Loads. Science 293, 89–92. https://doi.org/10.1126/science.1061056

Helmstetter, A., Garambois, S., 2010. Seismic monitoring of Séchilienne rockslide (French Alps): Analysis of seismic signals and their correlation with rainfalls. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 115. https://doi.org/10.1029/2009JF001532

Helmstetter, A., Sornette, D., Grasso, J.-R., Andersen, J.V., Gluzman, S., Pisarenko, V., 2004. Slider block friction model for landslides: Application to Vaiont and La Clapiere landslides. Journal of Geophysical Research 109, 15 PP. https://doi.org/200410.1029/2002JB002160

Herath, S., Wang, Y., 2009. Case studies and national experiences, in: Landslides–Disaster Risk Reduction. Springer, pp. 475–497.

Herring, T.A., King, R.W., McClusky, S.C., 2010. GAMIT reference manual: GPS analysis at MIT, Release 10.4. Mass. Inst. of Technol., Cambridge.

Hillers, G., Ben-Zion, Y., Campillo, M., Zigone, D., 2015a. Seasonal variations of seismic velocities in the San Jacinto fault area observed with ambient seismic noise. Geophys J Int 202, 920–932. https://doi.org/10.1093/gji/ggv151

Hillers, G., Campillo, M., Ma, K.-F., 2014. Seismic velocity variations at TCDP are controlled by MJO driven precipitation pattern and high fluid discharge properties. Earth and Planetary Science Letters 391, 121–127. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.01.040

Hillers, G., Retailleau, L., Campillo, M., Inbal, A., Ampuero, J.-P., Nishimura, T., 2015b. In situ observations of velocity changes in response to tidal deformation from analysis of the high-frequency ambient wavefield. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 120, 210–225. https://doi.org/10.1002/2014JB011318

Hilley, G.E., Bürgmann, R., Ferretti, A., Novali, F., Rocca, F., 2004. Dynamics of slow-moving landslides from permanent scatterer analysis. Science 304, 1952–1955.

Hobiger, M., Wegler, U., Shiomi, K., Nakahara, H., 2016. Coseismic and post-seismic velocity changes detected by Passive Image Interferometry: comparison of one great and five strong earthquakes in Japan. Geophys J Int 205, 1053–1073. https://doi.org/10.1093/gji/ggw066

Holcombe, E.A., Beesley, M.E., Vardanega, P.J., Sorbie, R., 2016. Urbanisation and landslides: hazard drivers and better practices, in: Proceedings of the Institution of Civil Engineers–Civil Engineering. pp. 137–144.

Holzhauer, J., 2015. Seismic and seismoelectric monitoring of an unconsolidated porous medium. université de Pau et des pays de l'Adour.

Horike, M., 1985. Inversion of phase velocity of long-period mocrotremors to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas. J,Phys,Earth 33, 59–96. https://doi.org/10.4294/jpe1952.33.59

Hotovec-Ellis, A.J., Gomberg, J., Vidale, J.E., Creager, K.C., 2014. A continuous record of intereruption velocity change at Mount St. Helens from coda wave interferometry. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 119, 2199–2214. https://doi.org/10.1002/2013JB010742

Hovius, N., Meunier, P., Lin, C.-W., Chen, H., Chen, Y.-G., Dadson, S., Horng, M.-J., Lines, M., 2011. Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake. Earth and Planetary Science Letters 304, 347–355. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.02.005

Huang, R., Li, W., 2014. Post-earthquake landsliding and long-term impacts in the Wenchuan earthquake area, China. Engineering Geology, Special Issue on The Long-Term Geologic Hazards in Areas Struck by Large-Magnitude Earthquakes 182, 111–120. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.07.008

Huang, X., García, M.H., 1998. A Herschel–Bulkley model for mud flow down a slope. Journal of Fluid Mechanics 374, 305–333. https://doi.org/10.1017/S0022112098002845

Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J., Hutchinson, J.N., 2001. A Review of the Classification of Landslides of the Flow Type. Environmental & Engineering Geoscience 7, 221–238.

Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides 11, 167–194. https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y

Hutchinson, J.N., Bhandari, R.K., 1971. Undrained Loading, A Fundamental Mechanism of Mudflows and other Mass Movements. Géotechnique 21, 353–358. https://doi.org/10.1680/geot.1971.21.4.353

Intrieri, E., Carlà, T., Gigli, G., 2019. Forecasting the time of failure of landslides at slope-scale: A literature review. Earth-Science Reviews. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.019

Intrieri, E., Gigli, G., Mugnai, F., Fanti, R., Casagli, N., 2012. Design and implementation of a landslide early warning system. Engineering Geology 147–148, 124–136. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.07.017

Iverson, R.M., 2005. Regulation of landslide motion by dilatancy and pore pressure feedback. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 110. https://doi.org/10.1029/2004JF000268

Iverson, R.M., 2000. Landslide triggering by rain infiltration. Water Resources Research 36, 1897. https://doi.org/10.1029/2000WR900090

Iverson, R.M., George, D.L., Allstadt, K., Reid, M.E., Collins, B.D., Vallance, J.W., Schilling, S.P., Godt, J.W., Cannon, C.M., Magirl, C.S., Baum, R.L., Coe, J.A., Schulz, W.H., Bower, J.B., 2015. Landslide mobility and hazards: implications of the 2014 Oso disaster. Earth and Planetary Science Letters 412, 197–208. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.020

Iverson, R.M., Major, J.J., 1987. Rainfall, ground-water flow, and seasonal movement at Minor Creek landslide, northwestern California: Physical interpretation of empirical relations. Geological Society of America Bulletin 99, 579–594. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)99<579:RGFASM>2.0.CO;2

Iverson, R.M., Reid, M.E., LaHusen, R.G., 1997. Debris-flow mobilization from landslides. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 25, 85–138.

Jaboyedoff, M., Demers, D., Locat, J., Locat, A., Locat, P., Oppikofer, T., Robitaille, D., Turmel, D., 2009. Use of terrestrial laser scanning for the characterization of retrogressive landslides in sensitive clay and rotational landslides in river banks. Canadian Geotechnical Journal 46, 1379–1390.

Jackson, L.E., 2002. Landslides and landscape evolution in the Rocky Mountains and adjacent Foothills area, southwestern Alberta, Canada. Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms, Geol. Soc. Am. Rev. Eng. Geol 15, 325–344.

James, S.R., Knox, H.A., Abbott, R.E., Screaton, E.J., 2017. Improved moving window cross-spectral analysis for resolving large temporal seismic velocity changes in permafrost. Geophysical Research Letters 44, 4018–4026. https://doi.org/10.1002/2016GL072468

Jara, J., Socquet, A., Marsan, D., Bouchon, M., 2017. Long-Term Interactions Between Intermediate Depth and Shallow Seismicity in North Chile Subduction Zone. Geophysical Research Letters 44, 9283–9292. https://doi.org/10.1002/2017GL075029

Jibson, R.W., 2011. Methods for assessing the stability of slopes during earthquakes—A retrospective. Engineering Geology 122, 43–50.

Jibson, R.W., Harp, E.L., 2012. Extraordinary Distance Limits of Landslides Triggered by the 2011 Mineral, Virginia, EarthquakeExtraordinary Distance Limits of Landslides Triggered by the 2011 Mineral, Virginia, Earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America 102, 2368–2377.

Jibson, R.W., Prentice, C.S., Borissoff, B.A., Rogozhin, E.A., Langer, C.J., 1994. Some observations of landslides triggered by the 29 April 1991 Racha earthquake, Republic of Georgia. Bulletin of the Seismological Society of America 84, 963–973.

Jongmans, D., Bièvre, G., Schwartz, S., Renalier, F., Beaurez, N., 2009. Geophysical investigation of the large Avignonet landslide in glaciolacustrine clays in the Trièves area (French Alps). Engineering Geology 109, 45–56. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.10.005

Jongmans, D., Garambois, S., 2007. Geophysical investigation of landslides : a review. Bulletin de la Société Géologique de France 178, 101–112. https://doi.org/10.2113/gssgfbull.178.2.101

Kääb, A., 2002. Monitoring high-mountain terrain deformation from repeated air- and spaceborne optical data: examples using digital aerial imagery and ASTER data. ISPRS Journal of Photogrammetry

and Remote Sensing, Geomatics in Mountainous Areas – The International Year of the Mountains, 2002 57, 39–52. https://doi.org/10.1016/S0924-2716(02)00114-4

Kane, W.F., Beck, T.J., Hughes, J.J., 2001. Applications of time domain reflectometry to landslide and slope monitoring, in: Second International Symposium and Workshop on Time Domain Reflectometry for Innovative Geotechnical Applications. Infrastructure Technology Institute at Northwestern University Evanston, IL, pp. 305–314.

Keefer, D.K., 2002. Investigating landslides caused by earthquakes - A historical review. Surveys in Geophysics 23, 473–510. https://doi.org/10.1023/A:1021274710840

Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. Geological Society of America Bulletin 95, 406–421. https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<406:LCBE>2.0.CO;2

Khan, S.F., Kamp, U., Owen, L.A., 2013. Documenting five years of landsliding after the 2005 Kashmir earthquake, using repeat photography. Geomorphology 197, 45–55. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.033

Khattak, G.A., Owen, L.A., Kamp, U., Harp, E.L., 2010. Evolution of earthquake-triggered landslides in the Kashmir Himalaya, northern Pakistan. Geomorphology 115, 102–108. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.09.035

King, J., Loveday, I., Schuster, R.L., 1989. The 1985 Bairaman landslide dam and resulting debris flow, Papua New Guinea. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology 22, 257–270.

Kirschbaum, D., Stanley, T., 2018. Satellite-Based Assessment of Rainfall-Triggered Landslide Hazard for Situational Awareness. Earth's Future 6, 505–523. https://doi.org/10.1002/2017EF000715

Kjekstad, O., Highland, L., 2009. Economic and social impacts of landslides, in: Landslides–Disaster Risk Reduction. Springer, pp. 573–587.

Kjellman, W., 1955. Mechanics of Large Swedish Landslips. Géotechnique 5, 74–78. https://doi.org/10.1680/geot.1955.5.1.74

Kohv, M., Talviste, P., Hang, T., Kalm, V., 2010. Retrogressive slope failure in glaciolacustrine clays: Sauga landslide, western Estonia. Geomorphology 124, 229–237.

Kos, A., Amann, F., Strozzi, T., Delaloye, R., von Ruette, J., Springman, S., 2016. Contemporary glacier retreat triggers a rapid landslide response, Great Aletsch Glacier, Switzerland. Geophysical Research Letters 43, 12,466-12,474.

Kramer, S.L., 1996. Geotechnical earthquake engineering. Pren-tice Hall.

Krzeminska, D.M., Bogaard, T.A., Malet, J.-P., van Beek, L.P.H., 2013. A model of hydrological and mechanical feedbacks of preferential fissure flow in a slow-moving landslide. Hydrol. Earth Syst. Sci. 17, 947–959. https://doi.org/10.5194/hess-17-947-2013

Krzeminska, D.M., Bogaard, T.A., Van Asch, T.W., Van Beek, L.P.H., 2012. A conceptual model of the hydrological influence of fissures on landslide activity. Hydrology and Earth System Sciences 16, 1561–1576.

Kukulak, J., Paulo, A., Kalicki, T., 2016. Lithology of lacustrine deposits in the Colca Valley. Journal of South American Earth Sciences 69, 152–170. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.03.008

Lacoss, R.T., Kelly, E.J., Toksöz, M.N., 1969. Estimation of Seismic noise structure using arrays. Geophysics 34, 21–38. https://doi.org/10.1190/1.1439995

Lacroix, P., Amitrano, D., 2013. Long-term dynamics of rockslides and damage propagation inferred from mechanical modeling. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 118, 2292–2307. https://doi.org/10.1002/2013JF002766

Lacroix, P., Araujo, G., Hollingsworth, J., Taipe, E., 2019. Self-Entrainment Motion of a Slow-Moving Landslide Inferred From Landsat-8 Time Series. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 0. https://doi.org/10.1029/2018JF004920

Lacroix, P., Berthier, E., Maquerhua, E.T., 2015. Earthquake-driven acceleration of slow-moving landslides in the Colca valley, Peru, detected from Pléiades images. Remote Sensing of Environment 165, 148–158. https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.05.010

Lacroix, P., Grasso, J.-R., Roulle, J., Giraud, G., Goetz, D., Morin, S., Helmstetter, A., 2012. Monitoring of snow avalanches using a seismic array: Location, speed estimation, and relationships to meteorological variables. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 117. https://doi.org/10.1029/2011JF002106

Lacroix, P., Perfettini, H., Taipe, E., Guillier, B., 2014. Co- and Postseismic motion of a landslide; observations, modelling and analogy with tectonic faults. Geophysical Research Letters. https://doi.org/10.1002/2014GL061170

Larose, E., 2004. Imaging from one-bit correlations of wideband diffuse wave fields. Journal of Applied Physics 95, 8393. https://doi.org/10.1063/1.1739529

Larose, E., Carrière, S., Voisin, C., Bottelin, P., Baillet, L., Guéguen, P., Walter, F., Jongmans, D., Guillier, B., Garambois, S., Gimbert, F., Massey, C., 2015. Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise? Journal of Applied Geophysics 116, 62–74. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.02.001

Larose, E., Margerin, L., van Tiggelen, B.A., Campillo, M., 2004. Weak Localization of Seismic Waves. Physical Review Letters 93. https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.93.048501

Larose, E., Montaldo, G., Derode, A., Campillo, M., 2006. Passive imaging of localized reflectors and interfaces in open media. Applied Physics Letters 88, 104103. https://doi.org/10.1063/1.2186112

Larsen, I.J., Montgomery, D.R., Korup, O., 2010. Landslide erosion controlled by hillslope material. Nature Geosci 3, 247–251. https://doi.org/10.1038/ngeo776

Larsen, M.C., Simon, A., 1993. A rainfall intensity-duration threshold for landslides in a humid-tropical environment, Puerto Rico. Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography 75, 13–23.

Le Breton, M., 2019. Suivi temporel d'un glissement de terrain à l'aide d'étiquettes RFID passives, couplé à l'observation de pluviométrie et de bruit sismique ambiant. (Ph.D. Thesis). Grenoble Alpes, Grenoble.

Le Breton, M., Baillet, L., Larose, E., Rey, E., Benech, P., Jongmans, D., Guyoton, F., Jaboyedoff, M., 2019. Passive radio-frequency identification ranging, a dense and weather-robust technique for landslide displacement monitoring. Engineering Geology 250, 1–10. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.12.027

Le Breton, M., Baillet, L., Larose, E., Rey, E., Benech, P., Jongmans, D., Guyoton, F., Jaboyedoff, M., 2018. Passive RFID: a dense and weather-robust technique to monitor surface deformation, applied to a landslide. Presented at the WEGENER Conference, p. 1.

Lecocq, T., Longuevergne, L., Pedersen, H.A., Brenguier, F., Stammler, K., 2017. Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermo-elastic and hydrological modeling. Scientific Reports 7, 14241. https://doi.org/10.1038/s41598-017-14468-9

Lee, M.W., 2006. A simple method of predicting S-wave velocity. Geophysics 71, F161–F164.

Leprince, S., Barbot, S., Ayoub, F., Avouac, J.-P., 2007. Automatic and Precise Orthorectification, Coregistration, and Subpixel Correlation of Satellite Images, Application to Ground Deformation Measurements. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 45, 1529–1558. https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.888937

Leprince, S., Muse, P., Avouac, J.P., 2008. In-Flight CCD Distortion Calibration for Pushbroom Satellites Based on Subpixel Correlation. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 46, 2675–2683. https://doi.org/10.1109/TGRS.2008.918649

Lesage, P., Reyes-Dávila, G., Arámbula-Mendoza, R., 2014. Large tectonic earthquakes induce sharp temporary decreases in seismic velocity in Volcán de Colima, Mexico. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 119, 4360–4376. https://doi.org/10.1002/2013JB010884

Lévy, C., Baillet, L., Jongmans, D., Mourot, P., Hantz, D., 2010. Dynamic response of the Chamousset rock column (Western Alps, France). Journal of Geophysical Research 115. https://doi.org/10.1029/2009JF001606

Levy, C., Jongmans, D., Baillet, L., 2011. Analysis of seismic signals recorded on a prone-to-fall rock column (Vercors massif, French Alps). Geophys J Int 186, 296–310. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05046.x

Li, T.M.C., Ferguson, J.F., Herrin, E., Durham, H.B., 1984. High-frequency seismic noise at Lajitas, Texas. Bulletin of the Seismological Society of America 74, 2015–2033.

Li, Y.-G., Chen, P., Cochran, E.S., Vidale, J.E., Burdette, T., 2006. Seismic evidence for rock damage and healing on the San Andreas fault associated with the 2004 M 6.0 Parkfield earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America 96. https://doi.org/10.1785/0120050803

Lin, C.-W., Shieh, C.-L., Yuan, B.-D., Shieh, Y.-C., Liu, S.-H., Lee, S.-Y., 2004. Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: example from the Chenyulan River watershed, Nantou, Taiwan. Engineering Geology, Reconnaissance of the Chi-Chi Earthquakes, Taiwan 71, 49–61. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(03)00125-X

Lin, G.-W., Chen, H., Chen, Y.-H., Horng, M.-J., 2008a. Influence of typhoons and earthquakes on rainfall-induced landslides and suspended sediments discharge. Engineering Geology 97, 32–41. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2007.12.001

Lin, G.-W., Chen, H., Hovius, N., Horng, M.-J., Dadson, S., Meunier, P., Lines, M., 2008b. Effects of earthquake and cyclone sequencing on landsliding and fluvial sediment transfer in a mountain catchment. Earth Surface Processes and Landforms 33, 1354–1373. https://doi.org/10.1002/esp.1716

Lobkis, O.I., Weaver, R.L., 2003. Coda-wave interferometry in finite solids: Recovery of P-to-S conversion rates in an elastodynamic billiard. Physical review letters 90, 254302.

López-Quiroz, P., Doin, M.-P., Tupin, F., Briole, P., Nicolas, J.-M., 2009. Time series analysis of Mexico City subsidence constrained by radar interferometry. Journal of Applied Geophysics, Advances in SAR Interferometry from the 2007 Fringe Workshop 69, 1–15. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2009.02.006

Lu, N., Godt, J., 2008. Infinite slope stability under steady unsaturated seepage conditions. Water Resources Research 44.

Luttrell, K., Sandwell, D., 2010. Ocean loading effects on stress at near shore plate boundary fault systems. Journal of Geophysical Research 115. https://doi.org/10.1029/2009JB006541

Lyakhovsky, V., Ben-Zion, Y., Agnon, A., 1997. Distributed damage, faulting, and friction. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 102, 27635–27649. https://doi.org/10.1029/97JB01896

Machacca, R., Lesage, P., Larose, E., Lacroix, P., Ancassi, R., 2019. Detection of pre-eruptive seismic velocity variations at an Andesitic volcano using noise correlation on 3-components seismic stations: Ubinas volcano, Peru. JVGR in revision.

Mainsant, G., Chambon, G., Jongmans, D., Larose, E., Baillet, L., 2015. Shear-wave-velocity drop prior to clayey mass movement in laboratory flume experiments. Engineering geology 192, 26–32. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2015.03.019

Mainsant, G., Jongmans, D., Chambon, G., Larose, E., Baillet, L., 2012a. Shear-wave velocity as an indicator for rheological changes in clay materials: Lessons from laboratory experiments. Geophysical Research Letters 39. https://doi.org/10.1029/2012GL053159

Mainsant, G., Larose, E., Brönnimann, C., Jongmans, D., Michoud, C., Jaboyedoff, M., 2012b. Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction: seismic noise monitoring of a landslide. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 117. https://doi.org/10.1029/2011JF002159

Malamud, B.D., Turcotte, D.L., Guzzetti, F., Reichenbach, P., 2004. Landslide inventories and their statistical properties. Earth Surface Processes and Landforms 29, 687–711. https://doi.org/10.1002/esp.1064

Manga, M., Beresnev, I., Brodsky, E.E., Elkhoury, J.E., Elsworth, D., Ingebritsen, S.E., Mays, D.C., Wang, C.-Y., 2012. Changes in permeability caused by transient stresses: Field observations, experiments, and mechanisms. Reviews of Geophysics 50.

Mansour, M.F., Morgenstern, N.R., Martin, C.D., 2011. Expected damage from displacement of slow-moving slides. Landslides 8, 117–131. https://doi.org/10.1007/s10346-010-0227-7

Mao, S., Campillo, M., Hilst, R.D. van der, Brenguier, F., Stehly, L., Hillers, G., 2019. High Temporal Resolution Monitoring of Small Variations in Crustal Strain by Dense Seismic Arrays. Geophysical Research Letters 46, 128–137. https://doi.org/10.1029/2018GL079944

Marc, O., Hovius, N., Meunier, P., Gorum, T., Uchida, T., 2016. A seismologically consistent expression for the total area and volume of earthquake-triggered landsliding. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 121, 640–663.

Marc, O., Hovius, N., Meunier, P., Uchida, T., Hayashi, S.-I., 2015. Transient changes of landslide rates after earthquakes. Geology. https://doi.org/10.1130/G36961.1

Marko, K., Tiit, H., Peeter, T., Volli, K., 2010. Analysis of a retrogressive landslide in glaciolacustrine varved clay. Engineering Geology 116, 109–116.

Massey, C.I., Petley, D.N., McSaveney, M.J., 2013. Patterns of movement in reactivated landslides. Engineering Geology 159, 1–19. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.03.011

Maufroy, E., Chaljub, E., Theodoulidis, N.P., Roumelioti, Z., Hollender, F., Bard, P.-Y., De Martin, F., Guyonnet-Benaize, C., Margerin, L., 2017. Source-related variability of site response in the Mygdonian basin (Greece) from accelerometric recordings and 3D numerical simulations. Bulletin of the Seismological Society of America 107, 787–808.

Maufroy, E., Cruz-Atienza, V.M., Cotton, F., Gaffet, S., 2014. Frequency-scaled curvature as a proxy for topographic site-effect amplification and ground-motion variability. Bulletin of the seismological society of America 105, 354–367.

Mavko, G., Dvorkin, J., Mukerji, T. (Eds.), 2009. Fluid effects on wave propagation, in: The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis of Porous Media. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 266–346. https://doi.org/10.1017/CBO9780511626753.007

McNamara, D.E., Boaz, R.I., 2019. Visualization of the Seismic Ambient Noise Spectrum, in: Seismic Ambient Noise. Cambridge University Press, Cambridge ; New York, NY.

McNamara, D.E., Buland, R.P., 2004. Ambient noise levels in the continental United States. Bulletin of the seismological society of America 94, 1517–1527.

McSaveney, M.J., Griffiths, G.A., 1987. Drought, rain, and movement of a recurrent earthflow complex in New Zealand. Geology 15, 643–646. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1987)15<643:DRAMOA>2.0.CO;2

Mehta, K., Snieder, R., Graizer, V., 2007. Downhole Receiver Function: a Case Study. Bulletin of the Seismological Society of America 97, 1396–1403. https://doi.org/10.1785/0120060256

Meier, U., Shapiro, N.M., Brenguier, F., 2010. Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise. Geophysical Journal International 181, 985–996. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04550.x

Meisling, K.E., Sieh, K.E., 1980. Disturbance of trees by the 1857 Fort Tejon Earthquake, California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 85, 3225–3238. https://doi.org/10.1029/JB085iB06p03225

M.E.T.L, M.A.T.E, 1999. Plans de prévention des risques naturels, PPR, risques de mouvements de terrain : Guide Méthodologique. Documentaiton française. Ministère de l'Equipement des Trabsports et du Logement, Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement.

Meunier, P., Hovius, N., Haines, A.J., 2007. Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. Geophysical Research Letters 34, 5 PP. https://doi.org/200710.1029/2007GL031337

Meunier, P., Hovius, N., Haines, J.A., 2008. Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides. Earth and Planetary Science Letters 275, 221–232. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.020

Meunier, P., Uchida, T., Hovius, N., 2013. Landslide patterns reveal the sources of large earthquakes. Earth and Planetary Science Letters 363, 27–33. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.12.018

Miao, Y., Shi, Y., Wang, S.-Y., 2018. Temporal change of near-surface shear wave velocity associated with rainfall in Northeast Honshu, Japan. Earth Planets Space 70, 204. https://doi.org/10.1186/s40623-018-0969-3

Michel, R., Avouac, J.-P., 2002. Deformation due to the 17 August 1999 Izmit, Turkey, earthquake measured from SPOT images. J. Geophys. Res. 107, ETG 2-1. https://doi.org/10.1029/2000JB000102

Mikesell, T.D., Malcolm, A.E., Yang, D., Haney, M.M., 2015. A comparison of methods to estimate seismic phase delays: numerical examples for coda wave interferometry. Geophys J Int 202, 347–360. https://doi.org/10.1093/gji/ggv138

Miller, W.J., 1931. The Landslide at Point Firmin, California. The Scientific Monthly 32, 464–469.

Molnar Peter, Anderson Robert S., Anderson Suzanne Prestrud, 2007. Tectonics, fracturing of rock, and erosion. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 112. https://doi.org/10.1029/2005JF000433

Montgomery, D.R., Manga, M., 2003. Streamflow and Water Well Responses to Earthquakes. Science 300, 2047–2049. https://doi.org/10.1126/science.1082980

Moore, J.R., Gischig, V., Burjanek, J., Loew, S., Fäh, D., 2011. Site effects in unstable rock slopes: dynamic behavior of the Randa instability (Switzerland). Bulletin of the Seismological Society of America 101, 3110–3116.

Moore, P.L., Iverson, N.R., 2002. Slow episodic shear of granular materials regulated by dilatant strengthening. Geology 30, 843–846. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0843:SESOGM>2.0.CO;2

Mordret, A., Mikesell, T.D., Harig, C., Lipovsky, B.P., Prieto, G.A., 2016. Monitoring southwest Greenland's ice sheet melt with ambient seismic noise. Science Advances 2, e1501538. https://doi.org/10.1126/sciadv.1501538

Moreau, L., Stehly, L., Boué, P., Lu, Y., Larose, E., Campillo, M., 2017. Improving ambient noise correlation functions with an SVD-based Wiener filter. Geophys J Int 211, 418–426. https://doi.org/10.1093/gji/ggx306

Moro, M., Chini, M., Saroli, M., Atzori, S., Stramondo, S., Salvi, S., 2011. Analysis of large, seismically induced, gravitational deformations imaged by high-resolution COSMO-SkyMed synthetic aperture radar. Geology 39, 527–530. https://doi.org/10.1130/G31748.1

Naaim-Bouvet, F., Richard, D., 2015. Les risques naturels en montagne. Editions Quae.

Nadim, F., Kjekstad, O., Peduzzi, P., Herold, C., Jaedicke, C., 2006. Global landslide and avalanche hotspots. Landslides 3, 159–173.

Nakahara, H., 2015. Auto Correlation Analysis of Coda Waves from Local Earthquakes for Detecting Temporal Changes in Shallow Subsurface Structures: the 2011 Tohoku-Oki, Japan Earthquake. Pure Appl. Geophys. 172, 213–224. https://doi.org/10.1007/s00024-014-0849-0

Nakata, N., Boué, P., Brenguier, F., Roux, P., Ferrazzini, V., Campillo, M., 2016. Body and surface wave reconstruction from seismic noise correlations between arrays at Piton de la Fournaise volcano. Geophysical Research Letters 43, 1047–1054. https://doi.org/10.1002/2015GL066997

Nakata, N., Gualtieri, L., Fichtner, A. (Eds.), 2019. Seismic ambient noise. Cambridge University Press, Cambridge ; New York, NY.

Nakata, N., Snieder, R., 2012. Estimating near-surface shear wave velocities in Japan by applying seismic interferometry to KiK-net data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 117. https://doi.org/10.1029/2011JB008595

Nakata, N., Snieder, R., 2011. Near-surface weakening in Japan after the 2011 Tohoku-Oki earthquake. Geophysical Research Letters 38. https://doi.org/10.1029/2011GL048800

Newmark, N. M., 1965. Effects of Earthquakes on Dams and Embankments. Géotechnique 15, 139–160. https://doi.org/10.1680/geot.1965.15.2.139

Nocquet, J.-M., 2018. PYACS: A set of Python tools for GPS analysis and tectonic modelling.

Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J.C., Chlieh, M., Mothes, P.A., Rolandone, F., Jarrin, P., Cisneros, D., Alvarado, A., Audin, L., Bondoux, F., Martin, X., Font, Y., Régnier, M., Vallée, M., Tran, T., Beauval, C., Mendoza, J.M.M., Martinez, W., Tavera, H., Yepes, H., 2014. Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. Nature Geoscience 7, 287–291. https://doi.org/10.1038/ngeo2099

Obermann, A., Froment, B., Campillo, M., Larose, E., Planès, T., Valette, B., Chen, J.H., Liu, Q.Y., 2014. Seismic noise correlations to image structural and mechanical changes associated with the Mw 7.9 2008 Wenchuan earthquake. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 119, 3155–3168. https://doi.org/10.1002/2013JB010932

Obermann, A., Planès, T., Hadziioannou, C., Campillo, M., 2016. Lapse-time-dependent coda-wave depth sensitivity to local velocity perturbations in 3-D heterogeneous elastic media. Geophys J Int 207, 59–66. https://doi.org/10.1093/gji/ggw264

Obermann, A., Planès, T., Larose, E., Campillo, M., 2019. 4-D Imaging of Subsurface Changes with Coda Waves: Numerical Studies of 3-D Combined Sensitivity Kernels and Applications to the Mw7.9, 2008 Wenchuan Earthquake. Pure Appl. Geophys. 176, 1243–1254. https://doi.org/10.1007/s00024-018-2014-7

Obermann, A., Planès, T., Larose, E., Campillo, M., 2013a. Imaging preeruptive and coeruptive structural and mechanical changes of a volcano with ambient seismic noise. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 118, 6285–6294. https://doi.org/10.1002/2013JB010399

Obermann, A., Planès, T., Larose, E., Sens-Schönfelder, C., Campillo, M., 2013b. Depth sensitivity of seismic coda waves to velocity perturbations in an elastic heterogeneous medium. Geophys J Int 194, 372–382. https://doi.org/10.1093/gji/ggt043

O'Brien, G.A., Cox, S.C., Townend, J., 2016. Spatially and temporally systematic hydrologic changes within large geoengineered landslides, Cromwell Gorge, New Zealand, induced by multiple regional earthquakes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 121, 8750–8773. https://doi.org/10.1002/2016JB013418

Olivier, G., Brenguier, F., de Wit, T., Lynch, R., 2017. Monitoring the stability of tailings dam walls with ambient seismic noise. The Leading Edge 36, 350a1-350a6. https://doi.org/10.1190/tle36040350a1.1

Ostrovsky, L.A., Johnson, P.A., 2001. Dynamic nonlinear elasticity in geo materials. Rivista del Nuovo Cimento della Societa Italiana di Fisica 24, 1–46.

Owen, L.A., Kamp, U., Khattak, G.A., Harp, E.L., Keefer, D.K., Bauer, M.A., 2008. Landslides triggered by the 8 October 2005 Kashmir earthquake. Geomorphology 94, 1–9. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.04.007

Petley, D., 2012. Global patterns of loss of life from landslides. Geology 40, 927–930. https://doi.org/10.1130/G33217.1

Petley, D., Dunning, S.A., Rosser, N.J., Kausar, A.B., 2006. Incipient earthquakes in the Jhelum Valley, Pakistan following the 8th October 2005 earthquake, in: Frontiers of Science. Universal Academy Press, pp. 47–56.

Petley, D.N., Bulmer, M.H., Murphy, W., 2002. Patterns of movement in rotational and translational landslides. Geology 30, 719–722. https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0719:POMIRA>2.0.CO;2

Pham, M.Q., Lacroix, P., Doin, M.P., 2018. Sparsity Optimization Method for Slow-Moving Landslides Detection in Satellite Image Time-Series. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 57, 2133–2144. https://doi.org/10.1109/TGRS.2018.2871550

Picarelli, L., Urciuoli, G., Ramondini, M., Comegna, L., 2005. Main features of mudslides in tectonised highly fissured clay shales. Landslides 2, 15–30. https://doi.org/10.1007/s10346-004-0040-2

Picarelli, L., Urciuoli, G., Russo, C., 2004. Effect of groundwater regime on the behaviour of clayey slopes. Canadian Geotechnical Journal 41, 467–484.

Pilz, M., Parolai, S., Bindi, D., Saponaro, A., Abdybachaev, U., 2014. Combining Seismic Noise Techniques for Landslide Characterization. Pure Appl. Geophys. 171, 1729–1745. https://doi.org/10.1007/s00024-013-0733-3

Plaen, R.S.M.D., Lecocq, T., Caudron, C., Ferrazzini, V., Francis, O., 2016. Single-station monitoring of volcanoes using seismic ambient noise. Geophysical Research Letters 43, 8511–8518. https://doi.org/10.1002/2016GL070078

Planès, T., Mooney, M.A., Rittgers, J.B.R., Parekh, M.L., Behm, M., Snieder, R., 2016. Time-lapse monitoring of internal erosion in earthen dams and levees using ambient seismic noise. Géotechnique 66, 301–312. https://doi.org/10.1680/jgeot.14.P.268

Planès, T., Rittgers, J.B., Mooney, M.A., Kanning, W., Draganov, D., 2017. Monitoring the tidal response of a sea levee with ambient seismic noise. Journal of Applied Geophysics 138, 255–263. https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.01.025

Poli, P., 2017. Creep and slip: Seismic precursors to the Nuugaatsiaq landslide (Greenland). Geophysical Research Letters 44, 8832–8836. https://doi.org/10.1002/2017GL075039

Pradel, D., Smith, P.M., Stewart, J.P., Raad, G., 2005. Case History of Landslide Movement during the Northridge Earthquake. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering 131, 1360–1369. https://doi.org/10.1061/(ASCE)1090-0241(2005)131:11(1360)

Preiswerk, L.E., Walter, F., 2018. High-Frequency (>2 Hz) Ambient Seismic Noise on High-Melt Glaciers: Green's Function Estimation and Source Characterization. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 123, 1667–1681. https://doi.org/10.1029/2017JF004498

Pride, S.R., 2005. relationship between seismic and hydrological properties, in: Hydrogeophysics: Wter Science and Technilogy Library. pp. 253–290.

Provost, F., Malet, J.-P., Hibert, C., Helmstetter, A., Radiguet, M., Amitrano, D., Langet, N., Larose, E., Abancó, C., Hürlimann, M., Lebourg, T., Levy, C., Roy, G.L., Ulrich, P., Vidal, M., Vial, B., 2018. Towards a standard typology of endogenous landslide seismic sources. Earth Surface Dynamics 6, 1059–1088. https://doi.org/10.5194/esurf-6-1059-2018

Quilty, E.G., Roeloffs, E.A., 1997. Water-level changes in response to the 20 December 1994 earthquake near Parkfield, California. Bulletin of the Seismological Society of America 87, 310–317.

Rault, C., 2019. Effets de site, endommagement et érosion des pentes dans les zones épicentrales des chaînes de montagnes actives. PSL, Paris.

Renalier, F., Bièvre, G., Jongmans, D., Campillo, M., Bard, P.-Y., 2010. Clayey Landslide Investigations Using Active and Passive VS Measurements.

Revil, A., Le Breton, M., Niu, Q., Wallin, E., Haskins, E., Thomas, D.M., 2017a. Induced polarization of volcanic rocks – 1. Surface versus quadrature conductivity. Geophys J Int 208, 826–844. https://doi.org/10.1093/gji/ggw444

Revil, A., Murugesu, M., Prasad, M., Le Breton, M., 2017b. Alteration of volcanic rocks: A new non-intrusive indicator based on induced polarization measurements. Journal of Volcanology and Geothermal Research 341, 351–362. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.016

Richter, T., Sens-Schönfelder, C., Kind, R., Asch, G., 2014. Comprehensive observation and modeling of earthquake and temperature-related seismic velocity changes in northern Chile with passive image interferometry. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 119, 4747–4765. https://doi.org/10.1002/2013JB010695

Rivet, D., Brenguier, F., Cappa, F., 2015. Improved detection of preeruptive seismic velocity drops at the Piton de La Fournaise volcano. Geophysical Research Letters 42, 6332–6339. https://doi.org/10.1002/2015GL064835

Rivet, D., Brenguier, F., Clarke, D., Shapiro, N.M., Peltier, A., 2014. Long-term dynamics of Piton de la Fournaise volcano from 13 years of seismic velocity change measurements and GPS observations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 119, 7654–7666. https://doi.org/10.1002/2014JB011307

Rivet, D., Campillo, M., Shapiro, N.M., Cruz-Atienza, V., Radiguet, M., Cotte, N., Kostoglodov, V., 2011. Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico. Geophysical Research Letters 38. https://doi.org/10.1029/2011GL047151

Roering, J.J., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E., 2005. Characterizing structural and lithologic controls on deep-seated landsliding: Implications for topographic relief and landscape evolution in the Oregon Coast Range, USA. Geological Society of America Bulletin 117, 654–668.

Roering, J.J., Mackey, B.H., Handwerger, A.L., Booth, A.M., Schmidt, D.A., Bennett, G.L., Cerovski-Darriau, C., 2015. Beyond the angle of repose: A review and synthesis of landslide processes in response to rapid uplift, Eel River, Northern California. Geomorphology 236, 109–131.

Rojstaczer, S., Wolf, S., 1992. Permeability changes associated with large earthquakes: An example from Loma Prieta, California. Geology 20, 211–214. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0211:PCAWLE>2.3.CO;2

Rutter, E.H., Green, S., 2011. Quantifying creep behaviour of clay-bearing rocks below the critical stress state for rapid failure: Mam Tor landslide, Derbyshire, England. Journal of the Geological Society 168, 359–372. https://doi.org/10.1144/0016-76492010-133

Saba, S.B., van der Meijde, M., van der Werff, H., 2010. Spatiotemporal landslide detection for the 2005 Kashmir earthquake region. Geomorphology 124, 17–25. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.026

Sassa, K., Fukuoka, H., Scarascia-Mugnozza, G., Evans, S., 1996. Earthquake-induced landslides: distribution, motion and mechanisms. SOILS AND FOUNDATIONS 36, 53–64. https://doi.org/10.3208/sandf.36.Special_53

Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F., Wang, G., 2007. Landslides Induced by a Combined Effect of Earthquake and Rainfall, in: Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F., Wang, G. (Eds.), Progress in Landslide Science. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 193–207. https://doi.org/10.1007/978-3-540-70965-7_14

Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, G., Ishikawa, N., 2004. Undrained dynamic-loading ring-shear apparatus and its application to landslide dynamics. Landslides 1, 7–19. https://doi.org/10.1007/s10346-003-0004-y

Sassa, K., Nagai, O., Solidum, R., Yamazaki, Y., Ohta, H., 2010. An integrated model simulating the initiation and motion of earthquake and rain induced rapid landslides and its application to the 2006 Leyte landslide. Landslides 7, 219–236. https://doi.org/10.1007/s10346-010-0230-z

Sato, H., Fehler, M.C., Maeda, T., 2012. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth. Springer.

Scheingross, J.S., Minchew, B.M., Mackey, B.H., Simons, M., Lamb, M.P., Hensley, S., 2013. Fault-zone controls on the spatial distribution of slow-moving landslides. GSA Bulletin 125, 473–489. https://doi.org/10.1130/B30719.1

Scherler, D., Leprince, S., Strecker, M.R., 2008. Glacier-surface velocities in alpine terrain from optical satellite imagery—Accuracy improvement and quality assessment. Remote Sensing of Environment 112, 3806–3819. https://doi.org/10.1016/j.rse.2008.05.018

Schmidt, K.M., Roering, J.J., Stock, J.D., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Schaub, T., 2001. The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. Canadian Geotechnical Journal 38, 995–1024.

Schöpa, A., Chao, W.-A., Lipovsky, B.P., Hovius, N., White, R.S., Green, R.G., Turowski, J.M., 2018. Dynamics of the Askja caldera July 2014 landslide, Iceland, from seismic signal analysis: precursor, motion and aftermath. Earth Surface Dynamics 6, 467–485. https://doi.org/10.5194/esurf-6-467-2018

Schulz, W.H., Kean, J.W., Wang, G., 2009. Landslide movement in southwest Colorado triggered by atmospheric tides. Nature Geoscience 2, 863–866. https://doi.org/10.1038/ngeo659

Schuster, R.L., Fleming, R.W., 1986. Economic Losses and Fatalities Due to Landslides. Environmental and Engineering Geoscience xxiii, 11–28. https://doi.org/10.2113/gseegeosci.xxiii.1.11

Segura, H., Espinoza, J.C., Junquas, C., Takahashi, K., 2016. Evidencing decadal and interdecadal hydroclimatic variability over the Central Andes. Environ. Res. Lett. 11, 094016. https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/9/094016

Seiler, K.-P., Gat, J.R., 2007. Groundwater Recharge from Run-Off, Infiltration and Percolation, Water Science and Technology Library. Springer Netherlands, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-5306-1

Selby, M.J., 1993. 1993: Hillslope materials and processes. Oxford: Oxford University Press.

Semblat, J.F., Duval, A.M., Dangla, P., 2002. Seismic site effects in a deep alluvial basin: numerical analysis by the boundary element method. Computers and Geotechnics 29, 573–585. https://doi.org/10.1016/S0266-352X(02)00017-4

Senfaute, 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, 1625–1641. https://doi.org/10.5194/nhess-9-1625-2009

Sens-Schönfelder, C., 2008. Synchronizing seismic networks with ambient noise. Geophys J Int 174, 966–970. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03842.x

Sens-Schönfelder, C., Brenguier, F., 2019. Noise-based monitoring, in: Seismic Ambient Noise. p. 267.

Sens-Schönfelder, C., Larose, E., 2008. Temporal changes in the lunar soil from correlation of diffuse vibrations. Phys. Rev. E 78, 045601. https://doi.org/10.1103/PhysRevE.78.045601

Sens-Schönfelder, C., Wegler, U., 2006. Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia. Geophys. Res. Lett. 33, L21302. https://doi.org/10.1029/2006GL027797

Shapiro, N.M., Campillo, M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. Geophysical Research Letters 31. https://doi.org/10.1029/2004GL019491

Simeoni, L., Mongiovì, L., 2007. Inclinometer monitoring of the Castelrotto landslide in Italy. Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering 133, 653–666.

Skempton, A.W., 1954. The pore-pressure coefficients A and B. Geotechnique 4, 143–147.

Skempton, A.W., Hutchinson, J., 1969. Stability of natural slopes and embankment foundations, in: Soil Mech & Fdn Eng Conf Proc/Mexico/.

Smyth, C.G., Royle, S.A., 2000. Urban landslide hazards: incidence and causative factors in Niterói, Rio de Janeiro State, Brazil. Applied Geography 20, 95–118. https://doi.org/10.1016/S0143-6228(00)00004-7

Snieder, R., Larose, E., 2013. Extracting Earth's Elastic Wave Response from Noise Measurements. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 41, 183–206. https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-123936

Snieder, R., Sens-Schönfelder, C., Wu, R., 2016. The time dependence of rock healing as a universal relaxation process, a tutorial. Geophysical Journal International 208, 1–9.

Socco, L.V., Strobbia, C., 2004. Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial, Near Surf. Geophys 2, 165–185.

Spencer, E., 1967. A method of analysis of the stability of embankments assuming parallel inter-slice forces. Geotechnique 17, 11–26.

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. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 112. https://doi.org/10.1029/2006JB004723

Stanley, T., Kirschbaum, D.B., 2017. A heuristic approach to global landslide susceptibility mapping. Nat Hazards 87, 145–164. https://doi.org/10.1007/s11069-017-2757-y

Staub, B., Delaloye, R., 2017. Using Near-Surface Ground Temperature Data to Derive Snow Insulation and Melt Indices for Mountain Permafrost Applications. Permafrost and Periglacial Processes 28, 237–248. https://doi.org/10.1002/ppp.1890

Stehly, L., Campillo, M., Shapiro, N.M., 2007. Traveltime measurements from noise correlation: stability and detection of instrumental time-shifts. Geophys J Int 171, 223–230. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03492.x

Stokoe, K.H., Wright, S.G., Bay, J.A., Roesset, J.M., 1994. Characterization of geotechical sites by SASW method. Unknown Journal 15–25.

Strozzi, T., Delaloye, R., Kaab, A., Ambrosi, C., Perruchoud, E., Wegmuller, U., 2010. Combined observations of rock mass movements using satellite SAR interferometry, differential GPS, airborne digital photogrammetry, and airborne photography interpretation. Journal of Geophysical Research 115, 11 PP. https://doi.org/201010.1029/2009JF001311

Stumpf, A., Malet, J.-P., Allemand, P., Ulrich, P., 2014. Surface reconstruction and landslide displacement measurements with Pléiades satellite images. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 95, 1–12. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2014.05.008

Stumpf, A., Malet, J.-P., Delacourt, C., 2017. Correlation of satellite image time-series for the detection and monitoring of slow-moving landslides. Remote Sensing of Environment 189, 40–55. https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.11.007

Stumpf, A., Malet, J.-P., Kerle, N., Niethammer, U., Rothmund, S., 2013. Image-based mapping of surface fissures for the investigation of landslide dynamics. Geomorphology 186, 12–27. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.010

Stumpf, A., Malet, J.-P., Puissant, A., Travelletti, J., 2016. Monitoring of earth surface motion and geomorphologic processes by optical image correlation, in: Land Surface Remote Sensing. Elsevier, pp. 147–190.

Suriñach, E., Vilajosana, I., Khazaradze, G., Biescas, B., Furdada, G., Vilaplana, J.M., 2005. Seismic detection and characterization of landslides and other mass movements. Natural Hazards and Earth System Science 5, 791–798.

Taira, T., Brenguier, F., 2016. Response of hydrothermal system to stress transients at Lassen Volcanic Center, California, inferred from seismic interferometry with ambient noise. Earth, Planets and Space 68, 162. https://doi.org/10.1186/s40623-016-0538-6

Takano, T., Nishimura, T., Nakahara, H., Ohta, Y., Tanaka, S., 2014. Seismic velocity changes caused by the Earth tide: Ambient noise correlation analyses of small-array data. Geophysical Research Letters 41, 6131–6136. https://doi.org/10.1002/2014GL060690

Tang, C., Zhu, J., Ding, J., Cui, X.F., Chen, L., Zhang, J.S., 2011a. Catastrophic debris flows triggered by a 14 August 2010 rainfall at the epicenter of the Wenchuan earthquake. Landslides 8, 485–497.

Tang, C., Zhu, J., Qi, X., Ding, J., 2011b. Landslides induced by the Wenchuan earthquake and the subsequent strong rainfall event: A case study in the Beichuan area of China. Engineering Geology 122, 22–33. https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2011.03.013

Tanyaş, H., Van Westen, C.J., Allstadt, K.E., Anna Nowicki Jessee, M., Görüm, T., Jibson, R.W., Godt, J.W., Sato, H.P., Schmitt, R.G., Marc, O., 2017. Presentation and analysis of a worldwide database of earthquake-induced landslide inventories. Journal of Geophysical Research: Earth Surface 122, 1991–2015.

Taylor, M.H., Leprince, S., Avouac, J.-P., Sieh, K., 2008. Detecting co-seismic displacements in glaciated regions: An example from the great November 2002 Denali earthquake using SPOT horizontal offsets. Earth and Planetary Science Letters 270, 209–220. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.028

Teja, A.S., Rice, P., 1981. Generalized corresponding states method for the viscosities of liquid mixtures. Industrial & engineering chemistry fundamentals 20, 77–81.

TenCate, J.A., 2011. Slow Dynamics of Earth Materials: An Experimental Overview. Pure Appl. Geophys. 168, 2211–2219. https://doi.org/10.1007/s00024-011-0268-4

TenCate, J.A., Smith, E., Guyer, R.A., 2000. Universal slow dynamics in granular solids. Physical Review Letters 85, 1020.

Terzaghi, K., 1951. Theoretical soil mechanics. Chapman And Hall, Limited.; London.

Théry, R., Abraham, O., Guillemot, A., Larose, E., 2019. Tracking fluids in multiple scattering and highly porous materials : toward applications in non-destructive testing and seismic monitoring. Ultrasonics.

Thouret, J.-C., Wörner, G., Gunnell, Y., Singer, B., Zhang, X., Souriot, T., 2007. Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. Earth and Planetary Science Letters 263, 151–166. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.023

Tournat, V., Zaitsev, V., Gusev, V., Nazarov, V., Béquin, P., Castagnède, B., 2004. Probing weak forces in granular media through nonlinear dynamic dilatancy: clapping contacts and polarization anisotropy. Physical review letters 92, 085502.

Travelletti, J., Delacourt, C., Allemand, P., Malet, J.-P., Schmittbuhl, J., Toussaint, R., Bastard, M., 2012. Correlation of multi-temporal ground-based optical images for landslide monitoring: Application, potential and limitations. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 70, 39–55. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2012.03.007

Travelletti, J., Malet, J.-P., Samyn, K., Grandjean, G., Jaboyedoff, M., 2013. Control of landslide retrogression by discontinuities: evidence by the integration of airborne- and ground-based geophysical information. Landslides 10, 37–54. https://doi.org/10.1007/s10346-011-0310-8

Tsai, V.C., 2011. A model for seasonal changes in GPS positions and seismic wave speeds due to thermoelastic and hydrologic variations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 116. https://doi.org/10.1029/2010JB008156

Ueno, K., Kuroda, S., Hori, T., Tatsuoka, F., 2019. Elastic shear modulus variations during undrained cyclic loading and subsequent reconsolidation of saturated sandy soil. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 116, 476–489. https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2018.10.041

Valentin, J., 2018. Suivi de glissements rocheux et de coulées dans les roches argileuses à partir de méthodes sismiques et photogrammétriques.

Van Asch, Th.W.J., Buma, J., Van Beek, L.P.H., 1999. A view on some hydrological triggering systems in landslides. Geomorphology 30, 25–32. https://doi.org/10.1016/S0169-555X(99)00042-2

Van Asch, T.W.J., Malet, J.-P., 2009. Flow-type failures in fine-grained soils: an important aspect in landslide hazard analysis. Natural Hazards and Earth System Sciences 9, 1703–1711. https://doi.org/10.5194/nhess-9-1703-2009

van Herwijnen, A., Schweizer, J., 2011a. Seismic sensor array for monitoring an avalanche start zone: design, deployment and preliminary results. Journal of Glaciology 57, 267–276. https://doi.org/10.3189/002214311796405933

van Herwijnen, A., Schweizer, J., 2011b. Monitoring avalanche activity using a seismic sensor. Cold Regions Science and Technology, International Snow Science Workshop 2010 Lake Tahoe 69, 165–176. https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2011.06.008

Van Puymbroeck, N., Michel, R., Binet, R., Avouac, J.-P., Taboury, J., 2000. Measuring earthquakes from optical satellite images. Applied Optics 39, 3486–3494. https://doi.org/10.1364/AO.39.003486

Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. Special report 176, 11–33.

Viens, L., Denolle, M.A., Hirata, N., Nakagawa, S., 2018. Complex Near-Surface Rheology Inferred From the Response of Greater Tokyo to Strong Ground Motions. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 123, 5710–5729. https://doi.org/10.1029/2018JB015697

Voisin, C., Garambois, S., Massey, C., Brossier, R., 2016a. Seismic noise monitoring of the water table in a deep-seated, slow-moving landslide. Interpretation 4, SJ67–SJ76. https://doi.org/10.1190/INT-2016-0010.1

Voisin, C., Guzmán, M.A.R., Réfloch, A., Taruselli, M., Garambois, S., 2017. Groundwater Monitoring with Passive Seismic Interferometry. Journal of Water Resource and Protection 09, 1414. https://doi.org/10.4236/jwarp.2017.912091

Volat, M., Lacroix, P., Bontemps, N., Doin, M.-P., n.d. Introducing "TIO": Optical imagery time series analysis on the Geohazards Exploitation Platform.

Walter, F., Roux, P., Roeoesli, C., Lecointre, A., Kilb, D., Roux, P.-F., 2015. Using glacier seismicity for phase velocity measurements and Green's function retrieval. Geophys J Int 201, 1722–1737. https://doi.org/10.1093/gji/ggv069

Walton, K., 1987. The effective elastic moduli of a random packing of spheres. Journal of the Mechanics and Physics of Solids 35, 213–226.

Wang, Baoshan, Zhu, P., Chen, Y., Niu, F., Wang, Bin, 2008. Continuous subsurface velocity measurement with coda wave interferometry. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 113. https://doi.org/10.1029/2007JB005023

Wang, C., Chia, Y., 2008. Mechanism of water level changes during earthquakes: Near field versus intermediate field. Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT 35. https://doi.org/10.1029/2008GL034227

Wang, G., Sassa, K., 2003. Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content. Engineering Geology 69, 109–125. https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00268-5

Wang, H.B., Sassa, K., Xu, W.Y., 2007. Analysis of a spatial distribution of landslides triggered by the 2004 Chuetsu earthquakes of Niigata Prefecture, Japan. Natural Hazards 41, 43–60. https://doi.org/10.1007/s11069-006-9009-x

Wang, L., Xu, Y., Xia, J., Luo, Y., 2015. Effect of near-surface topography on high-frequency Rayleigh-wave propagation. Journal of Applied Geophysics 116, 93–103.

Wang, Q.-Y., Brenguier, F., Campillo, M., Lecointre, A., Takeda, T., Aoki, Y., 2017. Seasonal Crustal Seismic Velocity Changes Throughout Japan. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 122, 7987–8002. https://doi.org/10.1002/2017JB014307

Wasowski, J., Bovenga, F., 2014. Investigating landslides and unstable slopes with satellite Multi Temporal Interferometry: Current issues and future perspectives. Engineering Geology 174, 103–138.

Wathelet, M., 2008. An improved neighborhood algorithm: Parameter conditions and dynamic scaling. Geophysical Research Letters 35, n/a–n/a. https://doi.org/10.1029/2008GL033256

Waythomas, C.F., 2012. Landslides: landslides at stratovolcanoes initiated by volcanic unrest.

Weaver, K.C., Doan, M.-L., Cox, S.C., Townend, J., Holden, C., 2019. Tidal Behavior and Water-Level Changes in Gravel Aquifers in Response to Multiple Earthquakes: A Case Study From New Zealand. Water Resources Research.

Weaver, R.L., Hadziioannou, C., Larose, E., Campillo, M., 2011a. On the precision of noise correlation interferometry. Geophys J Int 185, 1384–1392. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05015.x

Weaver, R.L., Hadziioannou, C., Larose, E., Campillo, M., 2011b. On the precision of noise correlation interferometry. Geophysical Journal International 185, 1384–1392. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05015.x

Weaver, R.L., Lobkis, O.I., 2001. Ultrasonics without a Source: Thermal Fluctuation Correlations at MHz Frequencies. Phys. Rev. Lett. 87, 134301. https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.87.134301

Wegler, U., Sens-Schönfelder, C., 2007. Fault zone monitoring with passive image interferometry. Geophys J Int 168, 1029–1033. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03284.x

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. IEEE Transactions on audio and electroacoustics 15, 70–73.

Whiteley, J.S., Chambers, J.E., Uhlemann, S., Wilkinson, P.B., Kendall, J.M., 2018. Geophysical monitoring of moisture-induced landslides: a review. Reviews of Geophysics 0. https://doi.org/10.1029/2018RG000603

Wieczorek, G.F., Guzzetti, F., 1999. A review of rainfall thresholds for triggering landslides, in: Proc. of the EGS Plinius Conference, Maratea, Italy. pp. 407–414.

Wilson, R.C., Keefer, D.K., 1983. Dynamic analysis of a slope failure from the 6 August 1979 Coyote Lake, California, earthquake. Bulletin of the Seismological Society of America 73, 863–877.

Wistuba, M., Malik, I., Krzemień, K., Gorczyca, E., Sobucki, M., Wrońska-Wałach, D., Gawior, D., 2018. Can low-magnitude earthquakes act as a triggering factor for landslide activity? Examples from the Western Carpathian Mts, Poland. CATENA 171, 359–375. https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.07.028

Withers, M.M., Aster, R.C., Young, C.J., Chael, E.P., 1996. High-frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth. Bulletin of the Seismological Society of America 86, 1507–1515.

Woeber, A.F., Katz, S., Ahrens, T.J., 1963. Elasticity of selected rocks and minerals. Geophysics 28, 658–663.

Wood, A.B., 1946. Textbook of sound. G Bell And Sons, Ltd.

Wright, S.G., Rathje, E.M., 2003. Triggering Mechanisms of Slope Instability and their Relationship to Earthquakes and Tsunamis. Pure appl. geophys. 160, 1865–1877. https://doi.org/10.1007/s00024-003-2410-4

Xu, Q., Shang, Y., van Asch, T., Wang, S., Zhang, Z., Dong, X., 2012. Observations from the large, rapid Yigong rock slide – debris avalanche, southeast Tibet. Can. Geotech. J. 49, 589–606. https://doi.org/10.1139/t2012-021

Xu, X., Su, L., Zhang, G., Zhu, H., 2017. Analysis on shear wave velocity structure of a gravel landslide based on dual-source surface wave method. Landslides 14, 1127–1137. https://doi.org/10.1007/s10346-016-0780-9

Yalcin, A., 2011. A geotechnical study on the landslides in the Trabzon Province, NE, Turkey. Applied Clay Science 52, 11–19.

Yamada, M., Mori, J., Matsushi, Y., 2016. Possible stick-slip behavior before the Rausu landslide inferred from repeating seismic events. Geophysical Research Letters 43, 9038–9044. https://doi.org/10.1002/2016GL069288

Yamamoto, H., 2000. Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of Love-and Rayleigh-waves in microtremors, in: Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering. Auckland New Zealand.

Zavala, B., Marino, J., Lacroix, P., Taipe, E., Benavente, C., Pari, W., Macedo, L., Pena, F., Paxi, R., Delgado, F., Fidel, L., Tatard, L., 2013. Evaluacion de la seguridad fisica del distrito de Maca (No. A6628). INGEMMET, Lima.

Zerathe, S., Lacroix, P., Jongmans, D., Marino, J., Taipe, E., Wathelet, M., Pari, W., Smoll, L.F., Norabuena, E., Guillier, B., Tatard, L., 2016. Morphology, structure and kinematics of a rainfall controlled slow-moving Andean landslide, Peru: The Maca slow-moving Andean landslide. Earth Surface Processes and Landforms 41, 1477–1493. https://doi.org/10.1002/esp.3913

Zêzere, J., Trigo, R.M., Trigo, I.F., 2005. Shallow and deep landslides induced by rainfall in the Lisbon region (Portugal): assessment of relationships with the North Atlantic Oscillation. Natural Hazards and Earth System Sciences 5, 331–344.

Zhan, Z., Tsai, V.C., Clayton, R.W., 2013. Spurious velocity changes caused by temporal variations in ambient noise frequency content. Geophys J Int 194, 1574–1581. https://doi.org/10.1093/gji/ggt170

Zhang, S., Zhang, L.M., 2017. Impact of the 2008 Wenchuan earthquake in China on subsequent long-term debris flow activities in the epicentral area. Geomorphology 276, 86–103. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.10.009