HAL
open science

Effets de site, endommagement et érosion des pentes dans les zones épicentrales des chaînes de montagnes actives

Claire Rault

To cite this version:

Claire Rault. Effets de site, endommagement et érosion des pentes dans les zones épicentrales des chaînes de montagnes actives. Sciences de la Terre. Université Paris sciences et lettres, 2019. Français. NNT : 2019PSLEE006 . tel-02291313

HAL Id: tel-02291313

https://theses.hal.science/tel-02291313

Submitted on 18 Sep 2019

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.

PSL UNIVERSITÉ PARIS

THÈSE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ PSL

Préparée à L'École Normale Supérieure de Paris

Effets de site, endommagement et érosion des pentes dans les zones épicentrales des chaînes de montagnes actives.

Soutenue par

Claire RAULT

Le 16 avril 2019

École doctorale n°560

Sciences de la Terre et de l'Environnement et Physique de l'Univers

Spécialité

Sciences de la Terre et de l'Environnement

Composition du jury :

Jean-François SEMBLAT Professeur, ENSTA ParisTech	*Président du Jury*
Fabrice COTTON Professeur, GFZ	*Rapporteur*
Paolo FRATTINI Associate Professor, Università di Milano	*Rapporteur*
Anne MANGENEY Professeure, Université Paris Diderot	*Examinatrice*
Céline GELIS Ingénieure de recherche, IRSN	*Examinatrice*
Pascal LACROIX Chargé de Recherche IRD, ISTerre	*Invité*
Hélène LYON-CAEN Directrice de recherche CNRS, ENS	*Directrice*
Patrick MEUNIER Maître de conférence, ENS	*Encadrant*

ENS ÉCOLE NORMALE SUPÉRIEURE · STEP'UP · PSL RESEARCH UNIVERSITY PARIS · cnrs

Thèse de doctorat - Spécialité géomorphologie - sismologie

Thèse réalisée au Laboratoire de géologie de l'ENS UMR 8538
École Normale Supérieure Ulm
24 rue Lhomond
75005 Paris

Tél : +33 1 44 32 22 11
Fax : +33 1 44 32 22 00

Web : http ://www.geologie.ens.fr/spiplabocnrs/

Sous la direction de Lyon-Caen Hélène helene.lyon-caen@ens.fr
Encadrée par Meunier Patrick meunier@geologie.ens.fr

Financement Allocation PSL - Contrat ENS

Remerciements

Tout d'abord, je souhaite dire un **GRAND** merci à Patrick, pour m'avoir guidée, aidée, soutenue, poussée et emmenée faire du terrain durant ces 3 années de thèse. Ce fut un plaisir de travailler avec lui. Un grand merci également à Hélène pour avoir accepté de diriger cette thèse.

Un GRAND merci à Céline pour son soutient. Merci à Arnaud pour tous les retours et le suivi de l'avancement de ma thèse. Merci à Claudio, Céline et Olivier pour leurs retours et conseils sur mes travaux lors de mes comités de thèse durant ces 3 années.

Merci aux membres du jury d'avoir examiner ma thèse. Je remercie toutes les personnes qui m'ont donnée des petits coups de main par-ci par-là dans mon boulot, la liste est longue j'espère n'oublier personne. Merci à Odin pour toutes ces remarques et l'intérêt qu'il porte à ce travail. Merci Romain pour m'avoir initiée au calcul en parallèle, un grand merci à Pierre-Paolo pour toutes les fois où il a remis en route le cluster et m'a aidée à relancer mes calculs. Merci à Christian pour m'avoir aidée dans le picking des ondes, Manu et Alex pour leurs expertises géologiques, Stéphano pour les histoires de génération d'onde de surface en bas de pente, Sébastian pour son aide précieuse sur le traitement du signal tant sismique que traitement de MNTs. Kristen pour ces deux superbes semaines de terrain à Taiwan. Un grand Merci à Fabrice de m'avoir invitée à venir travailler dans au sein de son équipe à Potsdam quelques mois. Merci à Niels, pour m'avoir accueillie à Berlin et pour m'avoir permis de partir à deux reprises à Taiwan. Merci à Jean-Arthur, Hidéo, Harsha, Lucas, Dédé, Jo, Jan, Pierre-Yves, Fabian, Fabrice, Sreeram, Dino, pour nos discussions, vos conseils et vos réponses à mes diverses questions que j'ai pu vous poser.

Un merci spécial à Micheline sans qui je n'aurai jamais mis les pieds dans cette école. Christophe pour nous avoir laisser les cartes en main pour organiser la vie du labo et avec Nico pour ma prolongation de thèse.

Un **SUPER GRAND** merci à tous pour avoir corrigé ce rapport, aidé à préparer ma soutenance et le pot qui à suivi.

Je souhaite aussi remercier toutes ces belles épaules sur qui j'ai pu compter au cours de ces 3 années pour leur sourir, leur énergie, leurs ânneries, leurs blagues, leur empatie, leur rêves, leur crapahute : Dédéeee Chou, ClaClouuu, Martha, Ma bande de colocs chéris dingos , Les ginettes et DAmeBailette, Hélène, Manon Biquette, Océ, Gino, Mes chers Spéléo Cantouzards, Sreeram, Thomas, Thomas, les copains de Berlin, Samson et Daminou, Lulu, José, Cédrichou, M. BubU, Allanou, M.Crouz, Sévrine, mon fréro et ma soeurette, mes cousines et cousins, les copaings de la plongée, mes parents, mes tatas et

tontons, mes poulettes et Mochi.

Et je garde le dernier grand MERCI pour mon cher Rémi.

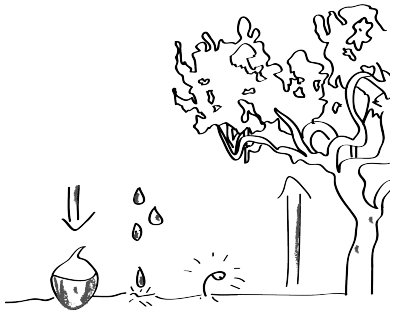

Table des matières

Liste des abréviations **11**

1 Introduction **13**

1.1 Glissements de terrain : implications sociétales et à longs termes sur les paysages des chaînes de montagnes actives . . . 14
1.1.1 Coût sociétal . . . 14
1.1.2 Impacts à longs termes sur les paysages des orogènes . . . 17
1.2 Formes et types de glissements de terrain . . . 18
1.3 Stabilité des versants . . . 20
1.3.1 Analyse de l'équilibre statique des pentes . . . 21
1.3.1.1 Analyse de la limite de l'équilibre statique . . . 22
1.3.1.2 Effets influençant la stabilité statique des pentes . . . 24
1.3.2 Analyse de l'équilibre dynamique des pentes . . . 26
1.3.2.1 Méthode Pseudo-statique . . . 26
1.3.2.2 Méthode de Newmark (1965) . . . 28
1.3.2.3 Facteurs influençant la stabilité des pentes sous sollicitations sismiques . . . 29
1.4 Mouvement sismique le long des versants de la zone épicentrale . . . 31
1.4.1 Effet de source . . . 32
1.4.2 Effets lors de la propagation des ondes . . . 34
1.4.3 Effets de site . . . 37
1.4.3.1 Effets géologiques . . . 38
1.4.3.2 Effets topographiques . . . 39
1.4.3.3 Interaction entre l'onde incidente et le site . . . 41
1.4.4 Autres effets . . . 42
1.4.5 Estimation du mouvement sismique sur les pentes . . . 42
1.5 Les glissements de terrain co-sismiques : des indicateurs du mouvement sismique comme de la géologie régionale. . . . 46
1.5.1 Inventaires des glissements de terrain sismo-induits . . . 46
1.5.2 Apports de l'analyse statistique des inventaires . . . 49
1.5.3 Implications pour l'évaluation des aléas sismique et mouvement de terrain . . . 50
1.6 Conclusion, approche et objectifs de la présente thèse . . . 53

2 Réponse sismique d'un relief taïwanais 55
2.1 Introduction . . . 55
2.2 Contexte géologique et sismo-tectonique régional . . . 57
2.3 Installation du réseau sismique . . . 59
2.4 Méthode . . . 62
2.4.1 Origine du bruit de fond . . . 62
2.4.1.1 HVSR . . . 63
2.4.1.2 Polarisation du bruit . . . 66
2.4.2 Construction de la base de données sismiques . . . 71
2.5 Publication : *Seismic Response of a Taïwanese Ridge from One Year Continuous Recordings* . . . 80

3 Position des glissements de terrain co-sismiques le long des pentes : forçage sismique ou géologique 109
3.1 Introduction . . . 109
3.2 Position des glissements de terrain le long des pentes . . . 110
3.2.1 Cartographie des crêtes et des rivières . . . 111
3.2.1.1 Cartographie des rivières . . . 111
3.2.1.2 Cartographie des crêtes . . . 111
3.2.2 Métrique : quantification du positionnement des glissements le long des pentes . . . 113
3.3 Publication : *Co-seismic crest-clustering investigated in 3 large earthquakes* 117
3.4 Orientations des glissements de terrain . . . 136
3.4.1 Méthode . . . 136
3.4.2 Résultats, discussion et conclusion . . . 136
3.5 Limites de la méthode employée . . . 138
3.5.1 Dépendance de la qualité des données . . . 138
3.5.2 Représentation des glissements de terrain . . . 139
3.5.3 Taille de la zone étudiée et nombre de glissements de terrain induits par le séisme . . . 141

4 Les glissements de terrain sismo-induits : des indicateurs de la résistance des pentes au cisaillement 145
4.1 Abstract . . . 145
4.2 Introduction . . . 146
4.3 Modèle théorique . . . 147
4.3.1 Méthode et données . . . 152
4.4 Résultats . . . 155
4.4.1 Distribution des $\tan\phi$ . . . 155
4.4.2 Validation et limites du modèle . . . 158
4.4.3 $\tan\phi$ et lithologies . . . 161
4.4.4 $\tan\phi$ en fonction de la couverture et du type de sol . . . 163
4.5 Discussion et conclusion . . . 164

Conclusion et perspectives **167**

Annexes **191**

A Liste des séismes étudiés **193**

B Documents complémentaires
Seismic response of a taiwanese ridge **197**

C Documents complémentaires
Landslides crest-clustering investigated in three large earthquakes **217**

D Documents complémentaires
Les glissements de terrain sismo-induits des indicateurs de la résistance des pentes cisaillement **235**
D.1 Distribution des S_{eff} 235
D.2 Résultats complémentaires 237
D.3 Définition du coefficient sismique 239

E Organisation des 3 années de thèse **243**

Table des figures

1.1.1 Exemple de dommages induits par les glissements de terrain **a.** Coulée de boue à Villa Santa Lucia (Chili, 2017), à la suite de fortes pluies et de la rupture d'un flanc du glacier en amont, une partie du village a été enseveli ©*trend.az* **b.** Glissements de terrain déclenchés par le séisme de Kaikoura (M_w 7.9, 2016, Nouvelle-Zélande), bloquant le principal axe de communication vers Christchurch fut bloqué pendant plus d'un an.©GNS Science **c.** Glissement de terrain rotationnel de Llusco (2018, Peru), dont la réactivation a détruit une centaine de bâtiments. ©*Ministerio de Defensa del Peru* **c.** dont la réactivation a détruit une centaine de bâtiments (Wegmann and Walsh, 2001). 15

1.1.2 Glissements de terrain et érosion. a. Glissements de terrain induits par le séisme de Chi-Chi 1999 dans la chaîne centrale (M_w 7.6,Taiwan) ©*Chyi Tyi.* **b.** Glissements associés au séisme de Hokkaido (M_w 6.7, 2018, Japon) ©*The Asahi Shimbun.* **c.** Barrage naturel produit par un glissement sismo-induit près de Wenchuan (M_w 7.9, 2008, Chine) ©*The Zhu Wei Xinhua.* 17

1.2.1 Schématisation d'un glissement de terrain rotationnel et terminologie. L : longueur, W largeur maximum, H hauteur maximum et D profondeur du glissement d'après De Blasio (2011). 18

1.2.2 Classification des types de glissements de terrain adaptée de Varnes (1978). Les types diffèrent en fonction de la nature du matériau des pentes et du mécanisme de glissement. ©Hungr et al. (2014). 20

1.3.1 Le déplacement le long de la surface de glissement est observé lorsque la contrainte de cisaillement motrice (τ_M) est supérieure à la contrainte de résistance de la pente (τ_R). 21

1.3.2 Évaluation de l'équilibre statique d'un versant droit. T et N sont respectivement les contraintes tangentielle et normale appliquées à la surface de glissement potentielle, $\gamma = \rho.g$ est le poids spécifique de la pente, V son volume, c la cohésion et ϕ l'angle de friction interne du matériau constituant la pente. 22

1.3.3 Exemple de méthode d'analyse de la stabilité des pentes. a. Méthode de Culman (1774) la surface de rupture est plane. b. Exemple de méthode faisant intervenir un découpage en tranche du glissement ayant une surface de rupture potentielle non circulaire. Les forces agissant sur une tranche n sont représentées. Tr est le cisaillement basal de n et N est la force normale appliquée à la base de la tranche. T et E sont les forces verticales et horizontales des tranches voisines agissant sur la tranche n. Wn est le poids de la tranche n. Á l'équilibre de la tranche la somme des forces verticales, celle des forces horizontales et celle des moments sont nulles. Généralement le facteur de sécurité est obtenu à partir de l'équilibre des moments des tranches et des hypothèses sur les forces avancées variant d'une méthode à l'autre. La méthode de calcul de la stabilité est choisie en fonction de la nature du terrain, de la forme de la surface de rupture et de la précision demandée pour le calcul du facteur de sécurité. 23

1.3.4 Évaluation de l'équilibre dynamique d'un versant droit. T et N sont respectivement les contraintes tangentielle et normale appliquées à la surface potentielle de glissement, $\gamma = \rho.g$ est le poids spécifique de la pente, V son volume, c la cohésion et ϕ l'angle de friction interne du matériau constituant la pente. F_h et F_v sont respectivement les forces dynamiques horizontale et verticale résultant de la sollicitation sismique. 27

1.3.5 Influence de la fréquence sur le mouvement d'un glissement potentiel de géométrie fixe le long de la pente d'après Kramer (1996). **a.** Dans le cas d'une onde sismique basse fréquence, le mouvement au sein de la masse susceptible d'être déplacée est en phase : l'hypothèse du bloc rigide est donc valide.**b.** Dans le cas du passage d'une onde haute fréquence, le mouvement entre deux points de la masse peut être déphasé. En conséquence, les forces inertielles résultantes appliquées à la masse peuvent être significativement plus faibles que celles considérées sous l'hypothèse de Newmark. L'hypothèse du bloc rigide n'est donc dans ce cas pas satisfaisante. La propagation de l'onde sismique est schématisée par la ligne rouge, z désigne la profondeur et u le déplacement horizontal. 29

1.4.1 Schématisation de la provenance des effets agissant sur le signal sismique de sa génération à la source à son enregistrement en surface. Le mouvement du sol (ex : accélération ou vitesse) U, à la fréquence f, à une station située à une distance R de la source, est fonction de l'effet de source ($S(f)$), de l'effet de régional lors du trajet de l'onde ($P(f, R)$), et de l'effet de site ($Z(f)$). 31

1.4.2 Influence de la magnitude (Mw) sur l'accéleration et la vitesse du mouvement du sol horizontal pour différents types de faille d'après Boore and Atkinson (2008). Les données observées sont des données observées rapportées à un site de vitesse des ondes $S\ Vs = 760m.s^{-1}$ situé à 1 km de la source à l'aide de modèle de régressions, afin de s'affranchir de l'effet de site et de l'effet de la distance à la source (voir dans les paragraphes suivants). **a.** Pic de vitesse en fonction de la magnitude. **b.** Pic d'accélération en fonction de la magnitude. L'accélération et la vitesse du mouvement sismique augmentent avec la magnitude. 32

1.4.3 Influence de la magnitude sur le mouvement du sol d'après Anderson and Quaas (1988). **a.** Accélérogrammes de séismes de magnitude M-II comprises 3.1 et 8.1 enregistrés entre 1985 et 1986 avec le réseau Guerrero (Mexique). **b.** Spectres de Fourier des signaux présentés en a. 34

1.4.4 Diminution de la vitesse(**b.**) et de l'accélération (**a.**) du mouvement du sol en avec la distance à l'épicentre pour le choc principal du séisme d'Amatrice (Mw 6.0, 2016, Italie) d'après Massa et al. (2016). Les étoiles correspondent à des enregistrements enregistrés par le réseau accélérométrique italien (RAN), à des sites situés à moins de 30 km de l'épicentre. Les cercles sont des données enregistrées par l'INGV (Institut national de géophysique et de vulcanologie, en italien). Les courbes correspondent aux équations de prédiction du mouvement du sol (GMPEs) dérivées par Bindi et al, 2011 pour l'Italie (voir section 1.4.5 pour plus d'information). Les couleurs correspondent à des sites de catégories différentes : rouge catégorie A (rocher dur), orange catégorie B (rocher)) 35

1.4.5 Effets de site géologique et topographique. **a.** Variation du mouvement du sol au cœur du basin sédimentaire de Argostoli (Grèce) pour un séisme de Magnitude M_w 3.1 distant de 17.5 km du basin d'après Theodoulidis et al. (2018) **b.** Variation de la vitesse du mouvement sismique horizontal le long de la colline de Kitheron (Grèce) d'après LeBrun et al. (1999) suite à un séisme de magnitude locale Ml=2.3 situé à 42 km du site étudié. 37

1.4.6 Schématisation de possibles intéractions entre la topographie et les ondes sismiques. **a.** Réflexion de l'onde incidente sur les versants du relief. **b.** Conversion de phases de l'onde incidente. **c.** Interférences positives ou négatives entre les ondes à l'intérieur du relief. **d.** Mise en résonance de la topographie. **e.** Piégeage des ondes au sommet du relief. **f.** Réflection/réfraction de l'onde incidente. Les flèches de couleur schématisent le trajet des ondes. 40

1.4.7 Estimation du mouvement du sol pour le séisme de Chi-Chi (M_w 7.6, 1999, Taiwan) d'après Allen and Wald (2007). **a.** La pente topographique à 30 seconde d'arc un proxi du $Vs30$. Les polygones représentent les intervalles de pentes correspondant aux intervalles de $Vs30$. Leur couleurs corresponent à celles des groupes de $Vs30$ présentés sur la figure c. **b.** Erreur entre le $Vs30_m$ mesuré aux stations et le $Vs30_{topo}$ estimé à Taiwan. **c.** Carte des $Vs30_{topo}$ produite à partir du MNT GTOPO30 à Taiwan. **d.** Shakemap représentant les contours de PGA pour le séisme de Chi-Chi (United States Geological Survey, 2018a) dans la zone localisée par le cadre noir sur la figure c. 45
1.5.1 Nombre d'inventaires de glissements de terrain co-sismiques reportés depuis 1845 d'après Tanyaş et al. (2017). En bleu inventaires reportés, en rouge inventaires reportés et digitalisés. La flèche noire indique le lancement du premier satellite Landsat permettant de capturer des images de la Terre depuis l'espace. 47
1.5.2 Images satellite colorées en infrarouge fausses couleurs du Bassin de Chengyulan dans la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi 1999 (Taiwan) datant d'avant et d'après le séisme. Les zones colorées en rouges sont couvertes de végétation. Elles sont grisées en absence de végétation. 48
1.5.3 Volume de glissements de terrain estimé en fonction de la magnitude et du moment pour 29 séismes d'après Marc et al. (2016). Le volume dans cette étude est estimé à partir de la relation donnée par Larsen et al. (2010) 50
1.5.4 Modèle de prédiction des glissements de terrain sismo-induits à la suite du séisme du Sichuan (MW 7,9 ,2008, Chine) d'après (Nowicki Jessee et al. (2018)). Après analyse de la régression de paramètres sismique, topographique, géologique, et de couvert végétal avec la quantité de glissements de terrain, les meilleurs paramètres sont sélectionnés pour être intégrés dans l'équation de prédiction du mouvement de terrain. CIT index topographique 52

2.1.1 Enregistrement le long du profil du séisme de magnitude Ml 5.7 du 13 août 2015. 56
2.2.1 Contexte géodynamique et sismique de Taïwan. a. Contexte géodynamique (modifié de Smoczyk et al. (2013)). b. Sismicité et failles actives (modifié de Chang et al. (2016)). Les failles actives sont numérotées de 1 à 27. Les épicentres des séismes majeurs sont représentés par les étoiles noires. M. Magnitude de moment. 57
2.3.1 Géologie du relief étudié. Les stations sismiques sont représentées par des triangles noirs. 59

2.3.2 Exemple d'installation d'une station. a. Sismomètre installé au fond d'un bac en plastique à 1 m de profondeur. b. Transfert des données et changement des batteries alimentant les appareils de mesure. c. Vue d'ensemble d'une station : exemple de la station St3. A. sismomètre, B. numériseur et D. batterie installés dans une boite hermétique, C. GPS (Global Positioning System), E. pluviomètre. 61
2.3.3 Données disponibles par station sur la durée durant laquelle le réseau était en place. D : données disponibles, ND : données non disponibles . 62
2.4.1 Source du bruit sismique en fonction des bandes de fréquence d'après Asten (1984), Deen et al. (2018), Widmer-Schnidrig (2003) 63
2.4.2 Conditions d'interprétabilité et de validité des pics de H/V d'après Bard et al. (2004) 65
2.4.3 Polarisation des ondes de Rayleigh dans un modèle bicouche de vitesse $\beta 1$ et $\beta 2$ d'après Bonnefoy-Claudet (2004). La hauteur H de sédiment $H = \frac{\beta_1}{4}$ est égale au quart de la longueur d'onde de la couche 1 (Kramer, 1996). Le type 3 présente un fort contraste d'impédance. A 2 Hz fréquence de résonance de la couche 1 l'onde est polarisée horizontalement et le H/V tend vers l'infini. 66
2.4.4 Schématisation d'ondelette ψ. Les ondelettes permettent d'adapter la taille du filtre passe bande à la fois en temps et en fréquence à l'aide des paramètres de translation u et de forme s, d'après Mallat (1999). Dans cette exemple l'ondelette mère est une ondelette de Ricker couramment appelée "Mexican hat wavelet" du fait de sa forme. 67
2.4.5 Analyse de la polarisation du bruit, d'après Burjanek et al. (2014). Sur un temps donné, l'ellipse formée par le mouvement particulaire peut être décrite par son ellipticité ($\frac{a}{A}$), son azimut ϕ, et son plongement δ. Un signal polarisé aura une ellipticité $\epsilon = 0$ tandis qu'un signal non polarisé (*i.e.* les particules ont un mouvement sphérique) aura une ellipticité $\epsilon = 1$. Le diagramme polaire représente la distribution d'azimuts à la station $WILA$ localisée sur la carte. La distribution de l'ellipticité est tracée en fonction de la fréquence. Plus un des paramètres est représenté plus sa couleur sera marquée en rouge. 70
2.4.6 Organisation de la base de données. 71
2.4.7 Profils de vitesses utilisés pour calculer les temps d'arrivée théoriques. Il s'agit d'une combinaison du modèle de Chi et al. (2001) jusqu'à 80 km de profondeur donnant une vitesse tous les 2 km, et du modèle global IASP91 pour les profondeurs supérieures à 80 km avec une résolution de 20 km. 72
2.4.8 Pointage des ondes P et S d'après Baillard et al. (2014). CF kurtosis, F_1 à F_4 sont un ensemble de fonctions permettant d'isoler le début des gradients positifs du kurtosis marquant des changements de comportement notamment ceux observés lors du changement de phase. 74

2.4.9 Forme de 2 fonctions de lissage centrées sur les fréquences f_c égales à 0.5,1.0,2.0 et 5Hz d'après Konno and Ohmachi (1998). Fenêtre de Parzen avec une largeur de 0.5Hz (en pointillé). Fenêtre proposée par Konno and Ohmachi (1998) avec pour paramètre de lissage $b = 20$. Dans le cas d'un lissage avec une fenêtre de Parzen, la fenêtre s'élargit et devient asymétrique avec la période, tandis que pour un lissage de Konno and Ohmachi (1998), la fenêtre de lissage reste stable et symétrique quelle que soit la période. 78
2.4.10 Construction de la base de données sismiques : traitement du signal sismique 79

3.2.1 Position d'un glissement de terrain le long d'une pente. Elle peut être quantifiée par la distance du glissement à la rivière (D_{river}) ou bien par sa distance à la crête (D_{crest}). 111
3.2.2 Définition des rivières selon la méthode de Montgomery (2001). **a.** Pente en fonction de l'aire drainée, l'aire drainée critique (F_{ac}) se situe à l'endroit où la courbure de la courbe est maximum. **b.** Exemple de réseau de rivière généré à partir de la méthode de Montgomery (2001). 112
3.2.3 Illustration des réseaux de crêtes résultant de la méthode employée pour la définition des crêtes. Les figures **a.** à **d.** correspondent aux méthodes 1. à 4. respectivement. Voir le texte pour plus de détails. 113
3.2.4 Introduction des métriques employées pour quantifier la position des glissements de terrain le long des pentes. **e.** Fonction de densité probabilité de la distance normalisée à la rivière (PDF_{topo}) pour 3 bassins versant synthétiques (**a., b., c.**) dont la convexité de la topographie est différente et pour 2 bassins versants extraits d'un MNT de Taiwan (**d.**). **f.** Intervalle de prédiction I_{rp} à 90% dans les 4 bassins associé à un tirage aléatoire de 500 cellules (courbes noires) et R_p calculé dans une macro-cellule de la zone épicentrale de Taiwan (courbe rouge). 115
3.4.1 Carte de l'orientation des aspects des pentes des glissements de terrains sur-représentés superposant la carte des RP_{crest} dans la zone épicentrale du séisme de Wenchuan. Plus l'aspect est sur-représenté plus la longueur du trait noir est importante. 137
3.4.2 RP_{crest} en fonction des aspects des pentes des glissements de terrain dans la zone épicentrale du séisme du Wenchuan. La moyenne des valeurs des $RP_{crest} > 1$ est représentée par le trait noir et celle des $RP_{crest} < 1$ par le trait gris. 138

3.5.1 Nombre de glissements de terrain cartographiés en fonction de la densité de glissements de terrain calculée dans chacune des macro-cellules en utilisant les inventaires des glissements de terrain induits par le séisme du Wenchuan de a. Gorum *et al.*, 2011, b. Parker *et al.*, 2011, c. Xu *et al.*, 2014. Plus le catalogue est précis plus le nombre de petits glissements est important. Des erreurs d'amalgamation sont observées dans le catalogue de Gorum *et al.*, 2011 et de Parker *et al.* 2011. 139
3.5.2 Cartes de RP_{crest} générées en utilisant les inventaires des glissements de terrain induits par le séisme de Wenchuan de a. Gorum *et al.*, 2011 ; b. Parker *et al.*, 2011 ; c. Xu *et al.*, 2014. L'épicentre du séisme est représenté par l'étoile noire. La carte issue du catalogue de Xu *et al.*, 2014., couvre une zone plus étendue, et a plus de macro-cellules résolues que celles issues des deux autres catalogues. 140
3.5.3 Comparaison des valeurs RP_{crest} calculées à partir des inventaires où les glissements sont représentés par leur barycentre ou loupe de glissement avec celles obtenues en utilisant l'inventaire avec les glissements représentés par leur contour complet. 141
3.5.4 Cartes du nombre de glissements de terrain par macro-cellule (a,b,c), du RP_{crest} sans application du TCL (d,e,f) et RP_{crest} corrigé vérifiant les TCL et dont le $RP_{crest} > IP_{90}$ (g,h,i), pour des macro-cellules de taille A =1350m, A =1680m et A =2430m. 143

4.3.1 Modèle d'extraction de la distribution des pentes limites S_{eff}. **a.** Distribution des pentes topographiques d'une macro-cellule de 3 km^2 dans la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi (noir) et exemple de distribution des S_{eff} (bleu). **b.** Génération d'une distribution de pentes instables (rouge) par le produit de convolution entre la distribution des pentes topographiques avec la distribution des S_{eff} (bleu) représentées en a. **c.** Distribution des pentes topographiques (noir) et des pentes des glissements de terrain sismo-induits (Ls_d) (vert) et issus du produit de convolution (Ls_r)(rouge) dans la macro-cellule. **d.** Choix du meilleur modèle de distribution de S_{eff}. La courbe rouge représente le chemin dans l'espace ($\bar{S_{eff}}$, $\sigma_{S_{eff}}$) minimisant l'erreur entre la densité de glissements de terrain générés et celle observée dans la macro-cellule. La courbe bleue représente le chemin dans l'espace ($\bar{S_{eff}}$, $\sigma_{S_{eff}}$) minimisant l'erreur entre Ls_r et Ls_d. Le meilleur modèle de S_{eff} se trouve à l'intersection des deux courbes. 151

4.4.1 Cartes des $\tan\phi_{50}$ et $\tan\phi_{Q4-Q1}$ dans les zones épicentrales des séismes de Chi-Chi (**a.** et **b.**) et de Northridge (**c.** et **d.**). Les limites des principaux groupes lithologiques sont représentées par les traits noirs. TC : dépôts de terrasse et conglomérats, SS : grès et argilite , SQA : grès, quartzite et argilite, AS : Argilite et ardoise. Dans la zone épicentrale de Northridge seuls les contours des massifs cristallins sont représentés. Les épicentres des séismes sont représentés par les étoiles rouges. 155
4.4.2 Cartes des **a.** $\tan\phi_{50}$, **b.** du nombre de glissements de terrain,**c.** de la densité de surface de pentes recouvertes par des glissements de terrain, **d.** de la surface des 5 plus gros glissements de terrain, **e.** du type de sol (E : entisols, I : inceptisols, U : ultisols, s :spodosols) et **f.** de la pente topographique médiane dans les macro-cellules de la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi. Les limites des princiaux groupes lithologiques sont représentées par les traits noirs. TC : dépôts de terrasse et conglomérats, S : grès, SS : grès et argilite , SQA : grès, quartzite et argilite, AS : Argilite et ardoise. L'épicentre du séisme est représenté par l'étoile rouge. 157
4.4.3 Validation du modèle, vérification de la correction par le modèle de la pente. $\tan\phi_{50}$ en fonction de **a.** la pente topographique et du **b.** αPGA. 158
4.4.4 Densité de cellules instables résiduelles après correction des sollicitations sismiques par le modèle en fonction de la densité des glissements de terrain induits par les séismes de Northridge et de Chi-Chi dans chaque macro-cellule. La zone grisée présente des macro-cellules où le modèle envisagé est faux puisque la densité cellules instables résiduelles est plus grande que la densité de glissements de terrain co-sismiques. 160
4.4.5 $\tan\phi_{50}$ en fonction des caractéristiques des glissements de terrain-sismo induits dans chaque macro-cellule. **a.** $\tan\phi_{50}$ en fonction de la densité des glissements de terrain. **b.** $\tan\phi_{50}$ en fonction de la taille médiane des glissements de terrain. **c.** $\tan\phi_{50}$ en fonction de la taille des 5 plus grands glissements de terrain. 161
4.4.6 Médiane $\tan\phi_{50}$ et différence entre les premier et troisième quartiles $\tan\phi_{Q4-Q1}$ de la distribution des $\tan\phi$ des macro-cellules en fonction des lithologies prépondérantes qui les recouvrent dans les zones épicentrales des séismes de Chi-Chi (**a.** et **b.**) et Northridge (**c.** et **d.**). SS : grès et argile, SD : grès, SC : schistes et roches cristallines, TC : dépôts de terrasse et conglomérats, SQA : schistes, quartzite et argilite, AS : argilite et ardoise. Les zones grisées dans les figures c. et d. ne sont pas statistiquement interprétables car trop peu de macro-cellules sont recouvertes par cette lithologie. Le cadre délimite les valeurs de la distribution comprise entre le premier et le troisième quartile. La ligne rouge est la moyenne. Les écarts types sont représentés par les barres extérieures noires. Les croix rouges sont des valeurs aberrantes. 162

4.4.7 Médiane $\tan\phi_{50}$ et différence entre les premier et troisième quartiles $\tan\phi_{Q4-Q1}$ de la distribution des $\tan\phi$ des macro-cellules en fonction des type de sols prépondérantes qui les recouvrent dans la zone épicentrales du séisme de Chi-Chi (**a.** et **b.**). Les barres de couleurs marron indiquent que les sols sont plus développés donc plus épais (D : profondeur du sol) (U : Ultisols et S : Spodosols). La barre jaune regroupe les sols peu développés et peu profonds (E : Entisols et I : Inceptisols). Le cadre délimite les valeurs de la distribution comprise entre le premier et le troisième quartile. La ligne rouge est la moyenne. Les écarts types sont représentés par les barres extérieures noires. Les croix rouges sont des valeurs aberrantes. 163

D.1.1 Cartes des $\bar{S_{eff}}$ et $\sigma_{S_{eff}}$ dans les zones épicentrales des séismes de Chi-Chi (**a.** et **b.**) et de Northridge (**c.** et **d.**). Les limites des princiaux groupes lithologiques sont représentées par les traits noirs. TC : dépôts de terrasse et conglomérats, SS : grès et argilite , SQA : grès, quartzite et argilite, AS : Argilite et ardoise. Dans la zone épicentrale de Northridge seul les contours des massifs cristallins sont représentés. Les épicentres des séismes sont représentés par les étoiles rouges. 236

D.2.1 Distributions des $\tan\phi$ obtenues par inversion de $\bar{S_{eff}}$. **a.** Médiane de la distribution des $\tan\phi$ ($\tan\phi_{50}$) en fonction de $\bar{S_{eff}}$. **b.** $\tan\phi_{50}$ en fonction de l'écart entre le premier et troisième quartile de la distribution des $\tan\phi$ ($\tan\phi_{Q4-Q1}$). 237

D.2.2 Cartes de la répartition de la densité des glissements de terrain résiduels après inversion du $\tan\phi$ dans chaque macro-cellule dans la zone épicentrale du séisme de **a.** Chi-Chi **b.** Northridge 237

D.2.3 **a.** Carte de l'utilisation des terres d'après le modèle global GLC2000 (Bartholome and Belward, 2005) dans la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi. **b.** Carte des types de sols dans la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi, d'après Chen et al. (2015). **c.** Carte des $\tan\phi$ médians. Les traits noirs représentent les limites des principaux groupes lithologiques. Les étoiles rouges représentent l'épicentre du séisme de Chi-Chi. 238

D.2.4 Cartes des $\bar{S_{eff}}$ dans la zone épicentrale du séisme de Gorkha. Trop de peu de macro-cellules sont résolues pour permettre de continuer l'analyse. Cela est dû, en partie, à la faible surface recouverte par le corps principal des glissements de terrain. 238

D.3.1 Cartes des $tan\phi_{50}$ obtenues après inversion des S_{eff} dans la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi pour différentes valeurs du coefficient α. **a.** $\alpha = 0,05$, **b.** $\alpha = 0,5$, **c.** $\alpha = f(H, \frac{PSA1}{PGA})$ (voir annexe D.3). Les failles majeures sont représentées par les traits rouges. CHF : Chelungpu fault, SKF :Shuilikeng fault et LF : Lishan fault. L'épicentre du séisme de Chi-Chi est représenté par l'étoile rouge. 241

Liste des tableaux

1.1 Exemples de glissements de terrain sismo-induits meurtriers produits entre 2008 et 1900 d'après Daniell et al. (2017). Les proportions entre parenthèse correspondent aux pourcentages de personnes décédées à cause des glissements de terrain par rapport au nombre total de décès 16

1.2 Abondance relative des types de glissements de terrain co-sismiques induits par 40 séismes de magnitude 5.2<Ms<9.5 (d'après Jaboyedoff (2011), Keefer (1984)). Les nombres entre parenthèse correspondent à la quantité de glissements de terrain recensés dans les catalogues. Les nombres entre parenthèse correspondent à la quantité de glissements de terrain recensés dans les catalogues. D'après cette étude, les glissements de terrain subaquatiques déclenchés lors de séismes sont peu communs, toutefois certaines études montrent au contraire qu'ils sont nombreux (*e.g* Chapron et al., 2006, Hsu et al., 2009, Lee, 2009). 19

4.1 Inventaires de glissements de terrains sismo-induits analysés dans cette étude 154

D.1 Exemples de valeurs de α trouvées dans la littérature. M magnitude et D distance du séisme au site, d déplacement acceptable de la masse le long de la pente. 239

Liste des abréviations

a : Accélération.
BA : Back azimuth d'un séisme par rapport à une station.
c : Cohésion (Mohr Coulomb).
CIT : (Combine topographic index) Index topographique combiné sur plusieurs échelles.
dst : (Distance to stream) distance à la rivière.
$|dst|$: (Normalized distance to stream) distance à la rivière normalisée.
f : Fréquence.
f_c : Fréquence de coupure.
F_h : Force dynamique horizontale.
F_v : Force dynamique verticale.
g : Accélération de la pesanteur.
$GMPEs$: (Ground Motion Prediction Equations) équations de prédiction du mouvement du sol.
$HVSR$: (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) Ratio entre le spectre Horizontal et le spectre Vertical d'un signal enregistré à une station.
IC : Interval de confiance.
IP : Interval de prédiction.
k_h : Coefficient pseudo-statique horizontal.
k_v : Coefficient pseudo-statique vertical.
k_y : (Yield-coefficient) Coefficient limite.
M_0 : Moment sismique.
M_L : Magnitude locale d'un séisme.
Mw : Magnitude de Moment d'un séisme.
P : Onde de volume primaire.
PDF : (Probability density function) fonction de densité de probabilité.
PGA : (Peak Ground Acceleration) Accélération maximum d'un signal sismique.
PGV : (Peak Ground Velocity) Vitesse maximum d'un signal sismique.
PSA : (Pseudo spectral Acceleration) Pseudo réponse spectral, elle est donnée pour une période (1s, 30s, 3s).
RP : Ratio de PDF.
S : Onde de volume secondaire.
S_{eff} : Pente effective.
SSR : (Spectral Ratio). Ratio de spectres site sur référence.
t : Temps.

T : Période.
$tan\phi$: Variable frictionnelle.
$tan\phi_{50}$: Médiane de $tan\phi$.
$tan\phi_{Q4-Q1}$: Différence entre le 3ème et le 1er quartile de $tan\phi$.
$\Delta\sigma$: Variation de contrainte normale.
σ : Contrainte normale.
τ : Contrainte cisaillante.
ϕ : Angle de friction interne (Mohr Coulomb).

Chapitre 1

Introduction

Les glissements de terrain co-sismiques sont des mouvements gravitaires le long de pentes déclenchés ou réactivés pendant un séisme. Lors de grands séismes, plusieurs milliers de glissements peuvent se produire, comme dans le cas du séisme de Chi-Chi, de magnitude Mw 7.6 (1999, Taiwan).

Dans la présente thèse, on étudie la répartition spatiale de ces glissements de terrain à l'échelle des bassin versants de la zone épicentrale. A cette échelle, les effets de site, l'endommagement, et l'érosion des terrains sont des processus qui entre en jeu dans la déstabilisation des pentes.

Les paragraphes suivant présentent le contexte de cette étude et les connaissances sur le sujet nécessaires à la compréhension des motivations de cette présente thèse. Cet état de l'art à ainsi pour objectif de :

— 1/ Présenter l'intérêt d'étudier de tels objets : Quelles sont les implications de ces phénomènes sur notre société ? Quel est leur rôle dans l'évolution des chaînes de montagnes à plus longs termes.

— 2/ Montrer la variabilité des mouvements de terrain : Quels sont les caractéristiques d'un glissement ? Quels sont les mouvements de terrain les plus fréquents ?

— 3/ Détailler les conditions de stabilité d'une pente : Pourquoi une pente se déstabilise t-elle lors de la secousse ?

— 4/ Expliquer l'origine du mouvement sismique moteur des déstabilisation des versants : Comment et pourquoi varie t-il dans la zone épicentrale ? Comment est-il estimé ?

— 5/ Exposer le lien, à l'échelle régionale, entre le mouvement sismique et les glissements de terrain : Quelles sont les relations entre les paramètres du séisme, la quantité et la localisation des glissements dans la zone épicentrale ? Qu'est ce que ces événements peuvent nous apprendre sur les régions où ils se produisent et sur les séismes les ayant induits ?

Après avoir, ainsi, présenté la thématique autour de laquelle s'articule cette thèse, son approche et ses objectifs sont exposés.

1.1 Glissements de terrain : implications sociétales et à longs termes sur les paysages des chaînes de montagnes actives

1.1.1 Coût sociétal

Les glissements de terrain sont un aléa naturel à l'origine de dommages matériels et humains considérables. Chaque année, ils provoquent d'importants préjudices économiques. (Guzzetti et al., 1999, Hidalgo and Vega, 2014, Petley, 2012, Schuster and Fleming, 1986) (figure 1.1.1).

Le risque lié aux glissements de terrain s'intensifie mondialement. Cela est dû au fait de l'augmentation du développement des activités anthropiques sur les versants et de l'augmentation significative des événements de pluies extrêmes associés au changement climatique (Sassa, 2014).

Les inégalités face au risque mouvement de terrain sont la conséquence de différences de contexte géologique, climatique et géographique (Dai et al., 2002, Froude and Petley, 2018, Schuster and Fleming, 1986). Du fait de la pression démographique croissante, les populations sont poussées à investir et à exploiter les versants de mon-

tagne pour l'agriculture ou l'extraction de matières premières. En conséquence, on observe une augmentation du nombre de glissements de terrain meurtriers liée à l'exploitation et l'urbanisation anarchique des pentes. (Froude and Petley, 2018, Perera et al., 2018, Sassa, 2014)(figure 1.1.1.a).

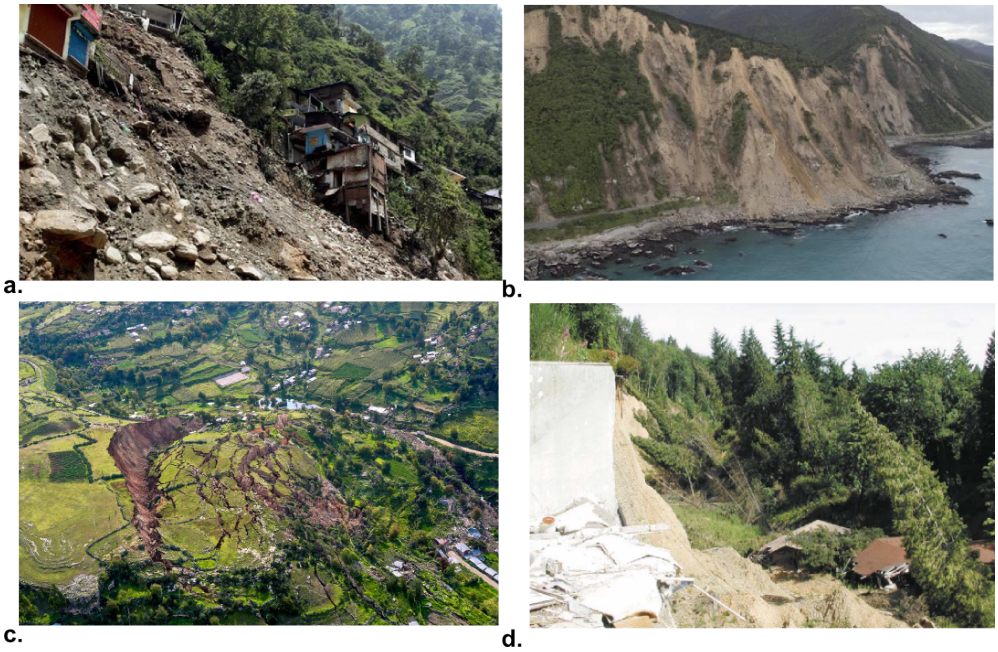

FIGURE 1.1.1 – Exemple de dommages induits par les glissements de terrain **a.** Coulée de boue à Villa Santa Lucia (Chili, 2017), à la suite de fortes pluies et de la rupture d'un flanc du glacier en amont, une partie du village a été enseveli ©*trend.az* **b.** Glissements de terrain déclenchés par le séisme de Kaikoura (M_w 7.9, 2016, Nouvelle-Zélande), bloquant le principal axe de communication vers Christchurch fut bloqué pendant plus d'un an.©GNS Science **c.** Glissement de terrain rotationnel de Llusco (2018, Peru), dont la réactivation a détruit une centaine de bâtiments. ©*Ministerio de Defensa del Peru* **c.** dont la réactivation a détruit une centaine de bâtiments (Wegmann and Walsh, 2001).

Les glissements de terrain meurtriers sont des glissements rapides généralement causés par des secousses sismiques, des fortes pluies ou un épisode de fonte de glace. Une part importante des dégâts causés suite aux grands séismes dans les chaînes de montagnes actives est attribuée aux glissements de terrain. Ils sont souvent considérés comme l'un des principaux aléas induit par les tremblements de terre (Bai, 2014, Bird and Bommer, 2004). En 1920, les glissements induits par le séisme de Haiyuan (M_w 7.8-8.5 Chine) ont causé plus de 136 000 victimes parmi lesquelles les habitants de la ville

de Sujiahe qui s'est retrouvée ensevelie sous les débris (Table 1.1) (Bai, 2014). En 2008, plus de 200 000 glissements de terrain ont été induits par le séisme de Wenchuan (M_w 7.9, Chine). Plus de deux cents d'entre eux ont produit des barrages naturels de cours d'eau, présentant un risque de crue torrentielle pour les villages situés en aval (figure 1.1.2.c) (Xu et al., 2014, 2009). En 2016, le séisme de Kaikoura (M_w 7.8, Nouvelle Zélande) a induit plus de 80 000 glissements de terrain dont certains ont obstrué les principales voies de communication ferroviaire et routière entre Christchurch et Wellington. Au total plus de 2 milliards de dollars ont été nécessaires pour réhabiliter les zones endommagées (figure 1.1.1.b) (Kaiser et al., 2017).

Table 1.1 – Exemples de glissements de terrain sismo-induits meurtriers produits entre 2008 et 1900 d'après Daniell et al. (2017). Les proportions entre parenthèse correspondent aux pourcentages de personnes décédées à cause des glissements de terrain par rapport au nombre total de décès

Date et lieu du séisme	**Magnitude**	**Nb de morts dus aux glissements de terrain**
1920 Haiyuan (Chine)	M_w 8.3/8.6	136 700 (50 %)
1970 Ancash (Pérou)	M_w 7.9	26 700 (40%)
2005 Kashmir (Inde)	M_w 7.6	26 500 (31%)
2008 Sichuan (Chine)	M_w 7.9	26 500 (30%)
1949 Khait (Tadjikistan)	M_w 7.6	11 760 (98%)
1976 Irian Jaya (aujourd'hui Nouvelle-Guinée occidentale)	M_w 7.1	5 520 (92%)
1907 Karatag (Tadjikistan)	M_w 7.2	4 900 (35%)
1917 Daguan (Chine)	M_w 7.3	1 800 (96%)
1950 Assam, Chayu (Chine)	M_w 8.6	1 450 (30%)
1998 Badakhshan and Takhar Provinces (Afghanistan)	M_w 6.5	1 350 (30%)

Lorsqu'un glissement se produit sur le flanc d'un volcan, la masse déplacée peut entraîner des changements de pression significatifs dans le réservoir favorisant l'activité volcanique. C'est le cas par exemple de l'éruption du Mont Saint-Helens (USA) le 18 mai 1980. La première phase de l'activité sismique du volcan entre mars et avril, fut marquée par des éruptions successives et de nombreux séismes. Elle a entraîné la déformation du volcan. Puis, en mai 1980, suite au regain de l'activité volcanique, le versant nord du volcan s'est subitement déshabilité. La déstabilisation provoqua une

dépression importante dans le système magmatique déclenchant l'explosion massive du volcan (Kanamori et al., 1984, United States Geological Survey, 2017).

Enfin, les glissements de terrain sous-marins ou en bordure littorale peuvent être à l'origine de tsunamis (Harbitz et al., 2006) comme à Hawaï en 2002 (McMurtry et al., 2004) ou lors des séismes de Lityuya Bay (M_w 7.8, 1958, Alaska)(Mader, 2002) et de Sulawesi (M_w 7.5, 2018, Indonesie)(AGU-blog [1]).

1.1.2 Impacts à longs termes sur les paysages des orogènes

Les glissements de terrain jouent un rôle majeur dans la dynamique d'érosion des pentes et des rivières des chaînes de montagnes. Dans les reliefs actifs, une part importante de l'érosion des versants est de nature gravitaire (figure 1.1.2). Les dépôts des glissements transportés par les rivières participent activement à l'abrasion de leur lit, mais également à leur protection lorsque ceux ceux-ci y sédimentent (*e.g* Arsenault and Meigs, 2005, Cook et al., 2014, Egholm et al., 2013, Puchol et al., 2014, Sutherland et al., 2002). Ces dépôts contribuent significativement au remplissage des bassins d'avant-pays (*e.g* Allen and Hovius, 1998, Gallo and Lavé, 2014, Hovius et al., 1997, Koi et al., 2008, Korup et al., 2010).

FIGURE 1.1.2 – Glissements de terrain et érosion. a. Glissements de terrain induits par le séisme de Chi-Chi 1999 dans la chaîne centrale (M_w 7.6,Taiwan) ©*Chyi Tyi.* **b.** Glissements associés au séisme de Hokkaido (M_w 6.7, 2018, Japon) ©*The Asahi Shimbun.* **c.** Barrage naturel produit par un glissement sismo-induit près de Wenchuan (M_w 7.9, 2008, Chine) ©*The Zhu Wei Xinhua.*

Lors de séismes -ou suite au passage d'un typhon- plusieurs milliers de mètres cubes de sédiments peuvent être déplacés dans les bassins versants en très peu de temps. Ces

1. https ://blogs.agu.org/landslideblog/2018/10/19/landslide-tsunamis-sulawesi-earthquake/

volumes sont ensuite transportés par les rivières. Leur déplacement donne lieu à une nouvelle répartition des masses au sein de l'orogène. En fonction du temps d'export, des volumes et de l'endroit où s'accumulent les sédiments, l'activité sismique d'une chaîne active pourrait être modifiée de façon significative (Ballato et al., 2019, Steer et al., 2014).

Enfin, les glissements de terrain ont un impact sur les cycles bio-géochimiques au sein de l'orogène. Ils participent à la séquestration d'une quantité importante de carbone organique en enfouissant le couvert végétal des flancs de montagnes (Frith et al., 2018, Garwood et al., 1979, Hilton et al., 2011)(figure 1.1.2).

1.2 Formes et types de glissements de terrain

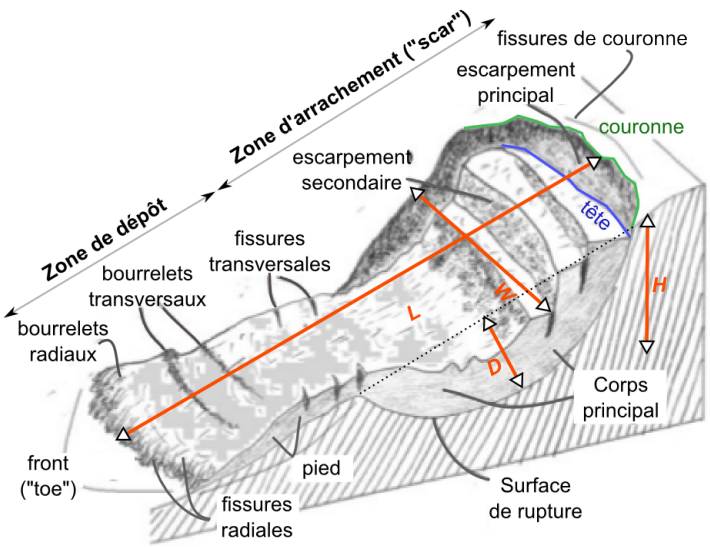

FIGURE 1.2.1 – Schématisation d'un glissement de terrain rotationnel et terminologie. L : longueur, W largeur maximum, H hauteur maximum et D profondeur du glissement d'après De Blasio (2011).

Un glissement de terrain est constitué d'une zone d'arrachement et d'une zone de dépôt, recouvrant ou non la surface de rupture. Le "pied" correspond à la masse déposée en dehors de la zone de rupture, son extrémité correspond au front (toe) du glissement. La zone d'arrachement ou "cicatrice" (scar) dans laquelle se trouve le corps principal

du glissement, est généralement marquée dans le paysage par un escarpement majeur (figures 1.2.1 et 1.1.1.c). Pour la plupart des glissements de terrain, la limite entre la zone d'arrachement et la zone de dépôt est souvent peu visible dans le paysage. Á partir de l'analyse de plus de 200 glissements sismo-induits, Domej et al. (2017) montrent que la forme de la zone d'arrachement des glissements de terrain co-sismiques est assez constante. Ils mettent en évidence que le rapport entre la largeur moyenne et la longueur moyenne de la cicatrice est autour de 0,7.

Les glissements de terrain sont classés par type selon leur mécanisme de déclenchement et la nature du matériau qui les compose (figure 1.2.2).

Leur impact socio-économique diffère selon leur type en fonction du volume des matériaux déstabilisés et de la vitesse à laquelle ils se déplacent (Amini Hosseini et al., 2014, Miles and Keefer, 2009).

Les chutes de blocs et de débris, les basculements rocheux et les glissements de roches ou de sols plus ou moins profonds sont les types de mouvements de terrain les plus couramment observés suite aux séismes. Ce sont majoritairement des mouvements de terrain rapides et superficiels (table 1.2). Leur vitesse d'écoulement varie de quelques centimètres à plusieurs mètres par seconde (Keefer, 2002).

La distinction précise entre les types de glissements ne peut se faire qu'à partir d'observations de terrain. Lorsque des dizaines de milliers de déstabilisations sont déclenchées par un typhon ou un séisme, leur classification précise est hors de portée. C'est pourquoi, dans la présente thèse, nous employons le terme "glissement de terrain" pour désigner tout type de mouvement de terrain le long des pentes dont la taille est supérieure à la limite de détection des images employées pour les cartographier.

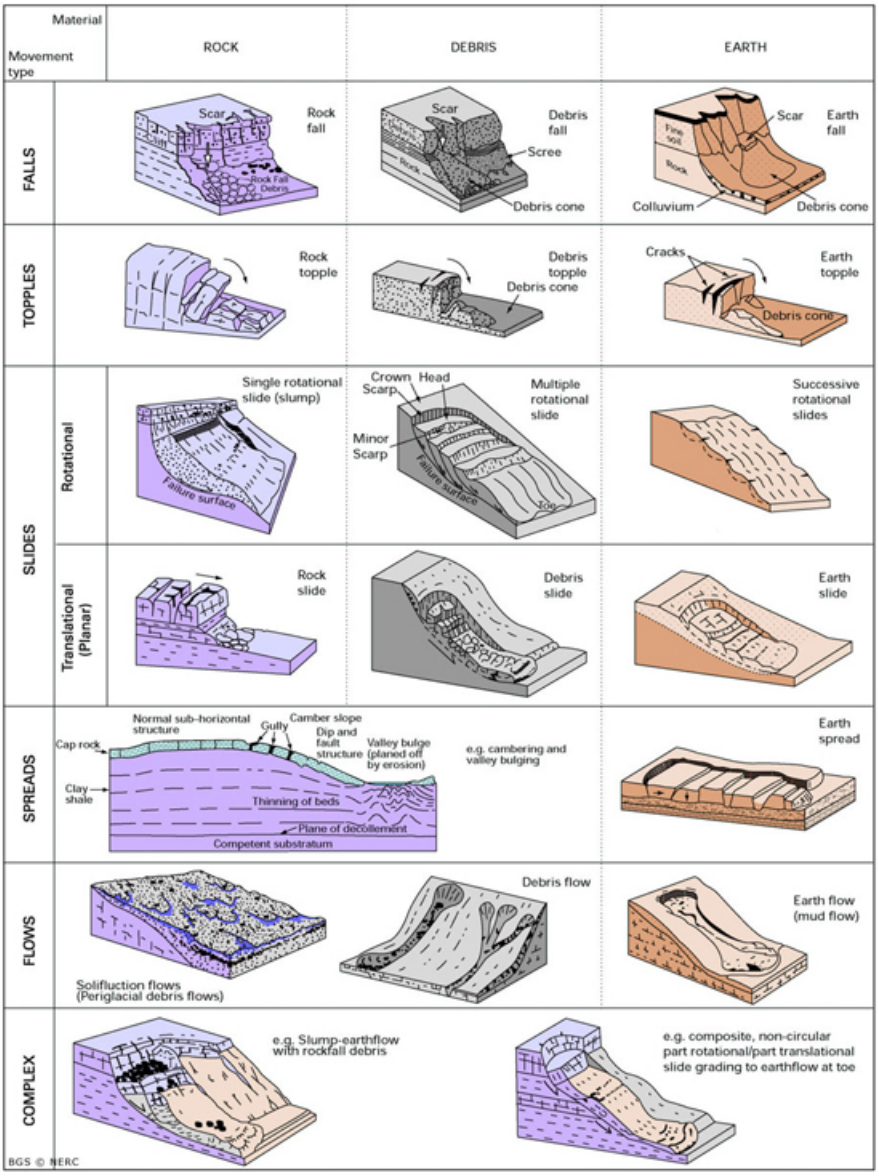

FIGURE 1.2.2 – Classification des types de glissements de terrain adaptée de Varnes (1978). Les types diffèrent en fonction de la nature du matériau des pentes et du mécanisme de glissement. ©Hungr et al. (2014).

Table 1.2 – Abondance relative des types de glissements de terrain co-sismiques induits par 40 séismes de magnitude 5.2<Ms<9.5 (d'après Jaboyedoff (2011), Keefer (1984)). Les nombres entre parenthèse correspondent à la quantité de glissements de terrain recensés dans les catalogues. Les nombres entre parenthèse correspondent à la quantité de glissements de terrain recensés dans les catalogues. D'après cette étude, les glissements de terrain subaquatiques déclenchés lors de séismes sont peu communs, toutefois certaines études montrent au contraire qu'ils sont nombreux (*e.g* Chapron et al., 2006, Hsu et al., 2009, Lee, 2009).

Abondance	**Description**
Très abondant (>100 000)	Chute de blocs, glissements rocheux et glissements de débris
Abondant(10 000 à 100 000)	Glissements rotationnels, coulées argileuses Glissements de roches indurées et meubles, coulées de boue
Assez fréquent (1 000 à 10 000)	Chutes de débris, coulées de boue rapides Basculements rocheux
Peu fréquents (<1 000)	Glissements subaquatiques, coulées de boue lentes, glissements de blocs rocheux, avalanches rocheuses

1.3 Stabilité des versants

La stabilité d'un versant est régie par l'équilibre mécanique entre les forces motrices et les forces de résistance qui lui sont appliquées. En d'autres termes, il y a rupture lorsque la contrainte de cisaillement appliquée (*i.e.* contrainte motrice (τ_M)) sur la surface de glissement est supérieure à la résistance au cisaillement (τ_R) de la pente au moment de la rupture (figure 1.3.1).

On parle de stabilité statique des pentes lorsqu'aucune variation rapide des contraintes liées à un mouvement n'est appliquée sur la pente. Dans le cas contraire, on parle de stabilité dynamique des pentes.

Le problème de la stabilité des pentes sous chargement sismique requiert la connaissance préalable des conditions de stabilité statique des pentes, c'est-à-dire avant le passage de l'onde.

Une revue complète de l'analyse de la stabilité des pentes et de la résistance des sols est donnée dans Ducan et al. (2014). Dans la présente thèse, on s'intéresse aux conditions de déclenchement des glissements de terrain, à savoir les conditions limites de l'équilibre des pentes. Dans les paragraphes suivants, seules les méthodes d'analyse limite des équilibres statique et dynamique des pentes permettant de déterminer les conditions de stabilité des pentes seront détaillées.

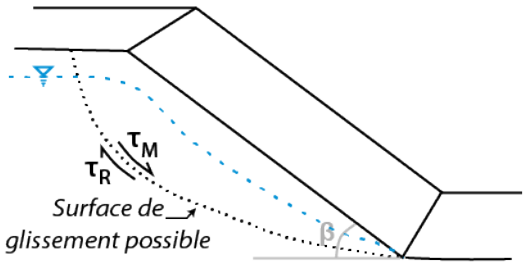

FIGURE 1.3.1 – Le déplacement le long de la surface de glissement est observé lorsque la contrainte de cisaillement motrice (τ_M) est supérieure à la contrainte de résistance de la pente (τ_R).

1.3.1 Analyse de l'équilibre statique des pentes

L'équilibre statique d'une pente est couramment étudié via deux approches : l'analyse limite de l'équilibre, que l'on décrira plus en détails dans le paragraphe suivant et l'analyse contrainte-déformation étudiée numériquement par des méthodes type éléments finis par exemple. Ces dernières permettent notamment de prédire le champ de contraintes, les déplacements et la variation de pression de pores dans des cas de géométries irrégulières de la surface de glissement potentielle, de propriétés hétérogènes des matériaux ou en présence d'effets non-linéaires.

1.3.1.1 Analyse de la limite de l'équilibre statique

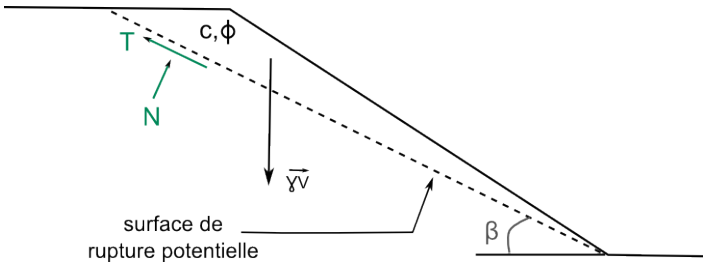

FIGURE 1.3.2 – Évaluation de l'équilibre statique d'un versant droit. T et N sont respectivement les contraintes tangentielle et normale appliquées à la surface de glissement potentielle, $\gamma = \rho.g$ est le poids spécifique de la pente, V son volume, c la cohésion et ϕ l'angle de friction interne du matériau constituant la pente.

L'analyse de l'équilibre limite repose sur la considération de l'équilibre des forces ou des moments appliqués à une masse située au-dessus de la surface de rupture. Les déformations ayant lieu au cours du déplacement ne sont pas prises en compte.

Dans cette analyse, la masse, supposée en équilibre sur la pente, est rigide. Le cisaillement est donc localisé sur la surface de rupture. La contrainte cisaillante est considérée comme homogène le long de la surface de rupture.

L'équilibre de la pente est quantifié généralement à partir du coefficient de sécurité FS, défini comme le rapport entre la contrainte tangentielle maximale mobilisable le long de la surface (τ_r) (résistance au cisaillement) et la contrainte cisaillante effecti-

vement appliquée le long de cette surface (τ_m)(contrainte motrice).

$$FS = \frac{\tau_r}{\tau_m} \tag{1.3.1}$$

L'équilibre est rompu lorsque FS est égale à 1, en d'autres termes, dans le cas où τ_r diminue et/ou bien lorsque τ_m augmente.

Il existe une dizaine de méthodes pour évaluer la stabilité et la contrainte motrice (τ_m) (Ducan et al., 2014). Le choix de la méthode dépend principalement de la nature du matériau, de la forme de la surface de rupture et de l'état de saturation. Par exemple, dans le cas d'une rupture plane, on préconisera l'utilisation du modèle de Culmann (Taylor, 1948), méthode très simple adaptée à ce type de surface de rupture pour des matériaux cohésifs (figure 1.3.3.a). Dans le cas d'un plan plus complexe avec un matériau non homogène, on utilisera, par exemple, plutôt des modèles types Spencer (1967) ou Chen and Morgenstern (1983) adaptés pour le calcul de la stabilité des pentes ayant une rupture non circulaire (figure 1.3.3.b). Pour ces deux dernières méthodes, le corps déstabilisable est découpé en tranches. En toute rigueur pour que la masse totale soit à l'équilibre, l'équilibre des moments, celui des forces horizontales et des forces verticales appliquées à la tranche doivent être respectés pour chaque tranche n de la masse. Pour la méthode de de Spencer (1967), le coefficient de sécurité (FS) est calculé en considérant que seul l'équilibre des moments est vérifié. Cela permet d'estimer rapidement le coefficient FS à la main. Dans le cas de la méthode de Chen and Morgenstern (1983), l'équilibre des moments est vérifié et le rapport entre les forces horizontales et verticales est considéré constant. Le calcul du coefficient FS est plus précis et est évalué numériquement.

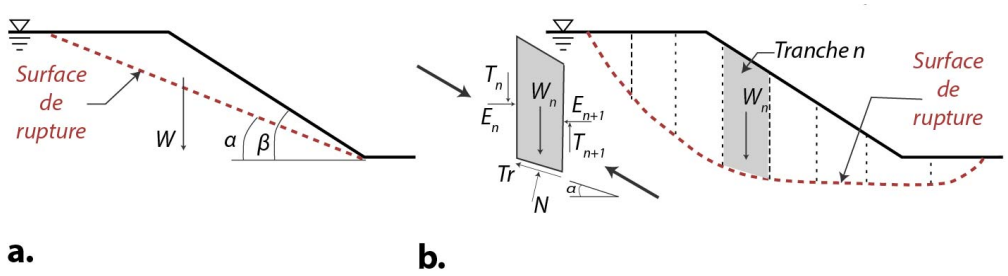

FIGURE 1.3.3 – Exemple de méthode d'analyse de la stabilité des pentes. a. Méthode de Culman (1774) la surface de rupture est plane. b. Exemple de méthode faisant intervenir un découpage en tranche du glissement ayant une surface de rupture potentielle non circulaire. Les forces agissant sur une tranche n sont représentées. Tr est le cisaillement basal de n et N est la force normale appliquée à la base de la tranche. T et E sont les forces verticales et horizontales des tranches voisines agissant sur la tranche n. Wn est le poids de la tranche n. Á l'équilibre de la tranche la somme des forces verticales, celle des forces horizontales et celle des moments sont nulles. Généralement le facteur de sécurité est obtenu à partir de l'équilibre des moments des tranches et des hypothèses sur les forces avancées variant d'une méthode à l'autre. La méthode de calcul de la stabilité est choisie en fonction de la nature du terrain, de la forme de la surface de rupture et de la précision demandée pour le calcul du facteur de sécurité.

Par définition, la pente est instable pour $FS < 1$. Selon les normes de calcul géotechnique (Eurocode 7 : norme EN 1997), le rapport FS doit être supérieur à 1,25 pour considérer qu'une pente est stable. Entre 1 et 1,25, elle est considérée comme potentiellement instable. De telles normes sont définies pour pallier les erreurs éventuelles d'estimation des paramètres mécaniques des pentes, du mécanisme du glissement et des forces extérieures appliquées à la masse, tout en minimisant l'aléa et le risque lié au mouvement de terrain.

La résistance au cisaillement τ est généralement estimée à partir de la loi de Mohr-Coulomb :

$$\tau = c' + \sigma' \tan \phi' \tag{1.3.2}$$

pour laquelle τ est fonction de la contrainte normale effective σ', de la cohésion c' et de l'angle de friction interne ϕ' effectifs du matériau constituant la pente. La contrainte normale effective est la contrainte due au poids du corps mobilisable. Elle correspond à la contrainte totale (σ) moins la pression interstitielle (u) en présence d'eau ($\sigma' = \sigma - u$). Dans les sols secs u est considéré comme négligeable.

On notera que pour un matériel donné, comme τ, ϕ' et c' sont fonction de plusieurs

paramètres tels que la porosité, les conditions de drainage, l'historique des contraintes et des déformations du matériau, la direction des contraintes principales pour un matériau anisotrope et potentiellement la température. Ainsi il n'existe pas de ϕ' et c' constants pour un même matériau. Ils sont définis pour des conditions initiales spécifiques et sont fonction du type de sollicitation appliquée au matériau (compression, extension, cisaillement).

1.3.1.2 Effets influençant la stabilité statique des pentes

L'augmentation de la contrainte de cisaillement amenant à la rupture de la pente peut être causée par différents facteurs jouant à différentes échelles de temps :

— Changement de la géométrie de la pente : augmentation de la raideur, ou de la hauteur de la pente, érosion du pied de pente.

— Modification des conditions hydrauliques : mise en charge de la nappe, passage en régime non drainé, circulation d'eau dans les fissures, baisse rapide du niveau d'eau à l'extérieur de la pente (ex : vidange de barrage).

— Ajout de charge statique ou dynamique : ajout de masse sur ou en amont de la pente (ex : construction de bâtiments), vibrations naturelles (ex : séismes, éruptions volcaniques) ou vibrations anthropiques (ex : trafic routier ou ferroviaire, explosion).

La diminution de la résistance au cisaillement de la pente peut être due à plusieurs effets plus ou moins longs termes dont une partie est listée ci-dessous :

— Augmentation de la pression de pores provoquée par de fortes précipitations qui tendent, entre autres, à diminuer les valeurs des modules élastiques du matériau (e.g Assefa et al., 2003, Pimienta et al., 2016).

— Fracturation du sol, notamment aux abords des sommets des versants ou en bas de pentes bordant de grandes vallées à cause, par exemple, du stress topographique (Molnar, 2004, Moon et al., 2017) ou du retrait-gonflement des argiles (*e.g.* Skempton, 1964).

— Lessivage des sols suite à de forte pluies entraînant la diminution de la cohésion

du sol.

— Altération chimique ou physique provoquant généralement une diminution de la cohésion du matériau.
— Chargements cycliques de la pente entraînant une diminution de la cohésion du sol et une possible augmentation de la pression de pores.
— Suppression de la végétation (*e.g.* Ji et al., 2011).

La stabilité des pentes dépend donc de paramètres intrinsèques, caractérisant les propriétés du milieu dans lequel est susceptible de se produire le glissement, et de facteurs externes qui sont les phénomènes qui peuvent modifier le milieu.

On notera que l'eau est un élément commun à de nombreux processus faisant varier la contrainte et la résistance au cisaillement des terrains. Les mouvements sont qualifiés de secs, humides ou saturés en fonction de la quantité d'eau contenue dans le matériau et du rôle qu'elle y joue. Un mouvement est saturé lorsque l'eau circule dans le matériau, humide quand l'eau capillaire augmente la cohésion entre les grains fins et sec quand l'eau y est absente ou que son action est minime.

1.3.2 Analyse de l'équilibre dynamique des pentes

L'analyse de l'équilibre dynamique des pentes requiert de prendre en compte les sollicitations dynamiques induites, dans notre cas d'étude, par le séisme et ses effets sur les lois de comportement de la pente.

Le passage d'une onde sismique peut engendrer une augmentation des contraintes verticales et horizontales sur la pente. Il existe trois types d'instabilités sous sollicitation sismique :

— Instabilités où l'effet inertiel est dominant. La résistance du matériau constituant la pente reste globalement constante. L'équilibre est rompu suite au passage de l'onde, lorsque les contraintes appliquées dépassent temporairement la contrainte résistante de la pente.
— Instabilités où l'effet de la dégradation des propriétés résistantes des pentes est dominant. Le passage de l'onde dégrade suffisamment les propriétés mécaniques

des matériaux composant le versant pour que celui-ci devienne instable sous sollicitation sismique.

— Instabilités combinant les effets inertiels et les effets de dégradation.

Dans les trois configurations, il existe plusieurs méthodes d'évaluation de l'équilibre dynamique des pentes basées aussi bien sur l'analyse de l'équilibre limite (Pseudo-statique, Newmark), que sur l'analyse contrainte-déformations. Comme pour l'analyse de l'équilibre statique, cette dernière est effectuée en utilisant des méthodes numériques de calcul telles que les éléments-finis, que l'on ne détaillera pas dans ce présent manuscrit.

1.3.2.1 Méthode Pseudo-statique

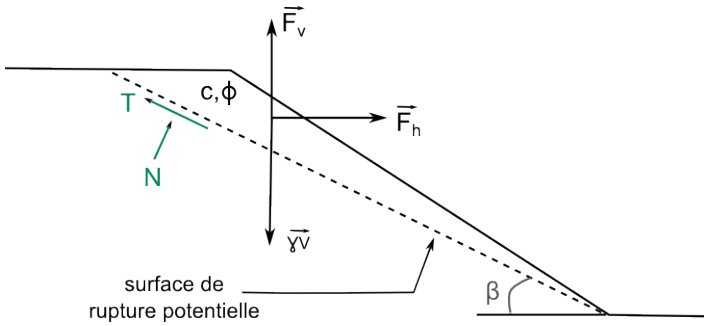

FIGURE 1.3.4 – Évaluation de l'équilibre dynamique d'un versant droit. T et N sont respectivement les contraintes tangentielle et normale appliquées à la surface potentielle de glissement, $\gamma = \rho.g$ est le poids spécifique de la pente, V son volume, c la cohésion et ϕ l'angle de friction interne du matériau constituant la pente. F_h et F_v sont respectivement les forces dynamiques horizontale et verticale résultant de la sollicitation sismique.

Cette méthode a été appliquée pour étudier les mouvements de terrain sous sollicitations sismiques pour la première fois par (Terzaghi, 1950). Dans cette approche, l'effet du séisme est modélisé par une accélération constante (*i.e.* pseudo-statique) produisant respectivement des forces inertielles dont les composantes verticale (F_v) et horizontale (F_h) sont définies telles que :

$$F_v = k_v.W \tag{1.3.3}$$

$$F_h = k_h.W \tag{1.3.4}$$

où k_h (resp. k_v) est le coefficient pseudo-statique horizontal (resp. vertical) (Terzaghi, 1950). Ce coefficient rapporte la force de la sollicitation sismique à la pesanteur. Il est exprimé selon le rapport $k_h = \frac{a_h}{g}$ (resp. $k_v = \frac{a_v}{g}$) où a_h est l'accélération sismique horizontale (resp. a_v l'accélération verticale) et g est l'accélération de la pesanteur. Le bilan des forces est effectué dans la direction du glissement (figure 1.3.4).

Le coefficient de sécurité FS est égal à :

$$FS = \frac{\tau_r}{\tau_m} = \frac{cL + [(W - F_v)\cos\beta - F_h sin\beta]\tan\phi}{(W - F_v)sin\beta + F_h\cos\beta} \tag{1.3.5}$$

ϕ et c sont les paramètres de Coulomb (angle de friction interne et cohésion respectivement) et L est la longueur de la surface de rupture.

La sélection des coefficients pseudo-statiques constitue la partie la plus délicate du problème. Elle est souvent traitée de manière empirique. Ces coefficients doivent être choisis de manière à traduire quantitativement l'amplitude du mouvement sismique subi par la pente au moment du passage de l'onde. Généralement, pour l'évaluation de la stabilité d'une pente on fait l'hypothèse que le terme d'accélération verticale est négligeable par rapport au terme d'accélération horizontale sur la déstabilisation de la pente (Sarma, 1975). On pose, alors, Fv=0 et on désigne le coefficient sismique égale à k_h. Cette hypothèse est valable pour des pentes intermédaires, mais est contestable lorsque les pentes sont presque verticales ou proches de l'horizontale (Shukha and Baker, 2007). Par exemple, Huang et al. (2001) montrent que l'accélération verticale influence de manière significative l'initiation du glissement de terrain de Jih-Feng-Erh-Shan produit lors du séisme de Chi-Chi en 1999 à Taiwan.

On peut se référer aux tables construites à partir d'essais en laboratoire et aux observations de terrain, pour choisir une valeur appropriée fonction du séisme et de sa distance, ainsi que des conditions de site (cf. annexe D.3). Bien qu'il n'existe pas de règle stricte pour le choix de cette valeur, Kramer (1996) suggère d'utiliser par défaut la formulation de Hynes Griffin and Franklin (1984) :

$$k_h = \frac{a_{max}}{2g} \tag{1.3.6}$$

avec a_{max} l'accélération du mouvement du sol maximum subie par la pente, et g l'accélération de la pesanteur.

1.3.2.2 Méthode de Newmark (1965)

Dans ce modèle, Newmark utilise l'analogie entre un glissement de terrain et un bloc rigide glissant sur un plan incliné.

L'équation de stabilité pseudo-statique est résolue pour un temps t. Du fait que le bloc soit rigide, le mouvement pouvant provoquer le déplacement est celui situé au niveau de la surface de rupture. Dans ce modèle, le cisaillement est purement frictionnel (*i.e.* $c = 0$) et généralement l'effet des forces verticales est négligé. Ainsi, lorsque les forces sont orientées vers l'aval de la pente, le coefficient de sécurité à un temps t défini précédemment par l'équation 1.3.5 devient :

$$FS(t) = \frac{\tau(t)}{\tau_m(t)} = \frac{\cos\beta - k_h(t) sin\beta \tan\phi}{sin\beta + k_h(t)\cos\beta} \tag{1.3.7}$$

On nomme coefficient limite ("yield coefficient" en anglais) k_y, le coefficient pseudo-statique correspondant à l'accélération limite (a_y), c'est-à-dire l'accélération minimum requise pour déstabiliser la pente.

Dans le cas où l'accélération n'atteint jamais cette limite, aucun déplacement n'est observé. Le déplacement est d'autant plus grand que le rapport $\frac{a(t)}{a_y}$ est grand, avec $a(t)$ l'accélération au temps t. Le déplacement final sur la surface de glissement est estimé par intégration de l'accélération sur les périodes pendant lesquelles $a(t) > a_y$.

En pratique ce coefficient est aussi difficile à déterminer. Il existe de nombreuses études pour lesquelles on cherche à mettre en relation le déplacement sur le plan de fracture en fonction de ce coefficient, mais aucune n'est généralisable à l'ensemble des pentes. (*e.g* Bray and Travasarou, 2009, Jibson, 2011, Newmark, 1965, Seed, 1979).

La méthode de Newmark s'est révélée efficace pour étudier les glissements de terrain à l'échelle régionale (Jibson, 2011), bien qu'elle ne prenne pas en compte les effets de fréquence (voir paragraphe suivant).

1.3.2.3 Facteurs influençant la stabilité des pentes sous sollicitations sismiques

La réponse dynamique des versants dépend de leur géométrie, leur rigidité, et de l'amplitude et du contenu fréquentiel du mouvement sismique qui les sollicite.

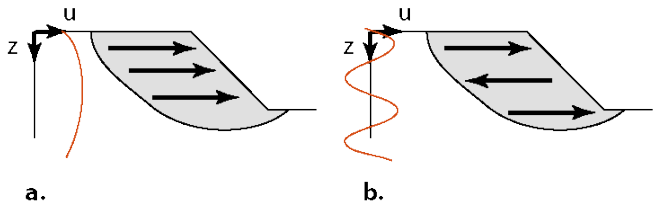

FIGURE 1.3.5 – Influence de la fréquence sur le mouvement d'un glissement potentiel de géométrie fixe le long de la pente d'après Kramer (1996). **a.** Dans le cas d'une onde sismique basse fréquence, le mouvement au sein de la masse susceptible d'être déplacée est en phase : l'hypothèse du bloc rigide est donc valide.**b.** Dans le cas du passage d'une onde haute fréquence, le mouvement entre deux points de la masse peut être déphasé. En conséquence, les forces inertielles résultantes appliquées à la masse peuvent être significativement plus faibles que celles considérées sous l'hypothèse de Newmark. L'hypothèse du bloc rigide n'est donc dans ce cas pas satisfaisante. La propagation de l'onde sismique est schématisée par la ligne rouge, z désigne la profondeur et u le déplacement horizontal.

— **Effets de fréquence**

L'impact de l'onde sismique sur la déstabilisation dépend du rapport entre la profondeur de glissement potentiel (ou du plan de faiblesse) et de la longueur d'onde. La fréquence « optimale » de déstabilisation est celle qui maximise le cisaillement, c'est à dire celle pour laquelle les mouvements répartis dans le glissement potentiel sont le plus possible en phase (figure 1.3.5). Ainsi, par exemple, les pentes composées de matériaux rigides ou/et dont la surface de glissement est assez profonde, sont sensibles aux basses fréquences. Tandis que les matériaux moins rigides et/ou plus superficiels sont plus sensibles aux hautes fréquences.

Les ruptures de pentes se produisent généralement pour de gros séismes (Mw>5 (Marc et al., 2016)). Dans des roches fracturées, elles se produisent pour de fortes accélérations dans les hautes fréquences comprises entre 1 et 10 Hz selon (*e.g.* Jibson et al., 2004, Spudich and Frazer, 1984). Récemment Specht et al. (2019) montrent que la répartition spatiale de la densité de glissements de terrain induits

par le séisme de Kumamoto (Mw 7.0, 2016, Japon) corrèle celle des secousses de basses fréquences (0.1 - 1 Hz). Ces glissement se sont majoritairement produits dans les téphras (dépôts de roches pyroclastiques peu agglomérées).
Dans le cas où le ratio entre la fréquence prédominante du séisme (celle pour laquelle le mouvement est le plus fort) et la fréquence fondamentale de la masse du glissement potentiel (fréquence "optimale") est supérieur à 1,3, le cisaillement est assuré d'être maximum. L'accélération à cette fréquence peut directement être employée pour évaluer la stabilité de la pente avec la méthode de Newmark (Wartman et al., 2003). Dans le cas contraire, d'autres méthodes peuvent être employées pour évaluer la stabilité de la pente, comme celle de Makdisi and Seed (1978) où l'accélération maximum varie avec la profondeur de la surface de glissement (*e.g.* Baziar et al., 2012).

— **Effets combinés de l'eau et des ondes sismiques**
Comme en régime statique, le niveau de saturation influe sur la stabilité d'une pente en régime dynamique (voir section 1.3.1.2). Lors de la secousse de pentes drainées, le passage transitoire en condition non-drainée peut entraîner une chute de la cohésion des terrains et réduire temporairement, mais considérablement, leur rigidité et leur résistance au cisaillement (*e.g.* Biondi et al., 2000). Dans les versants de roches poreuses fracturées, ce régime transitoire peut engendrer la succion des fluides contenus dans les pores de la roche. Cela favorise la fermeture temporaire des fissures et donc la stabilisation du versant pendant une courte période (Rice, 1975).

— **Effet de la sollicitation cyclique**
La dégradation des matériaux au cours de la secousse peut entraîner une chute de leur rigidité et de leur résistance au cisaillement, généralement du fait d'une diminution de la cohésion (Bray and Travasarou, 2009, Chiaradonna et al., 2018, Moore et al., 2011).

1.4 Mouvement sismique le long des versants de la zone épicentrale

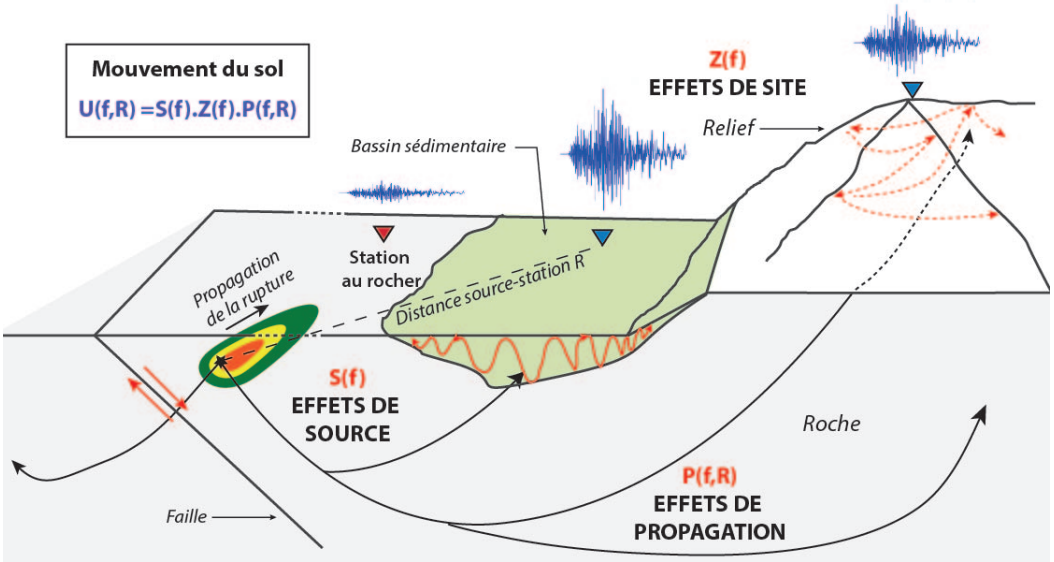

FIGURE 1.4.1 – Schématisation de la provenance des effets agissant sur le signal sismique de sa génération à la source à son enregistrement en surface. Le mouvement du sol (ex : accélération ou vitesse) U, à la fréquence f, à une station située à une distance R de la source, est fonction de l'effet de source ($S(f)$), de l'effet de régional lors du trajet de l'onde ($P(f, R)$), et de l'effet de site ($Z(f)$).

L'amplitude et la durée du mouvement sismique sont motrices de la déstabilisation des pentes. L'accélération du mouvement du sol est un "proxi" de la force inertielle agissant sur la pente lors de la secousse. La vitesse (normalisée par la vitesse des ondes S du milieu), quant à elle, est un "proxi" de la déformation de la surface mise en mouvement par le passage de l'onde (Hill et al., 1993). Ces deux grandeurs, ainsi que leur contenu fréquentiel, influent sur la stabilité de la pente.

Sur un versant, le mouvement sismique (déplacement, vitesse et accélération) peut être exprimé comme la combinaison d'effets provenant de la source ayant généré l'onde et du milieu traversé par celle-ci. Ces effets peuvent agir, à la fois, sur l'amplitude du mouvement, sa directivité, son contenu fréquentiel et sa durée (figure 1.4.1) (*e.g.* Anderson and Hough, 1984, Campillo and Gariel, 1989, Drouet et al., 2005, Yenier

and Atkinson, 2015).

Le mouvement sismique varie donc spatialement dans la zone épicentrale. Dans les paragraphes suivants, on détaille les effets qui peuvent expliquer cette variation spatiale.

1.4.1 Effet de source

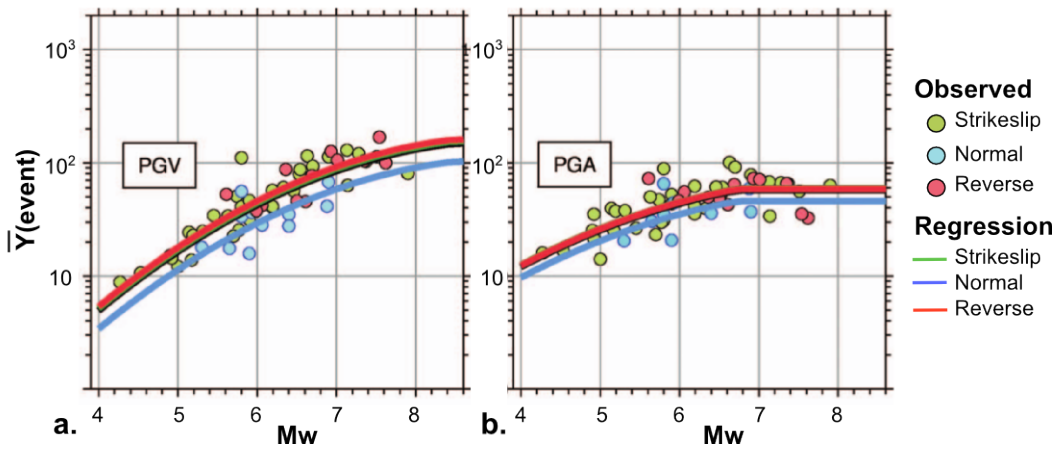

FIGURE 1.4.2 – Influence de la magnitude (Mw) sur l'accéleration et la vitesse du mouvement du sol horizontal pour différents types de faille d'après Boore and Atkinson (2008). Les données observées sont des données observées rapportées à un site de vitesse des ondes S $Vs = 760m.s^{-1}$ situé à 1 km de la source à l'aide de modèle de régressions, afin de s'affranchir de l'effet de site et de l'effet de la distance à la source (voir dans les paragraphes suivants). **a.** Pic de vitesse en fonction de la magnitude. **b.** Pic d'accélération en fonction de la magnitude. L'accélération et la vitesse du mouvement sismique augmentent avec la magnitude.

La magnitude du séisme permet de rendre compte de l'énergie libérée lors de la rupture. L'énergie totale émise par la source est plus importante pour les fortes magnitudes. En conséquence, le mouvement du sol (accélération, vitesse et déplacement) à une distance donnée de la rupture augmente avec la magnitude du séisme (figure 1.4.2). Les spectres de Fourier en accélération du mouvement du sol à basses et fréquences intermédiaires (1 - 10Hz) peuvent avoir des amplitudes jusqu'à 100 fois plus importantes pour un séisme de magnitude M_w 8 par rapport à un séisme de magnitude M_w 3 (figure 1.4.3) (Anderson and Quaas, 1988).

De plus, les ondes de basses fréquences se propagent sur de plus grandes distances que les hautes fréquences qui elles s'atténuent rapidement. Les séismes de fortes magnitudes ont un rayonnement plus étendu que les séismes de petites magnitudes.

La géométrie de la faille et le mécanisme de la rupture impactent l'amplitude du mouvement sismique en surface. L'amplitude du mouvement sismique pour un séisme de même magnitude sera plus importante dans le cas d'un séisme à mécanisme chevauchant que lorsque celui-ci est décrochant (Somerville et al., 1999).

En contexte chevauchant, les mouvements du sol enregistrés sont généralement plus forts dans le compartiment supérieur (hanging wall) (*e.g* Abrahamson and Somerville, 1996, Pulido and Kubo, 2004). La première raison est géométrique. En effet, la surface libre la plus proche de la faille ayant rompu est dans le bloc chevauchant. La deuxième raison est l'interaction complexe entre les ondes piégées dans ce même bloc et celle de la rupture sismique (Gabuchian et al., 2017).

Le contenu hautes et moyennes fréquences du signal est dû d'une part aux caractéristiques de la rupture et du glissement dans le plan de faille et d'autre part, à la propagation des ondes dans les zones d'endommagement ou/et à la production d'endommagement autour de la rupture (Okubo, 2018, Passelègue et al., 2016, Somerville et al., 1999, Thomas and Bhat, 2018).

L'amplitude et la fréquence principale du mouvement du sol tendent à augmenter dans la direction de la propagation de la rupture par effet Doppler des ondes se propageant. C'est ce que l'on appelle l'effet de directivité de la source. Ce phénomène est couramment marqué en champ proche. Cette effet a été observé, notamment lors des séismes de Landers (M_w 7.2, 1992, Etats-Unis) (Somerville et al., 1997) et de Chi-Chi (1999, M_w 7.6, Taiwan) (Somerville, 2005).

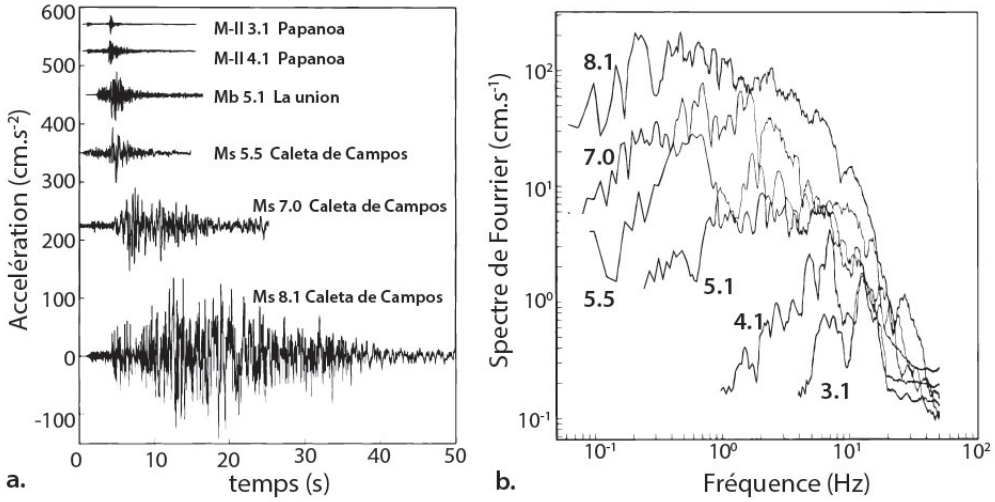

FIGURE 1.4.3 – Influence de la magnitude sur le mouvement du sol d'après Anderson and Quaas (1988). **a.** Accélérogrammes de séismes de magnitude M-II comprises 3.1 et 8.1 enregistrés entre 1985 et 1986 avec le réseau Guerrero (Mexique). **b.** Spectres de Fourier des signaux présentés en a.

1.4.2 Effets lors de la propagation des ondes

Au cours de son trajet entre la source et la surface, l'onde subit des modifications en termes d'amplitude, de contenu fréquentiel et de polarisation qui dépendront du milieu traversé.

L'amplitude de la vitesse et de l'accélération du mouvement sismique décroît avec la distance à la source du fait de la dispersion géométrique, la diffusion, le multipathing, et l'atténuation anélastique de l'énergie générée par la source (exemple figure 1.4.5).

La dispersion géométrique se traduit par le fait que l'énergie par unité de front de l'onde diminue avec la distance, comme l'énergie est conservée et que la surface du front d'onde s'acroît avec la distance à la source. Dans le cas des ondes de volume (P et S), la décroissance s'effectue en $\frac{1}{R}$ où R est la distance à la source, sous l'hypothèse où les ondes se propagent de manière isotrope dans les toutes les directions de l'espace. Dans le cas des ondes de surface, dans l'hypothèse où les ondes se propagent de manière isotrope sur une surface, la décroissance s'effectue alors en $\frac{1}{\sqrt{R}}$.

La diffusion est un processus élastique de redistribution de l'énergie sismique causé

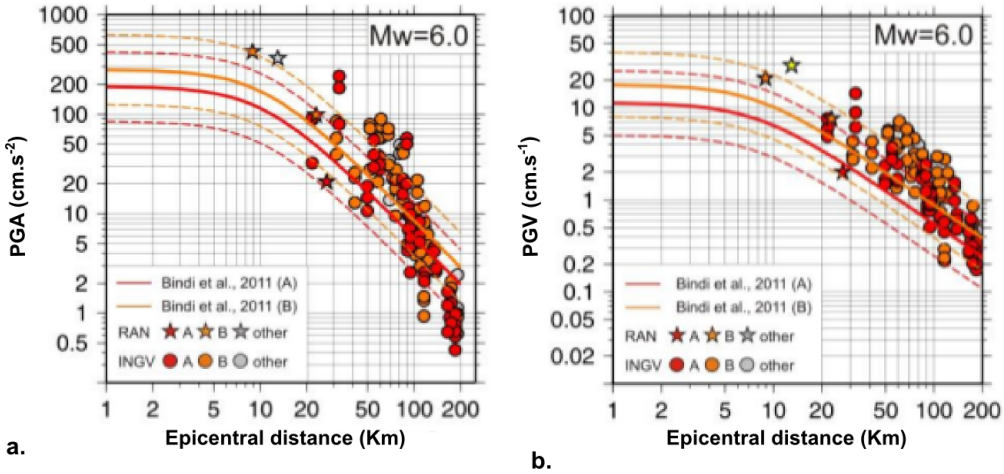

FIGURE 1.4.4 – Diminution de la vitesse(**b.**) et de l'accélération (**a.**) du mouvement du sol en avec la distance à l'épicentre pour le choc principal du séisme d'Amatrice (Mw 6.0, 2016, Italie) d'après Massa et al. (2016). Les étoiles correspondent à des enregistrements enregistrés par le réseau accélérométrique italien (RAN), à des sites situés à moins de 30 km de l'épicentre. Les cercles sont des données enregistrées par l'INGV (Institut national de géophysique et de vulcanologie, en italien). Les courbes correspondent aux équations de prédiction du mouvement du sol (GMPEs) dérivées par Bindi et al, 2011 pour l'Italie (voir section 1.4.5 pour plus d'information). Les couleurs correspondent à des sites de catégories différentes : rouge catégorie A (rocher dur), orange catégorie B (rocher))

par des hétérogénéités du milieu. Ces hétérogénéités de vitesse ou de densité dissipent les ondes sismiques dont les longueurs d'onde sont similaires à leurs tailles. Si elles sont trop grandes, le trajet de l'onde peut être modifié en fonction de la vitesse de l'hétérogénéité (phénomène de multipathing). Si elles sont trop petites par rapport à la longueur d'onde, les hétérogénéités changent uniquement les propriétés globales du milieu. De ce fait, plus le trajet de l'onde est grand, plus ce phénomène de diffusion est marqué.

Le milieu naturel n'est pas parfaitement élastique, une partie de l'énergie est convertie au cours du trajet de l'onde, notamment sous forme de chaleur (Aki.K, 1980), c'est l'atténuation anélastique (ou adsorption). Les processus responsables de l'adsorption sont multiples (circulation de fluide, mise en mouvement de fractures, thermodilatation des matériaux, etc).

Du fait de la diffusion et de l'atténuation anélastique, le contenu hautes fréquences du signal sismique tend à disparaître avec la distance à la source (Anderson and Hough, 1984). L'énergie, portée par des ondes de fréquences auxquelles sont sensibles les pentes, devient donc de plus en plus faible, à mesure de que l'on s'éloigne de la source.

Á l'échelle régionale, dans les chaînes de montagnes, la présence de reliefs et dépressions autour d'un site, peut être responsable de phénomènes d'amplification ou d'atténuation du mouvement au site, d'effets de guidage, ou de perturbations plus complexes du champ d'onde (Denolle et al., 2014, Durante et al., 2017, Lee et al., 2009, Perron, 2017).

1.4.3 Effets de site

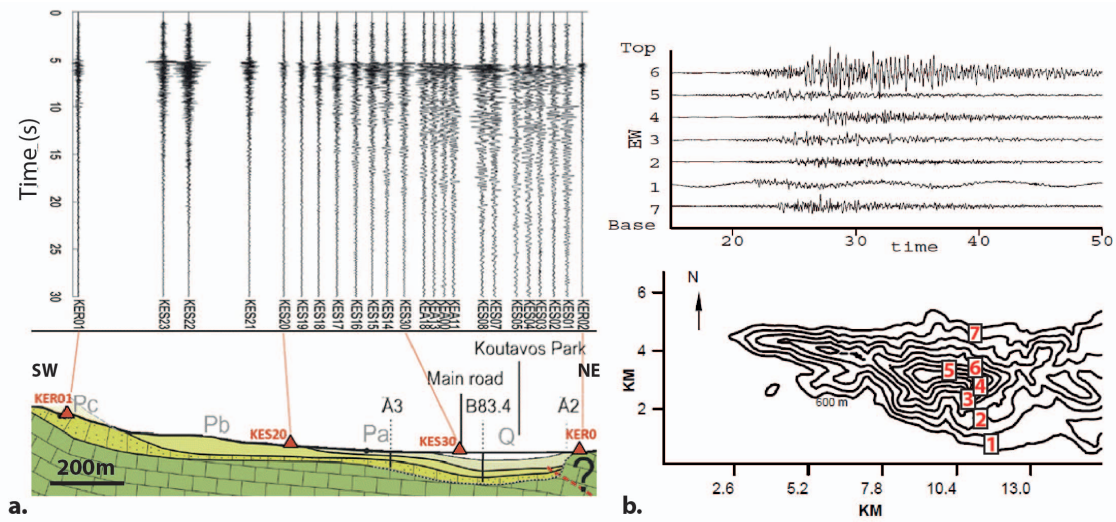

FIGURE 1.4.5 – Effets de site géologique et topographique. **a.** Variation du mouvement du sol au cœur du basin sédimentaire de Argostoli (Grèce) pour un séisme de Magnitude M_w 3.1 distant de 17.5 km du basin d'après Theodoulidis et al. (2018) **b.** Variation de la vitesse du mouvement sismique horizontal le long de la colline de Kitheron (Grèce) d'après LeBrun et al. (1999) suite à un séisme de magnitude locale Ml=2.3 situé à 42 km du site étudié.

Les effets de site décrivent la modification du mouvement du sol induite par la géologie et/ou la topographie locale. Ils traduisent souvent l'augmentation de l'amplitude et de la durée du signal lors d'un séisme à un site donné (*e.g* Bard and Tucker, 1985, Bindi et al., 2011, Bonilla et al., 1997, Hanks, 1975). Cet effet peut être quantifié en comparant pour un même séisme l'enregistrement à une station donnée par rapport à l'enregistrement au niveau d'un site de référence proche ne présentant pas d'effet de site (ex : site au rocher, en absence de topographie), ou par rapport à un mouvement au rocher théorique (Laurendeau, 2013).

La figure 1.4.5 montre la variation de l'amplitude et la durée du mouvement sismique pour un séisme donné au coeur d'un bassin sédimentaire (fig 1.4.5.a) et le long d'un relief (figure 1.4.5.b). Dans le premier cas on voit que l'amplitude du mouvement atteint son maximum en bordure Sud-Ouest du bassin avec un signal atteignant jusqu'à 4 fois l'amplitude du mouvement enregistré sur le rocher. Dans le cas du séisme

enregistré le long de la topographie, le signal au sommet présente une amplitude jusque 10 fois supérieure à celle enregistrée à la base du relief.

Dans les orogènes, les effets de site sont le résultat d'une combinaison entre des effets géologiques (lithologie et structure) et topographiques (*e.g.* Faccioli, 1991, Gallipoli et al., 2013, Hailemikael et al., 2016, Janku, 2017, Ulysse et al., 2018). On se concentre dans la présente thèse uniquement sur les effets pouvant impacter le mouvement sismique sur les pentes.

1.4.3.1 Effets géologiques

Les effets de sites géologiques sont présents aussi bien dans les bassins sédimentaires et les vallées alluviales que sur les reliefs. La contribution de l'effet géologique sur le mouvement du sol enregistré sur un versant est souvent considérée comme plus importante que l'effet topographique lui-même (Burjanek et al., 2014, Glinsky and Bertrand, 2017, Havenith et al., 2003, Kaiser et al., 2014). Ces amplifications peuvent s'expliquer par plusieurs caractéristiques géologiques du milieu dont les principales sont listées ci-dessous.

— **Contrastes de vitesses**

Proche de la surface, l'amplitude du mouvement peut être augmentée du fait du contraste d'impédance entre une couche de faible vitesse (ex : sol, glissement de terrain) recouvrant une couche de plus forte vitesse (ex : roche) (Moore et al., 2011). Lorsque le contraste est faible ou lorsque la couche de faible vitesse est peu épaisse, l'amplification est négligeable (Molnar, 2004). En présence d'un fort contraste, la couche superficielle de faible vitesse entre en résonance. Les ondes ainsi piégées causent de fortes amplifications du mouvement sismique en surface et une augmentation de sa durée (*e.g* Assimaki et al., 2005, Kramer, 1996). Cette amplification à lieu à la fréquence de résonance (f_0) caractéristique du site. Par exemple, dans les bassins sédimentaires, cette fréquence est estimée par le rapport entre la vitesse des ondes S (Vs) de la couche sédimentaire superficielle et sa profondeur (H). Elle est généralement approchée par la formule suivante

(Kramer, 1996) :

$$f_0 = \frac{Vs}{4H} \tag{1.4.1}$$

— **Anisotropie des matériaux et structures géologiques**

L'anisotropie des matériaux et les structures géologiques (*ex :*failles) peuvent contribuer à la polarisation et à la directivité du mouvement du sol aux sites, affectant la distribution spatiale de l'énergie sismique (Del Gaudio and Wasowski, 2007, Panzera et al., 2016). Les zones de faibles vitesses peuvent jouer le rôle de guide d'ondes et ainsi contribuer à l'augmentation de l'amplitude et de la durée du mouvement (Cultrera et al., 2003, Di Naccio et al., 2017, Durante et al., 2017, Martino et al., 2006, Pointer et al., 2000).

— **Effets non-linéaires des matériaux**

Les matériaux (sol ou rocher) peuvent avoir un comportement non-linéaire, c'est à dire que leurs propriétés (*e.g* élasticité, compressibilité, rigidité) dépendent de l'état dans lequel se trouve le matériau (Kramer, 1996). Lorsque la contrainte lithostatique augmente, les matériaux peuvent s'endurcir, se fracturer ou devenir moins ductiles. Lors du passage des ondes, du fait de ce comportement non-linéaire, les contrastes de vitesses peuvent augmenter, provoquant l'amplification des secousses à la fréquence de résonance des couches recouvrant la pente, lorsque celles-ci sont suffisamment épaisses. Les contrastes de vitesses peuvent au contraire diminuer et engendrer un amortissement du mouvement sismique. En conséquence du changement de vitesse des couches superficielles, la fréquence de résonance de ces dernières peut être décalée (Aki, 1993, Hailemikael et al., 2016, Régnier et al., 2013, Semblat, 2010, Wegler et al., 2009).

En pratique, les effets non-linéaires sont mis en évidence lorsque la réponse d'un site varie (en amplitude et ou en fréquence) en fonction du niveau de sollicitation sismique.

Des effets non-linéaires ont notamment été observés lors du séisme de Kobe (1995). Lussou (2001) montre que l'amplitude du mouvement sismique sur la composante horizontale a diminué d'un facteur proche de trois, au profit de la

composante verticale, qui elle a augmenté entre la profondeur et la surface. Les enregistrements de Kobe ont aussi mis en évidence des décalages vers les basses fréquences de l'énergie et un amortissement des hautes fréquences.

1.4.3.2 Effets topographiques

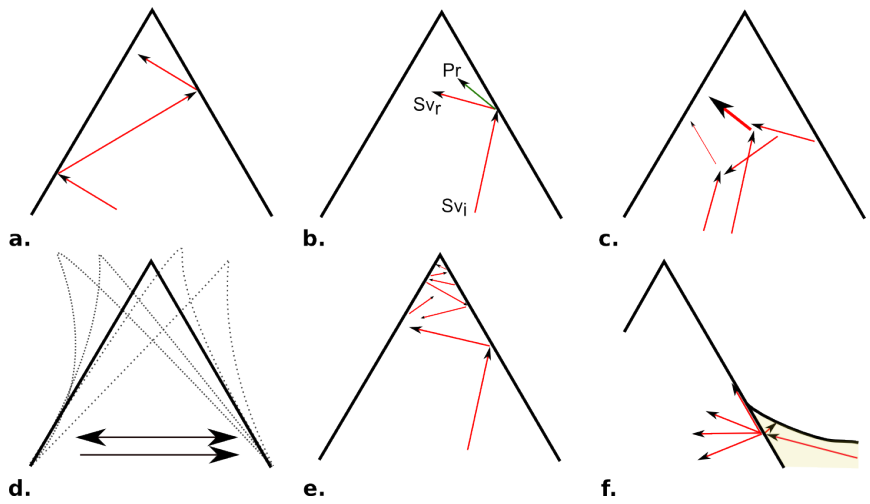

FIGURE 1.4.6 – Schématisation de possibles intéractions entre la topographie et les ondes sismiques. **a.** Réflexion de l'onde incidente sur les versants du relief. **b.** Conversion de phases de l'onde incidente. **c.** Interférences positives ou négatives entre les ondes à l'intérieur du relief. **d.** Mise en résonance de la topographie. **e.** Piégeage des ondes au sommet du relief. **f.** Réflection/réfraction de l'onde incidente. Les flèches de couleur schématisent le trajet des ondes.

Il existe de nombreux exemples pour lesquels la forte concentration de dommages et/ou de forts mouvements sismiques aux sommets des montagnes ont été expliqués par des effets de site topographiques (Boore, 1973, Harp and Jibson, 2002, Hartzell et al., 2017, Jibson, 1987, LeBrun et al., 1999, Massa et al., 2014, Pedersen et al., 1994, Spudich et al., 1996). Les modèles montrent que l'amplification du mouvement lié à la topographie peut atteindre un facteur 3 par rapport à un mouvement au rocher ne présentant pas d'effet de site (Assimaki and Jeong, 2013, Bouchon and Barker, 1996, Buech et al., 2010, Geli et al., 1988, Wang et al., 2015).

Les études de ces 30 dernières années ont montré que la dimension et la forme de la topographie affectent l'amplitude, la durée et la directivité du mouvement sismique.

Les ondes peuvent se retrouver piégées au sein de la topographie, réfractées, réfléchies, ou encore converties sur ses versants (figure 1.4.6) (Assimaki et al., 2005, Assimaki and Mohammadi, 2018, Bard and Tucker, 1985, Hartzell et al., 2017, Pelekis et al., 2017, Poursartip and Kallivokas, 2018, Sanchez Sesma and Campillo, 1991).

La topographie réagit comme un oscillateur, elle peut entrer en résonance à une fréquence qui lui est propre. Cela provoque, théoriquement une amplification du mouvement à son sommet par rapport à sa base (figure 1.4.6.d). Á l'aide de modèles numériques ou à partir d'observations, la longueur d'onde fondamentale de résonance d'un relief, et la longueur d'onde minimum ou maximum à laquelle son amplification est significative, ont été mises en relation avec sa largeur (Paolucci, 2002) et/ou de sa hauteur (Ashford et al., 1997, Bard, 1982, Bouchon and Barker, 1996, Buech et al., 2010). Par exemple, Paolucci (2002) défini les fréquences de résonance de la topographie Fv et Fh, pour l'ondes cisaillante verticale et horizontale respectivement telles que :

$$Fv = \frac{Vs}{L} fsv(\frac{H}{L1}, \frac{H}{L2}) \tag{1.4.2}$$

$$Fv = \frac{Vs}{L} fsh(\frac{H}{L1}, \frac{H}{L2}) \tag{1.4.3}$$

où fsv et fsh sont des préfacteurs définis selon des tables en fonction de la géométrie du relief (H : hauteur du relief et $L1, 2$: demies largeurs de la base du relief, L largeur du relief).

Le taux d'amplification du mouvement sismique est mis en relation avec la pente de la topographie. Néanmoins, les auteurs ne s'accordent pas sur son effet (Massa et al., 2014). Certains suggèrent que l'amplification est d'autant plus importante que la pente est forte (Bouckovalas and Papadimitriou, 2005) tandis que d'autres voient l'effet opposé (Lenti and Martino, 2013). Cela pourrait s'expliquer en partie par l'effet de la géologie superficielle des pentes sur les ondes.

Plusieurs auteurs montrent que l'amplification du mouvement du sol sur la topographie est majeure dans les zones où la concavité est forte (Kaiser et al., 2014, Lee et al., 2009, Meunier et al., 2008, Torgoev and Havenith, 2016). Sa valeur à une fréquence donnée serait fonction de la courbure lissée selon une longueur caractéristique de la

longueur d'onde de l'onde S à cette même fréquence (Maufroy et al., 2015, 2017).

Une forte directivité du mouvement sismique dans l'axe perpendiculaire à l'axe d'élongation de la topographie est souvent observée (ou modélisée) au sommet (Buech et al., 2010, Chavez-Garcia et al., 1996, Massa et al., 2014, Nishimura and Morii, 1984, Spudich et al., 1996, Stolte et al., 2017) et parfois sur les pentes (Del Gaudio et al., 2008, Janku, 2017), mais cet effet n'est pas systématique (Burjanek et al., 2014).

1.4.3.3 Interaction entre l'onde incidente et le site

Les effets de site peuvent être fortement affectés par la nature et la provenance de l'onde incidente.

— **Amplitude et contenu fréquentiel de l'onde**

En fonction de l'amplitude et du contenu fréquentiel de l'onde, les matériaux peuvent se comporter de manière non-linéaire lors de son passage. Des effets non-linéaires sont souvent observés pour de fortes secousses sismiques (Shome et al., 1998).

La réponse d'un site sera d'autant plus grande que l'amplitude des fréquences amplifiées par le site de l'onde incidente sera importante (Kaiser et al., 2014).

— **Angle et back-azimut de l'onde incidente**

L'incidence de l'onde affecte à la fois l'amplitude et la distribution spatiale de l'amplification du mouvement sismique. Dans le cas d'effets de site topographiques, le mouvement du sol tend à croître avec l'obliquité de l'onde incidente. Des modèles numériques montrent que le maximum d'amplification se localise sur le versant opposé à l'arrivée de l'onde incidente (Ashford et al., 1997, Janku, 2017, Massa et al., 2014, Meunier et al., 2008).

L'influence de l'orientation du back-azimut de la source par rapport à la topographie a été soulevée par plusieurs auteurs, mais leurs observations ne coïncident pas. Certains observent que le maximum d'amplification est obtenu pour les sources provenant d'une direction perpendiculaire à l'axe d'élongation de la topographie (Massa et al., 2010), d'autres pour une direction parallèle (Hartzell

et al., 2017). Pour Bard and Tucker (1985), une couche superficielle de faible vitesse pourrait expliquer le fait que dans certains cas les mesures obtenues ne soient pas sensibles à l'incidence de l'onde.

1.4.4 Autres effets

En bordure de bassin, au pied des versants, il peut se produire des interférences constructives entre les ondes comme dans la topographie. Des ondes de surface peuvent y être générées (Papageorgiou and Aki, 1983, Pilz et al., 2018, Rovelli et al., 2001) et se propager dans les versants ou dans la vallée (Jafarzadeh et al., 2015). Ces ondes participent à l'augmentation de la durée et de l'intensité du mouvement sismique.

Dans les zones urbanisées, les effets de couplage entre les bâtiments et le substrat sur lequel ils sont construits peuvent induire des phénomènes d'ombrage (*i.e.* faible mouvement du sol) ou au contraire amplifier le mouvement du sol (Gueguen et al., 2000, Kham et al., 2006, Wirgin and Bard, 1996). On notera qu'un relief, en un sens, peut être considéré comme une structure. Son entrée en résonance peut, comme dans le cas des bâtiments, impacter le mouvement du sol dans un rayon proche de sa base (Bard, 1982, Geli et al., 1988).

1.4.5 Estimation du mouvement sismique sur les pentes

La durée et la force des sollicitations sismiques sont motrices de glissements de terrain (Keefer, 1984, Marc et al., 2016, Meunier et al., 2007, Parise and Jibson, 2000). Or il est rare que le mouvement du sol soit enregistré sur les pentes au moment du séisme du fait du manque d'instrumentation. Pour l'étude locale du mouvement du sol sur une pente donnée, on utilise généralement des modèles de mouvements sismiques générés à partir de modèles numériques de type éléments finis ou spectraux (*e.g.* Itasca, 2009, Kawase, 1988, Komatitsch and Vilotte, 1998, Semblat and Duval, 2000)). Certaines études ont aussi estimé le mouvement du sol dans la topographie à l'aide de modèles expérimentaux reproduisant le relief et l'accélération du sol à la base de la topographie (*e.g.* Anooshehpoor and Brune, 1989, Giri and Sengupta, 2009, Wartman et al., 2005).

Typiquement, lorsqu'aucun enregistrement n'est disponible proche de la pente, ou dans le cadre d'études plus globales, des équations de prédiction du mouvement du sol ($GMPEs$) sont utilisées pour donner une estimation de l'amplitude de la secousse (Keefer, 2002, Perret et al., 2017). Les équations de prédiction du mouvement du sol sont évaluées à partir de la régression d'observations de terrain. Généralement, ces équations expriment les pics d'accélération (PGA), les pic de vitesse (PGV) ou les pseudo-accélérations à une période T donnée ($PSAT$).

Depuis une vingtaine d'années, les réseaux d'instrumentation sismiques se densifient, de plus en plus de données sont donc disponibles. Elles permettent d'affiner les modèles de prédiction du mouvement du sol, tout en couvrant de plus en plus de régions (Akkar et al., 2014, Cauzzi et al., 2012, Kotha et al., 2018, Pacor et al., 2016, Stewart et al., 2012, Wang et al., 2016). Ces réseaux permettent d'identifier des stations avec des réponses aux séismes similaires caractérisées par les mêmes données géophysiques. On suppose que les sites non-équipés, mais ayant des propriétés géophysiques proches de ces stations, auront des réponses de site similaires à celles-ci.

Un des paramètres utilisés pour estimer la réponse de site dans $GMPEs$ est le $Vs30$. Il s'agit de la vitesse moyenne des ondes S dans les 30 premiers mètres sous la surface. Toutefois dans la grande majorité des cas, on ne bénéficie pas de telles mesures et on doit se contenter des données régionales telles que des cartes géologiques et des modèles numériques de terrain ($MNTs$) pour pouvoir considérer et donner une estimation de la réponse de site pour évaluer le mouvement du sol.

Le modèle de Allen and Wald (2007) utilise la pente de la topographie extraite du $MNTs$ globale GTOPO30 (United States Geological Survey, 2018c) ayant une résolution de 30 seconde d'arc (soit environ 1 km) pour toute la surface du globe, comme indicateur du $Vs30$ (figures 1.4.7.a et 1.4.7.b). Ce modèle permet de produire des cartes d'estimation du $Vs30$ (figure 1.4.7.c). Ces cartes sont ensuite utilisées pour générer des cartes d'estimation de l'amplitude du mouvement du sol dans la zone épicentrale de n'importe quel séisme. Pour la majorité des séismes, l'USGS produit et met à disposition ces cartes (Shakemaps (United States Geological Survey, 2018b)) donnant une estimation du pic d'accélération (PGA), du pic de vitesse (PGV), et

des réponses pseudo-spectrales à 1, 3, et 30 secondes ($PSA1$, $PSA3$, $PSA30$) (figure 1.4.7.d) dans leur zone épicentrale. Néanmoins, l'utilisation de la pente à 30 secondes d'arc comme variable pour évaluer la réponse de site s'est révélée peu convaincante par rapport à l'utilisation de vraies valeurs mesurées. Elle ne permet pas de réduire la variabilité de l'estimation de la réponse de site par des $GMPEs$ de manière satisfaisante contrairement aux $Vs30$ mesurés (Derras et al., 2014, Lemoine et al., 2012).

De récents travaux ont cherché à utiliser d'autres variables topographiques afin d'améliorer l'estimation du mouvement du sol en montagne. Maufroy et al. (2015, 2018) utilisent la courbure de la topographie (dérivée de la pente topographique) lissée selon une longueur caractéristique d'une fréquence pour estimer l'amplification de l'accélération du mouvement sismique à une fréquence considérée. Rai et al. (2017) emploient l'index topographique (TPI_r) pour regrouper les stations selon leur réponse de site. Il s'agit de la différence entre l'altitude d'un point de la topographie par rapport à la moyenne des altitudes calculée dans un rayon r autour de ce point. Ils montrent qu'un tel regroupement permet d'améliorer la précision des $GMPEs$ en régions montagneuses.

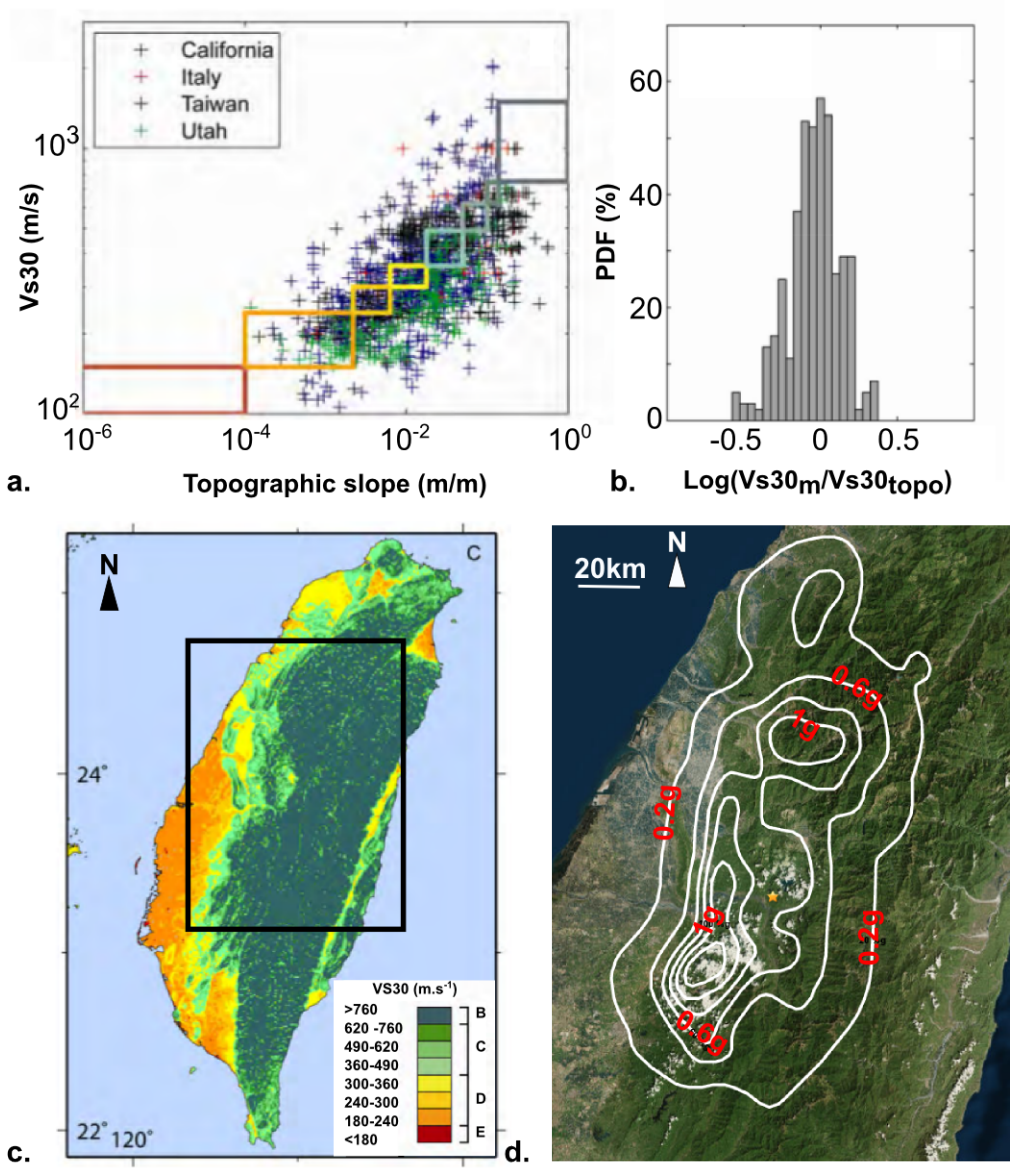

FIGURE 1.4.7 – Estimation du mouvement du sol pour le séisme de Chi-Chi (M_w 7.6, 1999, Taiwan) d'après Allen and Wald (2007). **a.** La pente topographique à 30 seconde d'arc un proxi du $Vs30$. Les polygones représentent les intervalles de pentes correspondant aux intervalles de $Vs30$. Leur couleurs corresponent à celles des groupes de $Vs30$ présentés sur la figure c. **b.** Erreur entre le $Vs30_m$ mesuré aux stations et le $Vs30_{topo}$ estimé à Taiwan. **c.** Carte des $Vs30_{topo}$ produite à partir du MNT GTOPO30 à Taiwan. **d.** Shakemap représentant les contours de PGA pour le séisme de Chi-Chi (United States Geological Survey, 2018a) dans la zone localisée par le cadre noir sur la figure c.

1.5 Les glissements de terrain co-sismiques : des indicateurs du mouvement sismique comme de la géologie régionale.

La quantité et les propriétés des glissements sismo-induits produits par un séisme dans une région donnée sont encore mal modélisées. Cependant, il est possible d'extraire des paramètres de premier ordre expliquant leur déclenchement à partir de l'analyse statistique de leur catalogue. En effet, de par leur grand nombre, et l'étendue spatiale qu'ils recouvrent, les glissements de terrain associés aux séismes représentent une population suffisamment importante et diversifiée pour permettre d'effectuer des analyses statistiques viables. L'analyse locale d'un glissement donné ne sera pas développée ici bien qu'elle apporte des informations complémentaires à l'analyse statistique des catalogues.

1.5.1 Inventaires des glissements de terrain sismo-induits

Le premier inventaire de glissements de terrain sismo-induits formalisé sous forme de rapport scientifique fut publié en 1784 par Sarconi à la suite du séisme de Calabria de 1783 en Italie (Bozzano et al., 2008, Keefer, 2002). Les premiers catalogues détaillés n'ont vu le jour qu'à partir des années 1960 avec l'utilisation des photographies aériennes. Les catalogues précédents n'étaient pas complets, ou ne permettaient pas de différencier les glissements induits par les séismes de ceux induits par les pluies. Selon Keefer (2002), le premier catalogue complet fut réalisé à la suite du séisme du Guatemala (M_w 7.5) en 1976 par Harp et al. (1981).

Le nombre d'inventaires à considérablement augmenté depuis l'utilisation d'images satellites (figure 1.5.1). Le principe consiste à comparer une image avant et après le séisme, afin de repérer les glissements. Les images sont géoréférencées puis, colorées en infrarouge fausses couleurs pour faciliter la mise en évidence des glissements. Sur la figure 1.5.2, les zones colorées en rouge sont couvertes par de la végétation et les zones grisées indiquent une absence de végétation. Les zones grisées apparaissant sur l'image à la suite du séisme n'étant pas présentes sur l'image avant le séisme, sont souvent associées à des glissements de terrain (1.5.2). L'objectif est de repérer ces zones et

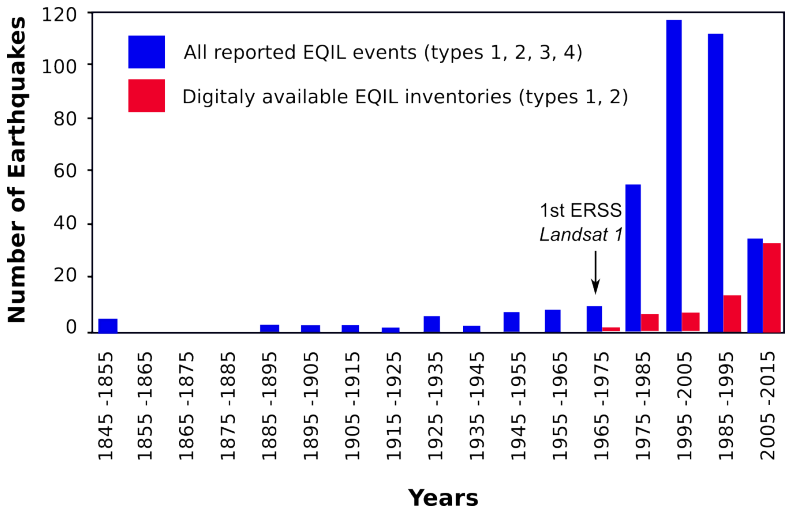

FIGURE 1.5.1 – Nombre d'inventaires de glissements de terrain co-sismiques reportés depuis 1845 d'après Tanyaş et al. (2017). En bleu inventaires reportés, en rouge inventaires reportés et digitalisés. La flèche noire indique le lancement du premier satellite Landsat permettant de capturer des images de la Terre depuis l'espace.

d'en produire le contour pour réaliser des cartes de glissements de terrain. Ceci peut être réalisé de manière automatique ou bien à la main. Une vérification manuelle est néanmoins nécessaire afin de limiter les erreurs, comme celle d'amalgation ou de fausses identifications (Marc et al., 2015). On notera également quelques limitations à cette méthode :

— Les petits glissements, *i.e.* dont la taille est inférieure à la résolution de l'image, ne sont pas reportés (Marc et al., 2015, Parker et al., 2017).

— Il n'est souvent pas possible de différencier, depuis l'image, la zone d'arrachement de la zone de dépôt d'un glissement.

— Les images obtenues ne permettent pas de dissocier les glissements co-sismiques associés au séisme principal de ceux produits par les répliques, puisqu'ayant tous eu lieu entre les deux dates d'aquisition d'images.

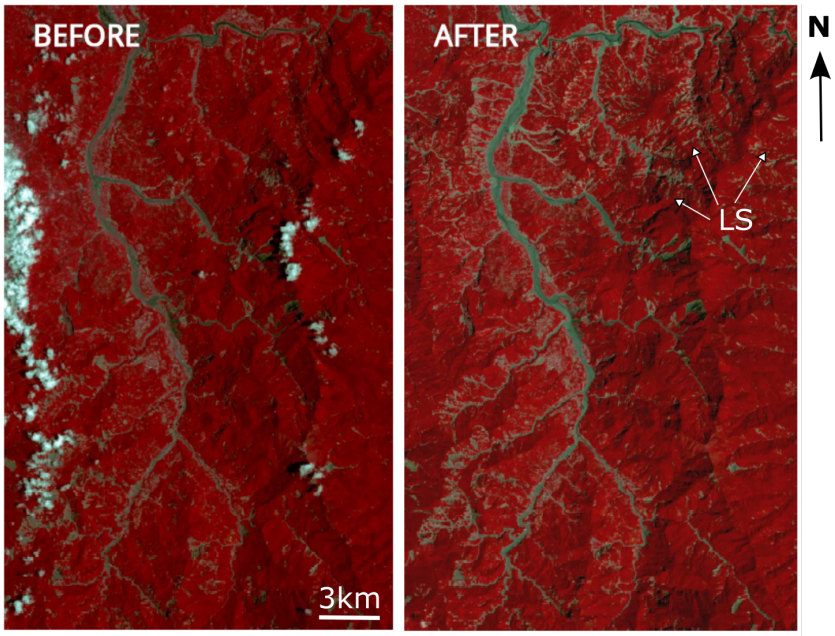

FIGURE 1.5.2 – Images satellite colorées en infrarouge fausses couleurs du Bassin de Chengyulan dans la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi 1999 (Taiwan) datant d'avant et d'après le séisme. Les zones colorées en rouges sont couvertes de végétation. Elles sont grisées en absence de végétation.

D'autres méthodes de cartographie des glissements se développent, comme celles de suivi de la variation de topographie à partir d'images haute résolution acquises par aéronefs (Zekkos et al., 2017). L'utilisation d'images radar (*SAR* Synthetic Aperture Radar) a également été testée, mais celle-ci ne permet d'imager que les grands glissements (Casagli et al., 2016).

Le coût, la rapidité et la qualité des données acquises sont variables suivant les méthodes employées et les conditions météorologiques d'acquisition des images (Guzzetti et al., 2012). Certains inventaires sont incomplets, d'autres représentent uniquement les glissements par des points plutôt que par leur contour. Enfin, beaucoup de catalogues présentent des erreurs de cartographie.

Depuis 2017, une plateforme libre d'accès a été mise en place permettant d'avoir accès à plus de 25 inventaires de glissements de terrain induits par des séismes [2] (Tanyaş

2. https ://www.sciencebase.gov/catalog/item/583f4114e4b04fc80e3c4a1a

et al., 2017).

1.5.2 Apports de l'analyse statistique des inventaires

Tous les séismes ne produisent pas de glissements de terrain co-sismiques en masse. Les études menées à partir des catalogues générés ces 40 dernières années ont permis de montrer que la densité, l'aire et le volume de pentes destabilisées croissent avec le moment sismique ou la magnitude du séisme (Keefer, 2002, Malamud et al., 2004, Marc et al., 2016, 2017, Miles and Keefer, 2009, Roback et al., 2017). Les glissements de terrain peuvent être induits par des séismes modérés (minimum M_w : 4-5) (figure 1.5.3), dès lors qu'un certain seuil d'accélération est dépassé (Meunier et al., 2007). Leur densité tend à décroître avec la distance à l'épicentre du fait de la diminution de l'énergie et du contenu hautes fréquences des ondes (Keefer, 2002, Meunier et al., 2007). Elle est notamment plus forte sur le compartiment chevauchant que sur le compartiment chevauché dans le cas de séismes produits dans un contexte géodynamique en compression (Meunier et al., 2007).

Statistiquement, on note que les glissements de terrain sismo-induits tendent à se situer plus haut sur les versants que les glissements induits par les pluies à l'échelle de la zone épicentrale (Densmore and Hovius, 2000, Meunier et al., 2008). Ce phénomène est attribué aux effets de site topographiques (Meunier et al., 2008), mais de nombreux auteurs soulèvent le fait que cette amplification peut être négligeable par rapport à l'effet de la géologie (voir section 1.4.3).

La forme de la zone d'arrachement (rapport d'aspect de la cicatrice) reste globalement constante quelle que soit l'intensité du séisme (Domej et al., 2017). Tandis que la longueur de l'écoulement du dépôt est fonction du taux de saturation de la topographie et de l'érodabilité des versants (Lucas et al., 2014, Mangeney, 2011, Roback et al., 2017).

Par ailleurs, il a été montré que les distributions spatiales du nombre et de la taille des glissements de terrain semblent corréler avec les propriétés mécaniques moyennes des pentes (Frattini and Crosta, 2013, Gallen et al., 2015, Santangelo et al., 2015). Les catalogues de glissements de terrain co-sismiques pourraient donc être utilisés pour

révéler les contrastes de résistances mécaniques au sein d'une même lithologie.

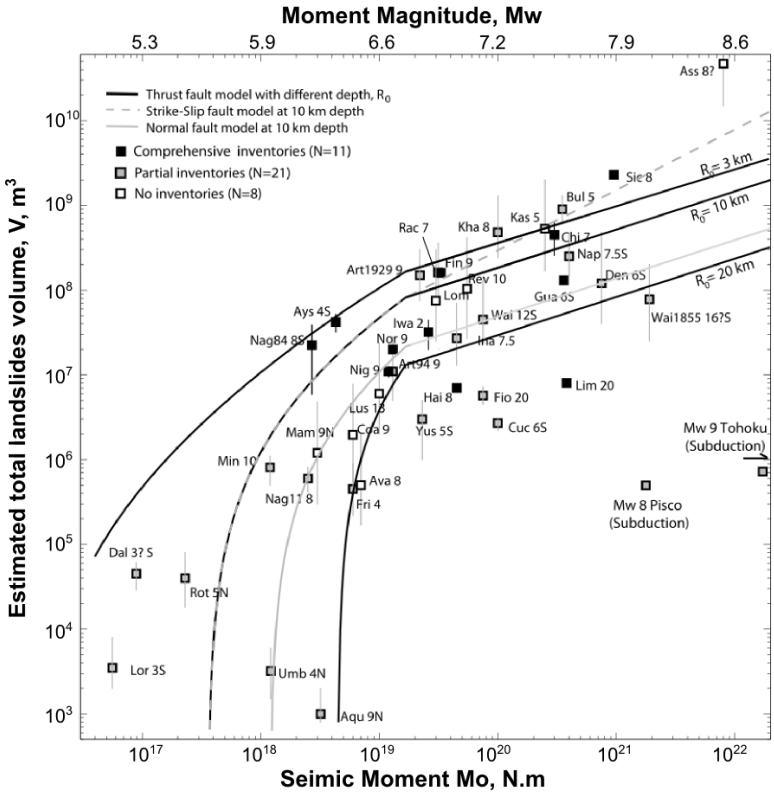

FIGURE 1.5.3 – Volume de glissements de terrain estimé en fonction de la magnitude et du moment pour 29 séismes d'après Marc et al. (2016). Le volume dans cette étude est estimé à partir de la relation donnée par Larsen et al. (2010)
.

1.5.3 Implications pour l'évaluation des aléas sismique et mouvement de terrain

Les catalogues de glissements de terrain de par leur étendue spatiale et temporelle peuvent apporter des informations clefs pour l'évaluation du risque mouvement de terrain, mais également pour l'évaluation du risque sismique.

Comme on l'a décrit dans la section précédente, la densité et l'emplacement des glissements sismo-induits attestent du mouvement sismique les ayant déclenchés. Jib-

son et al. (2004) concluent que le faible taux de glissements rocheux et chutes de blocs dans la zone épicentrale du séisme de Denali (M_w 7,9, 2002, USA Alaska) indique que le mouvement sismique contenait peu de fortes accélérations à hautes fréquences. La densité de glissement est plus forte où plus de hautes fréquences ont été générées (alternance entre accélération et décélération de la rupture). Contrairement à la zone de super-shear située à une soixantaine de kilomètre de l'épicentre, où peu de hautes fréquence ont été générées et où la densité de glissement est plus faible (Gorum et al., 2014, Mello et al., 2014). Le faible nombre de glissements de terrain associés au séisme de Gorkha (M_w 7.8, 2015, Népal) a traduit également un défaut d'énergie émise à hautes fréquences, défaut confirmé par les enregistrements sismiques (Kargel et al., 2016, Rajaure et al., 2017). Agatova and Nepop (2010) utilisent la cartographie de paléoglissements de terrain en Russian Altai pour documenter la sismicité régionale datant de l'holocène dasn une région où les période de retour des grands séismes est de 500 à 900 ans. Meunier et al. (2013) montrent qu'il est possible d'utiliser la répartition spatiale des glissements de terrain pour localiser les contours du glissement principal sur une faille donnée produits lors d'un séisme.

Deux données sont nécessaires pour quantifier l'aléa mouvement de terrain : 1. la quantité de matière déplacée, 2. la localisation des ruptures gravitaires. Les catalogues de glissements de terrain peuvent être utilisés pour valider et améliorer les modèles de prédiction, tout en vérifiant leur applicabilité à d'autres zones du globe (Keefer, 1984, Marc et al., 2017, Nowicki Jessee et al., 2018, Parker et al., 2017).

Le volume total de matériaux déstabilisés lors d'un séisme peut être prédit de manière assez satisfaisante à l'aide d'une loi d'échelle en fonction de la magnitude ou du moment d'un séisme (Marc et al., 2017, Parker et al., 2017) (figure 1.5.3). Les cartes de topographie, couvert végétal, lithologie, carte de pluie, sont disponibles sur la quasi-totalité de la surface du globe à des résolutions plus ou moins fines (10 m^2 à 1 km^2) selon les régions et l'information considérée (van Westen et al., 2008). Lorsqu'un séisme de magnitude $M_w X$ se produit en région montagneuse, des cartes d'estimation de l'amplitude du mouvement du sol (Shakemaps voir section 1,4,5) sont produites et

disponibles dans les quelques heures suivant le séisme. Toutes ces informations peuvent être rassemblées dans un modèle de prédiction de glissements de terrain, et compilées quasiment instantanément à la suite du séisme pour estimer les zones où de possibles déstabilisations se concentreraient (Grant et al., 2016, Nowicki Jessee et al., 2018, Vega and Hidalgo, 2016) (figure 1.5.4), voire celles où les déstabilisations risqueraient de se produire lors des répliques.

Les catalogues de glissements de terrain co-sismiques sont un outil utile à la prévention des risques post-sismiques. En effet, nombre important de glissements sont réactivés, ou déclenchés sur les pentes fragilisées, lors des secousses post-sismiques ou épisodes de pluies. Ces catalogues permettent de les repérer, mais également de prévoir où de potentiels barrages naturels de cours d'eau peuvent se former. Il est donc nécessaire d'obtenir le plus rapidement possible une estimation des zones affectées par les glissements de terrain suite à la secousse principale et de continuer le suivi des déstabilisations de versants dans la zone épicentrale pendant les mois voire les années qui suivent le séisme. (Huang and Fan, 2013, Marc et al., 2015, Wasowski et al., 2011).

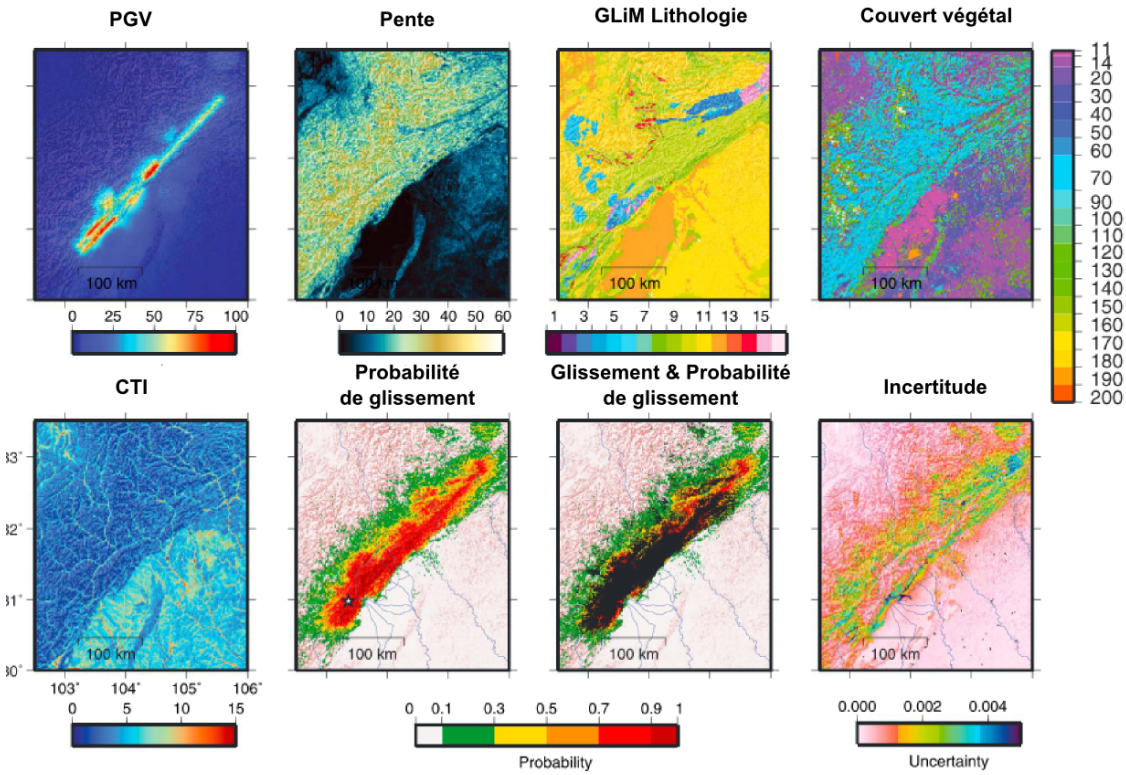

FIGURE 1.5.4 – Modèle de prédiction des glissements de terrain sismo-induits à la suite du séisme du Sichuan (MW 7,9 ,2008, Chine) d'après (Nowicki Jessee et al. (2018)). Après analyse de la régression de paramètres sismique, topographique, géologique, et de couvert végétal avec la quantité de glissements de terrain, les meilleurs paramètres sont sélectionnés pour être intégrés dans l'équation de prédiction du mouvement de terrain. CIT index topographique

1.6 Conclusion, approche et objectifs de la présente thèse

Les glissements de terrain sismo-induits sont un aléa majeur et jouent un rôle important dans les cycles d'érosion des versants des chaînes de montagne actives.

La stabilité d'un versant sous sollicitation sismique est régie par l'équilibre entre les forces motrices et résistantes agissant sur les pentes. Le calcul de ces forces nécessite généralement d'approcher par des méthodes indirectes les paramètres mécaniques des pentes et le mouvement sismique, en raison du manque de mesures directes. Or ces paramètres sont difficiles à estimer en régions montagneuses. Les propriétés mécaniques des matériaux sont très hétérogènes d'un bassin versant à un autre, du fait de l'histoire

géologique des terrains. La distribution de l'amplitude des secousses sismiques dans la zone épicentrale est complexe. Elle résulte localement de l'interaction des ondes sismiques avec la topographie et la géologie.

Deux approches sont classiquement utilisées pour appréhender ces paramètres. La première consiste à utiliser des informations reportées sur des cartes régionales, comme la géologie ou la topographie, auxquelles on attribue des valeurs généralisées à partir de mesures ponctuelles pour donner une estimation des paramètres sismiques et géologiques à une zone. La deuxième, est une approche très locale, combinant des mesures géophysiques et des modèles numériques pour mieux contraindre les forces agissant sur le versant lors des secousses.

L'approche utilisée dans la présente thèse se situe entre les deux démarches. Le concept est d'extraire des caractéristiques et des comportements locaux pouvant être généralisés à l'échelle des bassins versants d'une chaîne de montagne pour pallier le manque de données tout en tenant compte des contrastes géologiques et sismiques présents entre les bassins versants.

Dans un premier chapitre, on s'intérroge sur les caractéristiques du mouvement sismique le long des versants, sur leur constance d'un séisme à un autre et sur leur généralisation au sein de la zone épicentrale. Pour ce faire, on analyse la réponse sismique d'un relief à Taïwan, dont la géométrie est caractéristique des reliefs sur lesquelles se produisent des glissements de terrain. On cherche par cette démarche à documenter le mouvement de ce genre de versants pour une grande variété de séismes et à voire si les observations sont transposables à d'autres reliefs similaires.

Les glissements de terrain témoignent des zones où l'équilibre de la stabilité des pentes a été rompu. Ils portent donc l'information sur les conditions ayant abouti à la rupture de la pente. Les grands séismes déclenchent un nombre considérable de glissements de terrain, dont la répartition s'étend jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres autour de l'épicentre. Dans un deuxième chapitre, on effectue une analyse statistique de ces glissements pour extraire des informations communes aux zones où ils se sont produits. L'augmentation du nombre de catalogues de glissements de terrain sismo-induits géoréférencés et de bonne qualité, en parallèle à l'amélioration de la qualité des

modèles numériques de terrain, offre la possibilité d'explorer de manière statistique l'emplacement des glissements de terrain, dans le but d'identifier les indicateurs du mouvement sismique et/ou de contrastes géologiques à l'échelle des bassins versants d'une zone épicentrale. Dans un dernier chapitre, on propose d'utiliser la distribution des pentes couvertes par des glissements de terrain pour imager les constrastes de résistance au cisaillement des versants des zones épicentrales. On inverse ces propriétés à l'aide d'un modèle simple d'équilibre des pentes. Les contrastes identifiés sont mis en relation, entre autres, avec la lithologie et la nature des sols, afin de discuter de la capacité de ce modèle à traduire les hétérogénéités mécaniques des terrains des bassins versants de chaînes de montagnes actives.

Chapitre 2

Réponse sismique d'un relief taïwanais

2.1 Introduction

Ce chapitre est consacré à la compréhension du mouvement sismique enregistré le long d'une colline en fonction des paramètres des séismes. Il présente la base de données sismiques obtenues lors de la campagne de mesures réalisée entre mars 2015 et juin 2016 le long d'une colline située à Wanrong à une quarantaine de kilomètres au sud de Hualien à Taïwan.

Une étude du bruit sismique est réalisée au préalable afin de caractériser chaque site sur lequel sont posés les sismomètres. Elle permet notamment de rendre compte de la fréquence de résonance et de la polarisation du mouvement aux sites étudiés.

Nous analysons la variation du mouvement le long du profil de la colline entre les séismes et les stations à partir de la comparaison entre les enregistrements sismiques. Nous montrons ainsi que la station située au sommet de la colline n'enregistre pas un mouvement plus fort que les autres stations situées le long des pentes de la topographie. Néanmoins celle-ci présente les plus forts taux d'amplification autour de 1 Hz, fréquence proche de la fréquence théorique de résonance de la topographie. Contrairement à certaines études numériques ou de terrain, nous ne mettons pas en évidence un effet systématique de l'azimut de la source par rapport à l'orientation du relief. Ceci laisse à penser que l'effet de l'azimut de la source est négligeable par rapport aux effets plus locaux présents sur le relief.

Une brève description du contexte géologique et géodynamique de la région de la

zone d'étude est donnée. La mise en place des appareils du réseau et les étapes du traitement des données acquises sont détaillées. Ensuite, les méthodes de traitement du bruit sismique, *i.e.* le HVSR et l'analyse de polarité, sont présentées. La section suivante décrit les étapes d'extraction et de traitement des signaux des séismes ainsi que la structure de la base de données les contenant. Enfin, les résultats de cette étude sont présentés sous forme d'article.

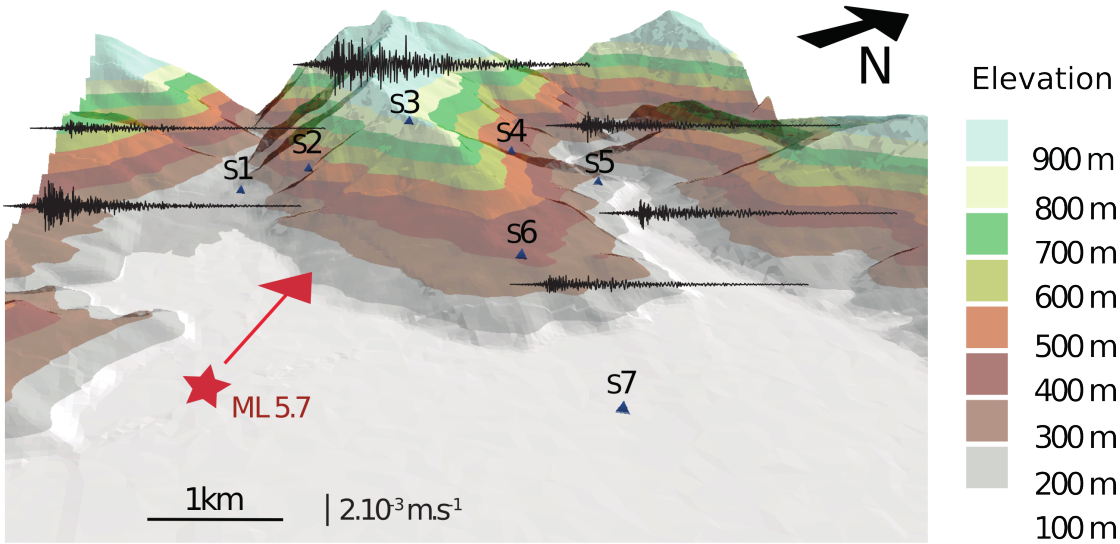

FIGURE 2.1.1 – Enregistrement le long du profil du séisme de magnitude Ml 5.7 du 13 août 2015.

2.2 Contexte géologique et sismo-tectonique régional

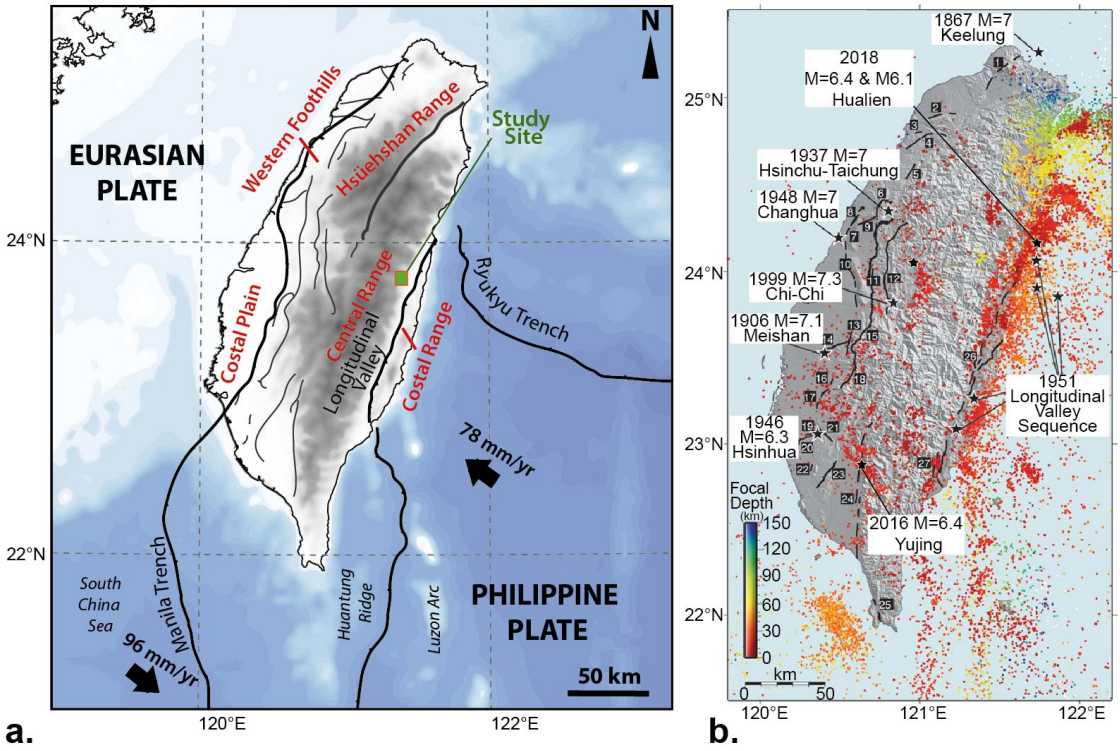

FIGURE 2.2.1 – Contexte géodynamique et sismique de Taïwan. a. Contexte géodynamique (modifié de Smoczyk et al. (2013)). b. Sismicité et failles actives (modifié de Chang et al. (2016)). Les failles actives sont numérotées de 1 à 27. Les épicentres des séismes majeurs sont représentés par les étoiles noires. M. Magnitude de moment.

Taïwan est une île formée par un orogène actif. Les taux d'érosion mesurés sont parmi les plus importants du globe, ils s'élèvent environ de 4 à 6 mm par an (Willett et al., 2003). Ces taux s'expliquent notamment par le fait que l'activité sismique y est forte, il y a en moyenne 7 séismes de magnitude de moment (Mw) supérieure à 5 par an (United States Geological Survey, 2018b), et que l'île est traversée d'est en ouest par plusieurs typhons chaque année (Chen et al., 2007).

Taïwan est située entre deux zones de subduction (figure 2.2.1.a) :

— La zone subduction de Ryukyu, à l'est : la plaque Philippine subducte sous la plaque Eurasienne.

— La zone de subduction de Manille, au sud de l'île et d'azimut nord-sud : la plaque Philippine surplombe la plaque de la mer de Chine.

Au niveau de l'île elle-même, la plaque Philippine converge vers la plaque Eurasienne à une vitesse d'environ 8 cm par an avec un azimut de ~N306°E par rapport à l'arc de Luzon (Smoczyk et al. (2013). Cette convergence permet la formation de l'orogène Taïwanaise, qui présente de grandes structures de chevauchement (plis, failles) orientées majoritairement nord-nord-est.

L'île peut être divisée en trois unités géologiques principales (Malavieille et al., 2002) :

— Le bassin d'avant pays : Il est constitué majoritairement de sédiments quaternaires et tertiaires. On y distingue la plaine côtière et le piedmont appelé "Western foothill", zone dans laquelle se situent les glissements induits par le séisme de Chi-Chi en 1999.
— La chaîne de Hsüehshan et la chaîne centrale : Elles présentent un gradient métamorphique d'ouest en est. Elles sont principalement formées d'argilites, grès et calcaires faiblement à moyennement métamorphisés. C'est dans cette unité que les roches les plus anciennes affleurent et que l'on trouve les plus hauts sommets.
— La chaîne côtière issue de l'accrétion de matériel récent de l'arc de Luzon : Elle est séparée de la chaîne centrale par la vallée longitudinale. Elle n'est présente que dans la portion sud-est de l'île.

Le relief équipé du réseau se situe dans la chaîne centrale en bordure de la vallée longitudinale. Cette vallée est interprétée comme une zone de suture entre la marge continentale du sud de la Chine et l'Arc de Luzon (figure 2.2.1) (Thomas, 2013) .

Le mouvement de la plaque Philippine est à l'origine de séismes parmi les plus destructeurs du siècle dernier : Mw 6.9 Kobe 1995 (Japon), Mw 7.6 Chi-Chi 1999 (Taïwan), Mw 7.6 Luzon 1990 (Philippines)(figure 2.2.1.b). Á Taïwan, la majorité des séismes de magnitude supérieure à Mw=4 provient de la zone de subduction de

Ryukyu. D'autres zones avec un fort taux de sismicité sont identifiées et reliées à des structures géologiques présentes sur l'île, comme au système de failles décrochantes présentes au nord de la chaîne de Hsüehshan, ou encore au réseau de failles chevauchantes de l'avant pays.

2.3 Installation du réseau sismique

Le réseau fut déployé en mars 2015 sur un relief situé à Wanrong dans le comté de Hualien à Taïwan(figure 2.2.1.a). Le relief étudié est principalement constitué de schistes (micaschiste et quartz-schiste) et d'une inclusion de serpentine sur l'extrémité du flanc nord-est du relief (figure 2.3.1).

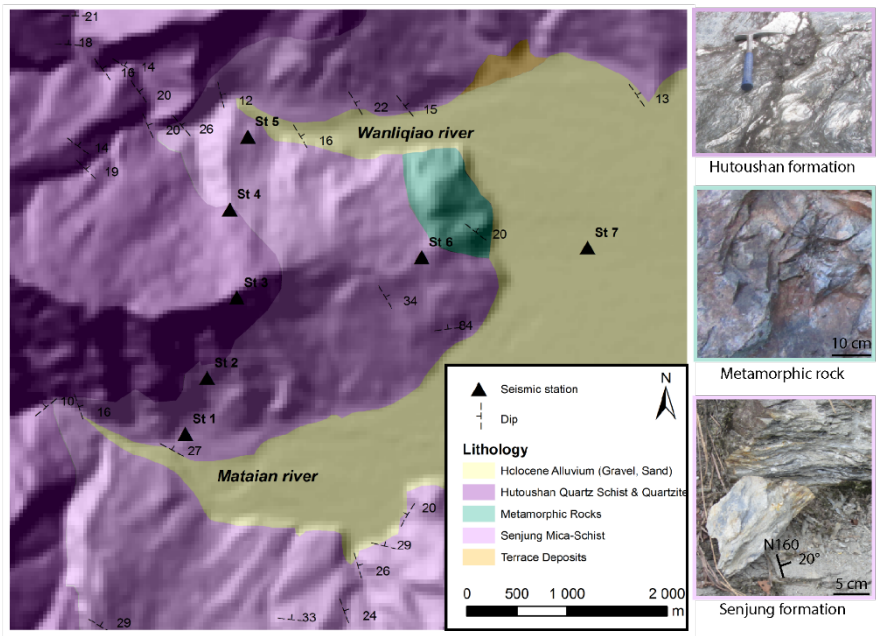

FIGURE 2.3.1 – Géologie du relief étudié. Les stations sismiques sont représentées par des triangles noirs.

La mise en place du réseau était motivée initialement par l'étude des changements de vitesses sismiques au sein de la topographie, dans le but d'imager la variation du niveau de la nappe phréatique dans la topographie.

Le réseau est composé de 7 stations sismiques, dont 5 sont installées le long d'un profil transverse au relief, 2 sont situées le long de la crête et 1 est installée dans le bassin sédimentaire. Les stations sont équipées de sismomètres large bande (Trilium compact 120s aux stations 1 à 6 et Guralp CMG-6TD à la station 7) et d'un numériseur (DATA-cube[3] développés par le GFZ [1]), tous deux alimentés par 2 batteries. Les signaux ont été échantillonnés à 100Hz. Les sismomètres étaient installés à environ 1 m de profondeur, posés sur une dalle en béton coulée au fond d'un bac plastique de 50 litres (figure 2.3.2). Les batteries étaient changées et les données transférées environ tous les deux mois par une équipe de la National Taïwanese University (NTU). Arnaud Burtin a reçu les données en "File Transfert Protocol" (FTP). Il a converti les signaux en format SAC et les a découpés en tranches de signaux d'une heure.

Nous avons récupéré les données de la station EGFH, du réseau sismique national géré par le Central Weather Bureau (CWB), située environ à 5 km au sud du relief. Le sismomètre de cette station est installé dans un puits à 160m de profondeur. Sur la hauteur du puits se trouvent des couches de dépôts sédimentaires provenant de la chaîne centrale (commentaires personnels de Tz-Shin Lai travaillant au CWB).

1. http ://www.omnirecs.de/

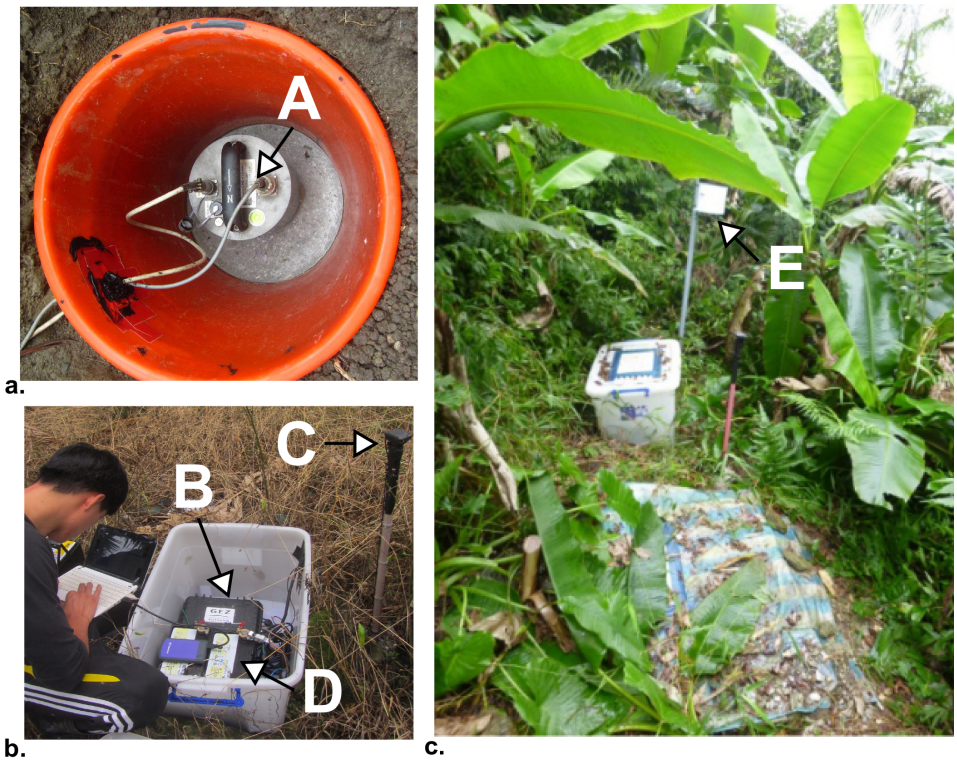

FIGURE 2.3.2 – Exemple d'installation d'une station. a. Sismomètre installé au fond d'un bac en plastique à 1 m de profondeur. b. Transfert des données et changement des batteries alimentant les appareils de mesure. c. Vue d'ensemble d'une station : exemple de la station St3. A. sismomètre, B. numériseur et D. batterie installés dans une boite hermétique, C. GPS (Global Positioning System), E. pluviomètre.

La figure 2.3.3 montre les périodes pendant lesquelles les données ont été enregistrées et sont disponibles pour chacune des stations. Durant la période de l'expérience, des pannes de batterie ont eu lieu à plusieurs stations et la station 4 a cessé de fonctionner suite au passage de sangliers sur la station. La station du réseau CWB est peu stable selon les gestionnaires du réseau, d'où le manque de données.

FIGURE 2.3.3 – Données disponibles par station sur la durée durant laquelle le réseau était en place. D : données disponibles, ND : données non disponibles

2.4 Méthode

2.4.1 Origine du bruit de fond

C'est au cours du 19ème siècle que les première observations du bruit sismique ont eu lieu. Bertelli, en 1872, remarqua que le pendule qu'il avait installé était toujours en mouvement (Bertelli, 1872). Il mis en relation ces mouvements avec des perturbation atmosphériques. Plus tard avant les années 50, une partie du bruit fut attribuée aux ondes océaniques et aux moussons. Puis dans les années 1950 à 1970, grâce au développement du matériel sismologique, la communauté scientifique se concentra sur la compréhension de son origine. C'est dans ces années que ce sont développées les méthodes d'étude du bruit en réseau. Elles ont notamment permis d'imager les profils de vitesse des ondes cisaillantes du sous sol (*e.g* Aki, 1957, Capon et al., 1967). Depuis les années 1970, de nouvelles techniques d'étude du bruit ont émergé, le nombre de publications concernant le bruit a augmenté et la compréhension de l'origine du bruit (anthropique, océanique, atmosphérique, sismique) et de sa nature s'est améliorée. Aujourd'hui bon nombre de ces publications traitent de l'utilisation du bruit pour

comprendre la nature de la subsurface (*e.g.* Asten, 1984, Burjanek et al., 2014).

La source du bruit est toute source de vibration du sol autre que les séismes. La figure 2.4.1 schématise l'origine du bruit (*i.e.* les sources) en fonction des gammes de fréquences.

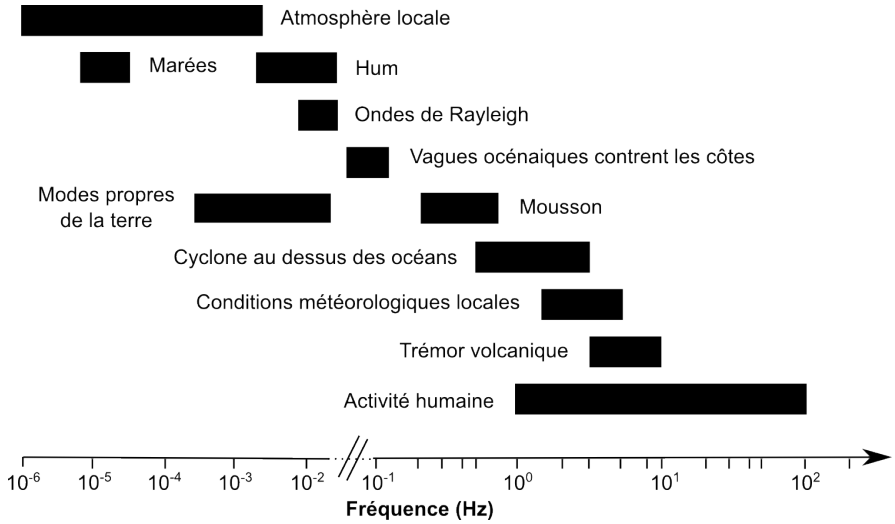

FIGURE 2.4.1 – Source du bruit sismique en fonction des bandes de fréquence d'après Asten (1984), Deen et al. (2018), Widmer-Schnidrig (2003)

2.4.1.1 HVSR

Le rapport H/V est une méthode de calcul répandue pour étudier les effets de site. C'est une méthode ayant un faible coût et rapide a exécuter. Il suffit d'utiliser une station d'acquisition avec un capteur trois composantes. Selon le rapport SESAME (Bard et al., 2004) au minimum seules quelques minutes à dizaines de minutes d'acquisition sont nécessaires pour extraire la réponse d'un site si les bonnes conditions sont réunies (absence de bruit anthropiques, couplage de l'instrument avec substrat, conditions météorologiques relativement stables, *etc.*).

Le rapport H/V est calculé de la manière suivante :

1. N fenêtres de temps de longueur lw de bruit respectant les bonnes conditions sont sélectionnées simultanément sur les 3 composantes, avec $N > 100$.

2. Les spectres de Fourier sont calculés sur ces $3*N$ fenêtres par FFT (Fast Fourier Transfrom).
3. Les spectres en amplitude (Horizontaux : S_N et S_E, vertical : S_Z) des $3*N$ fenêtres sont lissés suivant la technique de Konno and Ohmachi (1998) avec un paramètre de lissage b=40 voir figure 2.4.9.
4. Les moyennes quadratiques des $2*N$ spectres horizontaux sont calculées :

   $S_H(i) = \sqrt{\frac{S_N(i)^2+S_E(i)^2}{2}}$

5. Pour chaque fenêtre i le rapport H/V est calculé :

   $H/V(i) = \frac{S_H(i)}{S_V(i)}$

6. La moyenne et l'écart type des H/V sont calculés. La réponse du site est interprétée à l'aide des courbes de la moyenne et de l'écart type tracés en fonction des fréquences.

Selon le rapport SESAME le H/V est interprétable si les conditions de validité du rapport H/V et d'interprétabilité des pics du H/V décrites dans la figure 2.4.2 sont vérifiées.

Criteria for a reliable H/V curve

i) $f_0 > 10 / l_w$

and

ii) $n_c(f_0) > 200$

and

iii) $\sigma_A(f)<2$ for $0.5f_0<f<2f_0$ if $f0>0.5$Hz

or $\sigma_A(f)<3$ for $0.5f_0<f<2f_0$ if $f0<0.5$Hz

Criteria for a clear H/V peak

(at least 5 out of 6 criteria fulfilled)

i) $\exists f^- \in [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0/2$

ii) $\exists f^+ \in [f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0/2$

iii) $A_0 > 2$

iv) $f_{peak}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$

v) $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$

vi) $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$

- l_w = window length
- n_w = number of windows selected for the average H/V curve
- $n_c = l_w \cdot n_w \cdot f_0$ = number of significant cycles
- f = current frequency
- f_{sensor} = sensor cut-off frequency
- f_0 = H/V peak frequency
- σ_f = standard deviation of H/V peak frequency ($f_0 \pm \sigma_f$)
- $\varepsilon(f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$
- A_0 = H/V peak amplitude at frequency f_0
- $A_{H/V}(f)$ = H/V curve amplitude at frequency f
- f^- = frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$
- f^+ = frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$
- $\sigma_A(f)$ = "standard deviation" of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided
- $\sigma_{logH/V}(f)$ = standard deviation of the $\log A_{H/V}(f)$ curve, $\sigma_{logH/V}(f)$ is an absolute value which should be added to or subtracted from the mean $\log A_{H/V}(f)$ curve
- $\theta(f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$
- $V_{s,av}$ = average S-wave velocity of the total deposits
- $V_{s,surf}$ = S-wave velocity of the surface layer
- h = depth to bedrock
- h_{min} = lower-bound estimate of h

Threshold Values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$

Frequency range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.20 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log\theta(f_0)$ for $\sigma_{logH/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

FIGURE 2.4.2 – Conditions d'interprétabilité et de validité des pics de H/V d'après Bard et al. (2004)

L'origine des pics de H/V peut être multiple. Le bruit sismique enregistré est composé de différents types d'ondes : des ondes de surface (Rayleigh et Love) et des ondes de volume. Les caractéristiques de ces ondes (ellipticité, phase de Airy, résonance, *etc.*) peuvent expliquer la disproportion de l'amplitude des composantes horizontales par rapport à celle de la composante verticale, mise en évidence par le H/V.

Par exemple, les ondes de Rayleigh ont un mouvement particulaire elliptique défini selon la verticale et la direction de propagation de l'onde. L'ellipticité de ces ondes change en fonction de la fréquence à la surface d'un milieux stratifié. Selon les fréquences, le mouvement particulaire de ces ondes sera prograde ou rétrograde (figure 2.4.3). A l'interface entre deux milieux de vitesses fortement différentes (*i.e.* forts contrastes d'impédance), il a été montré par modélisation numérique, que les ondes

de Rayleigh changent de polarité proche de la fréquence de résonance de la couche supérieure, et qu'à cette fréquence l'onde s'horizontalise (figure 2.4.3).

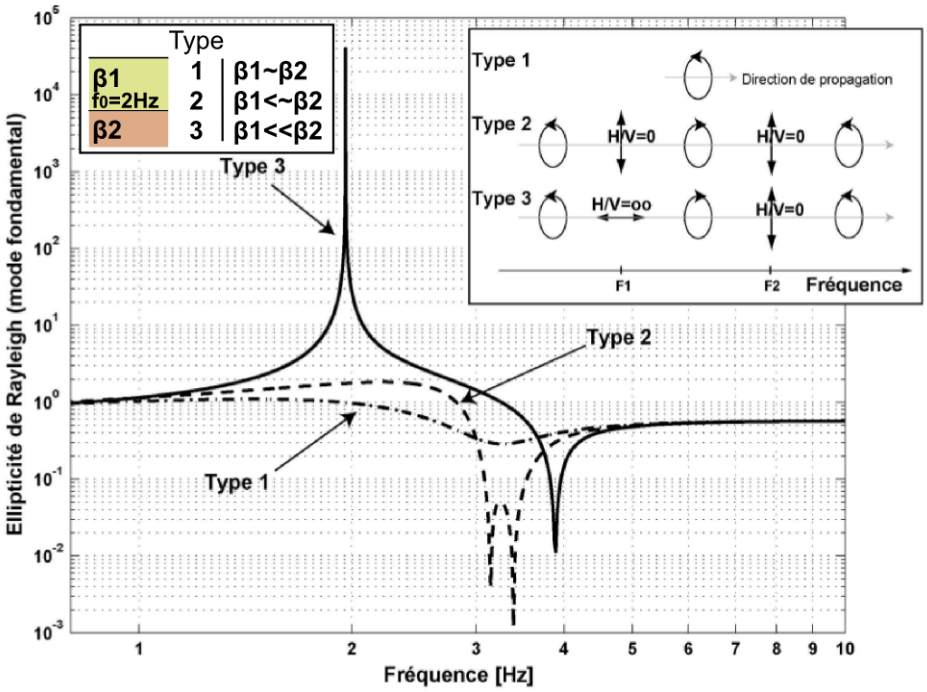

FIGURE 2.4.3 – Polarisation des ondes de Rayleigh dans un modèle bicouche de vitesse $\beta 1$ et $\beta 2$ d'après Bonnefoy-Claudet (2004). La hauteur H de sédiment $H = \frac{\beta_1}{4}$ est égale au quart de la longueur d'onde de la couche 1 (Kramer, 1996). Le type 3 présente un fort contraste d'impédance. A 2 Hz fréquence de résonance de la couche 1 l'onde est polarisée horizontalement et le H/V tend vers l'infini.

2.4.1.2 Polarisation du bruit

Le bruit peut être polarisé, c'est à dire que le mouvement particulaire présente une certaine linéarité (figure 2.4.5). Il est directif lorsque le mouvement des particules se concentre dans une direction préférentielle.

Le bruit peut être polarisé et directif ou non du fait de la nature de l'onde (Rayleigh par exemple), de la source du bruit, et/ou à cause de la structure du sous-sol (contraste d'impédance, fractures, *etc.*).

Dans l'hypothèse où le signal est stationnaire, le contenu fréquentiel de l'onde ne

varie pas avec le temps. Cette hypothèse est satisfaisante dans le cas où l'on s'intéresse au spectre final d'une onde enregistrée pendant un temps donné. La polarisation de l'onde varie en fonction du temps mais aussi en fonction de la fréquence, d'où l'intérêt de garder ces deux informations. L'analyse de la polarisation en temps-fréquence proposée par Vidale (1986) et exploitée par Burjánek et al. (2012) permet d'extraire en fonction du temps et de la fréquence les paramètres de polarisation : l'azimut, le plongement et l'ellipticité de l'onde, grâce à l'utilisation de filtres définis à partir de transformées en ondelettes continues (CWT).

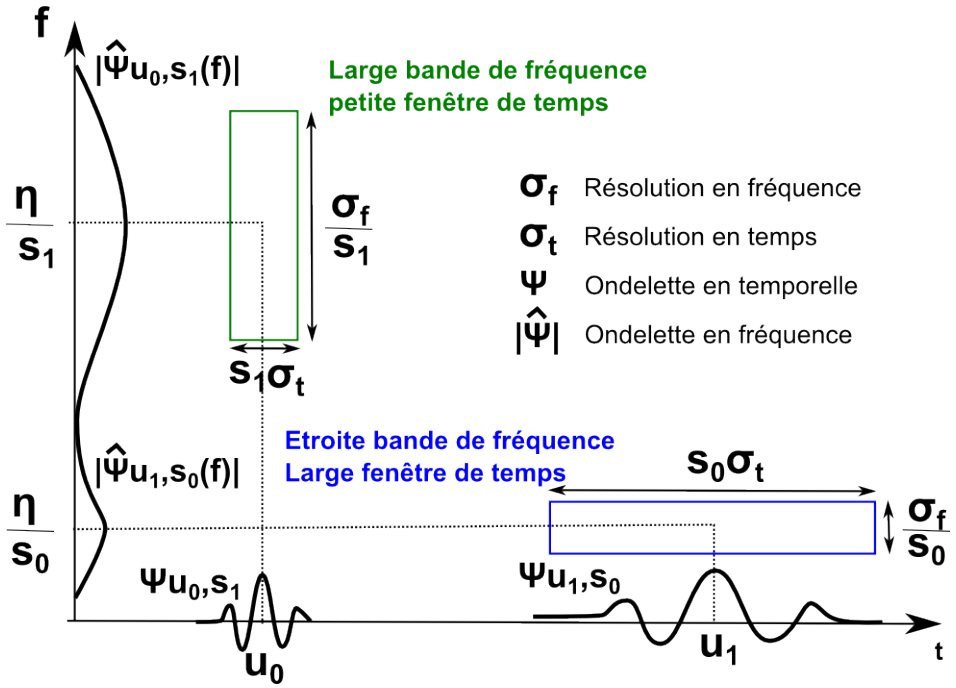

FIGURE 2.4.4 – Schématisation d'ondelette ψ. Les ondelettes permettent d'adapter la taille du filtre passe bande à la fois en temps et en fréquence à l'aide des paramètres de translation u et de forme s, d'après Mallat (1999). Dans cette exemple l'ondelette mère est une ondelette de Ricker couramment appelée "Mexican hat wavelet" du fait de sa forme.

Cette méthode permet d'adapter la fenêtre temporelle à la fréquence d'intérêt (figure 2.4.4). Pour une portion de signal $X_i(t)$ de composante i la CWT est définie au temps t selon la formule :

$$W_i(t,s) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(u)\psi^*_{s,u}(t)dt \tag{2.4.1}$$

ψ est une ondelette de la famille des ondelettes construite par dilatation-translation à partir d'une ondelette mère ("mother wavelet") Ψ. Elle est définie telle que :

$$\forall t \in \Re, \psi^*(s,u)(t) = \frac{1}{\sqrt{|s|}}\Psi(\frac{t-u}{s}) \tag{2.4.2}$$

où u est le facteur de translation. Autrement dit, il correspond à la taille de la fenêtre temporelle. $*$ désigne le complexe conjugué. s est le facteur d'échelle (facteur de dilatation). Plus s est petit, plus on regarde les hautes fréquences, et au contraire, plus s est grand plus on gagne en résolution dans les basses fréquences (figure 2.4.4). L'ondelette mère donne la forme de l'onde.

Les paramètres de polarisation sont calculés à partir des valeurs propres de la matrice de cohérence (Vidale, 1986). Pour chaque temps t, la matrice de cohérence $C(u,s)$ est définie comme :

$$C(t,s) = \begin{pmatrix} W_N^* W_N & W_E^* W_N & W_Z^* W_N \\ W_E^* W_N & W_E^* W_E & W_Z^* W_E \\ W_N^* W_Z & W_E^* W_Z & W_Z^* W_Z \end{pmatrix}$$

où $W_N = W_N(t,s)$ est le spectre de l'ondelette continue définie par l'équation 2.4.2. Les valeurs propres et les vecteurs propres de cette matrice sont calculés. Le vecteur propre $X = (x_N, x_E, x_Z)$ associé à la plus grande valeur propre est dirigé dans la direction du maximum de polarisation. Comme la phase du vecteur propre est initialement arbitraire, celui-ci est d'abord normalisé puis et on effectue sa rotation dans le plan complexe de manière à définir la phase $\alpha_0 \in [0;\pi]$ qui maximise X_0 la longueur de la partie réelle de X.

La longueur de la partie réelle X_0 de X est égale à :

$$X_0 = \sqrt{\sum_{k=N,E,Z} \Re(x_k \cos\alpha_0 + i x_k \sin\alpha_0)^2} \tag{2.4.3}$$

Les paramètres de polarisation au temps t sont ensuite calculés :
L'ellipticité ϵ définie théoriquement comme rapport entre le petit axe et le grand axe

l'ellipse (figure 2.4.5) est obtenue à partir de X_0 :

$$\epsilon = \frac{\sqrt{1 - X_0^2}}{X_0} \tag{2.4.4}$$

L'azimut du maximum de polarisation ϕ est :

$$\phi = \frac{\pi}{2} - \tan^{-1} \frac{\Re(x_E)}{\Re(x_N)} \tag{2.4.5}$$

Le plongement δ du maximum de polarisation par rapport à l'horizontale est :

$$\delta = \tan^{-1} \frac{\Re(x_Z)}{\sqrt{[\Re(x_N)]^2 + [\Re(x_E)]^2}} \tag{2.4.6}$$

Une fois le signal décomposé en temps et en fréquence, il est possible de calculer la distribution des paramètres de polarisation à une fréquence donnée. La figure 2.4.5 représente les distributions normalisées en fonction de la fréquence de l'azimut (diagramme polaire) et de l'ellipticité. Dans cet exemple, on voit que le terrain sous la station $WILA$, située au sommet d'un relief, est très polarisé entre 3 et 5 Hz (chute de ϵ) et a une forte directivité sur cette même bande de fréquences dans la direction N130°.

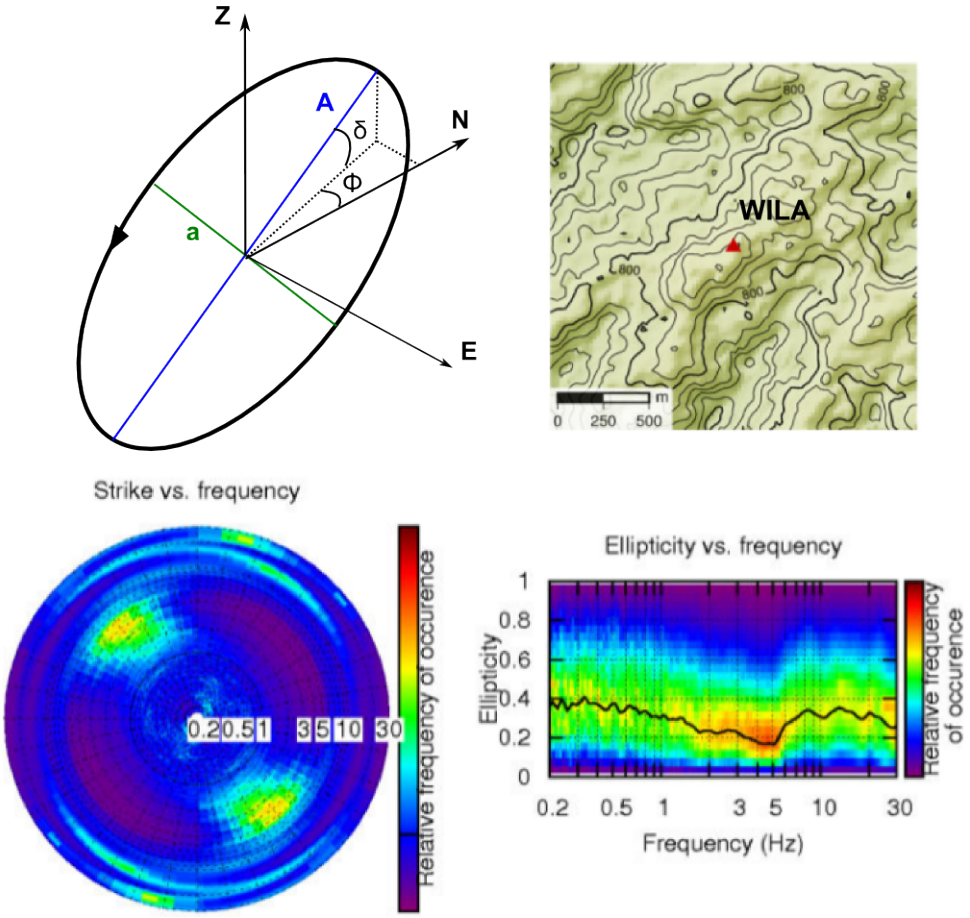

FIGURE 2.4.5 – Analyse de la polarisation du bruit, d'après Burjanek et al. (2014). Sur un temps donné, l'ellipse formée par le mouvement particulaire peut être décrite par son ellipticité ($\frac{a}{A}$), son azimut ϕ, et son plongement δ. Un signal polarisé aura une ellipticité $\epsilon = 0$ tandis qu'un signal non polarisé (*i.e.* les particules ont un mouvement sphérique) aura une ellipticité $\epsilon = 1$. Le diagramme polaire représente la distribution d'azimuts à la station $WILA$ localisée sur la carte. La distribution de l'ellipticité est tracée en fonction de la fréquence. Plus un des paramètres est représenté plus sa couleur sera marquée en rouge.

2.4.2 Construction de la base de données sismiques

EQ GROUP: ('yy_Jday_h_mm')

Attributes (f[EQ].attrs['...'])

'Year' : year of the Eq
'JJUl' : julian day of the Eq
'Hour' : hour of the Eq
'Ml' : Local magnitude given from the CWB database
'Long' : Longitude
'Lat' : Latitude

GROUP STATION (f[EQ]['St...'])

Attributes (f[EQ].attrs['...'])

'Rdist' : Radial distance to the epicenter
'Az : Azimuth of the Eq-St
'BAz' : Back-azimuth of the Eq-St
"Secondp' : Theorical time arrival of the P waves (Iasp +local v-model)
"Secondp' : Theorical time arrival of the S waves (Iasp +local v-model)

STATION DATASET (f[EQ]['sta']['..._C')
C : component [N:'North', 'E': East','Z':Vertical, 'R':Radial, 'T': Transverse]
** : equal for all the component*

'Start_time" : Beggining of the study windows around the signal*
'Start_time" : End of the study windows around the signal*
'SecondS : Picked S-time arrival *
'SecondP' : Picked P-time arrival *
'IN' : Selected noise time interval (cf Perrron et al, 2017) *
'IN1' -'IN2' - 'IN3' : Other noise time interval (cf Perrron et al, 2017) *
'IS : S-wave time interval (cf Perrron et al, 2017) *
'IP' : P-wave time interval (cf Perrron et al, 2017) *
'Iall' : Signal time interval (cf Perrron et al, 2017) *
'IC' : Coda time interval (cf Perrron et al, 2017) *
'Satured_C' : Saturation of the signal
'Notched_C' : Gap in the signal
'SNR_C' : Signal to noise ratio on component C
'SNR_freq_C' : Signal to noise ratio on the frequency band [0.25-10] Hz
'valid_C' : Automatic validation of the signal based on Notched saturation and SNR
'validM_C' : Automatic validation of the signal
'PGA_C' : Peak ground acceleration on component C
'PGV_C' : Peak ground velocity on component C
'Arias_C' : Arias on component C

FIGURE 2.4.6 – Organisation de la base de données.

La base de donnée finale est enregistrée en format HDF5 (Hierarchical Data Format). Ce format permet de sauvegarder de manière structurée une grande quantité de

données, et est adapté à l'écriture et à l'accès des données lors de travaux réalisés en parallèle sur plusieurs serveurs. Dans cette base de données, chaque séisme est considéré comme un objet auquel est attribué des attributs et des sous objets : les stations, qui elles-mêmes ont des attributs et des bases de données (figure 2.4.6). L'accès aux données ainsi structurées est très facile et rapide d'utilisation.
La figure 2.4.10 résume le cheminement des étapes pour la construction de la base de données. Les étapes sont détaillées ci-dessous.

1. **Pointage théorique de l'arrivée des ondes P et S**

   Les temps d'arrivée théoriques des séismes référencés dans le catalogue publié par le Central Weather Bureau aux stations ont été calculés à l'aide d'un modèle de vitesse combinant un modèle de vitesses locales Chi et al. (2001) de 0 à 80 km de profondeur avec le modèle global IASP91 pour les plus grandes profondeurs (>80 km)(figure 2.4.7).

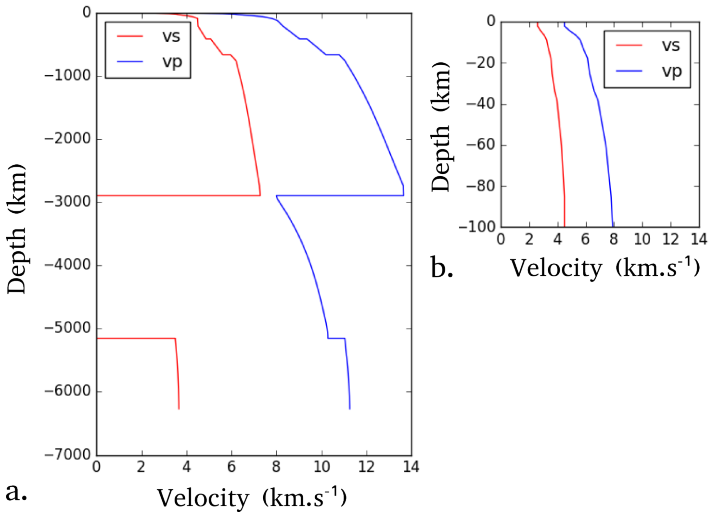

FIGURE 2.4.7 – Profils de vitesses utilisés pour calculer les temps d'arrivée théoriques. Il s'agit d'une combinaison du modèle de Chi et al. (2001) jusqu'à 80 km de profondeur donnant une vitesse tous les 2 km, et du modèle global IASP91 pour les profondeurs supérieures à 80 km avec une résolution de 20 km.

2. **Correction du signal**

   Le signal enregistré pendant 1 h autour du séisme est sélectionné. Sa moyenne et

sa tendance sont retirées. Puis, le signal est corrigé de la réponse instrumentale en vitesse.

3. **Pointage des ondes P et S**

   La partie du signal corrigé sélectionnée pour le pointage dure 10 minutes, et commence 1 min avant le temps d'arrivée théorique de l'onde P. Le pointage est effectué à l'aide de l'algorithme de Baillard et al. (2014). Le changement entre un comportement gaussien (comme le bruit) et un comportement non-gaussien (comme la phase d'une onde sismique) dans le signal se traduit par une augmentation du kurtosis de celui-ci. C'est au tout début de cette augmentation que l'on observe un changement de phase dans le signal. Le principe de l'algorithme de Baillard et al. (2014) est d'isoler de manière la plus précise possible cette augmentation.

   La figure 2.4.8 présente un exemple de pointé des ondes P et S pour un séisme de magnitude Ml 5.5 et distant de 120 km de la station 3. Le kurtosis cumulé CF est calculé sur une fenêtre glissante de période $T = 5s$. Les fonctions $F2$ à $F4$ sont un ensemble de fonctions permettant d'isoler le temps d'arrivée des phases dont le détail est donné dans (Baillard et al., 2014) et rappelé ci-dessous.

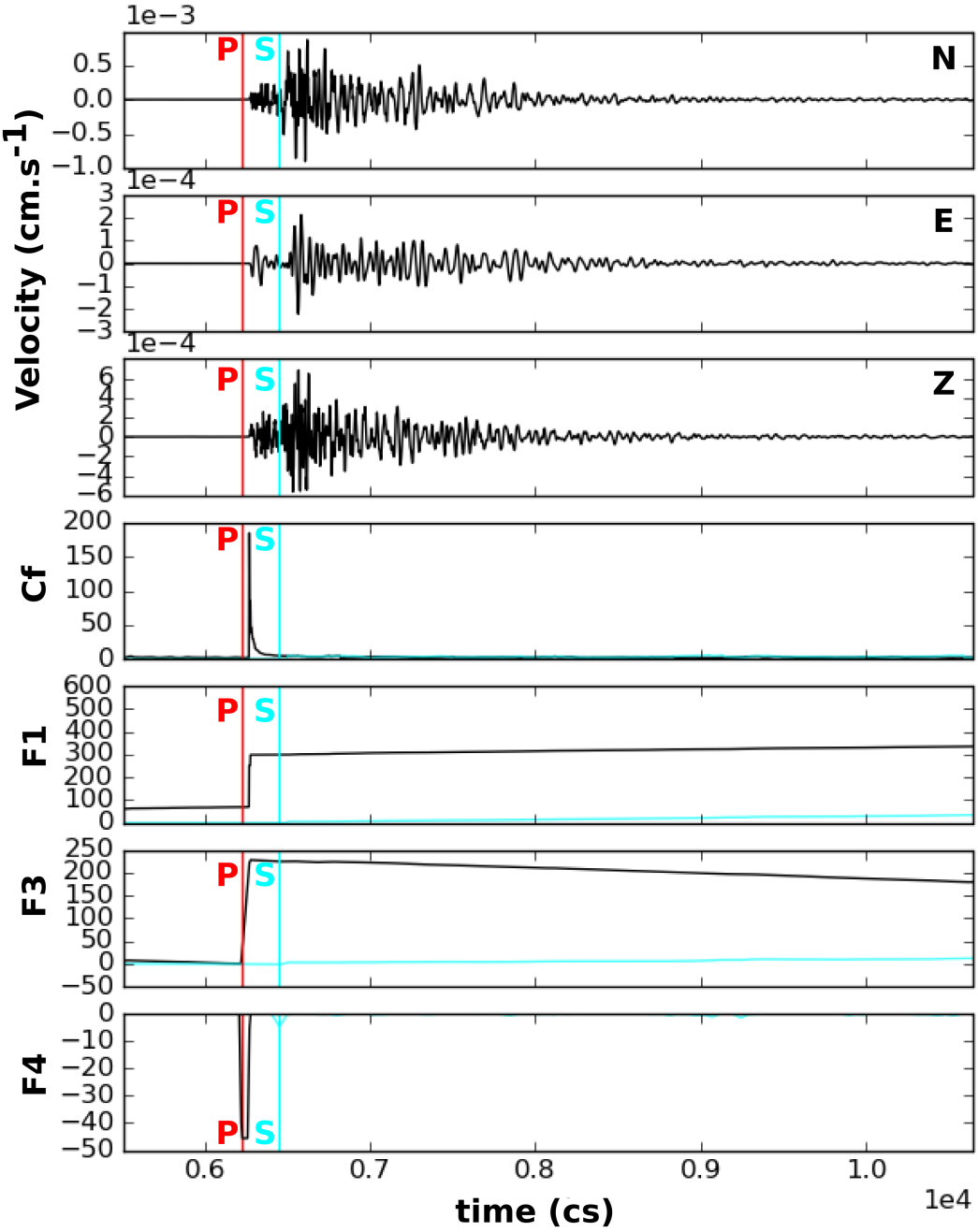

FIGURE 2.4.8 – Pointage des ondes P et S d'après Baillard et al. (2014). CF kurtosis, F_1 à F_4 sont un ensemble de fonctions permettant d'isoler le début des gradients positifs du kurtosis marquant des changements de comportement notamment ceux observés lors du changement de phase.

a) **Kurtosis cumulé Cf et moment centré d'ordre d $\bar{x}^d$:**

$\bar{x}^d = \frac{1}{N}\sum_{i=0}^{N}(x_{k-i+1})^d \; \forall k \in [1, ..., N]$

où $x = \{x_1, ..., x_N\}$ représente la trace sismique, et N le nombre d'échantillons de x par fenêtre de durée Δt, et $\bar{x}(k)$ est la moyenne des x_i pour i allant de $k - N + 1$ à k.

$Cf(k) = \frac{\bar{x}(k)^4}{\bar{x}(k)^2} \; \forall k \in [1, ..., N]$

b) **Élimination du gradient négatif :**

$F_2(k+1) = F_2(k) + \delta(k).dF_1(k)$

où

$$F_2(k) = \begin{cases} F_2(1) = Cf(1) & \\ dF_1(i) = F_1(i+1) - F_1(i) & \\ \delta(i) = 1 & \text{si } dF_1(i) \geq 0 \\ \delta(i) = 0 & \text{sinon.} \end{cases}$$

c) **Suppression de la tendance linéaire :**

$F_3(k) = F_2(k) - [a.(k-1) + b]$

avec :

$$\begin{cases} a = \frac{F_2(N) - F_2(1)}{N-1} \\ b = F_2(1) \end{cases}$$

d) **Élimination des valeurs positives :**

$T(k) = F_3(k) - M_i + 1 \; si \; k \in]s_i, s_{i+1}]$

$$F_4 = \begin{cases} T(k) & \text{si } T(k) < 0 \\ 0 & \text{sinon.} \end{cases}$$

avec Mi est le maximum local de F_3 aux m échantillons $]s_1, s_m]$

4. **Qualité des événements**

   La qualité des événements pointés est évaluée. On s'assure tout d'abord que les signaux ne sont pas saturés et qu'ils sont complets. On calcule ensuite le signal sur bruit défini comme la moyenne du rapport du spectre de Fourier du bruit sur le spectre de Fourier de l'onde S calculée entre 0.5 et 10Hz.

   Les fenêtres sont sélectionnées en utilisant l'algorithme proposé par (Perron, 2017) (figure 2.4.10). La fenêtre de bruit sélectionnée correspond à la fenêtre ayant le spectre d'amplitude la plus faible (figure 2.4.10).

5. **Extraction des paramètres scalaires**

   La durée et l'intensité du mouvement importent pour le calcul de l'aléa sismique et mouvement de terrain. Une fois le signal correspondant au séisme pointé et sa qualité vérifiée, les paramètres suivants sont extraits :

   — PGD (Peak ground displacement) : Maximum de déplacement tel que :
   $PGD = max(|d(t)|)\ \forall t\ \in D$
   où D est la durée de l'évènement et d le déplacement associé aux basses fréquences *i.e.* en dessous du Hertz.

   — PGV (Peak ground velocity) : Maximum de vitesse du mouvement tel que :
   $PGV = max(|v(t)|)\ \forall t\ \in D$
   où D est la durée de l'évènement et v la vitesse du mouvement. Il est associé au contenu fréquentiel médian, *i.e.* autour du Hertz.

   — PGA (Peak ground acceleration) : Maximum d'accélération du mouvement tel que :
   $PGA = max(|a(t)|)\ \forall t\ \in D$
   où D est la durée de l'évènement et a l'accélération du mouvement. Il est souvent associé au contenu hautes fréquences du signal.

   Le PGV est le PGD généralement perçoivent plus la taille du séisme que le PGA car c'est un effet qui est plus visible sur les basses fréquences. Les mouvement

de terrains sont plus sensibles aux PGV et PGA, dont l'amplitude atteste de l'intensité des hautes fréquences. Des évènements de faibles PGA peuvent s'avérer très destructeurs, c'est pourquoi souvent on associe aussi des paramètres qui permettent de prendre en compte à la fois l'intensité et la durée de l'événement comme le CAV et l'IA qui sont considérés comme des indicateurs du potentiel destructeur des séismes.

— CAV (Cumulate Absolute Velocity) :
$\int_0^T a(t)\,\mathrm{d}t$
où a est l'accélération du signal.

— AI (Arias Intensity) :
$\frac{\pi}{2g}\int_0^\infty a^2(t)\,\mathrm{d}t$
où a est l'accélération du signal.

6. **Calcul des spectres de Fourier**
Une fois le signal corrigé de sa réponse instrumentale, la moyenne et la tendance retirées, le signal est décimé d'un facteur 2, puis apodisé par une fenêtre cosinus à 5% afin d'éviter les effets de bords. Le spectre de Fourier en amplitude est calculé par FFT (Fast Fourier Transform) sur le signal compris entre le début de la fenêtre de l'onde P et le début de la coda.

7. **Lissage du spectre de Fourier**
Le spectre est ensuite lissé par la fonction de lissage proposée par Konno-Ohmachi (Konno and Ohmachi, 1998) qui permet d'adapter la fenêtre de lissage W_b à la fréquence considérée (figure 2.4.9). La fonction est définie ainsi :

$$\forall f \in \Re^+, W_b(f, f_c) = [\frac{\sin(\log_{10}(\frac{f}{f_c})^b)}{\log_{10}(\frac{f}{f_c})^b}]^4 \tag{2.4.7}$$

où b est le coefficient définissant la largeur de la fenêtre, f la fréquence et f_c la

fréquence centrale de la fenêtre. Plus le paramètre de lissage b est petit plus le signal est lissé. Dans notre étude nous avons choisi une constante égale à $b = 50$.

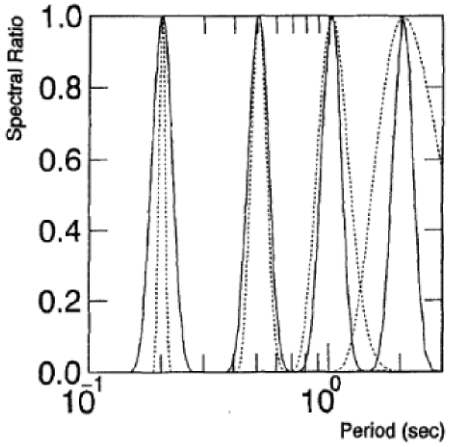

FIGURE 2.4.9 – Forme de 2 fonctions de lissage centrées sur les fréquences f_c égales à 0.5,1.0,2.0 et 5Hz d'après Konno and Ohmachi (1998). Fenêtre de Parzen avec une largeur de 0.5Hz (en pointillé). Fenêtre proposée par Konno and Ohmachi (1998) avec pour paramètre de lissage $b = 20$. Dans le cas d'un lissage avec une fenêtre de Parzen, la fenêtre s'élargit et devient asymétrique avec la période, tandis que pour un lissage de Konno and Ohmachi (1998), la fenêtre de lissage reste stable et symétrique quelle que soit la période.

1. Calcul des temps d'arrivée théoriques

Secondp
Seconds

2. Correction du signal

Retrait de :
- la tendance
- la moyenne
- réponse instrumentale

Signal corrigé

3. Vérification staturation et complétude du signal

C1: Signal non staturé
Signal complet

C1 — No / OK

Staturation = False
Complet = True

4. Picking des temps d'arrivée P-S (Baillard *et al* 2014)

Cf: kurtosis cumulée
F2 à F4: isolation de la base du gradient de la Cf

SecondS
SecondP

5. Découpage de la fenêtre de temps autour du signal

STA/LTA >0.7 ==> fin du signal

endtime

6. Selection des fenêtres de temps autour des phases (Perron 2017)

IP : fenêtre P
IS : fenêtre S
IN : fenêtre de Bruit
IC : fenêtre de coda

7. Calcul du SNR

C2: SNR>3

C2 — No / OK

8. Extraction des paramètres scalaires

PGD, PGV, PGA, ARIAS

9. Calcul du spectre de Fourier (fft)

Spectre en amplitude de Fourier

10. Lissage du spectre (Konno et Omachi 1998)

Spectre en amplitude de Fourier lissé

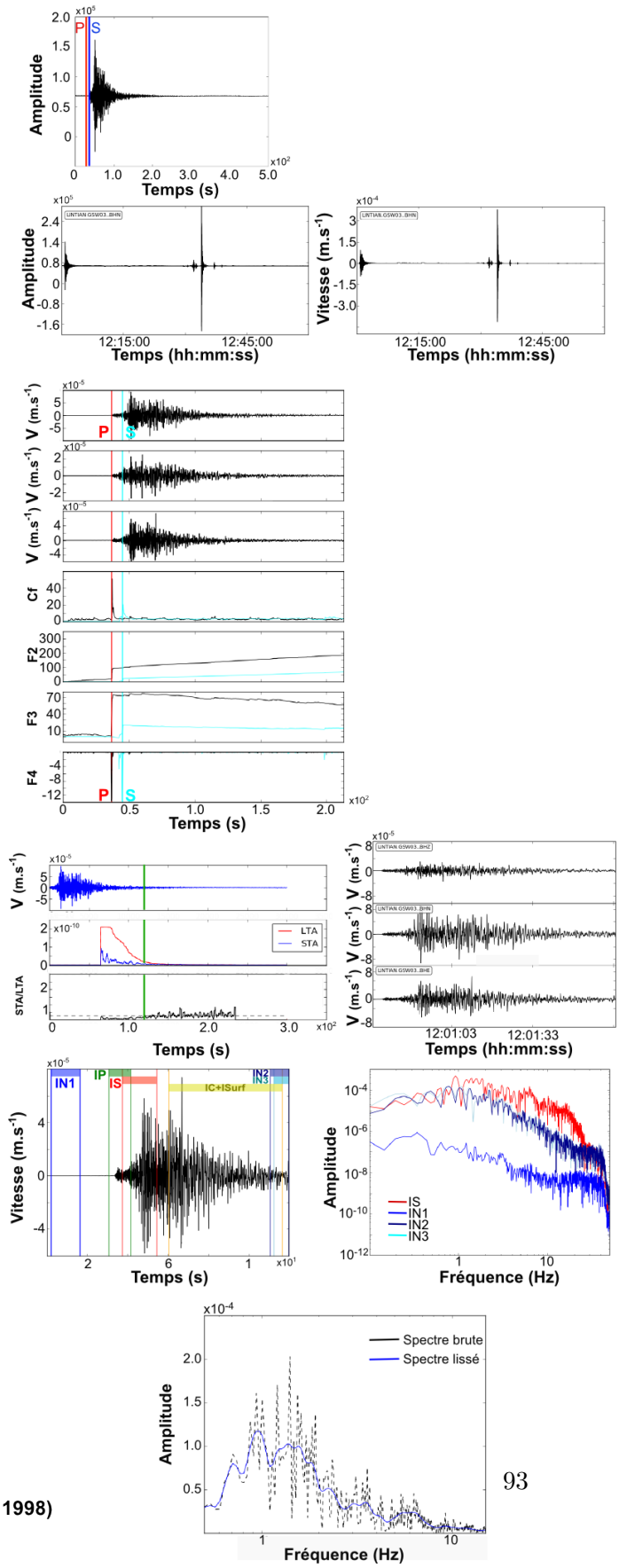

FIGURE 2.4.10 – Construction de la base de données sismiques : traitement du signal sismique

2.5 Publication : *Seismic Response of a Taïwanese Ridge from One Year Continuous Recordings*

La publication présentée ci-dessous est soumise au journal *Bulletin of Seismological Society of America*. Les figures complémentaires accompagnant cet article sont présentées en Annexe B de cette présente thèse.

Seismic Response of a Taiwanese Ridge from One Year Continuous Recordings

C. Rault, W.A Chao, A. Burtin, J.M Chang, O. Marc, T.S Lai, Y.M Wu, N. Hovius, P. Meunier

Corresponding author: meunier@geologie.ens.fr

Abstract

To document the seismic response of steep hillslopes to landsliding, a line of 6 broadband seismometers have been deployed across a ridge in the Hualien County (Eastern Taiwan). From March 2015 to June 2016, the network has been continuously recording waves coming from the Taiwanese regional seismicity. The ridge is well approximated by a triangular topography of 3150 m in length by 800 m in height. We present an analysis performed on noise signals and on 2248 earthquakes of local magnitude (M_L) greater than M_L=3 and distance of less than 200 km to the array. We show that the ridge has complex responses due to the combined effects of the local substrate and the geometry of the ridge. Strong directivity effects are observed at the ridge crests in the direction perpendicular to their axis of elongation, and at the slope toe in the direction perpendicular to the valley elongation. Stronger ground-motions are recorded at the ridge toe, as they are up to 1.8 times higher than the mean of all records.

Introduction

In active mountain areas, earthquakes induce a significant amount of damage along slopes. An important concentration of landslides, cracks, rockfalls and building collapses have been observed close to the ridge crests (Celebi 1991; Ponti and Wells 1991; Tibaldi et al. 1995; Assimaki et al. 2005). This concentration of damage up-slope has been attributed to topographic site effects *i.e.* amplification of the ground motion due to the presence of the topography (Hancox et al. 2002; Sepulveda et al. 2005). Crest motion records has been found to be up to 10 times higher than at the ones at the hillslope toe (Boore 1973; LeBrun et al. 1999; Buech et al. 2010; Cavallaro et al. 2012). Although such amplification of the movement was not reproduced by models without taking into account the influence of the geology (Steidl et al. 1996; Assimaki et al. 2005; Glinsky and Bertrand 2017; Ktenidou et al. 2017; Jeong et al., 2019), it has been shown that the topography plays notwithstanding a significant role in the directivity, amplitude and the duration of the ground motion (Assimaki and Jeong 2013; Kaiser et al. 2013; Burjánek et al. 2014). The amplification of

ground motion is the result of different mechanisms, such as, the resonance of topography, reflection and refraction of the waves along the ridge edges, phase conversions, scattering of surface waves, waves trapping, *etc.* (Assimaki et al. 2005). These mechanisms are controlled by the geometric and geologic aspects of the ridge and its surrounding topography, and of the incoming wave properties. In the last years, field observations and numerical modeling led to the following conclusions: (i) The resonance of the topography is a function of the shape (size and morphology) of the ridge (Boore 1973; Bard 1982; Geli et al. 1988; Ashford et al. 1997; Maufroy et al. 2012); (ii) The ground motion in the direction perpendicular to the ridge elongation is stronger than in the parallel direction and more particularly in the frequency range of the resonance frequency of the ridge (Bouchon et al. 1996; Chavez-Garcia et al. 1996; Buech et al. 2010; Massa et al. 2014); (iii) The amplitude of the ground motion and its spatial extent both depend on the incidence angle of the incoming wave (Kawase and Aki 1990; Meunier et al. 2008, Alfaro et al. 2012). Some authors suggested that sources with a back azimuth perpendicular to the ridge elongation (Massa et al. 2010) generates stronger ground motion on ridges close to the earthquake source (<30km), whereas other authors observed the opposite with stronger amplification for wave coming in the direction of the ridge elongation (Hartzell et al. 2014). It has been recognized that the interaction of the incoming seismic wave with neighboring topography and geological structures, such as faults, also influence the location and the intensity of the amplification of the ground motion in a given area (Geli et al. 1988; Lee et al. 2009; Ducellier and Aochi 2012).

In the context of earthquake-induced landslides, the seismic slope stability depends on the intensity of the ground motion, its duration and also its frequency content. Incoming waves with large amplitude in the frequency band of 1 Hz to 10 Hz are most likely to trigger landslides (Spudich and Frazer, 1984, Jibson et al., 2004). However recently, Specht et al. 2019 suggested that lower frequency (< 1 Hz) may also control the spatial distribution of landslides within the epicentral area. For a given slope, the “optimal” frequency of destabilization is the one that maximize the shearing. Hense for example, soft and surficial material would be more sensible to high frequencies. (Wartman et al. 2005, Bozzano et al, 2008).

Despite these observations and numerical simulations, seismic response of slopes remains difficult to predict. Regional ground motion models, such as Ground Motion Prediction Equations (GMPEs), are still not well constrained because of the lack of seismic records on steep terrains

(Figure 1). As subsurface geology remains unknown in most mountainous hillslopes, finer models, such as finite elements methods, are of little use because under-constrained.

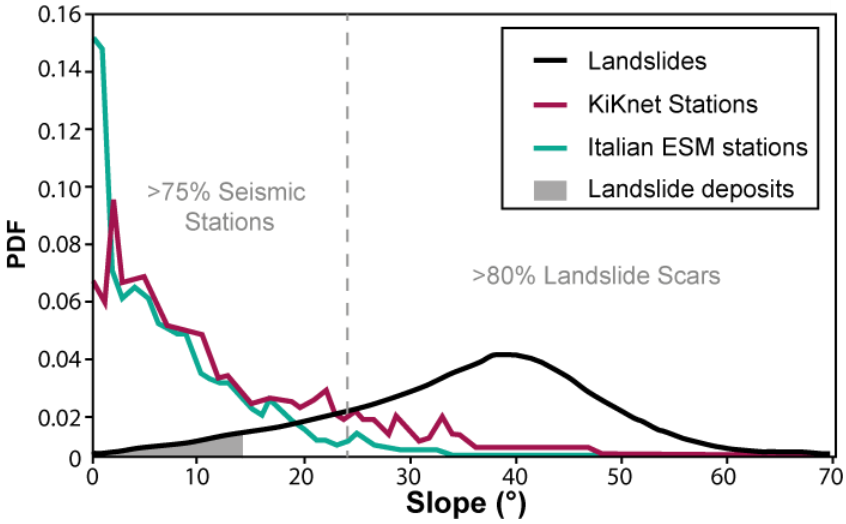

Figure 1. Distributions of slopes of the seismic stations (KiK-net and EMSC in Italy) and distribution of the slopes of landslides induced by the Mw 9.0 2011 Tohoku earthquake, the Mw 6.8 2004 Niigata-Chuetsu earthquake and the Mw 6.9 2008 Iwate earthquakes. There is a clearly almost no seismic data record on slopes susceptible to landsliding.

To better understand the seismic response of ridges in potential co-seismic landsliding area, we deployed a seismic array along a ridge in the Hualien County in the central eastern region of Taiwan. During one year the array recorded more than 2248 earthquakes with a local magnitude higher than M_L=3 and distant from less than 200 km. This number of events, as well as their good azimutal coverage, make that catalog one of the most complet to study ridge response to earthquakes. Most of the similar studies are based on less than 30 events and/or have a catalog with an incomplet azimutal coverage (e.g. Formisano et al, 2012, Buech et al, 2010, Cultrera et al, 2016). First, we perform a site characterization at each seismic station using noise signal to identify potential local site effects due to the geology, topography and/or weathering. Then, we calculate Standard Spectral Ratio (SSR), for earthquake events with good signal to noise ratio, to study the site responses in term of directivity and amplitude. Finally, we look at the influence of the strain, azimuth and distance of the earthquake on the ridge response.

Monitoring Setting and Data

From March 2015 to June 2016, a seismic array was deployed along a ridge profile in the Hualien County. The ridge has an approximate triangular shape of 800 m in height and 3150 m in width (Figure 2). The ridge main axis is oriented N110. It is composed of the Hutoushan Quartz Schist on its western part and Quartzite formation and the Senjung mica-schist formation on its eastern part (MOEA and Central Geological Survey, 2008). Those two formations are dipping mainly 20° toward the North-East (see supplementary Figure S1). The valley is filled by Holocene alluvium composed of sand and gravel. Two rivers are on both sides of the ridge: the Wanliqiao to the north and the Mataian to the south.

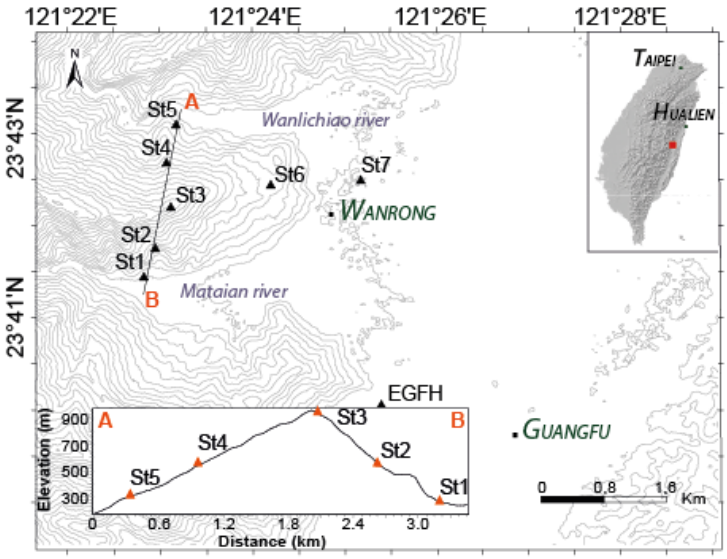

Figure 2. Experimental site setting. 7 broadband seismometers were installed in Wanrong, six on a ridge (stations 1 to 6 - Trillium compact 120s) and one in the sedimentary valley (station 7 - Guralp CMG-6TD). EGFH is a station of the Central Weather Bureau installed in a borehole at 120m depth. Complementary cross sections are given in the supplementary Figure S2.

Seven three-component broadband seismometers were set: six along the ridge profile (Trilium compact 120 s - stations 1 to 6) and one in the longitudinal valley (Guralp CMG-6TD - station 7) (Figure 2). The Central Weather Bureau provided the data from the station EGFH, equipped with a borehole seismometer (CMG 3TB, 162 m deep). The borehole is located in the valley, at 3 km South-East of the ridge (Figure 2). The near surface shear wave velocity (Vs30) at EGFH is about

600 to 800 m.s^{-1} (Kuo et al., 2018).

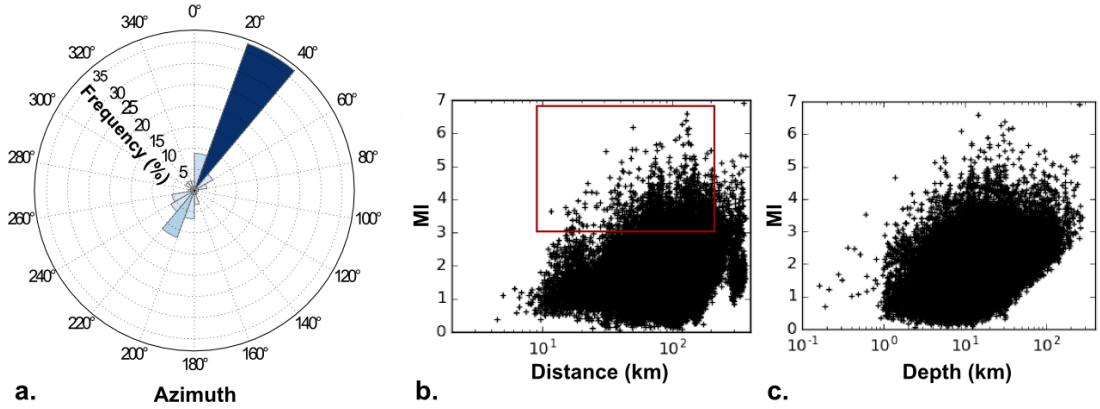

Figure 3. Earthquake database from CWB catalogue. a. Azimuth distribution of the recorded earthquakes. b. Local magnitude (M_L) as a function of the hypocentral distance between the epicenter and the station St3. c. Local magnitude as a function of the depth of the source. The 2248 events first selected for the study are surrounded by the red rectangle in b.

The network recorded 2248 earthquakes with local magnitude (M_L) greater than M_L=3 and located within a radius of 200 km. Most of the earthquakes come from the North-East (45%). About 65% of the events are located within a range of distance of 50 km to 100 km from the ridge (Figure 3).

The Figure 4 shows the seismic records along the ridge profile and in the borehole from an event of M_w 5.5 coming from 111 km South-East to the ridge. Surface records have higher amplitude than the one in the borehole. The stations 1 and 3 respectively located at the top and the base of the ridge exhibit the highest ground motion velocities that are up to 4 (resp 3) times the velocities recorded at station 5.

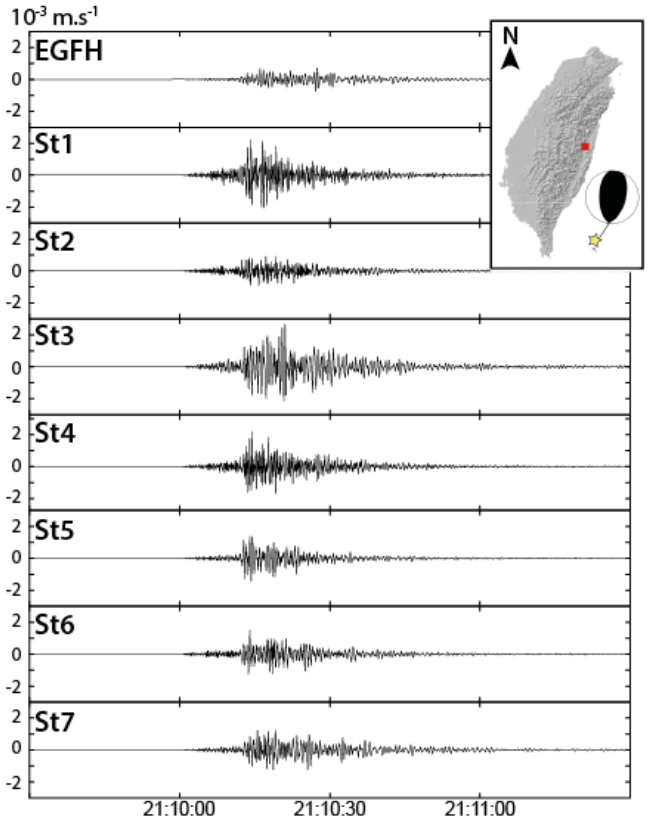

Figure 4. Velocities recorded for the 1st of November 2015 earthquake, (Magnitude: Ml: 5.9 - Mw 5.5, distance from station 3: 112km, Depth=18.8km, CWB earthquake n°: 104080). The signals are filtered between 1 and 6.5 Hz.

Method

Site Characterization from noise analysis

Site characterization has been widely recommended to highlight local site effects and define possible frequencies of resonance and polarization. A common method used to indentify subsurface impedance contrasts is the Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR) (Nakamura 1989). The HVSR tends to stay invariant in absence of local effects due local geology or weathering. On the opposite, subsurface impedance contrast induces clear peak at resonance frequency of the site. We follow the SESAME H/V user guidelines (Bard et al. 2004) to calculate and interpret the HVSR. For each site, we extract about 100 windows of ambient noise, lasting for 25 s. All windows are selected during dry nights (1 a.m. - 3 a.m. local time) to reduce rainfall noise and anthropic sources such as road traffic. The Fast Fourier Transform (FFT) is then calculated on

each component after applying a cosine tapering of 5%. We smooth the amplitude Fourier spectrum using a Konno-Omachi filter (Konno and Ohmachi 1998) with a coefficient equal to 40.

The HVSR is defined as:

$$HVSR(f) = \frac{\sqrt{S_N{}^2 + S_E{}^2}}{\sqrt{2}\, S_Z} \quad (1)$$

Where $S_j(f)$ is the amplitude Fourier spectrum of the North (j=N), East (j=E) and vertical (J=Z) components at frequency *f*.

Then we calculate the mean and the standard deviation of the HVSR as a function of frequency. The validity of the three reliability conditions of each H/V curve defined in the SESAME guidelines and reminded below is checked before interpretation (Bard et al, 2004) (see supplementaries Figure S5).

1. The fundamental frequency f_0 is greater than 10 times the inverse of the window length l_w of the signal portion selected.
2. The number of significant cycles n_c ($n_c = l_w.n_w.f_0$) is greater than 200. With n_w the number of windows of length l_w selected for calculate the average and standard deviation of the H/V.
3. The standard deviation is lower than 2 (resp 3) for frequency between [$0.5f_0$; $2f_0$] if f_0 is greater than 0.5 Hz (resp f_0 lower than 0.5 Hz).

Polarization on noise analysis

We analyze the directional site effect using the time-frequency polarization analysis (TFPA) introduced by Burjanek et al. 2010. It provides three polarization parameters: the azimuth and the dip of the major axis of the ellipse, and the ellipticity, defined as the ratio between the major and the minor axis of the particle motion ellipsoid. An ellipticity equal to one means that the movement is circular whereas it is equal to zero for linear movement. The frequency of occurrence of these parameters is then calculated for each frequency.

Earthquake response analysis

Earthquake signals are extracted using the following processing at each station (see supplementary Figure S5). 1). Theoretical arrival of the P and S wave are calculated using the earthquake catalog

and the velocity model from Chi et al. 2001 up to 85.3 km depth and IASP 1991 (Kennett and Engdahl, 1991) from 85.3 km to 6371 km depth. 2). We select the signal on a 300 s to 560 s time window around this arrival 3). We point automatically the P- and S- time wave arrivals using Baillard et al. 2014 algorithm and then verified and corrected (if needed) them by hand (see supplementary Figure S6). 4). S-wave and noise windows are selected using Perron et al. 2017 algorithm. We calculate the signal to noise ratio (SNR) as the ratio of the S-wave Fourier amplitude spectrum (S*s*) over noise-wave Fourier amplitude spectrum (*Sn)*. Only unsatured signals with a SNR greater than 2.5 over more than 95% of the frequency band between 1 and 10 Hz are considered for this study. Thus, for our analysis we have selected 198 earthquakes that respect those conditions at the 6 stations installed on the ridge and at EGFH. 6). Peak Ground Velocity (PGV), Peak Ground Acceleration (PGA), Arias intensity (IA), and significant relative duration (DSR) are extracted on each component. 7). We compute the Fourier amplitude spectrum on each component on the recorded signal between the pointed P-wave and coda arrival time. Then we smooth the spectrum using Konno-Omachi smoothing bandwidth of a coefficient equal to 40 (Konno and Ohmachi 1998). 8). Horizontal rotated spectra are calculated by rotating the horizontal components with angles of 10° step. 9). The Standard Spectrum Ratio ($SSR_{i,c,e}$) at a station *i* on the component *c* for the earthquake *e* is calculated as follow :

$$SSR_{i,c,e} = \frac{S_{i,c,e}}{S_{r,c,e}} \qquad (2)$$

where $S_{i,c,e}$ is the amplitude Fourier spectrum of the considered station *i* and S_{rce} is the amplitude Fourier spectrum of the reference station. The station EGFH is used as a reference in the present study see result section of this article for justification.

Influence of Earthquake parameters on the ridge response

The seismic response of a given site usually varies with both frequency content and/or incidence angle of the incoming wave: this is the inter-event variability. These variations follow a normal distribution at a given frequency (Perron 2017 and see supplementary Figure S7 as an example). The average of the seismic responses of the site to a random draw of N seismic sources should belong to the *p* confidence interval *ICp* if the chosen sources do not force the response to be higher or lower than the average. In other words, if the response is outside IC_{95}, it has a 5% probability of happening by chance.

The p confidence interval is defined as follow:

$$IC_p = \left[\mu - k_p\sigma\sqrt{\frac{1}{N}}; \mu + k_p\sigma\sqrt{\frac{1}{N}}\right] \quad (3)$$

where the unbiased estimators μ and σ are the mean and the standard deviation of all seismic responses and p is the percentage of confidence. The parameter k is defined using a Student law, defining the confidence interval for small number of samples.

We test the influence of the magnitude (M_L), distance depth and back azimuth on the response. These parameters are extracted from the CWB catalog or calculated using the velocity model presented in Figure S8. For each parameter, we gather the sources in sets of increasing range of values. The number of events per set being not homogeneous, the sampling is asymmetric and their estimator biased. To obtain unbiased estimators of *IC*, we extract 1000 sub-draws containing an equal number of events per set. The final unbiased mean (μ) and standard deviation (σ) are then estimated from these 1000 draws.

Results

Site characterization from noise analysis

The average and standard deviation of HVSR at each station is represented in Figure 5. All the stations have different signatures. The interpretation of the curves is done using the recommendations of the SESAME guidelines (Bard et al., 2004) (see supplementary Figure S4 for the list of criterion). Station 1 exhibits a sharp peak at 3 Hz that can be interpreted as resonance of a 1D sediment layer. The frequency resonance f_0 is expressed as

$$f_0 = \frac{V_s}{4H} \quad (4)$$

where V_s the shear wave velocity and H the layer thickness (Kramer 1996). This layer is about 50 m thick, considering Vs30 to be about 600 m.s^{-1}. This value of Vs is found in station HWA020 located 14 km North on a site similar to station 1 (see supplementary Figure S9 for location and velocity profile). Station 7 shows a peak at a smaller frequency (0.7 Hz) that should involve a thicker sediment layer (~180 m).

Stations 2, 4, 5, and 6 present broad peaks around 5 Hz, 4 Hz, 5.5 Hz and 6 Hz respectively. They

are not easy to interpret as they do not match the criteria for clear H/V curves described in SESAME guidelines (Bard et al., 2004). Nonetheless they suggest a complex subsurface geology below the stations.

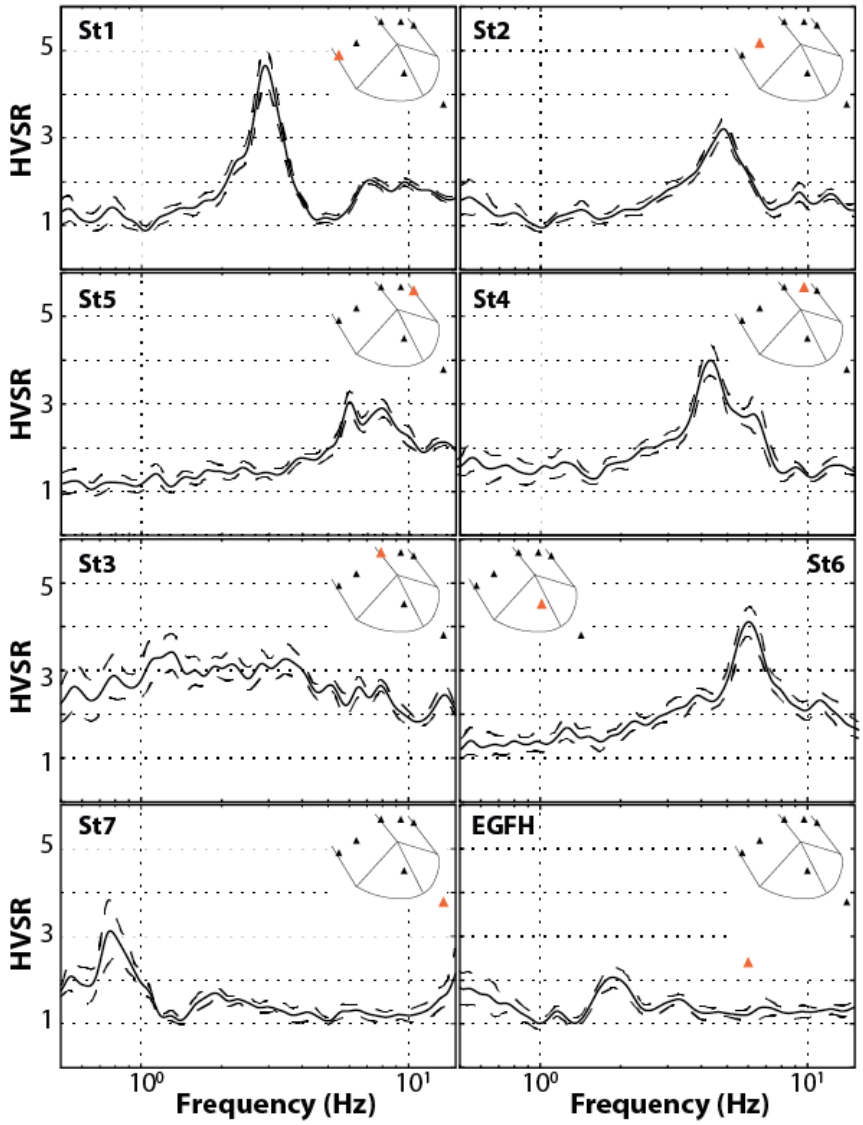

Figure 5. Mean and +/- standard deviation of HVSR between 0.8 Hz to 15 Hz at the 8 stations. The hill response is complex as all the sites exhibit their own response. Station St1 shows a clear peak at 3 Hz that could correspond to the 1D resonance frequency of a sedimentary layer. See main text for other interpretations.

Station 3 has a high H/V on a large frequency band (multiple similar peaks of H/V>3 between 1 Hz and 4 Hz), implying possible waves trapped along the ridge crest.

Station EGFH has almost a flat response, without any obvious site effects, in contrast to the surface stations, making it a suitable reference station.

Polarization analysis

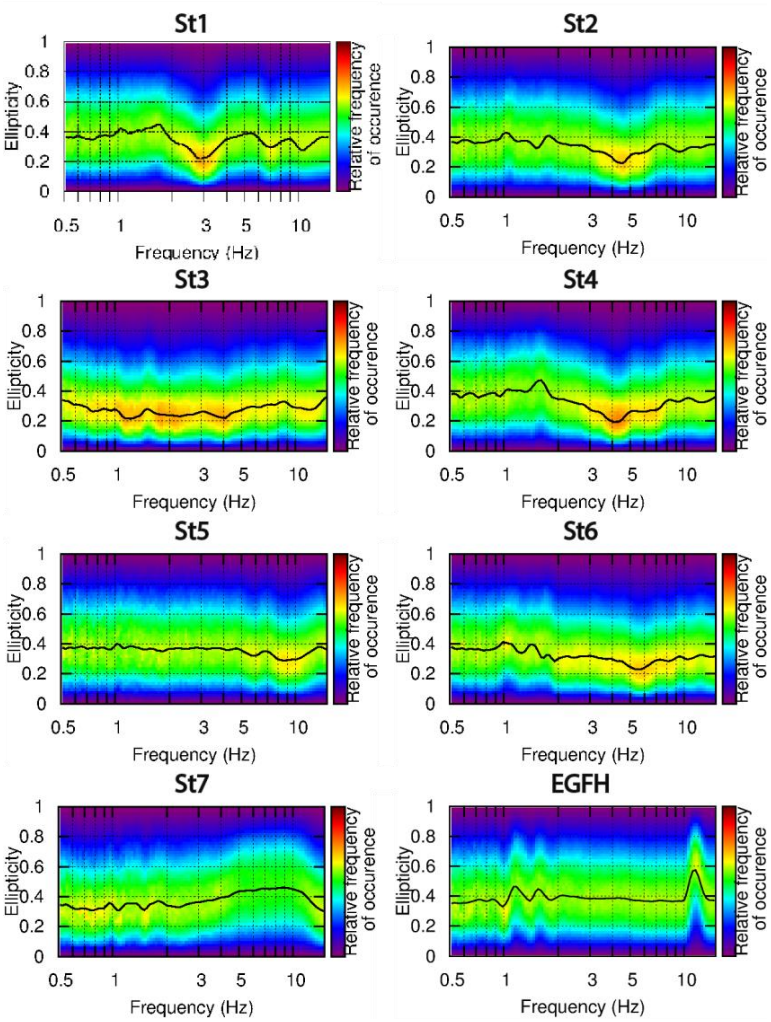

Figure 6. Site polarization obtained from the Time Frequency Polarization Analysis (TFPA) (Burjanek et al 2010). Sites with ellipticity close to zero are polarized whereas they are non-polarized when it is close to one. For example, station St1 is strongly polarized at 3 Hz.

Figure 6 and 7 show the ellipticity and the polar diagrams of the strike distribution of the particle motion as a function of the frequency calculated on noise signal at each station. The distribution of the dip angle is plotted against frequency in the online supplementary (see supplementary Figures S10 and S11). Station 1 is strongly polarized at 3 Hz (Figure 6) with a non-directional

horizontal movement (Figure 7). This is consistent with the peak of HVSR observed at 3 Hz. Station 3 is polarized on multiple frequency peaks between 1 Hz to 4 Hz (Figure 6), and exhibits a strong directivity toward N150° (Figure 7), which corresponds to the direction perpendicular to the main ridge elongation axis A1 (see supplementary Figure S1). Around 4 Hz, at station 4, particle motion concentrates in the direction of N90° which is perpendicular to the 2nd order ridge axis A2 where the station is installed. Station 6 particle motion slightly strikes toward N150° around 6 Hz. Stations 7, 5 and EGFH are not polarized (Figure 6).

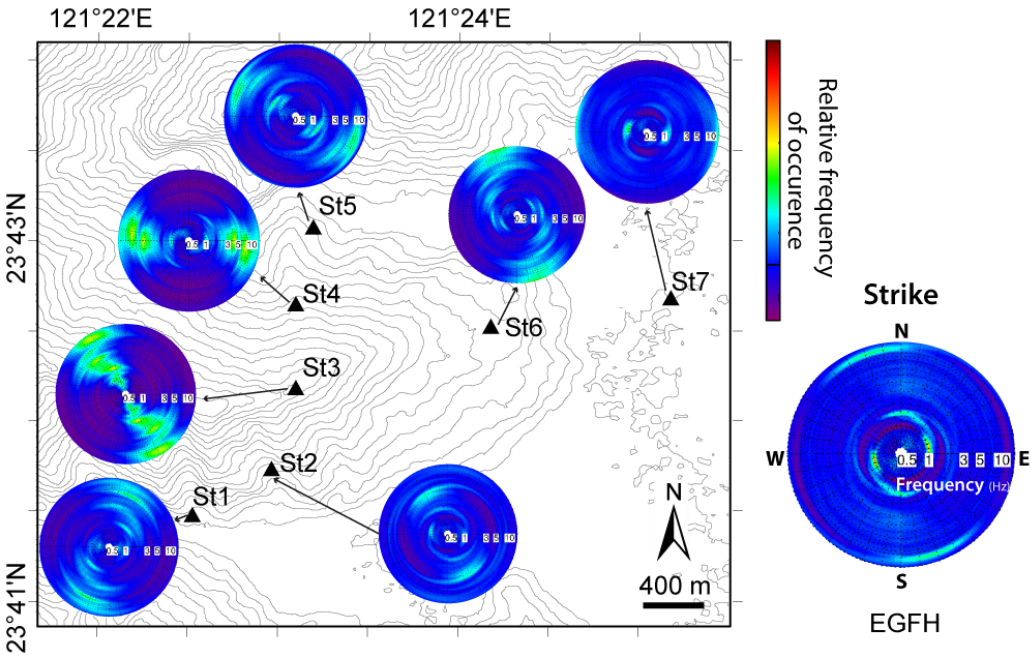

Figure 7. Site directivity obtained from the TFPA (Burjanek et al 2010). Stations St3 and St4 have strong directivities oriented perpendicular to the ridge elongation axis where they are installed.

To sum up the noise analysis, all stations, except the EGFH, show geological site effects, *i.e* the amplitude of the recorded signals is modulated by the surface geologic properties. The two stations installed on the crests display possible topographic site effects, *i.e* the H/V and directivity of the noise signals are coherent with the topography. Yet, the effects of the geology and the topography may affect a same frequency band and therefore, are not clearly separable.

Earthquake-Response of the Ridge

Time analysis

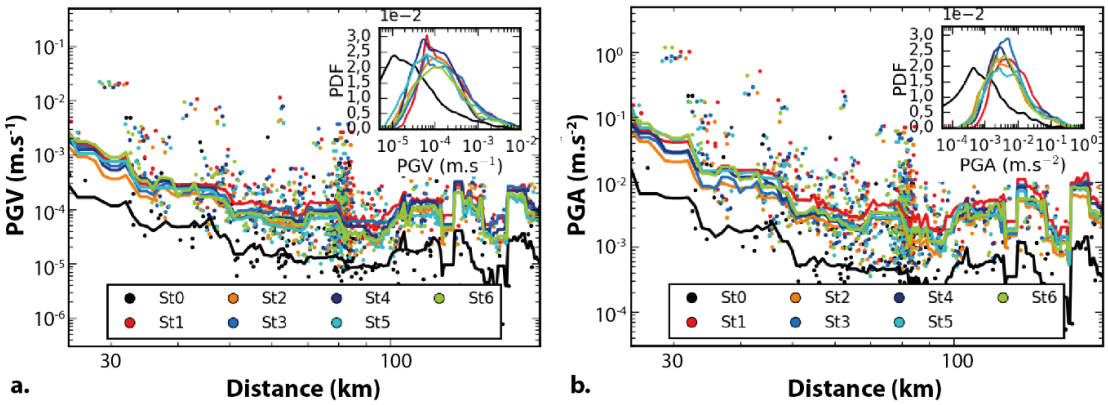

Figure 8. Horizontal a. PGV and b. PGA as a function of the hypocentral distance at each station of the 198 selected earthquakes. The solid lines are 10km distance moving average of the PG (resp PGA). The inset represents the probability density functions (PDF) of the PGV (resp. PGA) at each station.

PGV (resp. PGA) measured at the borehole station EGFH are up to 10 times lower than the ones recorded in the other stations. Most of the highest PGV (resp. PGA) are observed for closer events (Figure 8). Station 1 records seem to exhibit higher PGV and PGA than the other ridge stations which have comparable distributions (Figures 8 and 12).

We observe similar duration at each station (see supplementary Figure S22). However, the Arias is much higher at station 1 than at other stations, it is in average 1.8 higher than the mean of the ridge records (Figure 12).

Frequency analysis

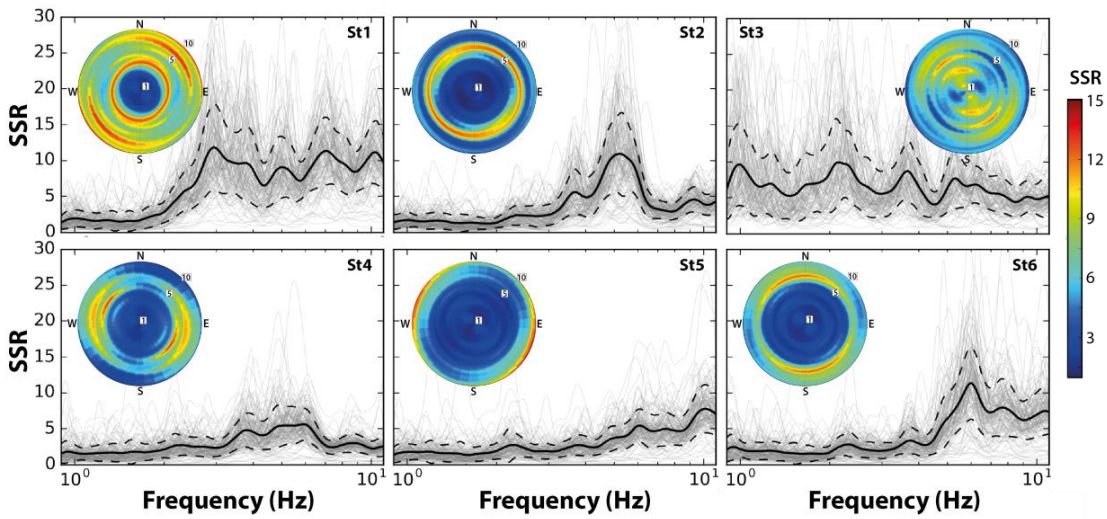

Figure 9. Mean and +/- standard deviation of SSR of the N component of the 198 selected events. The inset polar plots represent the mean of the rotated horizontal SSR, numbers along radial axis represent frequency in Hz. St3 and St4 have stronger SSR in the direction on which they are directive (see Figure 7).

We use the station EGFH as reference because it does not show any particular amplified frequency and directivity effect. Furthermore, it is far enough to not be affected by resonance of the topography. Note that possible interferences between upgoing and downgoing waves may affect the signal (Shearer and Orcutt 1987; Hollender et al. 2018). The amplitude Fourier spectrum of this station is presented in the online supplementary in Figure S15.

Figure 9 shows the mean and the standard deviation of the Standard Spectrum Ratio (SSR) on the north component for each station and the mean SSR of horizontal component rotated with 10° step. The SSR on the east and vertical component are shown in the supplementary material in Figures S13 and S14. For each station the maximum amplitude is observed around the frequency of resonance of the site identified with the noise analysis. At the station 1 we observe high amplitude for frequencies above 6 Hz on the horizontal and the vertical components. The amplitude is higher in the direction perpendicular of the valley along which the station 1 is installed. Stations 3 and 4 show strong directivity effects in the direction perpendicular to the 1st order and the 2nd order ridge respectively in a large frequency band. Station 6 is slightly directive around its frequency of resonance (6 Hz), in the direction perpendicular to the ridge.

The amplification and directivity effects observed for earthquakes are consistent with the noise analysis, which suggests that site characteristics are preserved and still dominant during earthquakes at least for the ones analyzed in this study.

Influence of the earthquake parameters on site response.

Figure 10 shows the mean of horizontal SSR in the direction of maximum directivity and the 45° azimuth intervals SSR. Note that SSR plots significantly differ from the ones in the previous section because our sampling method introduces multiple replicated events to balance the distribution of azimuths. Therefore, only the variation with azimuth should be interpreted. The signals of the events coming from the South East (SE) have significant lower spectral amplitude than the average (x 1.5) at all the stations on frequency band comprise between 1 Hz and 10 Hz at stations 3, 4 and 6. By contrast, on all the ridge stations except at station 5, the most energetic sources at frequencies between 1.2 Hz and 6 Hz are from the North-East (NE).

Among the North-East events, we investigate the influence of the distance, depth and magnitude of the incoming wave. No clear effects of these 3 parameters on the site response is observed (see supplementary Figures S19, S20 and S21).

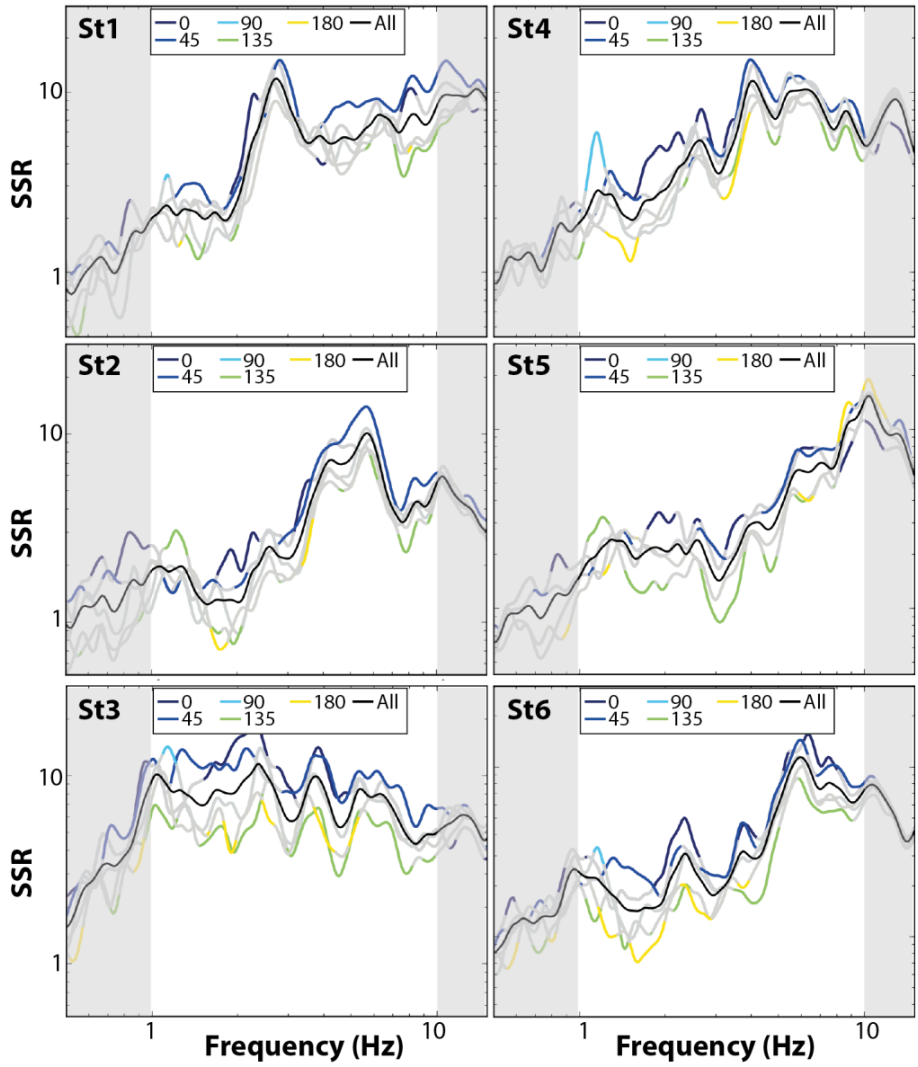

Figure 10. SSR as a function of source azimuth. The 121 earthquakes selected are recorded at the 6 ridge stations and the reference station with SNR>2.5 on at least 95% of the frequency band [1;10] Hz. They are located between 15 km and 110 km from the array and have a depth lower than 50 km. The events are gather in 45° azimuthal angle intervals and we only consider bins with more than 10 events. Curves are colored in gray when their values are within the confidence interval. Gray curves should not be interpreted, see text for explanations. The SSR within the gray-bars should not be interpreted as the SNR of the waveforms may not be high enough for all the events used.

The incidence angle of an incoming wave is directly linked to the distance and the depth of the

events. Theoretical incoming incident angles are estimated using the velocity model described in the method section. Figure 12 shows the mean of horizontal SSR in the direction of maximum directivity and the 5° incidence angle intervals SSR. No clear effect of the incidence angle is observed among the selected events at station 3. Not enough events were selected for statistical analysis if considering all the ridge stations.

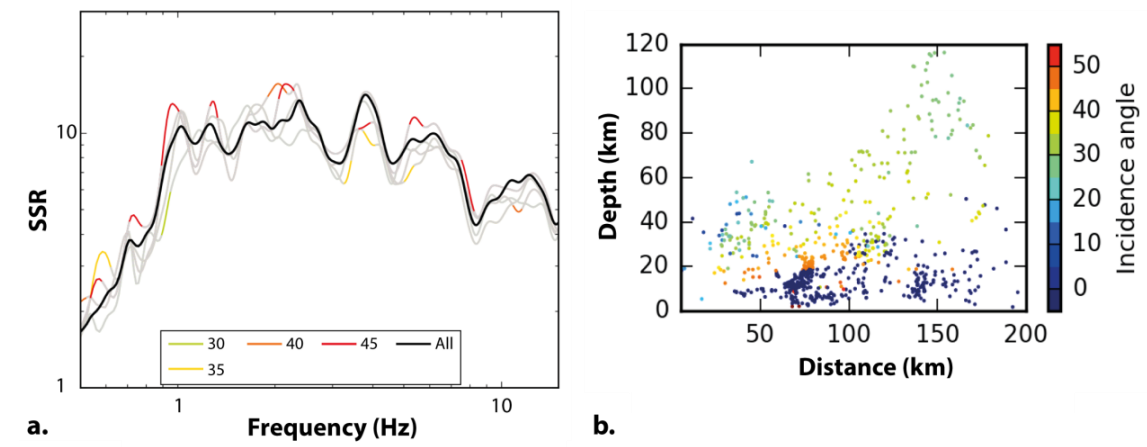

Figure 11. SSR as a function of source incidence angle at station 3. The 68 earthquakes selected are recorded at station 3 and at the reference station with SNR>2.5 on at least 95% of the frequency band [1;10] Hz. They come from the North-East (with azimuth between 15° and 75°). We use 5° incidence angle intervals and we consider only bins with more than 5 events. Curves are colored in gray when their values are within the confidence interval. Gray curves should not be interpreted, see text for explanations. The SSR within the gray-bars should not be interpreted as the SNR of the waveforms may not be high enough for all the events used. b. Incidence angle as a function of source distance to the array and source depth. Maximum incidence angle are for events with depth lower than 20 km located at about 75 km from the array. These events tend to have higher SSR than in average.

Discussion and conclusions

The sites show complex response of the ridge due to the presence of local site effects. These effects are a combination of the subsurface properties and the ridge geometry, especially at stations 1, 3 and 4.

We notice strong effects of the surface geology on the ridge flanks at stations 2, 1, and 6. The

hillslope toe (station 1) presents a strong amplification at a narrow frequency band around 3 Hz that could be explained by a strong impedance contrast due to the sediment filling of the valley. Along the hillslope, the resonance frequency and the intensity of the ground motion amplification of the sites differ, probably with the nature and the depth of the soil/regolith layer.

Evidences of topographic effect are observed at stations located at the ridge crests. Stations located at 1st and 2nd order ridge crests show strong directivity on a broad frequency band in the direction perpendicular to the crest elongation axis which could be explained by trapping waves at the top of ridge due to ridge geometry and/or top sub-surface fractures (Hartzell et al. 2017; Assimaki and Mohammadi 2018). Such effects would increase the amplitude and the time duration of the ground motion and therefore increase also the potential for damage near the crests. However, such observations are not systematic at other ridges (Burjánek et al. 2014), thus, further investigations should be considered to better understand in which crests directivity is present or not.

The combined effects of the topography and the geology on the earthquake site response is identified at the border between the valley and the ridge hillslope (Station 1). There, during earthquakes, we clearly observed directional effects on higher frequencies (>5 Hz - 10 Hz) (Figure 9). They are mostly in the direction perpendicular to the valley that may be due to waves generated/refracted at basin edges (Hallier et al. 2008; Pilz et al. 2018). These surface waves could have induced the observed vertical amplification, and would tends to increase the duration of the ground motion at the ridge toe (Pelekis et al. 2017, Semblat et al. 2003) but this effect is not clear in our analysis (see supplementary Figure S22). Such waves can propagate upward to the crest (Jafarzadeh et al. 2015) making the ridge response more complex and increasing the potential of slope failure.

The effects of the source on the ridge response are not really clear. We observe a lower SSR for earthquakes coming from the South-East that may be explained by an artifact due to the position of the reference station compared to the ridge (see supplementary Figure S17). On the contrary earthquakes coming perpendicular to the main ridge elongation seem to be significantly more amplified at the ridge crest and flanks. Events with higher incidence angles do not seem to have significantly stronger amplification on the ridge crest on the contrary to what was observed in previous studies (*e.g*, Bard, 1982, Assimaki et al, 2013). The 3D response of the ridge could be enhanced for high incidence angles as a result of constructive interferences of reflected, converted

and refracted waves on the ridge flanks. We do not see any evidence of a magnitude effect on site response compared to the reference.

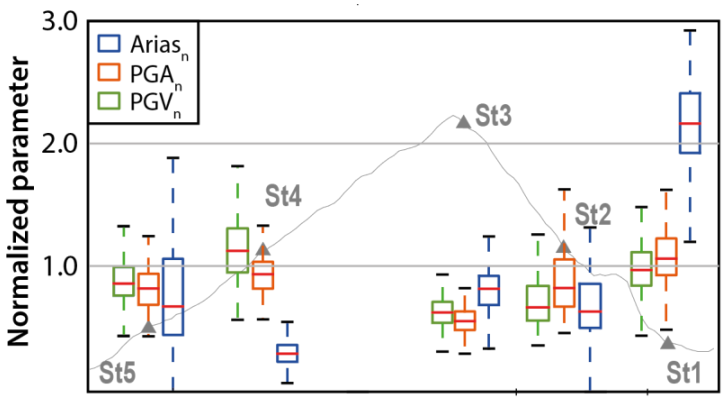

Figure 12. Boxplots of the horizontal normalized Arias, PGA, and PGV for 198 earthquakes selected at stations 1 to 5 measured in the direction of maximum polarization. The selected earthquakes are recorded at the 6 ridge stations and the reference station with SNR>2.5 on at least 95% of the frequency band [1;10] Hz. For each earthquake, the PGA, PGV and Arias at a station are normalized by the mean of their values measured at the six ridge stations. The position of the stations along the ridge profile is drawn in the background of the figure. The mean of each parameter is represented by the red line inside the box. The external boundary of the boxes are respectively the first and the third quartile of the distribution of the parameters.

Further investigations should be done to better constrain the influence of the incidence angle of the incoming wave, of the basin and of the neighboring topography on the ridge response.

To sum up we document the seismic response of topographies. Site effect observed from both noise and moderate earthquake analysis are consistent. We confirm that the surface geology strongly modulates the hillslope response of the topography where 2-D and 3-D resonance phenomena are observed. Although significant site effects are identified on all stations, PGA, PGV and Arias Intensity are usually greater in station 1, sitting at the valley edge (Figure 12). Those indicators remain low and do not vary significantly across the other sites especially if the directivity effect is not taken into account (see supplementary Figure S23). This suggests that the valley edge effect may be the most dominant in this regional setting, and should not be neglected. The crest site also experiences amplification over a broad frequency band, increasing the range of possible landslide sizes. Therefore, crest and toes seem to constitute the two main regions in which

seismic damage concentrates.

Data and Resources

Earthquake parameters were obtained from Geophysical Database Management System, Central Weather Bureau (CWB, http://gdms.cwb.gov.tw). Signals were converting in SAC format using Matlab scripts. Noise analysis was processed using Obspy toolbox, Geospy (http://www.geopsy.org/) and J. Burjánek et al, 2014 code for the TFPA. The landslides data are downloaded from https://www.sciencebase.gov/catalog/item/586d824ce4b0f5ce109fc9a6. The seismic data are not yet available for public.

Acknowledgments

We acknowledge the CWB for providing the EGFH data. We are grateful to C. Baillard for it help on signal processing, Y. Burjanek for sharing the TFPA code and it relevant feedbacks, C. Gelis for all here advices and feedbacks. We thank K. Cook and J. Turowski for their contribution to field work.

References

Alfaro, P., J. Delgado, F. J. García-Tortosa, J. J. Giner, L. Lenti, C. López-Casado, S. Martino, and G. Scarascia Mugnozza (2012). The role of near-field interaction between seismic waves and slope on the triggering of a rockslide at Lorca (SE Spain). 3631–3643. doi: 10.5194/nhess-12-3631-2012

Ashford, S. A., N. Sitar, J. Lysmer, and N. Deng (1997). Topographic effects on the seismic response of steep slopes, Bulletin of the seismological society of America, 87, no. 3, 701–709.

Assimaki, D., G. Gazetas, and E. Kausel (2005). Effects of local soil conditions on the topographic aggravation of seismic motion: Parametric investigation and recorded field evidence from the 1999 Athens earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 95, no. 3, 1059–1089, doi: 10.1785/0120040055.

Assimaki, D., and S. Jeong (2013). Ground-motion observations at hotel Montana during the M 7.0 2010 Haiti earthquake: Topography or soil amplification?, Bulletin of the Seismological Society of America, 103, no. 5, 2577–2590, doi: 10.1785/0120120242.

Assimaki D, Mohammadi K (2018). On the complexity of seismic waves trapped in irregular topographies. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 114:424–437. doi: 10.1016/j.soildyn.2018.07.020

Baillard, C., W. C. Crawford, V. Ballu, C. Hibert, and A. Mangeney, (2014). An automatic kurtosis-based P-and S-phase picker designed for local seismic networks. Bulletin of the Seismological Society of America 104:394–409. doi: 10.1785/0120120347

Bard P.Y. (1982). Diffracted waves and displacement field over two-dimensional elevated topographies. Geophysical Journal International 71:731–760

Bard, P.-Y. Y., and SESAME-Team (2004). Guidelines for the Implementation of the H / V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations Measurements, Processing and Interpretation.

Boore D.M. (1973). The effect of simple topography on seismic waves: implications for the accelerations recorded at Pacoima Dam, San Fernando Valley, California. Bulletin of the seismological society of America 63:1603–1609

Bouchon, M., C. A. Schultz, and M. N. Toksöz (1996). Effect of three-dimensional topography on seismic motion, Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978--2012), 101, no. B3, 5835–5846.

Bozzano, F., Lenti, L., Martino, S., Paciello, A., & Scarascia Mugnozza, G. (2008). Self-excitation process due to local seismic amplification responsible for the reactivation of the Salcito landslide (Italy) on 31 October 2002. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 113(B10).

Buech F., Davies T.R., Pettinga J.R. (2010). The little red hill seismic experimental study: Topographic effects on ground motion at a bedrock-dominated mountain edifice. Bulletin of the Seismological Society of America 100:2219–2229. doi: 10.1785/0120090345

Burjánek, J., B. Edwards, and D. Fäh, (2014). Empirical evidence of local seismic effects at sites with pronounced topography: A systematic approach, Geophysical Journal International, 197, no. 1, 608–619, doi: 10.1093/gji/ggu014.

Burjánek, J., G. Gassner-Stamm, V. Poggi, J. R. Moore, and D. Fäh (2010). Ambient vibration analysis of an unstable mountain slope, Geophysical Journal International, 180, no. 2, 820–828, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04451.x.

Cavallaro, A., A. Ferraro, S. Grasso, and M. Maugeri (2012). Topographic effects on the Monte Po Hill in Catania (Italy), Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 43, 97–113, doi: 10.1016/j.soildyn.2012.07.022.

Celebi M. (1991). Topographical and geological amplification: case studies and engineering implications. Structural Safety 10:199–217

Chávez-García, F. J., L. R. Sánchez, and D. Hatzfeld (1996). Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory, Bulletin of the Seismological Society of America, 86, no. 5, 1559–1573.

Chi, W. C., D. Dreger, and A. Kaverina (2001). Finite-source modeling of the 1999 Taiwan (Chi-Chi) earthquake derived from a dense strong-motion network, Bulletin of the Seismological Society of America, 91, no. 5, 1144–1157, doi: 10.1785/0120000732.

Cultrera, G. et al. (2016). Site effect studies following the 2016 the Emersito Task Force activities, Annals of Geophysics, 59, doi: 10.4401/ag-7189.

Ducellier, A., and H. Aochi (2012). Interactions between topographic irregularities and seismic ground motion investigated using a hybrid FD-FE method, Bulletin of Earthquake Engineering, 10, no. 3, 773–779, doi: 10.1007/s10518-011-9335-6.

Formisano, L. A., M. La Rocca, E. Del Pezzo, D. Galluzzo, C. Fischione, and R. Scarpa (2012). Topography effects in the polarization of earthquake signals: A comparison between surface and deep recordings, Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 53, no. 4, 471–484, doi: 10.4430/bgta0055.

Geli, L., P.-Y. Bard, and B. Jullien (1988). The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results, Bulletin of the Seismological Society of America, 78, no. 1, 42–63.

Glinsky, N., and E. Bertrand (2017). Numerical Investigation of Topographical Site Effects : Parametric Study on Simplified Geometries and Impact of the Inner Geological Structure, no. 1909.

Hallier, S., E. Chaljub, M. Bouchon, and H. Sekiguchi (2008). Revisiting the basin-edge effect at Kobe during the 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake, Pure and Applied Geophysics, 165, nos. 9–10, 1751–1760, doi: 10.1007/s00024-008-0404-y.

Hartzell, S., M. Meremonte, L. Ramirez-Guzmán, and D. McNamara (2014). Ground motion in the presence of complex topography: Earthquake and ambient noise sources, Bulletin of the Seismological Society of America, 104, no. 1, 451–466.

Hartzell, S., L. Ramírez-Guzmán, M. Meremonte, and A. Leeds (2017). Ground motion in the presence of complex Topography II: Earthquake sources and 3D simulations, Bulletin of the Seismological Society of America, 107, no. 1, 344–358, doi: 10.1785/0120160159.

Hancox, G., N.. Perrin, and G. D. Dellow (2002). Recent studies of Historical earthquakes-induced landsliding ground damafe and MM intensity in New Zealand, Bulletin of the New Zealand Society for earthquake engineering, 35.

Hollender, F., Z. Roumelioti, J. Regnier, V. Perron, and P. Bard (2018). Respective Advantages of Surface and Downhole Reference Stations for Site Effect Studies : Lessons Learnt From the Argonet (Cephalonia Island , Greece) and Cadarache (Provence , France) Vertical Arrays, in 16th european conference on earthquake engineering, 1–12.

Jafarzadeh, F., M. M. Shahrabi, and H. F. Jahromi (2015). On the role of topographic amplification in seismic slope instabilities, Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, 7, no. 2, 163–170, doi: 10.1016/j.jrmge.2015.02.009.Jibson, R. W., Harp, E. L., Schulz, W., & Keefer, D. K. (2004). Landslides triggered by the 2002 Denali Fault, Alaska, earthquake and the inferred nature of the strong shaking. Earthquake Spectra, 20(3), 669-691.

Jeong, S., D. Asimaki, J. Dafni, and J. Wartman (2019). How topography-dependent are topographic effects? Complementary numerical modeling of centrifuge experiments, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 116, no. November 2018, 654–667, doi: 10.1016/j.soildyn.2018.10.028.

Jibson, R. W., E. L. Harp, W. Schulz, and D. K. Keefer (2004). Landslides triggered by the 2002 Denali fault, Alaska, earthquake and the inferred nature of the strong shaking, Earthquake Spectra, 20, no. 3, 669–691, doi: 10.1193/1.1778173.

Kaiser, A., C. Holden, and C. Massey (2013). Determination of site amplification , polarization and topographic effects in the seismic response of the Port Hills following the 2011 Christchurch earthquake, NZSEE Conference, Wellington, New Zealand, no. XX, 1–8.

Kawase, H., and K. Aki (1990). Topography effect at the critical SV-wave incidence Possible explanation of damage pattern by the Whittier Narrows, California, earthquake of 1 October 1987, Bulletin of the Seismological Society of America, 80, no. 1, 1–22.Kennett, B.L.N (1991). Ed., IASPEI 1991 Seismological Tables, Publ. Australian Nat. Univ., 167pp.

Kennett, B. L. N., and E. R. Engdahl (1991). Travel times for global earthquake location and phase association, Geophysical Journal International, 105, 429–465.

Konno, K., and T. Ohmachi (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. Bulletin of the Seismological Society of America 88:228–241

Kramer S. L. (1996). Geotechnical earthquake engineering Kramer 1996.pdf. 376

Ktenidou, O. J., Z. Roumelioti, N. Abrahamson, F. Cotton, K. Pitilakis, and F. Hollender (2017). Understanding single-station ground motion variability and uncertainty (sigma): lessons learnt from EUROSEISTEST. Bulletin of Earthquake Engineering 1–26. doi: 10.1007/s10518-017-0098-6

Kuo, C. H., K. L. Wen, C. M. Lin, N. C. Hsiao, and D. Y. Chen (2018). Site amplifications and the effect on local magnitude determination at stations of the surface–downhole network in Taiwan. Soil Dynamics and Earthquake Engineering. 104:106-116

LeBrun, B., Hatzfeld, D., Bard, P.Y., and M. Bouchon (1999). Experimental study of the ground motion on a large scale topographic hill at Kitherion (Greece). Journal of Seismology 3:1–15

Lee, S.-J., Y.-C. Chan, D. Komatitsch, B.-S. Huang, and J. Tromp (2009). Effects of realistic surface topography on seismic ground motion in the Yangminshan region of Taiwan based upon the spectral-element method and LiDAR DTM. Bulletin of the Seismological Society of America 99:681–693

Lenti, L., and S. Martino (2012). The interaction of seismic waves with step-like slopes and its in fluence on landslide movements. Engineering Geology 126:19–36. doi: 10.1016/j.enggeo.2011.12.002

Massa, M., S. Barani, and S. Lovati (2014). Overview of topographic effects based on

experimental observations: meaning, causes and possible interpretations, Geophysical Journal International, ggu341.

Maufroy, E., V. M. Cruz-Atienza, and S. Gaffet (2012). A robust method for assessing 3-D topographic site effects: A case study at the LSBB underground laboratory, France, Earthquake Spectra, 28, no. 3, 1097–1115, doi: 10.1193/1.4000050.

Meunier, P., N. Hovius, and J. A. Haines (2008). Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides, Earth and Planetary Science Letters, 275, nos. 3–4, 221–232, doi: 10.1016/j.epsl.2008.07.020.Nakamura Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on The Ground Surface. Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute 30:25–33. doi: 10.1149/1.2069306

MOEA, and Central Geological Survey, 2008, Geological Map Database: <http://gis.moeacgs.gov.tw/gwh/gsb97-1/sys8/index.cfm> (accessed December 12, 2017).

Nakamura, Y. (1989). A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on The Ground Surface, Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute, 30, no. 1, 25–33, doi: 10.1149/1.2069306.

Pelekis, P., A. Batilas, E. Pefani, V. Vlachakis, and G. Athanasopoulos (2017). Surface topography and site stratigraphy effects on the seismic response of a slope in the Achaia-Ilia (Greece) 2008 Mw6.4 earthquake. Soil Dynamics and Earthquake Engineering 100:538–554. doi: 10.1016/j.soildyn.2017.05.038

Perron V. (2017) Apport des enregistrements de séismes et de bruit de fond pour l'évaluation site-spécifique de l' aléa sismique en zone de sismicité faible à modérée. Université Grenoble Alpes

Perron, V., A. Laurendeau, F. Hollender, P. Y. Bard, C. Gélis, P. Traversa, and S. Drouet (2017) Selecting time windows of seismic phases and noise for engineering seismology applications: a versatile methodology and algorithm. Bulletin of Earthquake Engineering 1–15. doi: 10.1007/s10518-017-0131-9

Pilz, M., S. Parolai, B. Petrovic, N. Silacheva, T. Abakanov, S. Orunbaev, and B. Moldobekov (2018). Basin-edge generated Rayleigh waves in the almaty basin and corresponding consequences for ground motion amplification, Geophysical Journal International, 213, no. 1, 301–316, doi:

10.1093/gji/ggx555.

Ponti, D. J., and R. E. Wells (1991). Off-fault ground ruptures in the Santa Cruz Mountains, California: Ridge-top spreading versus tectonic extension during the 1989 Loma Prieta earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 81, no. 5, 1480–1510,NP1–NP2.

Semblat, J.-F., R. Paolucci, and A.-M. Duval (2003). Simplified vibratory characterization of alluvial basins, Comptes Rendus Geoscience, 335, no. 4, 365–370, doi: 10.1016/S1631-0713(03)00058-0.

Sepulveda, S. A., W. Murphy, and D. N. Petley (2005). Topographic controls on coseismic rock slides during the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan, Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, 38, no. 2, 189–196, doi: 10.1144/1470-9236/04-062.Shearer P, Orcutt J (1987). Surface and near-surface effects on seismic waves—theory and borehole seismometer results. Bulletin of the Seismological Society of America 77:1168–1196

Shearer, P., and J. Orcutt (1987). Surface and near-surface effects on seismic waves—theory and borehole seismometer results, Bulletin of the Seismological Society of America, 77, no. 4, 1168–1196.

Specht, S. Von, U. Ozturk, G. Veh, F. Cotton, and O. Korup, (2019). Effects of finite source rupture on landslide triggering : the 2016 M w 7 . 1 Kumamoto earthquake, Solid Earth, 10, 463–486, doi: https://doi.org/10.5194/se-10-463-2019

Spudich, P., and L. N. Frazer (1984). Use of ray theory to calculate high-frequency radiation from earthquake sources having spatially variable rupture velocity and stress drop. Bulletin of the Seismological Society of America, 74(6), 2061-2082.

Steidl, J. H., A. G. Tumarkin, and R. J. Archuleta (1996). What is a reference site?, Bulletin of the Seismological Society of America, 86, no. 6, 1733–1748.

Tibaldi, A., L. Ferrari, and G. Pasquarè (1995). Landslides triggered by earthquakes and their relations with faults and mountain slope geometry: an example from Ecuador, Geomorphology, 11, no. 3, 215–226, doi: 10.1016/0169-555X(94)00060-5.

Wartman, J., R. B. Seed, and J. D. Bray (2005). Shaking Table Modeling of Seismically Induced Deformations in Slopes, Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 131, no. 5, 610–622, doi: 10.1061/(ASCE)1090-0241(2005)131:5(610).

Full mailing address

Claire Rault, Laboratoire de géologie de l'ENS, 75005 Paris, France claire.rault@ens.fr

Patrick Meunier, Laboratoire de géologie de l'ENS, 75005 Paris, France, meunier@geologie.ens.fr

Arnaud Burtin, Institut de Physique du Globe de Paris, 75005 Paris, France, burtin@ipgp.fr

Wein A Chao, Department of Civil Engineering, National Chiao Tung University, Hsinchu 30010, Taiwan vvnchao@gmail.com

Jui-Ming Chang,: Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei 10617, Taiwan, geomingical@gmail.com

Odin Marc, École et Observatoire des Sciences de la Terre ,67084 Strasbourg, France odin.marc@unistra.fr

Yih-Min Wu, Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei 10617, Taiwan drymwu@ntu.edu.tw

Tz-Shin Lai, Department of Geosciences, National Taiwan University, Taipei 10617, Taiwan, heidi@scman.cwb.gov.tw

Niels Hovius Helmholtz Centre Potsdam, German Research Center for Geosciences (GFZ), Telegrafenberg, 14473 Potsdam, Germany , hovius@gfz-potsdam.de

Chapitre 3

Position des glissements de terrain co-sismiques le long des pentes : forçage sismique ou géologique

3.1 Introduction

On recense de nombreux exemples de dommages et déformations de surface survenus suite à des séismes en régions montagneuses. Il peut s'agir notamment de glissements de terrain. Une part importante des dégâts co-sismiques recensés se concentre aux abords des sommets. Ce phénomène est généralement attribué à la présence d'effets de site (voir chapitre 2).

Dans ce chapitre on s'interroge sur la validation de l'hypothèse suivante : Les effets de site topographiques contraignent fortement l'emplacement des glissements de terrain co-sismiques le long des versants.

Une première partie de l'étude est consacrée à l'analyse statistique de la position des glissements de terrain dans la zone épicentrale de trois grands séismes. On met ainsi en évidence l'existence de zones cohérentes où les glissements de terrain sont plus concentrés au niveau des sommets et de zones pour lesquelles ces déformations se situent davantage sur le bas des pentes. La deuxième partie consiste à extraire les paramètres de premier ordre qui expliquent une telle zonation. Nous mettons en relation le positionnement des glissements de terrain avec des paramètres intrinsèques comme la lithologie ou la géométrie des reliefs, et avec des paramètres caractéristiques

du forçage sismique, comme le PGV et le PGA. Aucune relation claire n'émane de cette analyse. Seule une analyse pointue des structures géologiques présentes dans les zones épicentrales nous permet finalement de montrer l'importance de telles structures sur la modulation du positionnement des glissements de terrain le long des pentes dans la zone épicentrale, et ainsi de nuancer fortement l'hypothèse de départ.

Cette analyse a abouti à la publication,dans la revue *Earth Surface*, d'un article scientifique, constituant le cœur de ce chapitre.

Tout d'abord, la méthode employée pour décrire et quantifier la position des glissements de terrain le long des pentes est détaillée. Puis, suite à la présentation de l'article publié, nous revenons sur certains points de discussion à propos des limites de la méthode employée, publiés dans les suppléments accompagnant la publication (voir Annexe C).

3.2 Position des glissements de terrain le long des pentes

La position des glissements de terrain sur les pentes est déterminée à l'aide de modèles numériques de terrain (MNT). Nous avons utilisé soit le modèle $SRTM$, soit le $AW3D30$, téléchargeables respectivement sur le site de l'USGS [1] et sur le site d' ALOS [2]. On a choisi les MNTs comportant le moins d'irrégularités ou de trous et qui ont la meilleure résolution.

La position d'un glissement de terrain le long d'une pente peut être définie en fonction de sa distance par rapport à la crête et où à rivière (figure 3.2.1). Les distances considérées sont les distances d'écoulement. Ceci nécessite a) de cartographier les rivières et les crêtes à partir du MNT et b) de définir les métriques permettant de comparer la position des glissements de terrain le long des pentes dans plusieurs bassins versants.

1. https ://earthexplorer.usgs.gov/
2. https ://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm

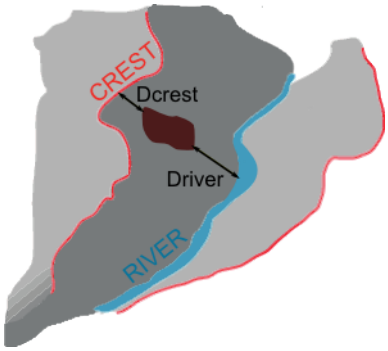

FIGURE 3.2.1 – Position d'un glissement de terrain le long d'une pente. Elle peut être quantifiée par la distance du glissement à la rivière (D_{river}) ou bien par sa distance à la crête (D_{crest}).

3.2.1 Cartographie des crêtes et des rivières

3.2.1.1 Cartographie des rivières

La transition entre la pente et le domaine fluvial est définie par une valeur critique de l'aire drainée Montgomery (2001). La figure 3.2.2.a montre la pente en fonction de l'aire drainée pour un exemple localisé en Papouasie Nouvelle Guinée. Selon Montgomery (2001), l'aire drainée critique (F_{ac}), définissant la limite d'entrée dans le domaine fluviale, correspond à la rupture de pente de cette courbe. Cette technique, bien que simple et donc très pratique, est très dépendante de la résolution du MNT utilisé. Comme on peut le voir sur la figure 3.2.2.a, la transition entre les domaines n'est pas forcement nette, ce qui implique de possibles erreurs dans la définition de l'étendue du domaine fluviale. Plus la valeur de F_{ac} est petite plus le réseau de rivières est dense (figure 3.2.2.b).

3.2.1.2 Cartographie des crêtes

Il existe plusieurs façons de procéder pour définir les crêtes. Ci-dessous je détaille quatre méthodes possibles.

1. Les crêtes sont toutes les cellules du MNT où l'aire drainée est nulle. L'inconvénient est que les fréquentes irrégularités du MNT (*i.e.* maximum local) dues au bruit sont également sélectionnées. Le réseau de crêtes ainsi cartographié est très dense et bruité (figure 3.2.3.a).

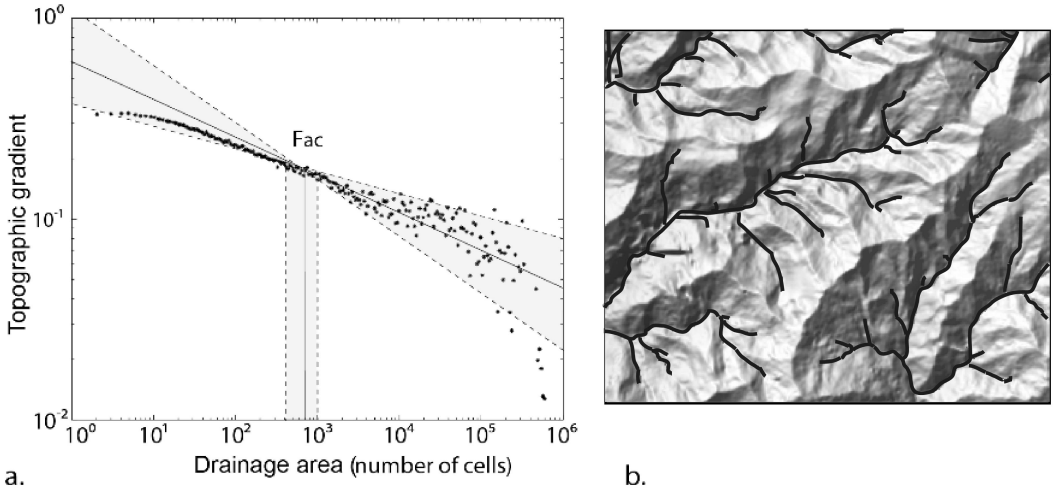

FIGURE 3.2.2 – Définition des rivières selon la méthode de Montgomery (2001). **a.** Pente en fonction de l'aire drainée, l'aire drainée critique (F_{ac}) se situe à l'endroit où la courbure de la courbe est maximum. **b.** Exemple de réseau de rivière généré à partir de la méthode de Montgomery (2001).

2. La topographie peut être inversée. Les crêtes sont alors représentées à la place des rivières et les rivières à la place des crêtes. Les crêtes peuvent ainsi être cartographiées en utilisant le critère sur l'aire drainée introduit par Montgomery (2001) et décrit dans le paragraphe précédent. Cette méthode tend à générer un réseau de crêtes peu dense et peu connecté (figure 3.2.3.b).

3. Les crêtes sont représentées par les cellules du MNT où l'aire drainée est nulle et la courbure positive cohérente avec celles des cellules voisines. Le réseau de crêtes résultant de cette méthode est moins dense mais mieux connecté qu'avec la précédente méthode (figure 3.2.3.c).

4. Les crêtes sont générées avec la même méthode qu'en 3. mais avec un critère de restriction additionnel : Seules sont retenues les crêtes délimitant un bassin d'ordre 0 ou plus, lui-même défini par la présence d'un segment de rivière. Avec cette méthode, les définitions des crêtes et des rivières sont interdépendantes, et la densité du réseau de crêtes dépend donc de la densité du réseau de rivières (figure 3.2.3.d).

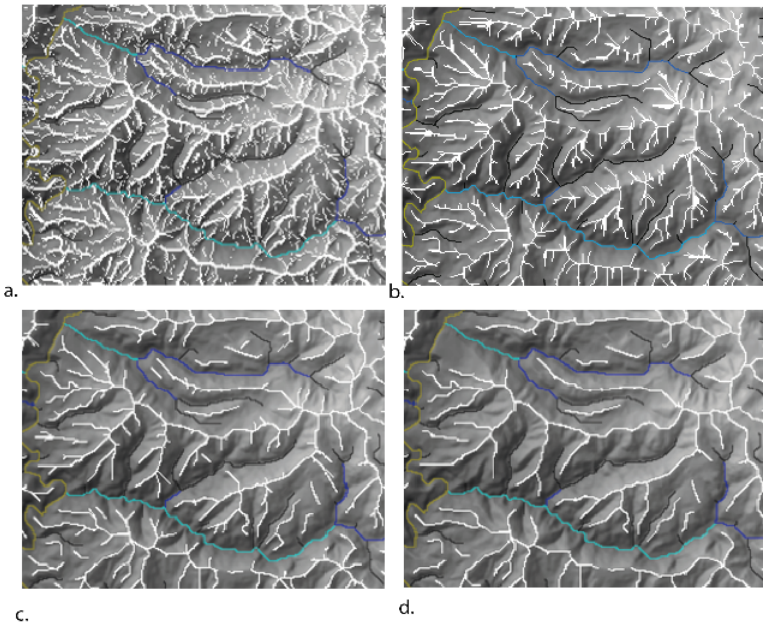

FIGURE 3.2.3 – Illustration des réseaux de crêtes résultant de la méthode employée pour la définition des crêtes. Les figures **a.** à **d.** correspondent aux méthodes 1. à 4. respectivement. Voir le texte pour plus de détails.

3.2.2 Métrique : quantification du positionnement des glissements le long des pentes

La métrique introduite a pour but de déterminer la position des glissements de terrain le long des pentes dans le paysage, c'est-à-dire leur position relative par rapport au bas de pente à la crête. On a vu qu'en fonction de la méthode utilisée, un réseau, plus ou moins dense, de crêtes ou de rivières peut être généré. Dans le cas d'un réseau très dense de rivières, la distance moyenne entre les rivières et les glissements de terrain tend à diminuer, puisque le domaine fluvial s'étend plus haut dans le bassin. De manière similaire, la distance moyenne séparant les glissements des crêtes est inversement corrélée à la densité du réseau de crêtes.

Par conséquent, la définition de la position des glissements le long des pentes est très dépendante de la variation de densité des réseaux de rivières et de crêtes a) naturelle entre deux bassins et b) due à la méthode employée pour générer ces réseaux. Cette dépendance rend donc impossible la comparaison des cas.

Pour solutionner ce problème, on normalise la distribution de la distance des glissements aux rivières (ou crêtes) par la distribution de la distance des cellules de la topographie aux rivières ou crêtes. En pratique, on procède en plusieurs étapes dans chacune desquelles une nouvelle métrique est introduite.

Premièrement, la métrique appelée distance normalisée à la rivière $|d_{st}|$ est introduite. Elle est définie pour chaque cellule du MNT selon l'équation suivante :

$$|d_{st_i}| = \frac{dst_i}{dst_i + dr_i} \tag{3.2.1}$$

dst_i représente la distance entre la cellule i et la rivière, et dr_i la distance à la crête. Toutes deux sont mesurées le long de la direction de l'écoulement de surface.

Une cellule i définie par un $|dst_i|$ égal à 1 est sur une crête, tandis qu'une cellule i avec un $|dst_i|$ égal à zéro est une cellule de la plaine alluviale.

Ensuite, pour une portion de paysage, la fonction de densité de probabilité (PDF) des $|d_{st}|$ est calculée sur l'intervalle]0,1[. Les bornes sont exclues afin que la PDF ne soit pas affectée par d'éventuelles grandes variations de largeur des plaines alluviales, ou bien de la méthode de cartographie des rivières et des crêtes. La figure 3.2.4.e montre des exemples de PDF calculées dans trois bassins synthétiques avec des profils de pente respectivement droit (a.), concave (b.) et convexe (c.), et deux bassins versants issus d'une portion de MNT de Taiwan (d.). Quelque soit le profil de pentes utilisé, la PDF est une fonction monotone croissante, sans comportement asymptotique aux abords des limites inférieure et supérieure.

Afin d'étudier la variabilité spatiale de la position des glissements de terrain le long des pentes dans les zones épicentrales, nous avons divisé la zone en macro-cellules dans lesquelles nous avons calculé PDF_{topo} et PDF_{ls}. PDF_{topo} est la PDF calculée en incluant toutes les cellules, tandis que PDF_{ls} est celle calculée en prenant en compte uniquement les cellules affectées par les glissements de terrain.

Enfin le rapport de ces deux probabilités que l'on nomme RP, est défini comme suit :

$$RP = \frac{PDF_{ls}}{PDF_{topo}} \tag{3.2.2}$$

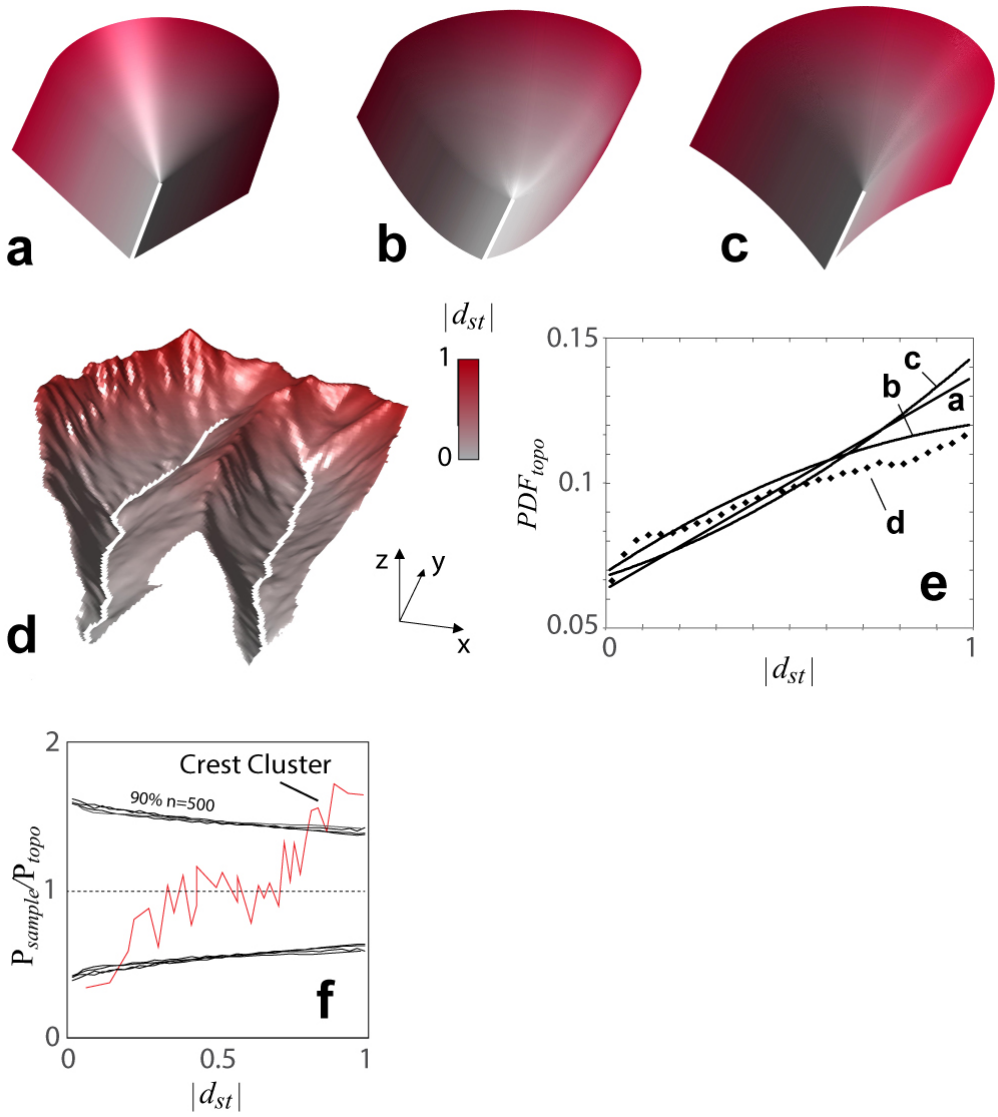

FIGURE 3.2.4 – Introduction des métriques employées pour quantifier la position des glissements de terrain le long des pentes. **e.** Fonction de densité probabilité de la distance normalisée à la rivière (PDF_{topo}) pour 3 bassins versant synthétiques (**a., b., c.**) dont la convexité de la topographie est différente et pour 2 bassins versants extraits d'un MNT de Taiwan (**d.**). **f.** Intervalle de prédiction I_{rp} à 90% dans les 4 bassins associé à un tirage aléatoire de 500 cellules (courbes noires) et R_p calculé dans une macro-cellule de la zone épicentrale de Taiwan (courbe rouge).

Si le paysage est uniformément échantillonné par les glissements de terrain, ce rapport est égal à 1 pour tout intervalle de $|d_{st}|$. Dans la région des $|d_{st}|$ proches de 1, de grandes valeurs de RP, (*i.e.* $RP \gg 1$) signifient que les glissements de terrain sur-échantillonnent les crêtes tandis que de faibles valeurs (*i.e.* $RP \ll 1$) signifient qu'elles sont plutôt appauvries.

De la même manière, une forte valeur de RP, pour des $|d_{st}|$ proches de 0 signifient que les glissements sur-échantillonnent les bas de pentes (figure 3.2.4.f).

Les macro-cellules qui contiennent peu de glissements de terrain, ont un RP très bruité n'ayant pas de réalité statistique. Pour corriger ce biais nous utilisons le théorème central limite, exprimant le fait que la somme distribution des valeurs tirées aléatoirement converge vers une loi normale de paramètre p. Comme les glissements de terrain recouvrent moins de 10% de la surface du paysage, l'échantillonnage de la topographie par les glissements de terrain peut être approximé par un échantillonnage de Bernoulli. La convergence vers une distribution normale de n tirages, de paramètre (*i.e*, probabilité) p nécessite que les trois conditions suivantes soient vérifiées :

- $n>30$
- $n(1-p)>5$
- $np>5$

Comme le ratio de probabilité RP est construit à partir de la distribution des distances normalisées à la rivière de chaque cellule de la macro-cellule, n devrait être le nombre de cellules affectées par les glissements de terrain dans la macro-cellule considérée. Néanmoins procéder ainsi introduirait un biais : un glissement est généralement composé de plusieurs cellules, une cellule i de $|d_{st_i}|$ aurait une forte probabilité d'avoir une cellule voisine j de $|d_{st_j}|$ telle que $|d_{st_j}| \approx |d_{st_i}|$. Le tirage ne serait donc plus indépendant et l'hypothèse de Bernoulli ne serait pas vérifiée. Pour pallier à ce problème, nous définissons n comme le nombre de glissements de terrain inclus dans la macro-cellule considérée. Ce choix permet de maximiser l'erreur associée à la trop faible quantité de glissements dans une macro-cellule puisqu'elle introduit un "ciseau" statistique portant sur leur nombre et non leur surface cumulée.

Le théorème central limite est utilisé pour définir l'intervalle de prédiction à j%

(IP_j). Cet intervalle permet d'assurer que la valeur tirée est issue d'un tirage sans ou avec biais avec une assurance à j%. Par exemple, IP_{90} d'un tirage aléatoire non-biaisé pour une $PDF_{topo}(|d_{st_j}|) = p$ et un nombre n de glissements de terrain donné est défini comme :

$$IP_{90} = [p - 1.96\sqrt{\frac{p(1-p)}{n}}; p + 1.96\sqrt{\frac{p(1-p)}{n}}] \tag{3.2.3}$$

Ainsi, par construction, on en déduit que le "tirage" des cellules de la topographie par les glissements de terrain est biaisé à 90% lorsque les valeurs de RP sont situées au-delà de l'intervalle de prédiction $I_{RP_{90}}$ définie comme :

$$I_{RP_{90}} = \frac{IP_{90}}{p} = [1 - 1.96\sqrt{\frac{(1-p)}{np}}; 1 + 1.96\sqrt{\frac{(1-p)}{np}}] \tag{3.2.4}$$

Dans le cas d'un tirage aléatoire, *i.e.* d'une distribution normale des glissements de terrain, les valeurs de RP devraient être situées dans l'intervalle $I_{RP_{90}}$. Nous définissons donc comme "cluster" les zones où le RP est au-delà de $I_{RP_{90}}$, c'est à dire les zones où le tirage est biaisé (*i.e.* que le positionnement des glissements le long des pentes est globalement forcé dans cette zone).

3.3 Publication : *Co-seismic crest-clustering investigated in 3 large earthquakes*

L'article présenté ci-dessous a été soumis au journal *E-surf* le 9 novembre 2018 (https ://doi.org/10.5194/esurf-2018-82). L'ensemble des données complémentaires accompagnant cet article est présenté en Annexe C de cette présente thèse.

Seismic and geologic controls on spatial clustering of landslides in three large earthquakes

Claire Rault[1], Alexandra Robert[2], Odin Marc[3], Niels Hovius[4, 5], Patrick Meunier[1]

[1] Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure Paris, Paris, 75005, France
[2] Géosciences Environnement Toulouse, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, 31400, France
[3] Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, Strasbourg, 67084, France
[4] GFZ German Research Center for Geosciences, Potsdam, 14473, Germany
[5] Institute for Earth and Environmental Sciences, University of Potsdam, 14476, Germany

Correspondence to: Claire Rault (claire.rault@ens.fr)

Abstract. The large, shallow earthquakes at Northridge, California (1994), Chi-Chi, Taiwan (1999) and Wenchuan, China (2008) each triggered thousands of landslides. We have determined the position of these landslides along hillslopes, normalizing for statistical bias. The landslide patterns have a co-seismic signature, with clustering at ridge crests and slope toes. A cross check against rainfall-induced landslide inventories seems to confirm that crest-clustering is specific to seismic-triggering as observed in previous studies. In our three study areas, the seismic ground motion parameters, lithologic and topographic features used do not seem to exert a primary control on the observed patterns of landslide clustering. However, we show that at the scale of the epicentral area, crest- and toe-clustering occur in areas with specific geological features. Toe-clustering of seismically-induced landslides tends to occur along regional major faults. Crest-clustering is concentrated at sites where the lithology along hillslopes is approximately uniform, or made of alternating soft and hard strata, and without strong overprint of geological structures. Although earthquake-induced landslides locate higher on hillslopes in a statistically significant way, geological features strongly modulate the landslide position along the hillslopes. As a result the observation of landslide clustering on topographic ridges cannot be used as a definite indicator of topographic amplification of ground shaking.

1 Introduction

Seismic ground shaking triggers many landslides in active mountain areas. A growing number of catalogues of landslides associated with large earthquakes is now being produced by mapping from satellite images (Tanyaş et al., 2017; U.S. Geological Survey, 2018b). Such catalogues have been used to show that to the first order, the density of the co-seismic landslides is controlled by the intensity of seismic shaking and by hillslope rock strength, and that the total volume of landslides and the area extent affected by them increase with the earthquake magnitude (Keefer, 1984; Marc et al., 2016, 2017; Rodríguez et al., 1999).

In recent years, several studies have explored the position of the landslides in the landscape, adding this characteristic to their description of the landslide inventories. At the catchment scale, landslides triggered by storms and earthquakes affect different parts of ridge and valley topography (Densmore and Hovius, 2000; Meunier et al., 2008). Storm-induced landslides are preferentially triggered low on slopes due to riverbank erosion and high groundwater pressure (Lin et al., 2011; Meunier et al., 2008; Tseng et al., 2017). By contrast, earthquake-triggered landslides are more uniformly distributed since ground shaking affects all portions of the hillslope (Densmore and Hovius, 2000), or they are concentrated near ridges or slope breaks (Harp and Jibson,

1996; Massey et al., 2017; Sepúlveda et al., 2010; Weissel and Stark, 2001). Numerical simulations of ground shaking in complex topographies predict that seismic waves are actually amplified around ridge crests (e.g. Boore, 1973; Massa et al., 2014; Poursartip et al., 2017). Both seismic noise analysis and strong motion records confirm that stronger shaking often occurs at topographic highs (Chávez-García et al., 1996; Durante et al., 2017; Hartzell et al., 2014; Massa et al., 2010). Meunier et al, 2008 suggested that earthquake-induced landslides tend to cluster around ridge crests as a consequence of these topographic site effects. Yet, amplification of ground shaking around the crests predicted by numerical studies is found to be modest, mostly 1.2 to 2.5 times the flat model, depending in particular on the shape of the hill and the seismic wave frequency considered (Ashford et al., 1997; Asimaki and Mohammadi, 2018; Chávez-García et al., 1996; Geli et al., 1988; Lovati et al., 2011; Pedersen et al., 1994). Numerous authors argued that larger crest amplifications observed in the field are mostly caused by lithological contrasts along the wave path and possible upward propagation of Rayleigh waves from the base of a slope towards the crest (Burjánek et al., 2014; Gallipoli et al., 2013; Glinsky and Bertrand, 2017; Havenith et al., 2003; Ohtsuki and Harumi, 1983).

Here, we study the spatial variations of the position of co-seismic landslides on hillslopes within the epicentral areas of three large, shallow earthquakes affecting steep mountain topography: the 1994 M_w 6.7 Northridge Earthquake, the 1999 M_w 7.6 Chi-Chi Earthquake and the 2008 M_w 7.9 Wenchuan Earthquake. We also consider the location of rainfall-triggered landslides in the area affected by the Chi-Chi earthquake for comparison. Using a statistical approach, we identify coherent patterns of ridge crest- and slope toe-clustering. We explore seismic, topographic, lithological and structural features as possible controls on the observed patterns, and conclude that co-seismic landslide distributions are best explained by superposition of effects of local geological configurations on general seismically-controlled patterns.

2 Study areas and landslides inventories

We use previously published landslides inventories for three earthquakes (Table 1), constructed by digitizing landslides outlines from field and air-photos, and satellites images. These inventories have been shown to be relatively complete for landslides larger than 30 m^2, but they do not allow distinction between the erosional and depositional parts of landslides.

2.1 The 1994 Northridge earthquake

The M_w 6.7 Northridge occurred on the 17th of January 1994, about 100km North of Los Angeles, in Southern California. Rupture started on the Northridge blind thrust fault, at about 19km depth (Somerville et al., 1996). It generated strong ground shaking with peak ground accelerations (PGA) up to 1.78g. More than 11.000 landslides were triggered, with a cumulative area of more than 23km^2 (Harp and Jibson, 1996). Most of these landslides were located in the Santa Susanna and San Gabriel Mountains.

2.2 The 1999 Chi-Chi earthquake

On the 21st September 1999, the shallow M_w 7.6 Chi-Chi earthquake occurred in the western foothills of Taiwan's Central Range. The rupture initiated along the Chelungpu thrust fault at 12±5km depth (Angelier et al.,

2001). Strong ground shaking was recorded with a PGA up to 1g in some places (Tsai et al, 2000). The earthquake caused about 10,000 landslides with a combined area in excess of 125 km^2 (Liao and Lee, 2000).

2.3 The 2008 Wenchuan earthquake

On the 12th of May 2008, the M_w 7.9 Wenchuan earthquake occurred along the eastern boundary of the Tibetan Plateau. The rupture initiated at a focal depth of 14 to 19km and propagated along two segments of the Longmen Shan thrust system (De Michele et al., 2010; Tong et al., 2010). Strong ground motion was felt with recorded PGA exceeding 0.8g in some places (Wen et al., 2010) . The earthquake caused a large number of landslides: more than 197,000 were mapped, with a cumulative surface area exceeding 700km² (Xu et al., 2014). At least three catalogues are available for this earthquake (Gorum et al., 2011; Parker et al., 2011; Xu et al., 2014). Here, we use the one from Xu et al 2014, which we deem to be the most complete and accurate, based on a comparison detailed in the supplementary materials.

2.4 Rainfall-induced landslides in the Chi-Chi epicentral area

In 2009, typhoon Morakot deposited up to 31.9 meter of rainwater in 48 hours in the considered area (Chien and Kuo, 2011). More than 15,000 landslides were triggered by this typhoon (Marc et al., 2018) in an area that extends into the Chi-Chi epicentral area. In the area of overlap, the characteristics of the landslide populations associated with the earthquake and the typhoon can be compared directly. Moreover, we document the time variation of the location of the landslides located in three watersheds in the Chi-Chi epicentral area from 1994 to 2014 (Marc et al., 2015, Table 1). The location of these three catchments is reported in Fig. 2 and 3.

Table 1: Details of the inventories used of earthquake- and rainfall-induced landslides

Database	Date	Country	Number of landslides	Surface covered by landslides (km²)	Trigger	Landslides inventory origin	Data and Methods used to map the landslides
Pre-Chi-Chi	1994 - 1999	Taïwan	375	2.7	Rainfall	(Marc et al., 2015)	Satellites images
Chi-Chi	1999	Taïwan	9 272	127.6	Earthquake	(Liao & Lee, 2000)	Aerial photographs and satellites images
Post-Chi-Chi	1999 - 2004	Taïwan	1 647	10.1	Rainfall	(Marc et al., 2015)	Satellites images and air photos
Morakot	2009	Taïwan	17 344	225.0	Typhoon	(Marc et al., 2018)	Satellites images

Wenchuan	2008	China (Sichuan)	197 481	1 160	Earthquake	(Xu et al, 2014)	Aerial photographs and satellites images
Northridge	1999	USA (California)	11 111	25.9	Earthquake	(Harp & Jibson, 1996)	Air photos and field observations

3 Methods

3.1 Landslide position in the landscape

Our aim is to determine the position of landslides within the landscape, specifically their position relative to a ridge crest or the top of a hillslope, and to the river valley or toe of a hillslope. For this, we adopt the metrics of Meunier et al, 2008 to normalize for the variation of hillslope lengths across the landscape, introducing the normalized distance to stream $|d_{st}|$. Ridge crests are characterized by a $|d_{st}|$ equal to one, while rivers have a $|d_{st}|$ equal to zero (see supplementary, Method and metrics).

A given portion of the landscape is characterized by its probability density function of occurrence of $|d_{st}|$ values, PDF_{topo} (Fig. S1.e). Landslide locations are characterized by PDF_{ls}, the probability density function of $|dst|$ derived only from cells affected by landslides. Within portions of the epicentral area (macrocells), we compute both PDF_{topo} and PDF_{ls} and we define the ratio of probability $R_p= PDF_{ls}/PDF_{topo}$. In this way, the distribution of locations of the landsliding cells along hillslopes (here expressed in $|d_{st}|$) is normalized by the distribution of occurrence of locations in the landscape of the macrocell, effectively removing geomorphic or methodological biases (Fig. S1.e, S1.f). If the landscape into the macrocell is uniformly sampled by landsliding, $R_p=1$ over (0,1). High values of R_p (>>1) for $|d_{st}|$ >0.75 indicate a significant crest oversampling by landslides. Inversely, low values of R_p express undersampling. Similarly, large values of R_p for $|d_{st}|$<0.25 indicate hillslope toe oversampling. In our analysis, we have defined $Rp_{crest} = \overline{Rp_{[0.75-1)}}$ and $Rp_{toe} = \overline{Rp_{(0-0.25]}}$ as the mean value of R_p over the upper and the lower quarter of the hillslope respectively.

3.2 Crest and toe clustering

The purpose of this paper is first to detect if there are areas where the landslides are more likely to occur on a given portion of the hillslope (i.e. if crests or toes are more susceptible to fail during an earthquakes), and if so, what physical processes could explain it. Macrocells with very few landslides are not statistically representative. Therefore, we must be able to quantify the probability for a given topography and landslides within it that the observed R_p could differ from one because of statistical fluctuations rather than for physical reasons. To do this, we test the null hypothesis comparing the R_p derived from the data to the one associated to a random sampling of the landscape. In each macrocell, we define the 90% interval of confidence I_{rp} depending on the number of landslides affecting it. Crest-clustering, defined here as preferential sampling of the upper quarter of a hillslope section by landsliding, is only considered to occur where Rp_{crest} exceeds the upper bound of I_{rp}. Similarly, Rp_{toe} is defined as the average of Rp computed over the lower quarter of the slope, and toe-clustering is adjudged for

Rp_{toe} values greater than the upper-bound of I_{rp} (Fig. S2). Since crest-clustering and toe-clustering are mutually exclusive (see supplementary, Statistical robustness, Fig. S4), zones of toe-clustering also have values of Rp_{crest} lower than the lower bound of I_{rp}. Therefore, Rp_{crest} can be used as an indicator of crest- and toe-clustering.

3.3 Spatial mapping of the landslide position within the epicentral area

Maps of Rp_{crest} and Rp_{toe} were generated by subdividing a study area into macrocells in which Rp is calculated. The size of the macrocells in this study is set at 7.8 km^2 to optimize for two criteria: a) the cell must be small enough to capture the spatial variation within the epicentral area, and b) it must be large enough to be statistically representative in terms of landslide content (see supplementary Methods-Metrics). The second criterion imposes a lower limit to the resolution at which we can observe any spatial variation. Figure S5 shows three Rp_{crest} maps in the Wenchuan epicentral area with increasing macrocell size. Although the patterns remain globally the same, macrocells of 7.8 km^2 produce the most legible map. The mean of Rp_{crest}, averaged over the whole landscape, remains relatively independent of the macrocell size (Table 2, supplementary).

3.4 Extraction of seismic and topographic parameters

In each macrocell, we compute the median of the seismic parameters according to the USGS ShakeMap (Allen and Wald 2007; U.S. Geological Survey 2018a). Shake maps provide the peak ground velocity (PGV), peak ground acceleration (PGA), and the pseudo spectral acceleration (PSA) at 3s, 1s, and 0.3s.

relations have been observed between seismic ground motion and the ridge shape and orientation with respect to the epicenter. For example, the ridge half width can be related to the frequency of resonance of the topography (e.g. Paolucci, 2002, Massa et al, 2014) and the ridge shape ratio (slope height /ridge width) can be linked to the ground motion amplification (Geli, 1988). To test if the clustering can be associated to the geometry of the ridges we calculate and associate to each macrocell the median slope heights and the median of the ridge half-widths. To do this, we perform a geometric extraction of the ridge relief by simplifying the geometry of the topographic ridge cross section by a triangular shape (see supplementary extraction of topographic features Fig. S8).

3.5 Lithological features

In order constrain the influence of rock strength on landslide location patterns, we group lithologies that have similar apparent physical properties, using the information provided by geological maps of the earthquake epicentral areas (see Fig. S9). For the Northridge area, we use a combination of the maps compiled by the United States Geological Survey (Yerkes et al., 2005; Strand, 1969). For Taiwan we use materials from the Taiwan Central Geological Survey, MOEA (MOEA and Central Geological Survey, 2008), and for Wenchuan we use the map published by Robert, 2011. Each macrocell is defined by its dominant lithology group, *i.e*, the one occupying the largest area.

4 Results

4.1 Temporal variation of crest-clustering

To test if seismic ground shaking and rainstorms cause hillslope failures in different parts of the landscape, we first consider the temporal variation of clustering in the upper quartile of slopes in three watersheds in the Chi-Chi epicentral area between 1996 and 2014 (Fig. 1). Before the Chi-Chi earthquake, the typhoon-induced landslides tended to under-sample the upper slope domain (Rp_{crest} < 0.6). The Chi-Chi earthquake itself was characterized by clear crest over-sampling (Rp_{crest} = 1.2). Just after the earthquake, Rp_{crest} dropped to 0.4 and returned to its pre-earthquake value in about 3 years. This evolution seems to confirm that landslides triggered by earthquakes and rainfall have distinct and different clustering behaviour as observed in previous study (Meunier et al, 2008; Densmore and Hovius, 2000).

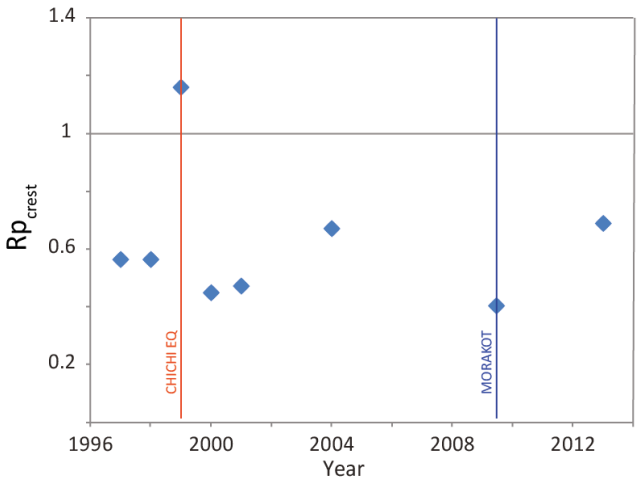

Figure 1: Time variation of the landslide crest-clustering Rp_{crest} in three watersheds in the Chi-Chi epicentral area mapped in Fig. 2. Chi-Chi-induced landslides sit well above the previous and subsequent rainfall-triggered landslides.

4.2 Spatial variation of crest-clustering

Figure 2 shows the spatial distribution of Rp_{crest} in the three epicentral areas. Macrocells without statistically significant clustering are removed for clarity (see Methods-Statistics). In the three cases, we observe coherent patterns of crest- and toe-clustering on about half of the surface affected by landsliding (Fig. 2). These patterns can cover several tens of square kilometers, and they have similar sizes in the three epicentral areas. Hence, the larger the epicentral area the more individual patterns we observe. Specifically, the Northridge epicentral area is almost exclusively affected by crest-clustering (Fig. 2.b). Two coherent zones are observed in the Chi-Chi epicentral area: crest-clustering in the western-part of the epicentral area, and toe-clustering in the eastern part (Fig. 2.c). In the Wenchuan case, five or six distinct patches of crest-clustering can be identified. They are separated by more or less elongated zones of toe-clustering extending up to several tens of kilometers (Fig. 2.a). Overall, crest-clustering does not appear to be a dominant pattern in the Wenchuan case. Note that in the Wenchuan case, the pattern of clustering is very sensitive to the quality of the landslide inventory (see dependence on the datasets in the supplementary). In the following, we only consider results obtained with the

Xu et al, 2014 dataset. Therefore, the three cases show that earthquake-triggered landslides are distributed quite evenly along many slopes in an epicentral area, with upper slope or slope toe clustering in some places.

The spatial distribution of Rp_{crest} for the landslides induced by typhoon Morakot in Taiwan is distinct from that found for the three earthquakes. The typhoon caused uniform toe-clustering (Fig. 3), with lower values of Rp_{crest} (~0.5) in the aforementioned watersheds than those obtained in the same region for landslides induced by the Chi-Chi earthquake, even though these also cluster downslope. This observation, added to the results concerning the temporal variation of Rp_{crest} presented in the section 4.1, suggests that toe-clustering is a signature of rainfall-induced landslides.

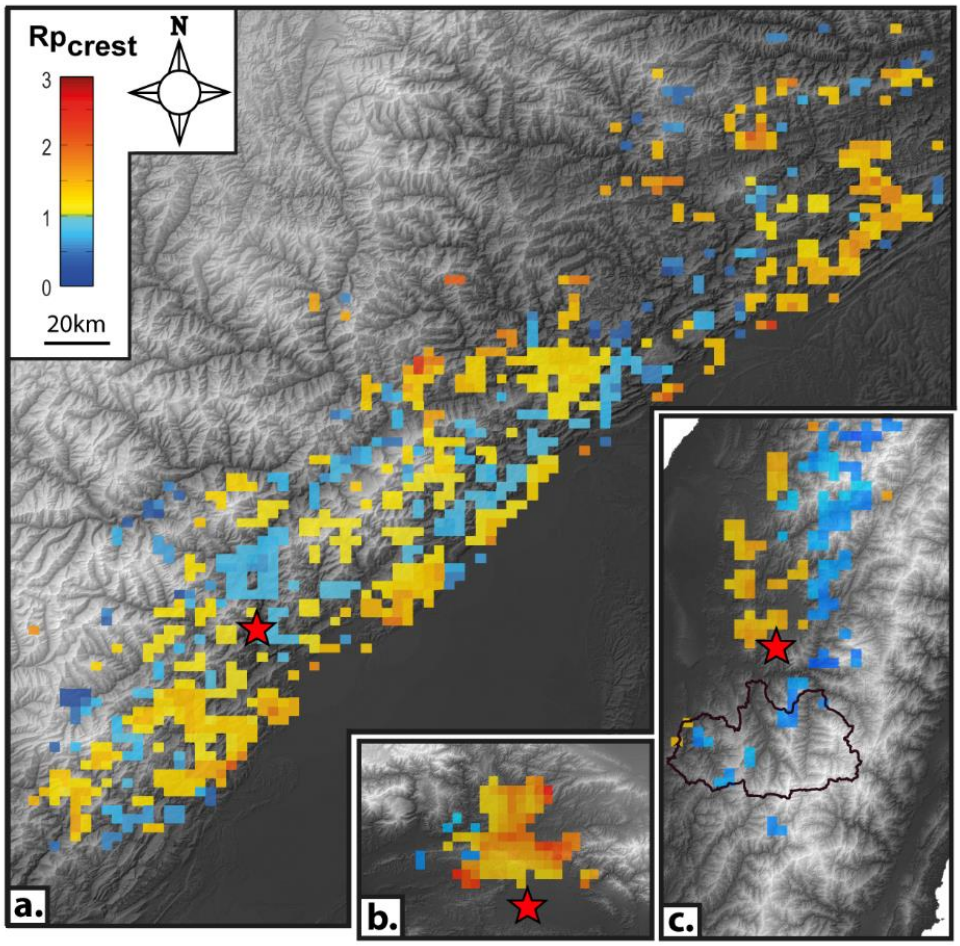

Figure 2: Rp_{crest} maps in the a. Wenchuan, b. Northridge and c. Chi-Chi epicentral area. The 3 maps are at the same scale. The study area are divided in macrocells of 7.8km^2. Only cells of Rp_{crest} above the 90% prediction interval are represented (see Methods and Metrics). Regions of crest-clustering are colored in yellow-red. Regions of toe-clustering are colored in blue. Clear coherent patterns of crest- and toe-clustering are identified. The black curve delimits the 3 watersheds where Rp_{crest} is documented between 1996 and 2014 (Fig. 1).

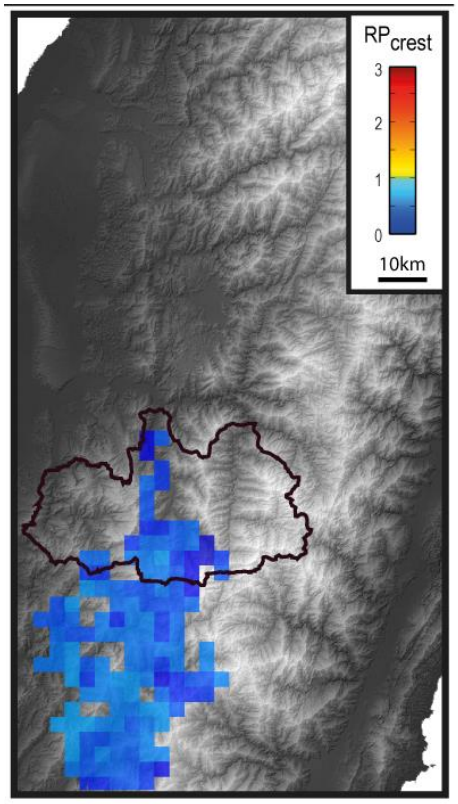

Figure 3: Rp_{crest} map associated with the typhoon Morakot induced landslides in the southern west part of the Chi-Chi epicentral area. Only toe-clustering is observed. The black line delimits the 3 watersheds where Rp_{crest} is documented from 1996 to 2014 for rainfall and Chi-Chi induced landslides (Fig. 1).

5 Controls of clustering

Pervasive crest-clustering of co-seismic landslides within an earthquake epicentral area would signal predominance of seismic controls over any other controls. By contrast, a noisy distribution of crest-clustering could suggest that the location of landslides is controlled by highly variable local factors such as topographic slope, soil moisture or soil depth. The existence of coherent patterns of crest-or toe-clustering over hundreds of square kilometers suggests a large-scale control such as regional geological structures or geomorphic features.

5.1 Seismic controls

In our examples, crest-clustering is not primarily explained by regional seismic parameters. Figure 4 shows Rp_{crest} plotted against the median of Peak Ground Velocity (*PGV*) (Fig. 4.a) and Pseudo Static Acceleration at 1s (*PSA 1s*) published on ShakeMap (Fig. 4.b). For the Northridge and Wenchuan earthquakes, crest- and toe-clustering both occur over a wide range of *PGV* (1-100 cm/s) and *PSA* (0.1-1g). In Taiwan, Rp_{crest} weakly increases with *PGV* and PSA_{1s} but the spatial distribution of the patterns relative to the regional geological structure may cause misattribution. Indeed, as *PGV* and *PSA* strongly decrease towards the east, the strength of the geological units increases (see Sec. 5.3) (see Fig. S12). Similar results are found for *PGA* and PSA_{3s} (Fig. S13).

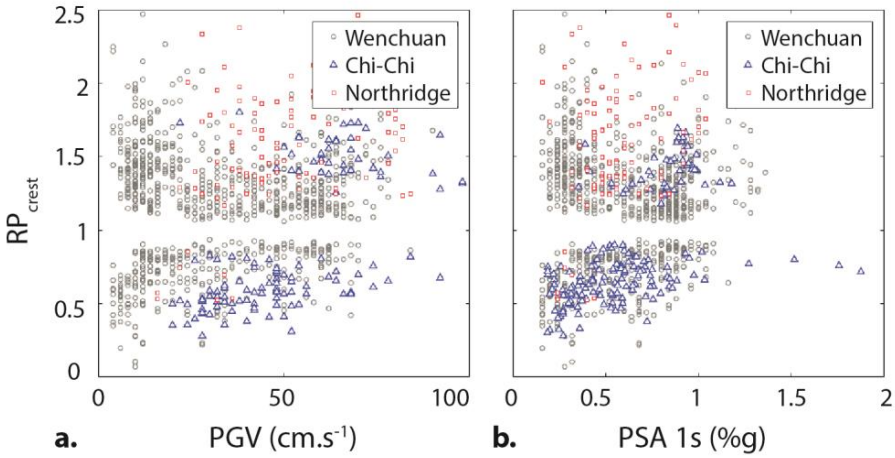

Figure 4: Rp_{crest} as a function of seismic features: a. Median Peak Ground Velocity (PGV) (m.s^{-1}), b. Median Pseudo Spectral Acceleration at 1s (PSA 1s) calculated in the Wenchuan, Northridge and Chi-Chi epicentral areas. Regional seismic parameters do not seem to explain landslide position along hillslopes.

5.2 Geomorphic controls

Local hillslope geometry does not explain cluster location. Figure 5.c shows Rp_{crest} plotted against the median of the ratio of the gradient of the upper and lower hillslope quarters. No correlation can be identified. Both hillslope local relief and aspect ratio also fail to segregate zones of crest-clustering from zones of toe-clustering (Fig. 5.a-b) with possible exception of the Chi-Chi case. There Rp_{crest} seems to decrease as slopes become higher and steeper.

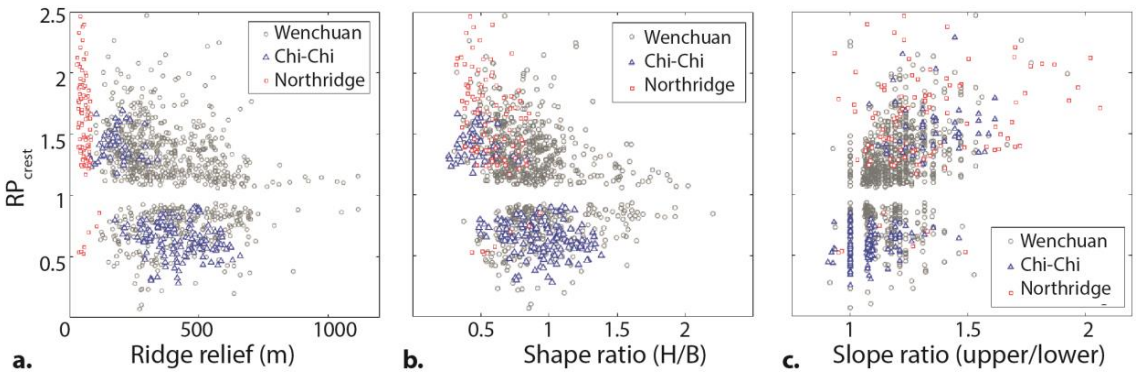

Figure 5: Rp_{crest} as a function of topographic features: a. ridge relief, b. hill shape ratio (H ridge relief, B half width of the hill) and c. upper over lower hillslope gradient ratio calculated in the Wenchuan, Northridge and Chi-Chi epicentral areas.

5.3 Geological control on Rp_{crest} distribution

Maps of Rp_{crest} projected on the main lithological units of the three epicentral areas are shown in Fig. S9. Meanwhile, the statistical distributions of Rp_{crest} per lithology are reported in boxplots in Fig. 6. In the Chi-Chi case, crest-clustering is principally observed in the western foothills that are comprising of poorly consolidated

sandstones with interbedded marls and mudstones (Camanni et al., 2014; MOEA and Central Geological Survey, 2008) (Fig. 6.b. and Fig S9.c). The higher grade lithological units to the east are mainly affected by toe-clustering. Hence, lithology seems to be a first-order control on the distribution patterns of Rp_{crest}.

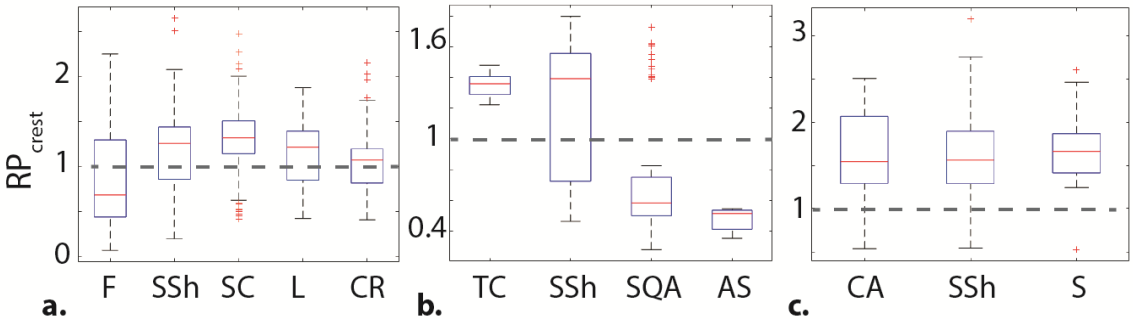

Figure 6: Rp_{crest} as function of the lithologic groups of the a. Wenchuan, b. Chi-Chi and c. Northridge epicentral areas. F: flysh; SSh: mostly sandstones and shales; SC: mostly sandstones and conglomerates; L: mostly limestones; CR: crystalline rocks; TC: terrace deposits and conglomerates; SQA: shaly sandstones, quartzite and argillite; AS: argillite and sandstones; CA: colluvium and alluvium; S: mostly sandstones.

However, in Northidge and Wenchuan cases, the distribution of Rp_{crest} is not correlated in a simple way with rock strength according to simple lithological classes (Fig. 6.a-c). In the Wenchuan epicentral area, rocks with various deformation grades are observed, depending among other things on the major geological structures that intersect them. For instance, intensely deformed sandstones are found into the Wenchuan Shear Zone, while they are moderately deformed within the Songpan Garze units, and relatively intact in the foothills (e.g. Robert, 2011). This geological diversity allows a more detailed, ad hoc analysis of substrate controls on landslide location.

From our data, crest- and toe-clustering of co-seismic landslides seem to be concentrated along specific geological features. This is illustrated by the following observations from the Wenchuan epicentral area, which is large and geologically diverse.

In the Wenchuan shear zone, landslide toe-clustering occurs along the Minjiang river valley (Fig. 7.b). This river is entrained in the Wenchuan shear zone over more than 60km, where deformation of rocks is very intense (e.g. Godard et al., 2010; Liu-Zeng et al., 2011). In this area, mostly Paleozoic rocks have several schistosities and intense foliation that strongly decrease their strength (Fig. 7 cross section A-B). The deformation is particularly intense in this zone due to the presence of resistant granitic massifs on both side of the fault zone (Robert, 2011). The most weakened material is downslope where the fault cuts the surface.

The central part of the foothills of the Longmen Shan is characterized by two large units: the so-called “upper unit” has large lithological contrasts over short distances (~10km) due to folding and thrusting, while the “lower unit” is more uniform (Fig. 7.a-c cross section C-D). In the upper unit co-seismic landslides have a coherent toe-clustering pattern, whereas the lower unit has a clear crest-clustering pattern (Fig. 7.a and S14.b). A strong concentration of landslides is observed on lower slope segments along the Beichuan fault, especially up to the Jinhe and Mianyuan rivers branches (Fig. 7 and S14.b). Around this fault, massive Permian dolomites top the cataclastic Triasic rocks, which crop out along the Tuojiang river, forcing failures downslope. In the area of Qiaping, between the Beichuan fault and the Pengguan massif and along the Mianyuan river, the Silurian and Devonian sedimentary rock layers are dipping steeply and bear traces of strong deformation, including pervasive

schistosity. (Robert, 2011) (Fig. 7.a-c cross section E-F). There, the downslope layers could be more susceptible to toppling onto the riverbed. The location of landslides is thus strongly controlled by the stratigraphy (weak rocks downslope topped by strong rock forming the crests), bedding dip, and the fault weakening zone.

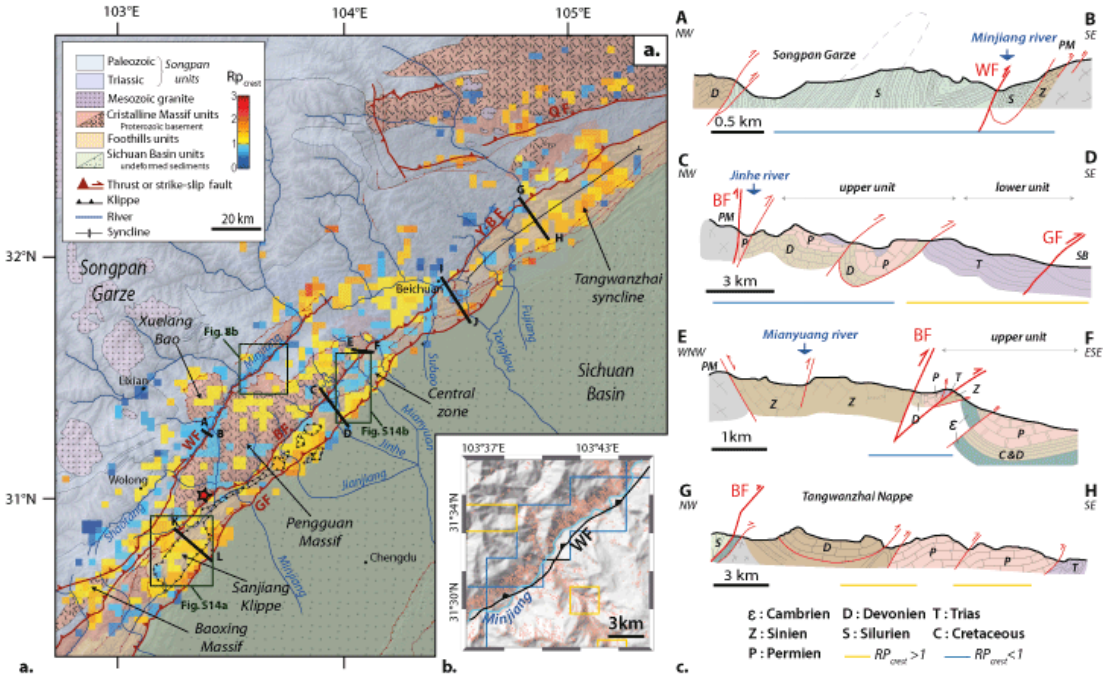

Figure 7: a. Structural map of the Wenchuan earthquake epicentral area (after Robert, 2011) overlaid with the *Rp*$_{crest}$ map. b. Snapshot of the landslide map in a portion of the Wenchuan shear zone. Its location is reported in Fig. 7.a. Polygons with red contours represent the co-seismic landslides mapped by Xu et al., 2014. The yellow and blue lines delimit zones of crest- and toe- clustering respectively. c. Cross sections of different structural units after Robert 2011. Cross sections I-J and K-L are presented in Fig. S15. Complementary snapshots of the landslide map are shown in Fig. S14. GF: Guanxian fault, BF Beichuan fault, WF Wenchuan fault, Y-B F Yinxiu-Beichuan fault, QF Qinling fault.

In the foothills of the Longmen Shan, except the central part discussed above, crest-clustering of landslides is clearly dominant. In the north-eastern part, most of the landslides oversampled the crests of the large Tangwanzhai syncline (Fig. 7 and S17.d). In this area, the presence of this large syncline strongly influences the morphology as the crests formed by sandstone and limestone strata are almost parallel to the Wenchuan fault system (Fig. 7.a and c cross section G-H and Fig. S15 cross section I-J). Similar patterns are observed in the Sanjiang klippe and on both sides of the Tuojiang river, in the Longmen Shan Central Zone (Fig. 7, S14.a and S15 cross section K-L). These crests are made of stronger and more resistant rocks implying the formation of steep slopes in the direction opposite to the dip of sedimentary layering. This slope asymmetry is marked by a strong curvature along the crests, a configuration that could favour amplification of ground-motion promoting toppling or wedge failures.

Finally, in earthquake affected Crystalline Massifs of the Longmen Shan (Pengguan, Xuelang Bao and Baoxing), crest-clustering is also dominant, except along the Minjiang river (Fig. 7.a).

Meanwhile, in the Chi-Chi epicentral area, crest-clustering is observed in the foothills made of terrace deposits and alternating of sandstone and shale strata (Fig. S7.c). Toe-clustering is found in the eastern part of the

epicentral area where steep valleys and important fault system are cutting the shaly sandstones and slightly metamorphosed argilite layers (Fig. S9.c).

In the Northridge area, crest-clustering is observed where interbedded conglomerate sandstones and shales form the crests of the Northern part of the Santa Susanna Mountains (Harp and Jibson, 1996; Winterer and Durham, 1962) (Fig. S16). There, co-seismic landslides preferentially occurred on the top of the scarp slopes. This configuration seems to be similar to that in the Tangwanzhai area of the Wenchuan earthquake (Fig S17.d) Crest-clustering is also observed in the so called badlands at the fringe of the Santa Clarita basin which have formed in a homogeneous weak lithology (Fig. S9.b).

In summary, three main types of geological effects were identified as major controls on landslide clustering: a) rivers flowing along fault zones with structurally weakened rocks, b) stratigraphic alternations of strong and weak units and c) the effect of the bedding on very steep hillslopes.

6 Discussion and conclusion

In this study we have systematically tested for a range of controls on the position of co-seismic landslides relative to the toe and the crest of hillslopes. Confirming previous studies (*e.g.* Densmore and Hovius, 2000, Meunier et al., 2008), we find that rain-triggered landslides occur preferentially at slope toes, likely due to high pore pressures associated with infiltration and fast downslope flow of groundwater in fractured rock mass, regolith and colluvium during rainfall. The location of earthquake-triggered landslides is, on average, higher on hillslopes than the rainfall-induced one, and displays coherent patterns of toe-and-crest clustering spread all over the epicentral area. Where we have identified clear patterns of crest- and toe-clustering within the epicentral area of Northridge, Chi-Chi, and Wenchuan earthquakes, these are due to a combination of seismic mechanisms and geological controls.

Toe-clustering of seismically-triggered landslides occurs mainly in areas where hillslope materials are heavily fractured, weathered, particularly in river valleys along major fault zones, and more specifically near the fault where the deformation is the highest. The influence of fault zone weakening on slope stability have been documented in other contexts (e.g. Demir et al., 2013; Korup, 2004; Scheingross et al., 2013). In absence of particular geological structures toe-clustering is also observed along trunk valleys in hard rock massifs where static stress can have induced severe fracturing at the base of topographic ridges (Molnar, 2004), and where weak stratigraphic units crop out low in mountain landscapes. Therefore toe-clustering of co-seismic landslides appears to be explained at the first order by geological and structural controls. These controls add to any effects of possible downslope seismic amplification due to surface wave generation or directional effects (Pilz et al., 2018; Wasowski et al., 2013).

Crest-clustering of co-seismic landslides is found primarily in areas without strong lithological contrasts, specific geological structures or away from river trunk valleys. It is particularly well developed in regions underlain by sedimentary rocks, where ridge crests are defined by specific beds oriented parallel to the seismogenic faults. In these particular geological configurations, topographic amplification could control the landslide position. For example, in the Tangwanzhai syncline, the sharpest crests are oversampled by landslides (see supplementary topographic amplification, Fig. S17). Several authors have shown that ridge sharpness promotes topographic amplification (Maufroy et al., 2015; Rai et al., 2016). The landslide position would thus reflect of the expression of strong ground motion in the uppermost part of the slope which can be explained by complex interactions of

various seismic waves with both topography and lithology. The focusing of waves on the edges of slopes may induce sufficient amplification of the ground motion to trigger slope failures (e.g Kaiser et al., 2013; Stahl et al., 2014). Higher levels of amplification may be reached when the incoming wave is perpendicular to the ridge elongation (Massa et al., 2010), and thus increase the probability of failure. Moreover some authors suggest that Rayleigh waves, generated at the toe of the hillslope and propagating toward the ridge-crest, would produce an added inertial force on the sliding mass and increase the duration of ground motion, favoring upper slope failures (Jafarzadeh et al., 2015; Poursartip and Kallivokas, 2018).

We do not find clear explanations for the presence of some of the large crest- and toe- clustering patterns, as in Wenchuan along the Subo river, or east of Beichuan. Additional field observations in these areas may help to document these signals.

Our results reconsider the hypothesis of Meunier et al, 2008 since we show that the co-seismic landslide position along hillslopes is strongly modulated by geological features (stratigraphy and bedding) and structures (faults and folds). The ground motion intensity controls the landslide density (Meunier et al., 2007; Yuan et al., 2013), and seems to influence the distribution of the landslide size (Marc et al., 2016, Valagussa et al., 2019), but seems to be a secondary control on their positions along hillslopes in geologically contrasted epicentral areas. Therefore, hazard scenarios for earthquake-induced landslides should not consider only lithology-units but strive to also consider stratigraphic and structural objects that can favor landsliding on specific hillslope sections.

Author contributions

C. Rault has developed the method computed results and prepared the manuscript.

P. Meunier has developed the method, computed results and prepared the manuscript.

A. Robert, has contributed her expertise on geological structures in the Wenchuan earthquake area and prepared the manuscript.

O. Marc has mapped the rainfall-triggered landslides in Taiwan and prepared the manuscript

N. Hovius has participated into of method development and preparation of the manuscript

Competing interests

The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgments

We thank M. Pubellier for its relevant discussions.

References

Allen, T. I. and Wald, D.: Topographic Slope as a Proxi for Seismic Site-Conditions (VS30) and Amplification Around the Globe., 2007.

Angelier, J., Lee, J. C., Chu, H. T., Hu, J. C., Lu, C. Y., Chan, Y. C., Tin-Jai, L., Font, Y., Deffontaines, B. and Yi-Ben, T.: Le séisme de Chichi (1999) et sa place dans l'orogène de Taiwan, Comptes Rendus de l'Academie

de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planetes, 333(1), 5–21, doi:10.1016/S1251-8050(01)01563-4, 2001.

Ashford, S. A., Sitar, N., Lysmer, J. and Deng, N.: Topographic effects on the seismic response of steep slopes, Bulletin of the Seismological Society of America, 87(3), 701–709, 1997.

Asimaki, D. and Mohammadi, K.: On the complexity of seismic waves trapped in irregular topographies, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 114(July), 424–437, doi:10.1016/j.soildyn.2018.07.020, 2018.

Boore, D. M.: The effect of simple topography on seismic waves: implications for the accelerations recorded at Pacoima Dam, San Fernando Valley, California, Bulletin of the seismological society of America, 63(5), 1603–1609, 1973.

Burjánek, J., Edwards, B. and Fäh, D.: Empirical evidence of local seismic effects at sites with pronounced topography: A systematic approach, Geophysical Journal International, ggu014, 2014.

Camanni, G., Brown, D., Alvarez-Marron, J., Wu, Y.-M. and Chen, H.-A.: The Shuilikeng fault in the central Taiwan mountain belt, Journal of the Geological Society, 171(1), 117–130, doi:10.1144/jgs2013-014, 2014.

Chávez-Garcia, F. J., Sánchez, L. R. and Hatzfeld, D.: Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory, Bulletin of the Seismological Society of America, 86(5), 1559–1573, 1996.

Chien, F.C. and Kuo, H.C.: On the extreme rainfall of Typhoon Morakot (2009), Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 116, D05104, doi:10.1029/2010JD015092, 2011.

De Michele, M., Raucoules, D., De Sigoyer, J., Pubellier, M. and Chamot-Rooke, N.: Three-dimensional surface displacement of the 2008 May 12 Sichuan earthquake (China) derived from Synthetic Aperture Radar: Evidence for rupture on a blind thrust, Geophysical Journal International, 183(3), 1097–1103, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04807.x, 2010.

Demir, G., Aytekin, M., Akgün, A., Ikizler, S. B. and Tatar, O.: A comparison of landslide susceptibility mapping of the eastern part of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) by likelihood-frequency ratio and analytic hierarchy process methods, Natural Hazards, 65(3), 1481–1506, 2013.

Densmore, A. L. and Hovius, N.: Topographic fingerprints of bedrock landslides, Geology, 28(4), 371–374, 2000.

Gallipoli, M. R., Bianca, M., Mucciarelli, M., Parolai, S. and Picozzi, M.: Topographic versus stratigraphic amplification: Mismatch between code provisions and observations during the L'Aquila (Italy, 2009) sequence, Bulletin of Earthquake Engineering, 11(5), 1325–1336, doi:10.1007/s10518-013-9446-3, 2013.

Geli, L., Bard, P.-Y. and Jullien, B.: The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results, Bulletin of the Seismological Society of America, 78(1), 42–63, 1988.

Glinsky, N. and Bertrand, E.: Numerical Investigation of Topographical Site Effects : Parametric Study on Simplified Geometries and Impact of the Inner Geological Structure, , (1909), 2017.

Godard, V., Lavé, J., Carcaillet, J., Cattin, R., Bourlès, D. and Zhu, J.: Spatial distribution of denudation in Eastern Tibet and regressive erosion of plateau margins, Tectonophysics, 491(1–4), 253–274, doi:10.1016/j.tecto.2009.10.026, 2010.

Gorum, T., Fan, X., Van Westen, C. J., Huang, R. Q., Xu, Q., Tang, C. and Wang, G.: Distribution pattern of earthquake-induced landslides triggered by the 12 May 2008 Wenchuan earthquake, Geomorphology, 133(3–4), 152–167, doi:10.1016/j.geomorph.2010.12.030, 2011.

Harp, E. L. and Jibson, R. W.: Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 86(1 SUPPL. B), 1996.

Hartzell, S., Meremonte, M., Ramirez-Guzmán, L. and McNamara, D.: Ground motion in the presence of complex topography: Earthquake and ambient noise sources, Bulletin of the Seismological Society of America, 104(1), 451–466, 2014.

Havenith, H. B., Vanini, M., Jongmans, D. and Faccioli, E.: Initiation of earthquake-induced slope failure: Influence of topographical and other site specific amplification effects, Journal of Seismology, 7(3), 397–412, doi:10.1023/A:1024534105559, 2003.

Jafarzadeh, F., Shahrabi, M. M. and Jahromi, H. F.: On the role of topographic amplification in seismic slope instabilities, Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering, 7(2), 163–170, doi:10.1016/j.jrmge.2015.02.009, 2015.

Kaiser, A., Holden, C. and Massey, C.: Determination of site amplification , polarization and topographic effects in the seismic response of the Port Hills following the 2011 Christchurch earthquake, NZSEE Conference, Wellington, New Zealand, (XX), 1–8 [online] Available from: http://www.nzsee.org.nz/db/2013/Poster_10.pdf, 2013.

Keefer, D. K.: Landslides caused by Earthquakes, Geological Society of America, 95, 406–421, 1984.

Korup, O.: Geomorphic implications of fault zone weakening: Slope instability along the alpine fault, South Westland to Fiordland, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 47(2), 257–267, doi:10.1080/00288306.2004.9515052, 2004.

Liao, H. . and Lee, C. T.: Landsides triggered by the Chi-Chi Earthquake, in Proceedings of the 21st Asian Conference on Remote Sensing, vol. 1&2, pp. 383–388., 2000.

Lin, C. W., Chang, W. S., Liu, S. H., Tsai, T. T., Lee, S. P., Tsang, Y. C., Shieh, C. L. and Tseng, C. M.: Landslides triggered by the 7 August 2009 Typhoon Morakot in southern Taiwan, Engineering Geology, 123(1–2), 3–12, doi:10.1016/j.enggeo.2011.06.007, 2011.

Liu-Zeng, J., Wen, L., Oskin, M. and Zeng, L.: Focused modern denudation of the Longmen Shan margin, eastern Tibetan Plateau, Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 12(11), 1–21, doi:10.1029/2011GC003652, 2011.

Lovati, S., Bakavoli, M. K. H., Massa, M., Ferretti, G., Pacor, F., Paolucci, R., Haghshenas, E. and Kamalian, M.: Estimation of topographical effects at Narni ridge (Central Italy): Comparisons between experimental results and numerical modelling, Bulletin of Earthquake Engineering, 9(6), 1987–2005, doi:10.1007/s10518-011-9315-x, 2011.

Marc, O., Hovius, N., Meunier, P., Uchida, T. and Hayashi, S.: Transient changes of landslide rates after earthquakes, Geology, 43, 883–886, doi:10.1130/G36961.1, 2015.

Marc, O., Hovius, N., Meunier, P., Gorum, T. and Uchida, T.: A seismologically consistent expression for the total area and volume of earthquake-triggered landsliding, , doi:10.1002/2015JF003732.Received, 2016.

Marc, O., Meunier, P. and Hovius, N.: Prediction of the area affected by earthquake-induced landsliding based on seismological parameters, Natural Hazards and Earth System Sciences, 17(7), 1159–1175, doi:10.5194/nhess-17-1159-2017, 2017.

Marc, O., Stumpf, A., Malet, J. P., Gosset, M., Uchida, T. and Chiang, S. H.: Towards a global database of rainfall-induced landslide inventories: first insights from past and new events, Earth Surface Dynamics Discussions, (March), 1–28, doi:10.5194/esurf-2018-20, 2018.

Massa, M., Lovati, S., D'Alema, E., Ferretti, G. and Bakavoli, M. K. H.: An experimental approach for estimating seismic amplification effects at the top of a ridge, and the implication for ground-motion predictions: The case of Narni, Central Italy, Bulletin of the Seismological Society of America, 100(6), 3020–3034, doi:10.1785/0120090382, 2010.

Massa, M., Barani, S. and Lovati, S.: Overview of topographic effects based on experimental observations: meaning, causes and possible interpretations, Geophysical Journal International, ggu341, 2014.

Massey, C., Della Pasqua, F., Holden, C., Kaiser, A., Richards, L., Wartman, J., McSaveney, M. J., Archibald, G., Yetton, M. and Janku, L.: Rock slope response to strong earthquake shaking, Landslides, 14(1), 249–268, doi:10.1007/s10346-016-0684-8, 2017.

Maufroy, E., Cruz-Atienza, V. M., Cotton, F. and Gaffet, S.: Frequency-Scaled Curvature as a Proxy for Topographic Site-Effect Amplification and Ground-Motion Variability, Bulletin of the seismological society of America, 105(1), 354–367, 2015.

Meunier, P., Hovius, N. and Haines, A. J.: Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion, Geophysical Research Letters, 34(20), 2007.

Meunier, P., Hovius, N. and Haines, J. A.: Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides, Earth and Planetary Science Letters, 275(3–4), 221–232, doi:10.1016/j.epsl.2008.07.020, 2008.

MOEA and Central Geological Survey: Geological Map Database, [online] Available from: http://gis.moeacgs.gov.tw/gwh/gsb97-1/sys8/index.cfm (Accessed 12 December 2017), 2008.

Molnar, P.: Interactions among topographically induced elastic stress, static fatigue, and valley incision, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 109(F2), n/a-n/a, doi:10.1029/2003JF000097, 2004.

Ohtsuki, A. and Harumi, K.: Effect of topography and subsurface inhomogeneities on seismic SV waves, Earthquake Engineering & Structural Dynamics, 11(4), 441–462, doi:10.1002/eqe.4290110402, 1983.

Paolucci, R.: Amplification of earthquake ground motion by steep topographic irregularities, Earthquake engineering & structural dynamics, 31(10), 1831–1853, 2002.

Parker, R. N., Densmore, A. L., Rosser, N. J., de Michele, M., Li, Y., Huang, R., Whadcoat, S. and Petley, D. N.: Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth, Nature Geoscience, 4, 449 [online] Available from: https://doi.org/10.1038/ngeo1154, 2011

Pedersen, H. A., LeBrun, B., Hatzfeld, D., Campillo, M. and Bard, P. Y.: Ground motion amplitude across

ridges, Bull. Seismol. Soc. Am., 84(6), 1786–1800, 1994.

Pilz, M., Parolai, S., Petrovic, B., Silacheva, N., Abakanov, T., Orunbaev, S. and Moldobekov, B.: Basin-edge generated Rayleigh waves in the almaty basin and corresponding consequences for ground motion amplification, Geophysical Journal International, 213(1), 301–316, doi:10.1093/gji/ggx555, 2018.

Poursartip, B. and Kallivokas, L. F.: Model dimensionality effects on the amplification of seismic waves, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 113(September 2017), 572–592, doi:10.1016/j.soildyn.2018.06.012, 2018.

Poursartip, B., Fathi, A. and Kallivokas, L. F.: Seismic wave amplification by topographic features: A parametric study, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 92(July 2016), 503–527, doi:10.1016/j.soildyn.2016.10.031, 2017.

Robert, A.: Déformation polyphasée et importance de l ' héritage structural dans les Longmen Shan (Sichuan , Chine) Apports d ' une approche couplée entre géophysique et géologie, ENS Paris., 2011.

Rodríguez, C. E., Bommer, J. J. and Chandler, R. J.: Earthquake-induced landslides: 1980-1997, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 18(5), 325–346, doi:10.1016/S0267-7261(99)00012-3, 1999.

Scheingross, J. S., Minchew, B. M., Mackey, B. H., Simons, M., Lamb, M. P. and Hensley, S.: Fault-zone controls on the spatial distribution of slow-moving landslides, Bulletin of the Geological Society of America, 125(3–4), 473–489, doi:10.1130/B30719.1, 2013.

Sepúlveda, S. A., Serey, A., Lara, M., Pavez, A. and Rebolledo, S.: Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia, Landslides, 7(4), 483–492, doi:10.1007/s10346-010-0203-2, 2010.

Somerville, P., Saikia, C., Wald, D. and Graves, R.: Implications of the Northridge earthquake for strong ground motions from thrust faults, Bulletin of the Seismological Society of America, 86(1 SUPPL. B), 115–125, 1996.

Stahl, T., Bilderback, E. L., Quigley, M. C., Nobes, D. C. and Massey, C. I.: Coseismic landsliding during the Mw7.1 Darfield (Canterbury) earthquake: Implications for paleoseismic studies of landslides, Geomorphology, 214, 114–127, doi:10.1016/j.geomorph.2014.03.020, 2014.

Strand, C. W. J. and R. G.: Geologic Map of California, Los Angeles Sheet, San Francisco, CA, 1969.

Tanyaş, H., Van Westen, C. J., Allstadt, K. E., Jessee, M. A. N., Görüm, T., Jibson, R. W., Godt, J. W., Sato, H. P., Schmitt, R. G., Marc, O. and Hovius, N.: Presentation and Analysis of a Worldwide Database of Earthquake-Induced Landslide Inventories, Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 122(10), 1991–2015, doi:10.1002/2017JF004236, 2017.

Tong, X., Sandwell, D. T. and Fialko, Y.: Coseismic slip model of the 2008 Wenchuan earthquake derived from joint inversion of interferometric synthetic aperture radar, GPS, and field data, Journal of Geophysical Research, 115(B4), B04314, doi:10.1029/2009JB006625, 2010.

Tsai, Y. B., & Huang, M. W. (2000). Strong ground motion characteristics of the chichi, Taiwan, earthquake of September 21, 1999. Institute of Geophysics, National Central University.

Tseng, C.M., Chen, Y.R. and Wu, S. M.: Scale and spatial distribution assessment of rainfall-induced landslides along mountain roads, Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions, 1–46, doi:10.5194/nhess-2017-

264, 2017.

Tu, J. T., Chou, C. and Chu, P. S.: The abrupt shift of typhoon activity in the vicinity of Taiwan and its association with western North Pacific-East Asian climate change, Journal of Climate, 22(13), 3617–3628, doi:10.1175/2009JCLI2411.1, 2009.

U.S. Geological Survey: Earthquake hazard program: ShakeMap, 2018 [online] Available from: https://earthquake.usgs.gov/data/shakemap/ (Accessed 1 January 2018a), 2018a.

U.S. Geological Survey: USGS Geoscience Data Catalog: landslides, [online] Available from: https://geo-nsdi.er.usgs.gov/catalog/combine.php?term=2-639&with=2-700 (Accessed 1 January 2018), 2018b.

Valagussa, A., Marc, O., Frattini, P., and Crosta, G. B.: Seismic and geologic controls on earthquake-induced landslide size, Earth and Planetary Science Letters, *506*, 268-281, 2019.

Wasowski, J., Gaudio, V. Del, Casarano, D., Lollino, P. and Muscillo, S.: Local Scale Seismic Landslide Susceptibility Assessment Based on Historic Earthquake Records Combined with Accelerometer Monitoring and Ambient Noise Data, in Earthquake-Induced Landslides, edited by K. Ugai, H. Yagi, and A. Wakai, pp. 11–20, Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg., 2013.

Weissel, J.K., and Stark, C. P..: Landslides triggered by the 1999 Mw7. 6 Chi Chi earthquake in Taiwan and their relationship to topography, in Geoscience and Remote Sensing Symposium, vol. 2, pp. 759–761., 2001.

Wen, Z., Xie, J., Gao, M., Hu, Y. and Chau, K. T.: Near-source strong ground motion characteristics of the 2008 Wenchuan earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 100(5 B), 2425–2439, doi:10.1785/0120090266, 2010.

Winterer, E. L. and Durham, D. L.: Geology of the southeastern Ventura Basin, Los Angeles County, California., 1962.

Xu, C., Xu, X., Yao, X. and Dai, F.: Three (nearly) complete inventories of landslides triggered by the May 12, 2008 Wenchuan Mw 7.9 earthquake of China and their spatial distribution statistical analysis, Landslides, 11(3), 441–461, doi:10.1007/s10346-013-0404-6, 2014.

Yerkes, R.F., Campbell, R.H., Alvarez, R.M. and Bovard, K.R.: Preliminary geologic map of the Los Angeles 30′× 60′ Quadrangle, southern California. US Geological Survey Open File Report, 1019, 2005. Chávez-García, F. J., Sánchez, L. R. and Hatzfeld, D.: Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory, Bulletin of the Seismological Society of America, 86(5), 1559–1573, 1996.

Yuan, R. M., Deng, Q. H., Cunningham, D., Xu, C., Xu, X. W. and Chang, C. P.: Density distribution of landslides triggered by the 2008 Wenchuan earthquake and their relationships to peak ground acceleration, Bulletin of the Seismological Society of America, 103(4), 2344–2355, doi:10.1785/0120110233, 2013.

3.4 Orientations des glissements de terrain

On a vu dans le chapitre 2 que certains auteurs suggèrent que l'amplitude des secousses peuvent être plus importantes sur le versant opposé à l'arrivée de l'onde. Si tel est le cas nous nous attendons à observer plus de dommages et donc de glissements de terrain sur ces versants.

3.4.1 Méthode

A partir des modèles numériques de terrain nous avons calculer l'aspect des pentes (i.e. leur orientation par rapport au Nord). Dans chacune des macrocellules des zones épicentrales, nous avons extrait la distribution des aspects des pentes de la topographie et celle des pentes recouverte par les glissements de terrain. Par la suite, nous avons effectué le ratio de l'une part rapport à l'autre et définit un interval de confiance, comme pour le RP, afin de rendre compte d'une surreprésentation statistique d'un aspect de pentes recouvertes par les glissements de terrain.

3.4.2 Résultats, discussion et conclusion

La figure 3.4.1 montre l'orientation des aspects des pentes recouvertes par les glissements de terrain sur-représentés. On note qu'il n'y a pas d'orientation préférentielle très marquée à l'échelle de la zone épicentrale. Localement, on note, cependant, qu'il existe des zones où les glissements se produisent des pentes orientées dans une direction préférentielle.

Les zones où les aspects sur-représentés sont parallèles à la direction du maximum de convergence correspondent aux zones où l'on observe de forts RP_{crest} (figure 3.4.2).

Or, il est possible que comme observé à Santa Susanna (Northridge), ce soit aussi dans cette direction que les pentes au sommet des reliefs soient les plus abruptes.

Ainsi, on montre de nouveau que l'emplacement des glissements le long des pentes semble au premier ordre contrôlé par des facteurs géologiques plutôt que des facteurs sismiques.

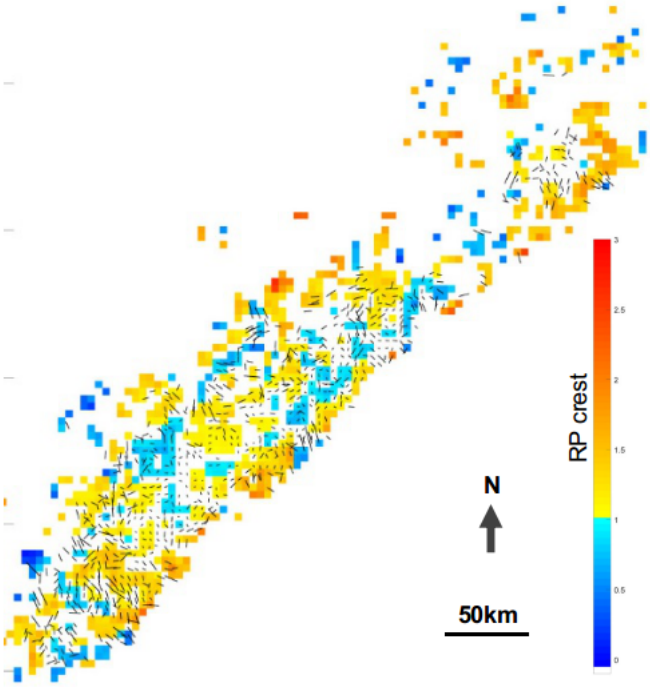

FIGURE 3.4.1 – Carte de l'orientation des aspects des pentes des glissements de terrains sur-représentés superposant la carte des RP_{crest} dans la zone épicentrale du séisme de Wenchuan. Plus l'aspect est sur-représenté plus la longueur du trait noir est importante.

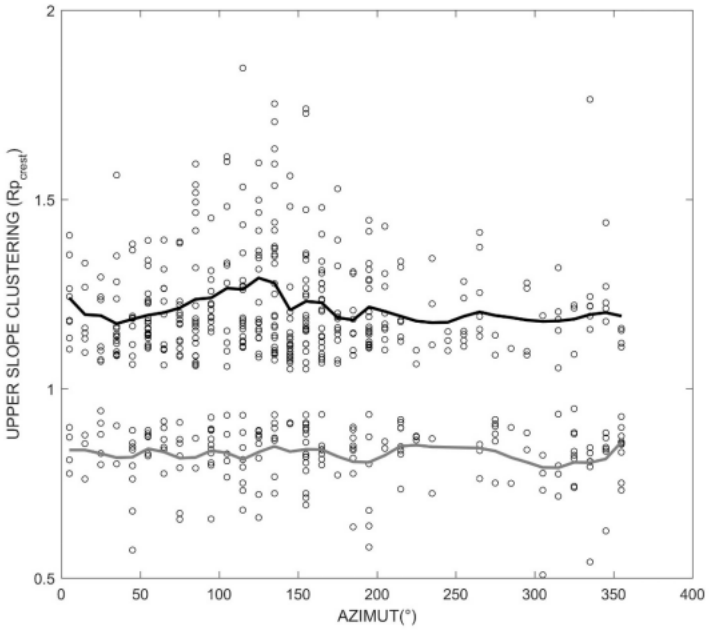

FIGURE 3.4.2 – RP_{crest} en fonction des aspects des pentes des glissements de terrain dans la zone épicentrale du séisme du Wenchuan. La moyenne des valeurs des $RP_{crest} > 1$ est représentée par le trait noir et celle des $RP_{crest} < 1$ par le trait gris.

3.5 Limites de la méthode employée

3.5.1 Dépendance de la qualité des données

Dans le cas du séisme de Wenchuan, trois inventaires de glissements de terrain sont disponibles : le Xu *et al.*, 2014, le Gorum *et al.*, 2011 et le Parker *et al.*, 2011. La figure 3.5.1 montre le nombre de glissements de terrain en fonction de leur la densité d'aire qu'ils occupent dans une macro-cellule pour chacun des 3 catalogues. Le nombre de glissements de terrain tend à converger pour les densités supérieures à 10^{-2} dans les catalogues produits par Gorum *et al.*, 2011 et Parker *et al.*, 2011, tandis qu'il continue d'augmenter pour le catalogue produit par Xu *et al.*, 2014. Ceci provient du fait que les catalogues de Gorum *et al.*, 2011 et de Parker *et al.*, 2011 présentent des glissements de terrain amalgamés en certains endroits.

Nous avons généré les cartes de RP_{crest} pour chacun des 3 catalogues (figure 3.5.2). Les cartes issues des catalogues de Parker *et al.*, 2011 et de Gorum *et al.*, 2011 sont

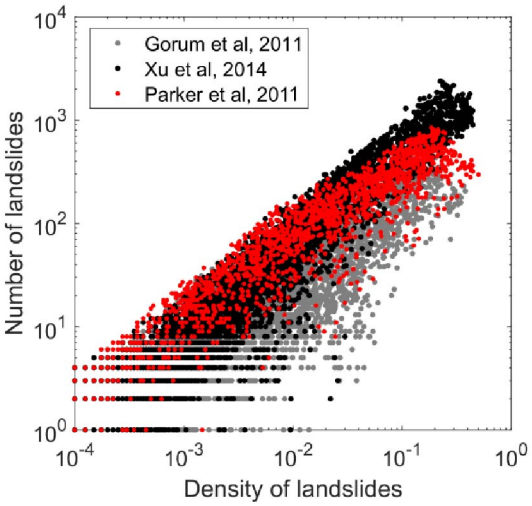

FIGURE 3.5.1 – Nombre de glissements de terrain cartographiés en fonction de la densité de glissements de terrain calculée dans chacune des macro-cellules en utilisant les inventaires des glissements de terrain induits par le séisme du Wenchuan de a. Gorum *et al.*, 2011, b. Parker *et al.*, 2011, c. Xu *et al.*, 2014. Plus le catalogue est précis plus le nombre de petits glissements est important. Des erreurs d'amalgamation sont observées dans le catalogue de Gorum *et al.*, 2011 et de Parker *et al.* 2011.

moins complètes que celle produite avec le catalogue de Xu *et al.*, 2014. Cela peut être dû au fait que la zone cartographiée est moins étendues, et/ou à la présence de glissements amalgamés. Dans ce dernier cas, le nombre de glissements étant plus faible, les conditions d'approximation par une loi de Bernoulli pourraient ne pas être validées dans certaines macro-cellules.

Il convient de noter que les résultats de notre analyse dépendent assez fortement de la qualité du catalogue, comme en témoignent les nombreuses différences entre les figures 3.5.2.a et 3.5.2.c.

3.5.2 Représentation des glissements de terrain

Deux types de carte d'inventaire de glissements de terrain sont généralement disponibles. Soit les glissements sont représentés uniquement par des points, soit ils sont représentés par leur contour. Les cartes de glissements représentés par des points sont moins précises mais nettement plus rapides à produire que les cartes où les glissements sont représentés par leur contour. Lorsque les contours sont disponibles, ils incluent

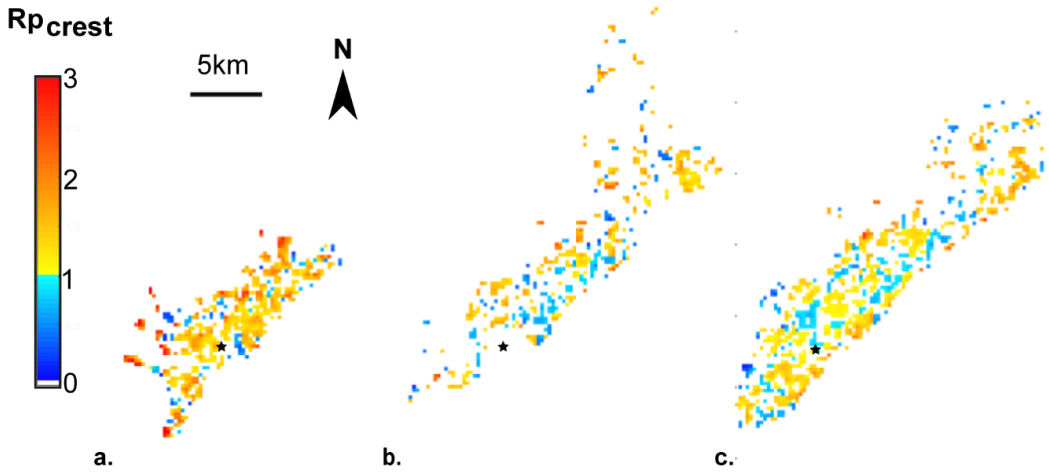

FIGURE 3.5.2 – Cartes de RP_{crest} générées en utilisant les inventaires des glissements de terrain induits par le séisme de Wenchuan de a. Gorum *et al.*, 2011 ; b. Parker *et al.*, 2011 ; c. Xu *et al.*, 2014. L'épicentre du séisme est représenté par l'étoile noire. La carte issue du catalogue de Xu *et al.*, 2014., couvre une zone plus étendue, et a plus de macro-cellules résolues que celles issues des deux autres catalogues.

généralement les zones d'écoulement et de dépôt en plus des cicatrices. Comme on veut idéalement déterminer les positions des surfaces de rupture, la présence de ces zones introduit un biais systématique vers le bas de pente.

L'inventaire des glissements de terrain produit lors du séisme de Chi-Chi est particulièrement de bonne qualité : il comporte peu d'amalgamation, d'oubli, et de faux glissements cartographiés.

Nous avons donc généré des cartes de RP_{crest} pour le cas de Chi-Chi, en modifiant la représentation géométrique des glissements de terrain de deux manières :

a. Les glissements sont représentés par leur barycentre pour tester la robustesse de notre méthode sur d'éventuels catalogues de points.
b. Les cicatrices sont extraites en utilisant une méthode géométrique basée sur l'analyse statistique de Domej et al. (2017).

La figure 3.5.3 montre que les cartes obtenues sont très similaires. Les cicatrices des glissements étant plus haute dans la topographie, les valeurs de RP qui leur sont associées sont logiquement plus fortes. Mais comme la différence reste modérée, les zones de fort et de faible RP demeurent inchangées et la carte des contrastes de

positionnement des glissements reste la même.

Ainsi, il est aussi possible de construire de telles cartes pour des inventaires de glissements de terrain représentés par des points.

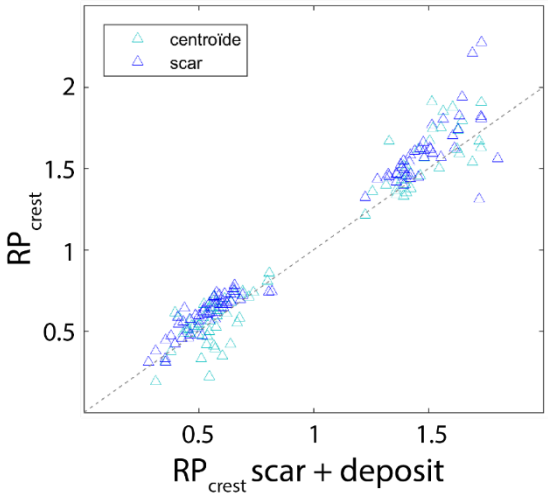

FIGURE 3.5.3 – Comparaison des valeurs RP_{crest} calculées à partir des inventaires où les glissements sont représentés par leur barycentre ou loupe de glissement avec celles obtenues en utilisant l'inventaire avec les glissements représentés par leur contour complet.

3.5.3 Taille de la zone étudiée et nombre de glissements de terrain induits par le séisme

Afin de qualifier le sur-échantillonnage et d'identifier un éventuel forçage dans le positionnement des glissements de terrain le long des pentes, nous faisons une approximation par le théorème central limite (TCL) (Voir Méthode section 3.2.2). Ce théorème nécessite que les trois conditions sur le nombre et la valeur de la probabilité d'occurrence, décrites précédemment dans la méthode, soient vérifiées. Ceci impose la taille minimum de la macro-cellule à utiliser.

Le séisme de Lorca (2011,Mw 7.1, Espagne) a une zone épicentrale affectée par d'environ 230 km^2 dans laquelle ont été répertoriés 258 glissements de terrain (Alfaro et al., 2012). Selon Alfaro et al. (2012) les glissements se concentrent au niveau des sommets au moins au niveau de la *Tercia Range* et de quelques sommets des *Estancias Range*.

La figure 3.5.4 montre pour trois résolutions différentes : les cartes du nombre de glissements de terrain par macro-cellules (a.), les cartes de RP_{crest} sans application des conditions du TCL (b.) et les cartes de RP_{crest} respectant les conditions du TCL (c.).

Dans ce cas d'étude, pour que les trois conditions du TCL soit vérifiées sur au moins quelques macro-cellules, il faut que les macro-cellules fassent au minimum 1350 m^2 (figure 3.5.4.a). A cette résolution, on distingue bien les zones de la *Tercia Range*, des *Estancias Range* et du bassin de Lorca (figure 3.5.4.a). Cependant, à cette échelle, seules quelques macro-cellules de la *Tercia Range* contiennent suffisamment de glissements de terrain (n>30). Si on augmente la taille des macro-cellules, bien que plus de cellules contiennent suffisament de glissements, on perd en résolution spatiale (ex : figure 3.5.4.b et 3.5.4.c).

Dans les 3 cas, les valeurs de RP obtenues dans toutes macro-cellules ayant un n suffisamment grand sont contenues dans l'intervalle de prédiction $I_{RP_{90}}$, exceptée pour une cellule où du crest-clustering est observé (figures 3.5.4.g, 3.5.4.h, et 3.5.4.f). On ne retrouve donc pas les observations de Alfaro et al. (2012) avec cette méthode.

On en conclue, que la méthode employée ne permet pas d'identifier des zones de clustering pour des événements modérés ne produisant pas suffisamment de glissements de terrain.

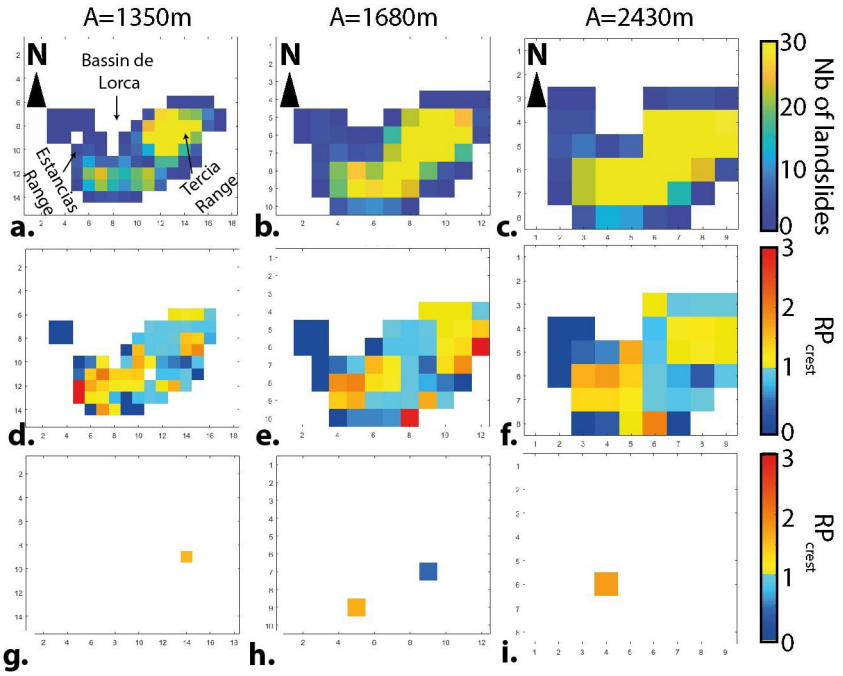

FIGURE 3.5.4 – Cartes du nombre de glissements de terrain par macro-cellule (a,b,c), du RP_{crest} sans application du TCL (d,e,f) et RP_{crest} corrigé vérifiant les TCL et dont le $RP_{crest} > IP_{90}$ (g,h,i), pour des macro-cellules de taille A =1350m, A =1680m et A =2430m.

Chapitre 4

Les glissements de terrain sismo-induits : des indicateurs de la résistance des pentes au cisaillement

4.1 Abstract

We propose a simple method to image the rock strength contrasts in the epicentral area of the Northridge and Chi-Chi earthquakes from the distribution co-seismic landslide slopes. In areas of watershed size, we use pseudo-static limit equilibrium equation and the topographic slope distributions to invert the distribution of a rock strength parameters. In the first step of the method, we define in each area a distribution of effective slopes that allows to recover the shape of the distribution of the co-seismic landslide slopes and the landslide density. In the second step, we correct this effective slope distributions from the earthquake effect to obtain a distribution of a rock strength parameters. The maps of the median and the quartile difference of these distributions in the epicentral area show spatial coherent patterns of strong and weak rock strengths. We compare these patterns with the lithology, the soil types and landslides parameters to better understand the origin of the rock strength contrasts. Although further analysis is needed to confirm our observations and the model validity, the first results are quite convincing and seem to evidence the model's ability to image cohesion contrasts in the epicentral areas.

4.2 Introduction

Comme nous l'avons vu dans le premier chapitre, à l'échelle d'une chaîne de montagne, la prédiction de l'équilibre des pentes topographiques requiert une estimation de leur résistance au cisaillement, *i.e.* des propriétés des matériaux tels que la cohésion ou l'angle de friction interne, pour tout le paysage. En absence de mesures massives, il est difficile de s'accorder sur la variation temporelle et spatiale de ces paramètres.

Pour les modèles de prédiction des glissements de terrain, les cartes géologiques sont généralement utilisées pour définir les zones de forts contrastes, auxquelles on attribue des valeurs de propriétés mécaniques issues de mesures de terrain ponctuelles ou faites en laboratoire (*e.g.* Dreyfus et al., 2013, Hidalgo and Vega, 2014, Zhang et al., 2013). Or la résistance au cisaillement des versants ne se résume pas aux propriétés mécaniques du substrat. La teneur en eau, la profondeur et la nature des sols, le couvert végétal, l'exploitation des pentes, le climat, sont aussi des facteurs influant sur la stabilité des pentes. A l'échelle des bassins versants, ces propriétés peuvent ou non coïncider avec la géologie.

Selon Strahler (1950) les pentes topographiques attestent des propriétés mécaniques des matériaux qui les composent. Il serait donc possible de classifier les terrains en fonction de leurs pentes pour imager les variations spatiales de ces propriétés. Van Asch (1983) inverse la cohésion de terrains en Italie à partir de mesures faites sur des glissements de terrain et l'équilibre limite de leur pente. Korup (2008) montre que la pente modale de la topographie est un indicateur de la résistance des roches dans les zones de lithologie uniformes soumises aux glissements de terrain. Gallen et al. (2015) proposent un modèle pour inverser la résistance au cisaillement des pentes à partir des glissements de terrain induits par le séisme du Sichuan. Ils se basent sur l'analyse de l'équilibre des pentes de Newmark dans laquelle ils fixent l'angle de friction et la géométrie du plan de glissement pour inverser la cohésion effective des terrains. Ils trouvent que celle-ci ne corrèle que faiblement avec la géologie, ce qui signifie que la résistance au cisaillement du sol et/ou du régolithe est relativement insensible au matériel qu'il recouvre.

Nous proposons ici un modèle alternatif simple pour imager les contrastes de résistance en inversant les glissements de terrain sismo-induits. Les glissements de terrain sismo-induits ont pour avantage d'échantilloner l'intégralité des versants, à la différence des glissements de terrain induits par les pluies qui recouvrent essentiellement les bas de pentes (voir Chapitre 2). De plus, on peut supposer que la saturation des pentes est équivalente au premier ordre dans toute la zone épicentrale étant donné que ce n'est pas le principal moteur de la déstabilisation.

On considère donc que le principal déclencheur de ces glissements est l'intensité de la secousse sismique, dont les cartes de PGA publiées par l'USGS peuvent être utilisées comme première approximation. Dans le modèle que nous proposons, l'utilisation de ces cartes permet, au premier ordre, d'isoler les effets de la résistance au cisaillement des terrains des effets du déclencheur (*i.e.* de la secousse) en introduisant le moins de paramètres quantifiés a priori.

4.3 Modèle théorique

On utilise l'équation de l'équilibre limite pseudo-statique appliqué à un corps déstabilisable à géométrie rectangulaire placé sur un plan uniforme de pente θ. On simplifie le problème en supposant que la force dynamique verticale appliquée sur la masse joue un rôle négligeable dans la rupture de la stabilité de la pente face à la force dynamique horizontale, et que la pression de pore est nulle. Dans ce modèle on suppose que les glissements de terrain ont une masse de densité ρ, une largeur W, une longueur L et une profondeur D. Les forces motrice (F_d) et résistante (F_r) appliquées sur la pente peuvent être exprimées ainsi :

$$F_d = \rho LWDg\sin\theta + \rho LWDgks\cos\theta \tag{4.3.1}$$

$$F_r = \rho LWDg(\cos\theta - ks\sin\theta)\tan\phi + cWL \tag{4.3.2}$$

avec c la force de cohésion par unité d'aire, $\tan\phi$ l'angle de friction interne et g l'accélération de pesanteur. Le terme ks est l'accélération horizontale normalisée du glissement par rapport au substrat, que l'on exprimera comme un ratio du pic l'accélération

(PGA) égale à :

$$ks = \alpha \frac{PGA}{g} \tag{4.3.3}$$

Ce préfacteur α traduit le fait que l'accélération menant à la rupture de la pente n'est pas directement l'accélération maximum moyennée sur une zone donnée. En réalité, l'accélération de la secousse sur la pente et dans la direction de la pente peut varier le long d'un même versant, du fait entre autres, de la présence d'effets de site, de la nature et de l'orientation de l'onde incidente par rapport à la topographie, de la fréquence et la durée du mouvement et de la densité de cracks présents et produits au cours de la sollicitation sismique.

L'équilibre de la pente est rompu lorsque :

$$\frac{F_d}{F_r} = \frac{\sin\theta + ks\cos\theta}{(\cos\theta - ks\sin\theta)tan\phi + \frac{c}{\rho D g}} \geq 1 \tag{4.3.4}$$

Si l'on considère que la cohésion est nulle (hypothèse **H1**) l'équation 4.3 est simplifiée. De façon à définir S_{eff} une pente limite minimum au-delà de laquelle il y a rupture, on peut réécrire l'équation telle que :

$$\tan\theta \geq \frac{\tan\phi - \frac{\alpha PGA}{g}}{1 + \frac{\alpha PGA}{g}\tan\phi} = S_{eff} \tag{4.3.5}$$

Bien entendu, dans la nature la cohésion des terrains n'est pas nulle et contribue fortement à la résistance des matériaux. En conséquence les angles de friction (ϕ) inversés par la suite seront très forts, car en réalité ils comportent à la fois la cohésion et l'angle de friction interne.

Le paysage peut être subdivisé en macro-cellules dans lesquelles la distribution normalisée des pentes topographiques est calculée (figure 4.3.1). La taille des macro-cellule est choisie de façon à avoir la meilleur résolution spatiale possible tout en contenant un nombre suffisant de glissements de terrain.

Dans les modèles de limite critique simple, une seule pente critique est définie au-delà de laquelle toutes les zones de pente supérieure à celle-ci sont instables. Dans notre modèle, nous ne proposons pas une pente critique pour une zone donnée, mais

une distribution de pentes limites S_{eff} que nous cherchons à inverser. Le produit de convolution de la distribution des pentes topographiques avec la distribution des S_{eff} donne une distribution de pentes instables que l'on peut comparer à celle des glissements de terrain sismo-induits (figure 4.3.1.c).

Toutefois, il est a priori impossible d'inverser S_{eff} si la forme de sa distribution est inconnue. De plus, il n'existe pas d'inversion unique si la distribution n'est pas unimodale (du moins sans hypothèses additionnelles). Nous faisons ici l'hypothèse forte (**H2**) que la distribution de S_{eff} suit une loi normale (figure 4.3.1.a). Rappelons que notre modèle a pour but d'imager les contrastes des propriétés des matériaux sur une aire donnée et non d'inverser de vraies valeurs de frictions (l'hypothèse H1 d'une cohésion nulle l'interdit de toute façon). La distribution normale semble donc la plus simple du fait qu'elle peut être définie directement par sa moyenne et son écart type, paramètres pouvant servir à cartographier facilement les contrastes de résistance au cisaillement dans la zone épicentrale. Le choix d'une distribution plus complexe (log-normal par exemple) pourrait être fait mais celui-ci demanderait à être justifiée.

Dans ce modèle, la distribution de S_{eff}, de moyenne $\bar{S_{eff}}$ et d'écart type $\sigma_{S_{eff}}$ est inversée dans chaque macro-cellule par une méthode de Montecarlo. Chaque distribution de S_{eff}, préalablement générée, est comparée à la distribution des pentes de la macro-cellule concernée. L'application de l'équation 4.3.5 permet de retenir les cellules au dessus de leur seuil de stabilité. On obtient alors la densité et la distribution des pentes des cellules déstabilisées. Ces quantités sont moyennées sur 100 tirages successifs afin d'obtenir des résultats robustes. Le couple ($\bar{S_{eff}}$,$\sigma_{S_{eff}}$) respectant les deux conditions suivantes dans la macro-cellule étudiée est choisi (figure 4.3.1.d) :

— $C_{seff}1$. La densité de cellules instables générées est semblable à celle des glissements sismo-induits répertoriés dans l'inventaire.

— $C_{seff}2$. La densité de probabilité des pentes des cellules instables générées est similaire à celle des pentes des glissements sismo-induits répertoriés pour des densités supérieures à 5.10^{-3}. On s'affranchit ainsi d'inverser les valeurs des pentes extrêmes pouvant soit être des erreurs des modèles numériques (pics ou trou) ou correspondre aux pentes recouvertes par les dépôts des glissements.

Une troisième hypothèse forte (**H3**) est posée dans ce modèle : on considère que les cellules instables générées sont indépendantes les unes des autres. En d'autres termes, on considère que la distribution des pentes instables générées représente la moyenne des distributions possibles des cellules constituant l'ensemble des glissements de terrain présents dans la macro-cellule. Considérer la distribution des tailles réelles des glissements de terrain serait plus réaliste mais requerrait beaucoup plus de temps et de ressources de calcul. De plus, on verra que les résultats de notre inversion ne sont que faiblement corrélés à la distribution de tailles des glissements de terrain.

Une fois le modèle de distribution de S_{eff} défini pour chaque macro-cellule, l'effet de la secousse peut être retiré en utilisant un modèle d'accélération, afin de déterminer la distribution des frictions ($\tan\phi$) dans chaque macro-cellule (équation 4.3.6). On utilise le PGA dérivé des ShakeMaps comme modèle d'accélération. La distribution des $\tan\phi$ est donc déterminée par :

$$\tan\phi = \frac{ks + S_{eff}}{1 - ks.S_{eff}} = \frac{\frac{\alpha PGA}{g} + S_{eff}}{1 - \frac{\alpha PGA}{g}.S_{eff}} \tag{4.3.6}$$

Le préfacteur α du PGA doit être défini. En l'absence de modèle a priori pour sa distribution, il est considéré constant dans toute la zone épicentrale. D'un point de vue physique, ce choix exprime le fait que l'on considère a) que les effets de sites moyennés sur 3 km^2 ne varient pas trop et b) que l'on néglige les effets de directivité.

On voit que pour une distribution de S_{eff} et une densité de glissements de terrain dans une macro-cellule donnée, plus αPGA sera grand, plus les angles de friction seront grands. Néanmoins, d'après l'équation 4.3.6, de trop grandes valeurs de α mèneraient à des angles de friction négatifs. De ce fait, α est choisi de manière à respecter les conditions suivantes :

— $C_\alpha 1$. Les angles de friction calculés après inversion doivent être positifs.

— $C_\alpha 2$. Le minimum de cellules instables doit être généré. En théorie il devrait n'y avoir aucun glissement résiduel après correction de l'accélération. C'est à dire que toutes les pentes sont à l'équilibre statique.

— $C_\alpha 3$. Le maximum de macro-cellules de la zone épicentrale doit respecter la

condition $C_\alpha 1$.

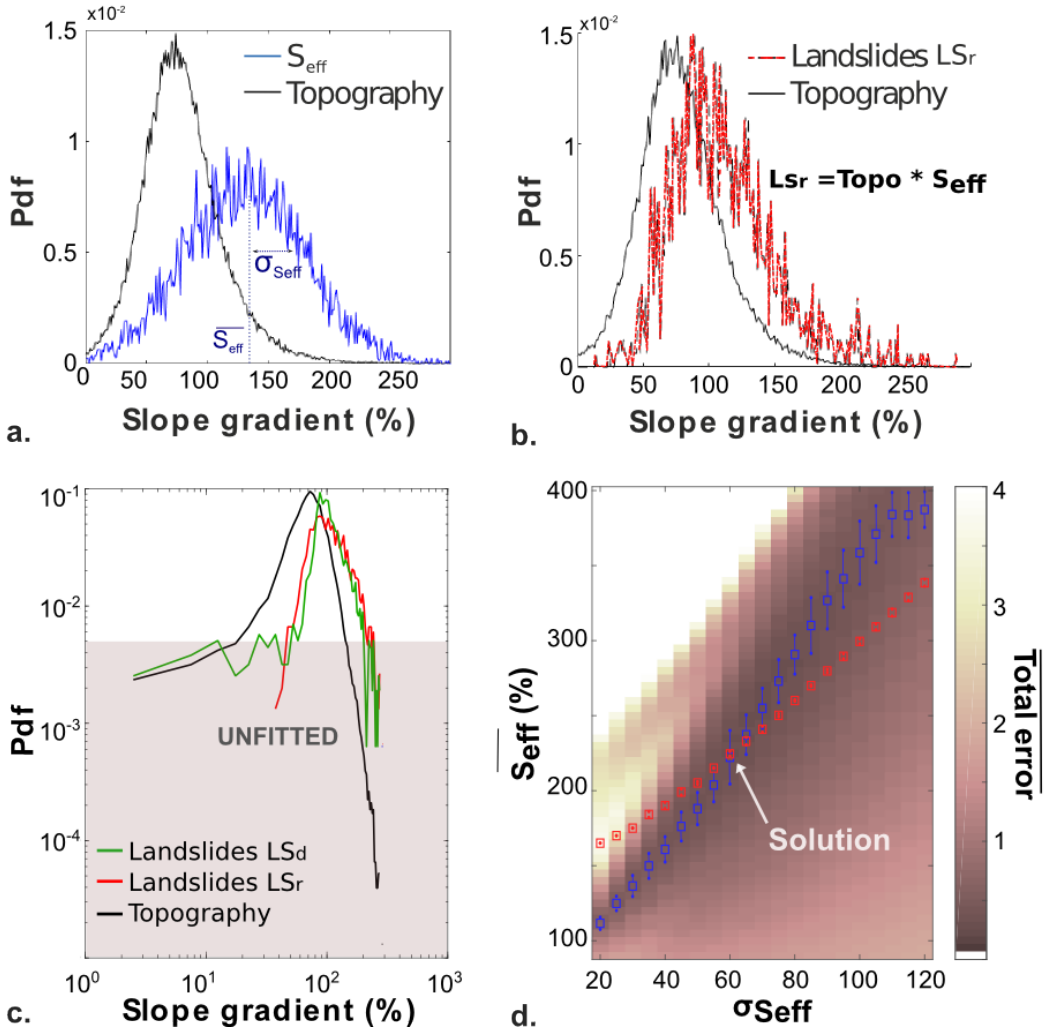

FIGURE 4.3.1 – Modèle d'extraction de la distribution des pentes limites S_{eff}. **a.** Distribution des pentes topographiques d'une macro-cellule de 3 km^2 dans la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi (noir) et exemple de distribution des S_{eff} (bleu). **b.** Génération d'une distribution de pentes instables (rouge) par le produit de convolution entre la distribution des pentes topographiques avec la distribution des S_{eff} (bleu) représentées en a. **c.** Distribution des pentes topographiques (noir) et des pentes des glissements de terrain sismo-induits (Ls_d) (vert) et issus du produit de convolution (Ls_r)(rouge) dans la macro-cellule. **d.** Choix du meilleur modèle de distribution de S_{eff}. La courbe rouge représente le chemin dans l'espace ($\bar{S_{eff}}$, $\sigma_{S_{eff}}$) minimisant l'erreur entre la densité de glissements de terrain générés et celle observée dans la macro-cellule. La courbe bleue représente le chemin dans l'espace ($\bar{S_{eff}}$, $\sigma_{S_{eff}}$) minimisant l'erreur entre Ls_r et Ls_d. Le meilleur modèle de S_{eff} se trouve à l'intersection des deux courbes.

Les distributions de $\tan\phi$ sont générées dans toutes les macro-cellules pour des valeurs

de α comprises entre 0.1 et 1. Dans un premier temps, on défini le meilleur α respectant les conditions $C_\alpha 1$ et $C_\alpha 2$ pour chaque macro-cellule. Puis la valeur de α de la zone épicentrale est sélectionnée de manière à respecter la condition $C_\alpha 3$.

Une fois α choisi, on obtient les distributions de $\tan\phi$ selon l'équation 4.3.6. En pratique, il suffit de représenter la distribution de S_{eff} dans la base de $\tan\phi$. On notera que les distributions de $\tan\phi$ ne sont pas normales et que la formule de leur fonction de densité ne peut pas être formulée analytiquement par une fonction classique. On choisira donc de les représenter par leur médiane $\tan\phi_{50}$ et leur inter-quartile, *i.e.* l'écart entre le premier et dernier quartile $\tan\phi_{Q4-Q1}$.

4.3.1 Méthode et données

Les cartes des glissements de terrains induits par les séismes de Chi-chi (Mw 7.6, 1999, Taiwan), Northridge (Mw 6.7, 1994, USA) et Gorkha (Mw 7.8, 2015, Népal) sont utilisées. La table 4.1 détaille les informations sur ces inventaires. On isole le corps principal des glissements de terrain de leur dépôt en utilisant le rapport de forme moyen de la zone d'arrachement proposé par Domej et al. (2017). Il est défini tel que le ratio entre la largeur et la longueur de la cicatrice des glissements soir égale à 0,7.

Les pentes topographiques sont extraites des modèles numériques de terrains AW3D30 [1] et re-échantillonnées à 10m afin de pouvoir considérer les pentes couvertes par les petits glissements de terrain.

On découpe les zones épicentrales en macro-cellules de 2,4 km^2. Dans chacune des macro-cellules, la distribution des pentes topographiques de la macro-cellule considérée et la distribution des pentes uniquement recouvertes par des glissements de terrain sont évaluées (figure 4.3.1.c).

On réalise ensuite l'inversion des distributions des S_{eff} dans chaque macro-cellule indépendamment des autres. Lorsqu'aucun modèle de S_{eff} optimum n'est trouvé, aucune valeur ne sera attribuée à la macro-cellule. Dans le cas contraire, on attribut à la macro-cellule la moyenne $\bar{S_{eff}}$ et l'écart type σS_{eff} de la distribution des S_{eff}.

Les cartes de pic d'accélération du sol (PGA) sont issues des Shakemaps publiées

1. https ://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm

par l'United States Geological Survey (USGS) (Allen and Wald, 2007). On attribue à chaque macro-cellule la valeur moyenne du PGA .

Á partir de la distribution des S_{eff} et du PGA, on estime la distribution des $\tan\phi$ pour chaque macro-cellule ayant un modèle optimum de S_{eff} défini. La médiane $\tan\phi_{50}$ et l'écart entre le premier et dernier quartile $\tan\phi_{Q4-Q1}$ des distributions de $\tan\phi$ sont affectés à chaque macro-cellule. La représentation en carte de ces valeurs a pour but d'imager les contrastes de résistance au sein des zones épicentrales et de voir s'il existe des zones cohérentes ou non.

Les contrastes frictionnels extraits du modèle sont mis en relation avec des paramètres sismiques (PGA), topographiques (pente topographique), géologiques et avec des caractéristiques des glissements de terrain (densité et taille). Les cartes géologiques des zones épicentrales de Chi-Chi et de Northridge proviennent de Taiwan Central Geological Survey, MOEA (MOEA and Central Geological Survey, 2008) et de la combinaison des cartes de l'USGS (Campbell, 2005, Strand, Charles W. Jennings Rudolph, 1969) respectivement. A l'aide des descriptions fournies par les cartes géologiques, les lithologies similaires ont été regroupées. Ainsi, à Chi-Chi, on dénombre 4 classes. La zone épicentrale la plus occidentale, proche de la faille de Chenlunpu est recouverte par des lithologies meubles tandis que plus à l'est, des roches métamorphiques affleurent. Á Northridge, au nord-est et au sud-ouest affleurent des roches dures métamorphiques. Le reste de la zone épicentrale est couverte par des roches sédimentaires, plus ou moins indurées, telles que des grès ainsi que des schistes. On assigne à chaque macro-cellule la lithologie de la couche la plus représentative qui la recouvre (voir chapitre 3 pour le détail des cartes géologiques).

Une carte des sols à Taïwan (Chen et al., 2015) ainsi qu'une carte du modèle global de couverture des sols datant de l'année 2000 (GLC2000 Bartholome and Belward (2005)) sont comparées à la carte finale des $\tan\phi_{50}$.

Table 4.1 – Inventaires de glissements de terrains sismo-induits analysés dans cette étude

Séisme	**Année**	**Magnitude Mw**	**Nb de Glissements**	**Surface totale des glissements**	**Auteurs**
Gorkha	2015	7,8	24 915	86,5	Roback et al. (2017)
Chi-Chi	1999	7,6	9272	127,6	Liao and Lee (2000)
Northridge	1994	6,7	11 111	25,9	Harp and Jibson (1996)

4.4 Résultats

4.4.1 Distribution des $\tan\phi$

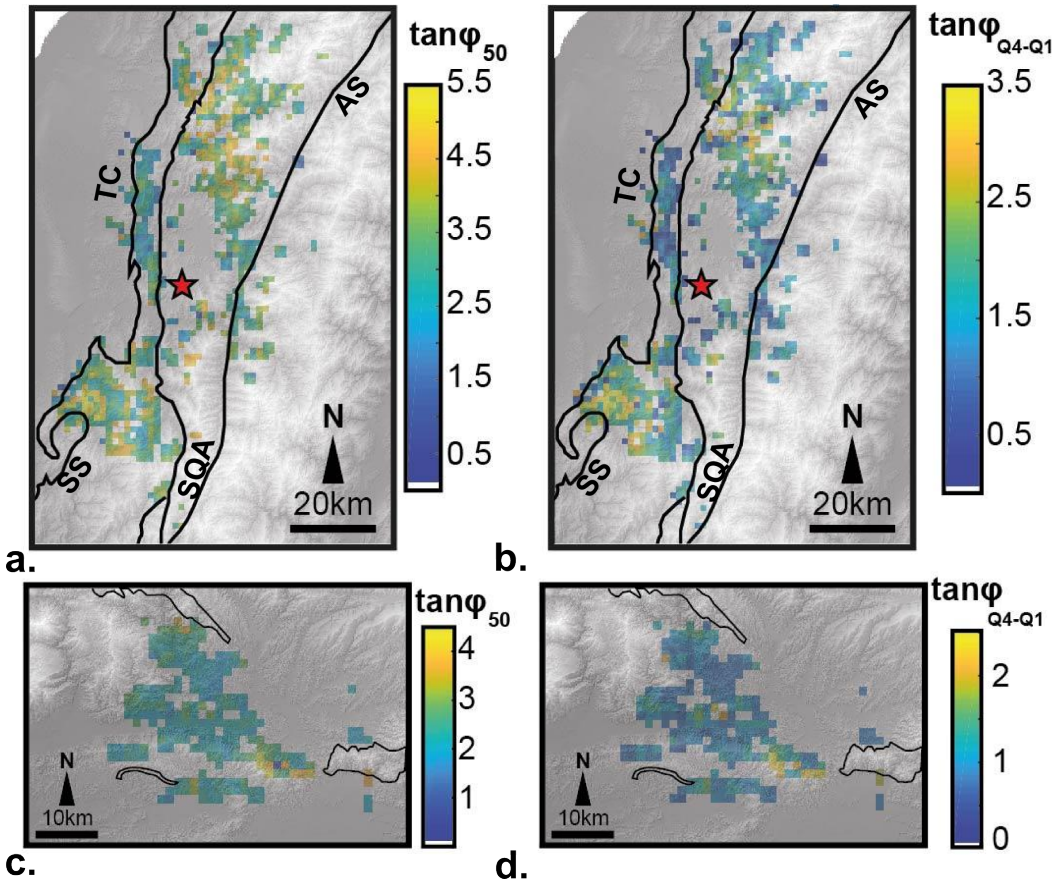

FIGURE 4.4.1 – Cartes des $\tan\phi_{50}$ et $\tan\phi_{Q4-Q1}$ dans les zones épicentrales des séismes de Chi-Chi (**a.** et **b.**) et de Northridge (**c.** et **d.**). Les limites des principaux groupes lithologiques sont représentées par les traits noirs. TC : dépôts de terrasse et conglomérats, SS : grès et argilite , SQA : grès, quartzite et argilite, AS : Argilite et ardoise. Dans la zone épicentrale de Northridge seuls les contours des massifs cristallins sont représentés. Les épicentres des séismes sont représentés par les étoiles rouges.

Une fois la distribution du S_{eff} inversée (voir annexe D), le préfacteur de l'accélération α respectant les 3 conditions C_α évoquées dans la précédente section est choisi. On obtient respectivement $\alpha = 0.05$ et $\alpha = 0.1$ pour la zone épicentrale de Chi-Chi et celle de Northridge. Les cartes finales des paramètres des distributions de la variable frictionnelle $\tan\phi$ sont présentées en figure 4.4.1.

Dans le cas du séisme de Chi-Chi, la médiane de $\tan\phi$ varie entre 0,5 et 5,5 (de 26° à 79°en équivalent d'angle). La différence entre les quartiles de la distribution de $\tan\phi$ ($\tan\phi_{Q4-Q1}$), marquant son étalement, varie entre 0,5 et 3,5 (de 26° à 74°). La partie sud-ouest de la zone épicentrale est marquée par de forts $\tan\phi$ ($\tan\phi_{50} \simeq 5\,(78°)$) et d'importants écarts autour de cette valeur. Au nord-ouest de l'épicentre, on trouve des valeurs plus faibles plutôt centrées autour de la médiane $\tan\phi_{50} \simeq 2\,(63°)$. Dans la partie nord de la zone épicentrale, on retrouve de fortes valeurs médiane de $\tan\phi$ ($\tan\phi_{50} \simeq 4$) avec des zones où les valeurs sont plutôt centrées autour de cette médiane ($\tan\phi_{Q4-Q1} \simeq 1$) et d'autres qui, au contraire, présentent de grands écarts ($\tan\phi_{Q4-Q1} \simeq 2,5$).

Pour le séisme de Northridge, on trouve des valeurs de $\tan\phi_{50}$ autour de $3\,(71°)$ avec des écarts relativement faibles ($\tan\phi_{Q4-Q1} \simeq 0,7$ soit 34°). On identifie néanmoins deux zones peu étendues de forts $\tan\phi_{50}$ ($\tan\phi_{50} \simeq 4$) dans le nord-ouest et sud-est de la zone épicentrale résolue. L'écart à la valeur médiane est grand dans la partie sud-est de la zone épicentrale ($\tan\phi_{Q4-Q1} \simeq 2$).

De manière générale, on remarque que plus la médiane est forte plus l'écart entre les quartiles sera important (Annexe D, figure D.2.1.b). Comme on l'a précisé dans l'introduction de ce chapitre, ces valeurs ne sont pas directement interprétables. C'est leur variation spatiale et les possibles corrélats de celle-ci qui nous intéressent.

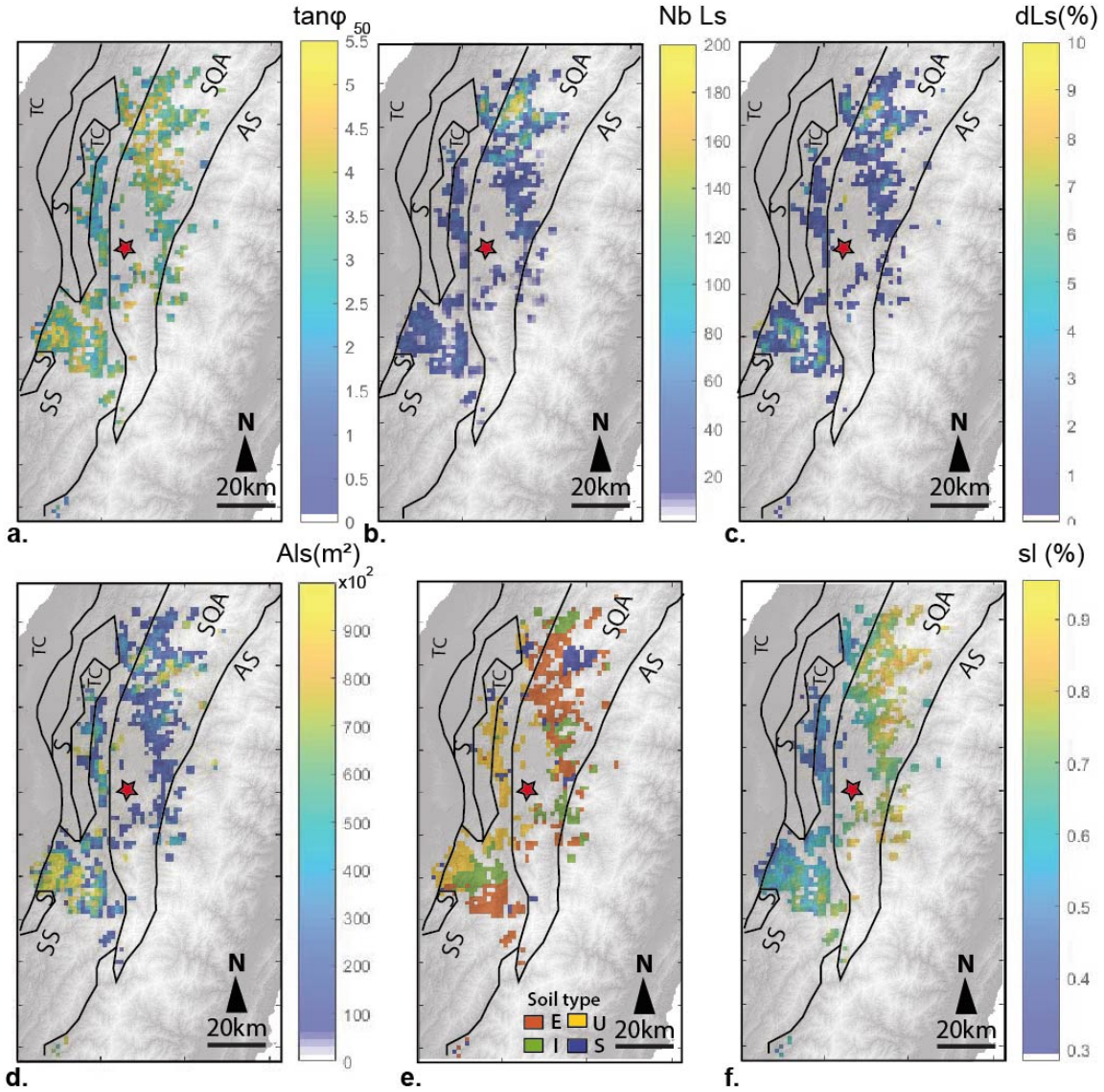

FIGURE 4.4.2 – Cartes des **a.** $\tan\phi_{50}$, **b.** du nombre de glissements de terrain,**c.** de la densité de surface de pentes recouvertes par des glissements de terrain, **d.** de la surface des 5 plus gros glissements de terrain, **e.** du type de sol (E : entisols, I : inceptisols, U : ultisols, s :spodosols) et **f.** de la pente topographique médiane dans les macro-cellules de la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi. Les limites des princiaux groupes lithologiques sont représentées par les traits noirs. TC : dépôts de terrasse et conglomérats, S : grès, SS : grès et argilite , SQA : grès, quartzite et argilite, AS : Argilite et ardoise. L'épicentre du séisme est représenté par l'étoile rouge.

4.4.2 Validation et limites du modèle

Les distributions de $\tan\phi$ sont censées être indépendantes de la pente topographique et de la sollicitation sismique. La figure 4.4.3 présente la médiane des $\tan\phi$ en fonction de la pente topographique médiane et de αPGA dans chaque macro-cellule . On note que $\tan\phi_{50}$ à une légère tendance à croître avec la pente topographique mais qu'elle est bien indépendante de la sollicitation sismique. Toutefois, le fait que $\tan\phi_{50}$ tende à augmenter avec la pente est logique : les matériaux plus résistants forment des reliefs plus prononcés. Si l'on revient à l'équation 4.3.5 on voit que le terme de cohésion est modulé en partie par la pente topographique. En d'autres termes, cela voudrait dire que le modèle est améliorable notamment en reconsidérant notre hypothèse sur la cohésion, et/ou que le terme frictionnel croît avec la pente comme la friction (Montgomery, 2001).

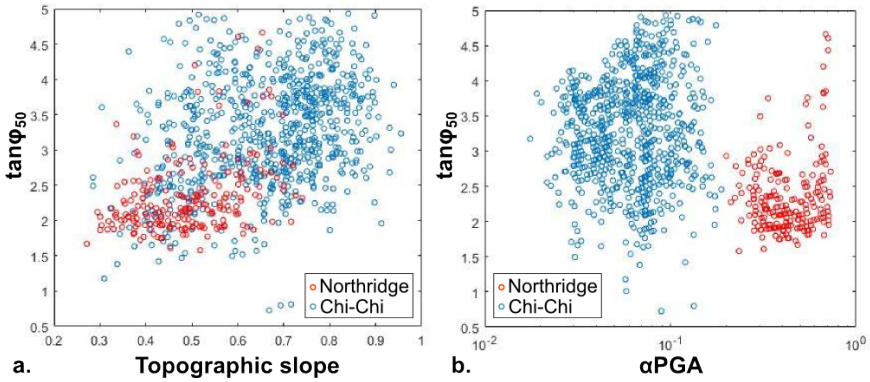

FIGURE 4.4.3 – Validation du modèle, vérification de la correction par le modèle de la pente. $\tan\phi_{50}$ en fonction de **a.** la pente topographique et du **b.** αPGA.

Ce modèle n'est applicable qu'aux zones où la quantité de glissements de terrain et la surface qu'ils recouvrent sont suffisamment importantes. Cette limitation est illustrée par l'étude relative au séisme de Gorkha (voir Annexe D figure D.2.4). Bien que le nombre de glissements de terrain y soit important (voir table 4.1), ces glissements sont caractérisés par de très grands dépôts et de petites surfaces d'arrachement. Dans les zones où la densité de la surface des zones d'arrachement est faible, les distributions des pentes recouvertes par les glissements de terrain sont bruitées, ce qui rend l'inversion

de S_{eff} impossible dans ces zones.

Le choix du paramètre α est discutable. On souhaite qu'il soit constant dans toute la zone épicentrale, car sinon celui-ci "absorbe" la variation liée à l'accélération. Dans certaines zones il est trop faible, l'accélération finale αPGA utilisée pour l'inversion du modèle est donc elle aussi trop faible. On le constate car trop de glissements résiduels sont générés (voir annexe D figure D.2.2). Nous avons testé les valeurs de α utilisées classiquement à savoir : $\alpha = 0,5$ pour des déplacements de plus de 1 m (Hynes Griffin and Franklin, 1984) et α lié au ratio entre le PGA et la pseudo accélération à 1 seconde ($PSA1$) définie selon la norme NCHRP 12-70 / FHWA (2011) (Kavazanjian, 2011) (voir annexe D.3). Les cartes de $tan\phi_{50}$ obtenues pour différentes valeurs de α sont présentées en figure D.3.1 en Annexe D. Les valeurs utilisées dans notre modèle permettent d'inverser un maximum de macro-cellules tandis que les α "classiques" ne permettent d'inverser qu'une faible quantité de macro-cellules. D'autre part, on trouve dans la littérature des valeurs de α plus proches de celle utilisées dans notre modèle (e.g. Kavazanjian, 1998, Seed, 1979) (voir Annexe D.3).

La densité de cellules instables résiduelles après correction de la sollicitation sismique par le modèle est en moyenne 5 fois moins dense que la densité des glissements co-sismiques (figure 4.4.4 et annexe D.2.2). Le modèle proposé ne permet donc pas de retrouver totalement les caractéristiques d'un ensemble de pentes stables. Plusieurs auteurs ont montré que trop de glissements de terrain sont générés par les modèles dans lesquels la cohésion est nulle par rapport à la quantité de glissements véritables (*e.g.* Dreyfus et al., 2013). La forte densité de glissements résiduels peut aussi être expliquée par le choix d'un paramètre α homogène dans toute la zone épicentrale, il est possible que dans certaines zones, l'accélération du mouvement du sol ayant eu lieu lors du séisme ait fortement dépassé l'accélération limite de stabilité.

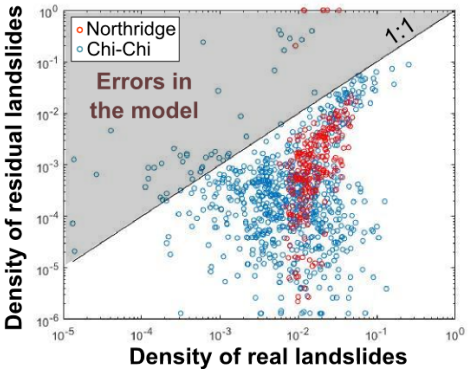

FIGURE 4.4.4 – Densité de cellules instables résiduelles après correction des sollicitations sismiques par le modèle en fonction de la densité des glissements de terrain induits par les séismes de Northridge et de Chi-Chi dans chaque macro-cellule. La zone grisée présente des macro-cellules où le modèle envisagé est faux puisque la densité cellules instables résiduelles est plus grande que la densité de glissements de terrain co-sismiques.

Les terrains cohésifs produisent en moyenne plus de gros glissements (Frattini and Crosta, 2013) et la cohésion augmente avec la profondeur. Rappelons que notre modèle traite implicitement la cohésion comme un incrément de friction, totalement indépendant de la géométrie du glissement. De plus, on cherche à vérifier que l'hypothèse posée sur l'indépendance des cellules n'est pas trop invalidante. Si ces deux hypothèses ne sont pas valides, on s'attend à obtenir une relation entre $\tan\phi$ et la taille des glissements de terrain.

La figure 4.4.5 montre $\tan\phi_{50}$ en fonction de la densité et la taille des glissements de terrain déclenchés dans les macro-cellules (taille médianne et taille des 5 glissements les plus volumineux). Aucune relation claire n'est identifiée. Éventuellement on peut déceler une légère tendance du $\tan\phi_{50}$ à augmenter avec la taille des plus gros glissements de terrain (figure 4.4.5.c), surtout dans la partie sud-ouest de la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi (voir figure 4.4.2.d).

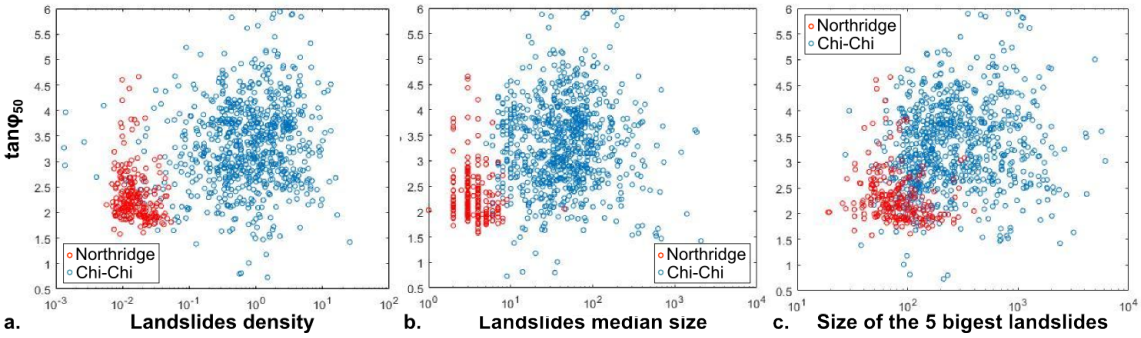

FIGURE 4.4.5 – $\tan\phi_{50}$ en fonction des caractéristiques des glissements de terrain-sismo induits dans chaque macro-cellule. **a.** $\tan\phi_{50}$ en fonction de la densité des glissements de terrain. **b.** $\tan\phi_{50}$ en fonction de la taille médiane des glissements de terrain. **c.** $\tan\phi_{50}$ en fonction de la taille des 5 plus grands glissements de terrain.

4.4.3 $\tan\phi$ et lithologies

La figure 4.4.6 présente la distribution des $\tan\phi_{50}$ et des $\tan\phi_{Q4-Q1}$ en fonction des lithologies dans les zones épicentrales des séismes de Chi-Chi et de Northridge. On ne décèle pas de corrélation entre $\tan\phi$ et les groupes lithologiques à Northridge. Á Chi-Chi on note que les lithologies les moins résistantes (conglomérats et dépôts de terrasses) ont logiquement des valeurs de $\tan\phi$ plus faibles. Les argilites, ardoises et grès ont en moyenne des valeurs plus fortes que le groupe lithologique formé de roches légèrement métamorphisées et plus dures (grès, quartzites et schistes). Cependant, ces corrélations demeurent faibles comme on peut le constater en comparant les cartes de $\tan\phi_{50}$ et les cartes lithologiques (figure 4.4.2)

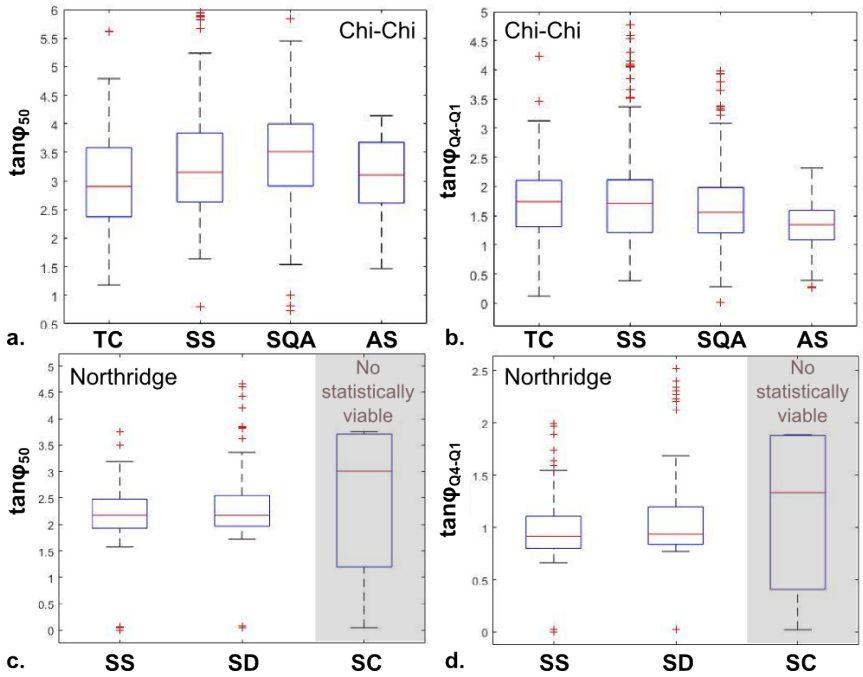

FIGURE 4.4.6 – Médiane $\tan\phi_{50}$ et différence entre les premier et troisième quartiles $\tan\phi_{Q4-Q1}$ de la distribution des $\tan\phi$ des macro-cellules en fonction des lithologies prépondérantes qui les recouvrent dans les zones épicentrales des séismes de Chi-Chi (**a.** et **b.**) et Northridge (**c.** et **d.**). SS : grès et argile, SD : grès, SC : schistes et roches cristallines, TC : dépôts de terrasse et conglomérats, SQA : schistes, quartzite et argilite, AS : argilite et ardoise. Les zones grisées dans les figures c. et d. ne sont pas statistiquement interprétables car trop peu de macro-cellules sont recouvertes par cette lithologie. Le cadre délimite les valeurs de la distribution comprise entre le premier et le troisième quartile. La ligne rouge est la moyenne. Les écarts types sont représentés par les barres extérieures noires. Les croix rouges sont des valeurs aberrantes.

4.4.4 $\tan\phi$ en fonction de la couverture et du type de sol

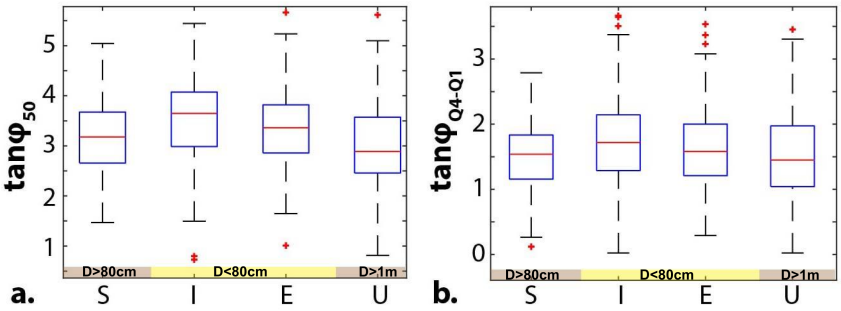

FIGURE 4.4.7 – Médiane $\tan\phi_{50}$ et différence entre les premier et troisième quartiles $\tan\phi_{Q4-Q1}$ de la distribution des $\tan\phi$ des macro-cellules en fonction des type de sols prépondérantes qui les recouvrent dans la zone épicentrales du séisme de Chi-Chi (**a.** et **b.**). Les barres de couleurs marron indiquent que les sols sont plus développés donc plus épais (D : profondeur du sol) (U : Ultisols et S : Spodosols). La barre jaune regroupe les sols peu développés et peu profonds (E : Entisols et I : Inceptisols). Le cadre délimite les valeurs de la distribution comprise entre le premier et le troisième quartile. La ligne rouge est la moyenne. Les écarts types sont représentés par les barres extérieures noires. Les croix rouges sont des valeurs aberrantes.

La profondeur du sol et la végétation qui recouvre les versants peuvent toutes deux avoir un impact sur la stabilité des pentes. Les arbres tendent à stabiliser les pentes par leur système racinaire.

Bien qu'aucune tendance ne soit très claire (figures 4.4.7, 4.4.2.e et D.2.3 en Annexe D), on note que les forts $\tan\phi_{50}$ ($\tan\phi_{50}$>3.5) se concentrent plutôt sur des terres cultivées et des pâturages irrigués (figure D.2.3 en Annexe D). Ils se trouvent sur des inceptisols[1], c'est à dire des sols peu épais (< 1 m) assez riches en matière organique, et sur des entisols[1] dont le profil est peu développé ($\ll 1$ m). Ces sols recouvrent des dépôts sédimentaires jeunes ou des roches résistantes à l'érosion (figure 4.4.7 et figure D.2.3.b en Annexe D).

Les faibles zones de $\tan\phi_{50}$ ($\tan\phi_{50}$<3.5) sont, elles, plutôt localisées sur des zones forestières et des prairies recouvertes d'arbustes (figure D.2.3.a en Annexe D). Ils sont sur des sols riches en matière organique et sur des sols argileux dont l'épaisseur est d'au moins 2 m (ultisols[1] et spodosols[1]) (figure 4.4.7 et figure D.2.3.b).

1. Selon la classification USDA Soil taxonomy 2nd edition, 1999

4.5 Discussion et conclusion

Cette étude préliminaire permet de conclure que les glissements de terrain sismo-induits peuvent être utilisés pour imager, à l'échelle d'une zone épicentrale, les contrastes mécaniques des versants.

Le modèle proposé est un modèle très simple qui a pour but de cartographier la variabilité des propriétés mécaniques des terrains recouvrant les versants.

Dans la zone épicentrale de Chi-Chi, les zones où se trouvent les forts $\tan\phi_{50}$ sont des zones où les sols sont peu développés, couvrant des roches métamorphiques assez indurées. On notera que dans la zone sud-ouest de la zone épicentrale on observe de gros glissements pour de forts $\tan\phi$, ce qui laisse à penser que la cohésion de ces terrains est forte comme suggéré par Valagussa et al. (2018). Au contraire, les zones où se localisent les faibles $\tan\phi_{50}$ sont des zones où les sols argileux, ou plus concentrés en matières organiques, plus profonds et reposant sur des roches plus jeunes plus érodables.

Ainsi, on peut supposer que les zones de forts $\tan\phi$ sont des zones où la cohésion des terrains est forte (cohésion de la roche) tandis que les zones à faibles $\tan\phi$ sont moins cohésives (cohésion des sols).

On notera que la carte finale obtenue dépend de la taille des macro-cellules. Si elles sont trop petites (taille du glissement) la distribution des pentes représente la distribution des pente critiques. Si elles sont trop grandes, différentes lithologies sont mélangées, les distributions de pentes critiques obtenues n'ont donc plus de réalité physique. Dans cette étude, la taille des macro-cellules est choisie entre ces deux dimensions de manière à ce qu'elles contiennent suffisamment de glissements pour être statistiquement viables et de manière à ce que le maximum de cellules soient représentées.

Au premier ordre, ce modèle semble permettre d'identifier les contrastes de cohésion des terrains de la zone épicentrale. Néanmoins, par manque de données et du fait des fortes hypothèses faites, il est difficile de conclure définitivement sur l'interprétation des contrastes observés. Afin de statuer, plusieurs solutions sont envisageables. Pre-

mièrement, il est possible d'étendre l'analyse à des zones épicentrales plus étendues ce qui permettrait de couvrir des zones à plus forts contrastes géologiques et qui augmenterait nos chances de déceler des tendances plus marquées. Par exemple, il sera possible d'étudier le cas du séisme de Wenchuan (2008, Chine), lorsque le MNT sera de meilleur qualité. Deuxièmement on peut effectuer l'analyse dans des zones étendue où les paramètres mécaniques sont plus contraints par des mesures in situ.

Conclusion et perspectives

Les séismes peuvent produire des dizaines de milliers de glissements en région montagneuse. Les glissements se produisent lorsque les conditions de stabilité des versants sont dépassées. Ces conditions de stabilité sont fonction des paramètres de résistance mécanique des pentes et de la sollicitation sismique. Du fait du manque de mesure, ces données ne sont pas ou peu souvent disponibles dans les chaînes de montagnes actives.

L'étude de la stabilité des pentes est réalisée soit à l'échelle du glissement, soit à l'échelle régionale. Pour les études à l'échelle du versant, le calcul de la stabilité de la pente est généralement contraint par des données in-situ. Dans le cas d'études régionales, dont on rappelle qu'elles constituent l'écrasante majorité des études sur lesquelles se fondent l'évaluation du risque gravitaire dans le monde, les données nécessaires au calcul de la stabilité des pentes sont estimées à l'aide de renseignements issus de systèmes d'informations géographiques et de cartes géologiques.

La présente thèse s'est positionnée à l'intersection entre l'échelle des versants et l'échelle régionale.

Sur le relief de Wanrong, on a vu que la réponse sismique la réponse sismique le long des versants est modulée par des effets de site géologiques et topographiques. Les sites situés le long des crêtes ont des mouvements amplifiés dans les directions perpendiculaires à l'axe d'élongation des crêtes sur lesquelle les stations ont été installées. Mais sur ce relief, les fréquences d'amplification pertinentes pour le risque gravitaire varient surtout selon les caractéristiques géologiques de la subsurface. On observe que

le maximum d'amplification du mouvement est souvent plus fort sur la pente en bordure la vallée sédimentaire qu'au sommet du relief. L'effet de la provenance du séisme par rapport à l'orientation du relief et de son angle d'incidence sont peu prononcés dans notre étude.

En prenant en compte nos observations, ainsi que celles des précédentes études, on conclue que les conditions géologiques modulent la réponse des versants. La réponse sismique des pentes rocheuses homogènes et peu fracturées semble être contrôlée majoritairement par des effets topographiques, tandis que les pentes recouvertes par une couche de sol ou de régolithe ont des réponses plus complexes avec des taux d'amplification du mouvement du sol généralement plus forts. Ainsi, sans information précise sur la nature et la profondeur des sols, il sera difficile de prédire l'intensité de la secousse le long d'un versant.

L'échelle régionale confirme ce résultat. En effet, l'emplacement des glissements de terrain sismo-induits le long des versants est très contrôlé par les structures géologiques, de nature tectonique ou stratigraphique. Le long des rivières guidées par des failles majeures, les glissements de terrain se produisent majoritairement en bas de pente, là où les matériaux sont très endommagés car proches de la faille. Dans les bassins où il y a de forts contrastes lithologiques, les glissements se concentrent dans la partie du versant la moins résistante. Dans les zones où les contrastes rhéologiques ne sont pas très marqués, les glissements sont répartis aléatoirement le long des versants et/ou ont lieu là où le mouvement du sol est potentiellement le plus fort. Au contraire, on note que les glissements induits par les pluies se concentrent en bas de pente du fait des fortes pressions de pores.

Enfin, on propose un modèle simple pour imager les contrastes de résistance au cisaillement entre les bassins versants des zones épicentrales des séismes de Chi-Chi (Taiwan) et de Northridge (USA). Ce modèle suppose qu'une fois corrigé de la sollicitation sismique, les versants doivent être à l'équilibre. Ainsi en inversant l'équation de

l'équilibre limite là où se sont produits les glissements de terrain, on cherche à carter les contrastes de résistance minimum des terrains au sein de la zone épicentrale. Les résultats préliminaires obtenus permettent d'imager des contrastes qui semblent au premier correspondre à la variation de cohésion des terrains.

En conclusion, on peut dire que l'effet géologique sur le déclenchement des glissements de terrain sismo-induits à l'échelle des bassins versants est majeur. Il est contrôlé par les caractéristique de la subsurface à l'échelle du relief (ex : épaisseur de sol, stratigraphie), c'est à dire à une échelle intermédiaire entre celle du glissement et celle de la carte géologique. Cependant, en vue de l'histoire géologique complexe des régions montagneuses actives, il est encore difficile d'estimer à partir des données actuellement disponibles la variabilité spatiale des propriétés géologiques de la subsurface des versants de la zone épicentrale. Il est donc encore compliqué de prédire précisément les mouvements gravitaires à l'échelle des bassins versants sur des zones étendue sur plusieurs dizaines de kilomètres.

Perspectives

L'analyse statistique des futurs catalogues de glissements de terrain est une perspective directe à ce travail. En effet, il y existe un véritable manque de données en région montagneuse pour quantifier de manière rigoureuse les paramètres nécessaires au calcul de la stabilité des versants. Cependant, de plus en plus de données y sont acquises. La cartographie des caractéristiques rhéologiques de la subsurface pourrait donc être nettement améliorée, en combinant l'analyse statistique des catalogues de glissements de terrain à des mesures directes des propriétés de la subsurface.

De plus, un nombre croissant de campagnes de mesures du bruit sismique dans les chaînes de montagnes permettra de mieux comprendre les réponses sismiques des versants. La difficulté est de décider si les mesures effectuées localement, comme celle concernant le relief de Wanrong, sont statistiquement représentatives à l'échelle d'une

région. Par exemple, Burjanek et al. (2014) ont étudié la réponse sismiques des sommets d'une vingtaine de reliefs. Cependant, leur étude ne s'applique pas à une entité topographique particulière pouvant constituer un motif dont la reproduction modélise correctement un paysage à l'échelle supérieure (bassins). Une démarche similaire, incluant la réponse des flancs des reliefs, permettrait de faire avancer ce problème.

Le développement d'observatoires de l'érosion dans lesquels sont combinées des études sur le suivie hydrologique, et/ou sur la réponse sismique des versants (Observatoires de la zone critique [2]) devrait fournir un cadre idéal à ce genre d'approches. Ces observatoires peuvent apporter des informations complémentaires sur la dynamique d'érosion des bassins qui pourraient ou non être interpolées aux bassins environnants. Ils seraient notamment utiles pour l'étude de l'influence de la pluviométrie sur la réponse sismique et l'érosion des versants.

L'utilisation de données LiDAR et d'image aériennes permet de produire des modèles numériques de terrain à très haute résolution (de l'ordre de quelques millimètres aux centimètres). Les réponses des sites pourraient, ainsi, être mises en relation avec des variables topographiques précises extraites de ces modèles numériques de terrain.

Ces MNTs offrent également la possibilité de suivre l'évolution de l'érosion des versants, avec une précision adaptée à l'échelle de l'étude (de quelques millimètres à plusieurs mètres). Ils peuvent permettre aussi de mieux caractériser les glissements de terrain, notamment ceux induits lors des grands séismes, en donnant des détails sur leur forme et texture par exemple. La texture et la forme des glissements portent des informations sur les propriétés des matériaux qui représenteraient une valeur ajoutée à la prédiction des mouvements de terrain.

A plus longue échelle de temps, il serait intéressant de voir si on peut lire dans la forme des versants la trace de l'activité sismique d'une région. Dans un premier temps,

2. ex : http ://criticalzone.org/national/

à l'aide un modèle numérique d'évolution du paysage on devra tester l'influence du champ d'onde sismique (localisation et directivité de la source, guidage du champ d'onde) sur l'évolution de la forme des reliefs. Si celle-ci s'avère détectable, l'analyse statistique des MNTs, pour rendre compte d'une orientation/forme spécifique des versants, pourra être effectuée, pour confirmer ce résultat ainsi que mieux comprendre la dynamique de la forme des paysages.

Enfin, l'étude des glissements de terrain sismo-induits sous-marins semble prometteuse. De plus en plus de cartographies de fonds océaniques haute résolution sont créées, notamment aux abords des dorsales où les matériaux peuvent être considérés comme homogènes au premier ordre. La cartographie sous marine haute résolution accompagnée de carottages ciblés apporterait de nouvelles données pouvant être indicatrices de séismes anciens, par exemple proche des régions insulaires où peu de données continentales sont existantes.

Bibliographie

Abrahamson, N. A. and Somerville, P. G. (1996). Effects of the hanging wall and footwall on ground motions recorded during the Northridge earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*.

Agatova, A. R. and Nepop, R. K. (2010). Using largest seismically induced landslides for estimating earthquake magnitudes and topography changes. In *Landslides : Causes, Types and Effects*, pages 177–199.

Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors. *Bulletin of the Earthquke Research Institute*.

Aki, K. (1993). Local site effects on weak and strong ground motion. *Tectonophysics*, 218(1-3) :93–111.

Aki.K (1980). Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 85(B11) :6496–6504.

Akkar, S., Sandıkkaya, M. A., and Bommer, J. J. (2014). Empirical ground-motion models for point- and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 12(1) :359–387.

Alfaro, P., Delgado, J., Garcia Tortosa, F. J., Giner, J. J., Lenti, L., Lopez Casado, C., Martino, S., and Scarascia Mugnozza, G. (2012). The role of near-field interaction between seismic waves and slope on the triggering of a rockslide at Lorca (SE Spain). *Natural Hazards and Earth System Science*, 12(12) :3631–3643.

Allen, P. A. and Hovius, N. (1998). Sediment supply from landslide-dominated catchments : implications for basin-margin fans. *Basin Research*.

Allen, T. I. and Wald, D. (2007). Topographic Slope as a Proxi for Seismic Site-Conditions VS30 and Amplification Around the Globe. Technical report, USGS.

Amini Hosseini, K., Pellet, F. L., and Keshavarz, M. (2014). Examen Des Impacts Et Des Causes De Glissements De Terrain Associes Aux Tremblements De Terre Recents. In *Journée nationales de Géotechnique et géologie de l'ingénieur*.

Anderson, J. G. and Hough, S. E. (1984). A model amplitude for the shape of fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(5) :1969–1993.

Anderson, J. G. and Quaas, R. (1988). The Mexico Earthquake of September 19, 1985—Effect of Magnitude on the Character of Strong Ground Motion : An Example from the Guerrero, Mexico Strong Motion Network.

Anooshehpoor, A. and Brune, J. N. (1989). Foam rubber modeling of topographic and dam interaction effects at Pacoima Dam. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79(5) :1347–1360.

Arsenault, A. M. and Meigs, A. J. (2005). Contribution of deep-seated bedrock landslides to erosion of a glaciated basin in southern Alaska. *Earth Surface Processes and Landforms*.

Ashford, S. A., Sitar, N., Lysmer, J., and Deng, N. (1997). Topographic effects on the seismic response of steep slopes. *Bulletin of the seismological society of America*, 87(3) :701–709.

Assefa, S., McCann, C., and Sothcott, J. (2003). Velocities of compressional and shear waves in limestones. *Geophysical Prospecting*, 51(1) :1–13.

Assimaki, D., Gazetas, G., and Kausel, E. (2005). Effects of local soil conditions on the topographic aggravation of seismic motion Parametric investigation and recorded field evidence from the 1999 Athens earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3) :1059–1089.

Assimaki, D. and Jeong, S. (2013). Ground-motion observations at Hotel Montana during the M 7.0 2010 Haiti earthquake : Topography or soil amplification ? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(5) :2577–2590.

Assimaki, D. and Mohammadi, K. (2018). On the complexity of seismic waves trapped in irregular topographies. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 114(July) :424–437.

Asten, M. (1984). Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49(11) :1828.

Bai, V. (2014). Emergencu Management in China. *Comparative emergency management. Retrieved*, 6.

Baillard, C., Crawford, W. C., Ballu, V., Hibert, C., and Mangeney, A. (2014). An automatic kurtosis-based P-and S-phase picker designed for local seismic networks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(1) :394–409.

Ballato, P., Brune, S., and Strecker, M. R. (2019). Sedimentary loading–unloading cycles and faulting in intermontane basins : Insights from numerical modeling and field observations in the NW Argentine Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 506 :388–396.

Bard, P. Y. (1982). Diffracted waves and displacement field over two-dimensional elevated topographies. *Geophysical Journal International*, 71(3) :731–760.

Bard, P. Y. and Tucker, B. E. (1985). UNDERGROUND AND RIDGE SITE EFFECTS : A COMPARISON OF OBSERVATION AND THEORY. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4).

Bard, P.-Y. Y., SESAME Participants, and Participants, S. (2004). The SESAME project : an overview and main results. In *Proceedings of the 13th world conference on earthquake engineering, Vancouver*, volume 2207.

Bartholome, E. and Belward, A. S. (2005). GLC2000 a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *InternationalJournal of Remote Sensing*, 26(9) :1959–1977.

Baziar, M. H., Rezaeipour, H., and Jafarian, Y. (2012). Decoupled solution for seismic permanent displacement of earth slopes using deformation-dependent yield acceleration. *Journal of Earthquake Engineering*, 16(7) :917–936.

Bertelli, T. (1872). *Osservazioni sui piccoli movimenti dei pendoli in relazione ad alcuni fenomeni meteorologici del pd Timoteo Bertelli barnabita.*

Bindi, D., Luzi, L., Parolai, S., Giacomo, D. D., and Monachesi, G. (2011). Site effects observed in alluvial basins : The case of Norcia (Central Italy). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 9(6) :1941–1959.

Biondi, G., Cascone, E., Maugeri, M., and Motta, E. (2000). Pore Pressure Effect On Seismic Response of Slopes. *Proc. 12th World Conference on Earthquake Engineering, Auckland, New Zealand*, Paper No. :1–8.

Bird, J. F. and Bommer, J. J. (2004). Earthquake losses due to ground failure. *Engineering Geology*, 75(2) :147–179.

Bonilla, L. F., Steidl, J. H., Lindley, G. T., Tumarkin, A. G., and Archuleta, R. J. (1997). Site amplification in the San Fernando Valley, California : Variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 87(3) :710–730.

Bonnefoy-Claudet, S. (2004). *Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site.* PhD thesis, Université Joseph Fourier- Genoble I.

Boore, D. M. (1973). The effect of simple topography on seismic waves : implications for the accelerations recorded at Pacoima Dam, San Fernando Valley, California. *Bulletin of the seismological society of America*, 63(5) :1603–1609.

Boore, D. M. and Atkinson, G. M. (2008). Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5 damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 10.0 s. *Earthquake Spectra*, 24(1) :99–138.

Bouchon, M. and Barker, J. S. (1996). Seismic response of a hill : the example of Tarzana, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1A) :66–72.

Bouckovalas, G. and Papadimitriou, A. G. (2005). Numerical evaluation of slope topography effects on seismic ground motion. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 25 :547–558.

Bozzano, F., Cardarelli, E., Cercato, M., Lenti, L., Martino, S., Paciello, A., and Mugnozza, G. S. (2008). Engineering-geology model of the seismically-induced Cerda landslide (Sicily, Italy). *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 49(2) :205–225.

Bray, J. D. and Travasarou, T. (2009). Pseudostatic Coefficient for Use in Simplified Seismic Slope Stability Evaluation. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 135(9) :1336–1340.

Buech, F., Davies, T. R., and Pettinga, J. R. (2010). The little red hill seismic experimental study : topographic effects on ground motion at a bedrock dominated mountain edifice. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(5A) :2219–2229.

Burjanek, J., Edwards, B., and Fah, D. (2014). Empirical evidence of local seismic effects at sites with pronounced topography A systematic approach. *Geophysical Journal International*, page ggu014.

Burjánek, J., Moore, J. R., Yugsi Molina, F. X., and Fäh, D. (2012). Instrumental evidence of normal mode rock slope vibration. *Geophysical Journal International*, 188(2) :559–569.

Campbell, R. F. Y. R. H. (2005). Preliminary Geologic Map of the Los Angeles 30' x 60' Quadrangle, Southern California.

Campillo, M. and Gariel, J. (1989). Destructive strong ground motion in Mexico city : Source, path, and site effects during great 1985 Michoacan earthquake. *Bulletin of the ....*

Capon, J., Greenfield, R. J., and Kolker, R. J. (1967). Multidimensional Maximum-Likelihood Processing of a Large Aperture Seismic Array. *Proceedings of the IEEE.*

Casagli, N., Cigna, F., Bianchini, S., Hölbling, D., Füreder, P., Righini, G., Del Conte, S., Friedl, B., Schneiderbauer, S., Iasio, C., Vlcko, J., Greif, V., Proske, H., Granica, K., Falco, S., Lozzi, S., Mora, O., Arnaud, A., Novali, F., and Bianchi, M. (2016). Landslide mapping and monitoring by using radar and optical remote sensing : Examples from the EC-FP7 project SAFER. *Remote Sensing Applications : Society and Environment*, 4 :92–108.

Cauzzi, C., Fäh, D., Pessina, V., Faccioli, E., and Smerzini, C. (2012). Topographic amplification from recorded earthquake data and numerical simulations. In *15th World Conference on Earthquake Engineering.*

Chang, W. L., Ching, K. E., Lee, C. H., Lee, Y. R., and Lee, C. F. (2016). Earthquake Potential of Active Faults in Taiwan from GPS Observations and Block Modeling. *Seismological Research Letters*, 87(6) :1274–1286.

Chapron, E., Ariztegui, D., Mulsow, S., Villarosa, G., Pino, M., Outes, V., Juvignié, E., and Crivelli, E. (2006). Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia (Chile, Argentina). *Quaternary International*, 158(1) :58–71.

Chavez-Garcia, F. J., Sanchez, L. R., and Hatzfeld, D. (1996). Topographic site effects and HVSR. A comparison between observations and theory. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(5) :1559–1573.

Chen, C. S., Chen, Y. L., Liu, C. L., Lin, P. L., and Chen, W. C. (2007). Statistics of Heavy Rainfall Occurrences in Taiwan. *Weather and Forecasting*, 22(5) :981–1002.

Chen, Z. S., Hseu, Z. Y., and Tsai, C. C. (2015). *The Soils of Taiwan.* Springer, Madison USA, world soil edition.

Chen, Z.-Y. and Morgenstern, N. R. (1983). Extensions to the generalized method of slices for stability analysis. *Canadian Geotechnical Journal.*

Chi, W. C., Dreger, D., and Kaverina, A. (2001). Finite-source modeling of the 1999 Taiwan (Chi-Chi) earthquake derived from a dense strong-motion network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(5) :1144–1157.

Chiaradonna, A., Tropeano, G., D'Onofrio, A., and Silvestri, F. (2018). Development of a simplified model for pore water pressure build-up induced by cyclic loading. *Bulletin of Earthquake Engineering.*

Cook, K. L., Turowski, J. M., and Hovius, N. (2014). River gorge eradication by downstream sweep erosion. *Nature Geoscience*, 7(9) :682–686.

Cultrera, G., Rovelli, A., Mele, G., Azzara, R., Caserta, A., and Marra, F. (2003). Azimuth dependent amplification of weak and strong ground motions within a fault zone Nocera Umbra, central Italy. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B3).

Dai, F. C., Lee, C. F., and Ngai, Y. Y. (2002). Landslide risk assessment and management : An overview. *Engineering Geology*, 64(1) :65–87.

Daniell, J. E., Schaefer, A. M., and Wenzel, F. (2017). Losses Associated with Secondary Effects in Earthquakes. *Frontiers in Built Environment*, 3(June) :1–14.

De Blasio, F. V. (2011). *Introduction to the Physics of Landslides*. Springer Science & Business Media.

Deen, M., Stutzmann, E., and Ardhuin, F. (2018). The Earth's Hum Variations From a Global Model and Seismic Recordings Around the Indian Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(10) :4006–4020.

Del Gaudio, V., Coccia, S., Wasowski, J., Gallipoli, M. R., and Mucciarelli, M. (2008). Detection of directivity in seismic site response from microtremor spectral analysis. *Natural Hazards and Earth System Science*, 8(4) :751–762.

Del Gaudio, V. and Wasowski, J. (2007). Directivity of slope dynamic response to seismic shaking. *Geophysical Research Letters*, 34(12) :1–8.

Denolle, M. A., Dunham, E. M., Prieto, G. A., and Beroza, G. C. (2014). Strong ground motion prediction using virtual earthquakes. *Science*, 343(6169) :399–403.

Densmore, A. L. and Hovius, N. (2000). Topographic fingerprints of bedrock landslides. *geology*, 28(4) :371–374.

Derras, B., Bard, P. Y., Cotton, F., and Lemoine, A. (2014). Testing the Use of Local Slope As a Proxy of Gmpe ' S Site Conditions. *Second European conference on earthquake engineering and seismology, Istanbul.*, 12 :2599.

Di Naccio, D., Vassallo, M., Di Giulio, G., Amoroso, S., Cantore, L., Hailemikael, S., Falcucci, E., Gori, S., and Milana, G. (2017). Seismic amplification in a fractured rock site. The case study of San Gregorio (L'Aquila, Italy). *Physics and Chemistry of the Earth*, 98 :90–106.

Domej, G., Bourdeau, C., Lenti, L., Martino, S., and Pluta, K. (2017). Mean landslide geometries inferred from globla database. *94 Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, 2 :87–107.

Dreyfus, D., Rathje, E. M., and Jibson, R. W. (2013). The influence of different simplified sliding-block models and input parameters on regional predictions of seismic landslides triggered by the Northridge earthquake. *Engineering Geology*, 163 :41–54.

Drouet, S., Souriau, A., and Cotton, F. (2005). Attenuation, seismic moments, and site effects for weak motion events : Application to the Pyrenees. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(5) :1731–1748.

Ducan, J. M., Wright, S. G., and Brandon, T. L. (2014). *Soil strenght and slope stability*. Wiley, Hoboken, New Jersey, second edi edition.

Durante, F., Di Giulio, G., Tallini, M., Milana, G., and Macerola, L. (2017). A multidisciplinary approach to the seismic characterization of a mountain top (Monteluco, central Italy). *Physics and Chemistry of the Earth*, 98 :119–135.

Egholm, D. L., Knudsen, M. F., and Sandiford, M. (2013). Lifespan of mountain ranges scaled by feedbacks between landsliding and erosion by rivers. *Nature*, 498(7455) :475–478.

Faccioli, E. (1991). *Seismic amplification in the presence of geological and topographic irregularities*. PhD thesis, University of Missouri–Rolla.

Frattini, P. and Crosta, G. B. (2013). The role of material properties and landscape morphology on landslide size distributions. *Earth and Planetary Science Letters*, 361 :310–319.

Frith, N. V., Hilton, R. G., Howarth, J. D., Gröcke, D. R., Fitzsimons, S. J., Croissant, T., Wang, J., McClymont, E. L., Dahl, J., and Densmore, A. L. (2018). Carbon export from mountain forests enhanced by earthquake-triggered landslides over millennia. *Nature Geoscience*, 11(10) :772–776.

Froude, M. J. and Petley, D. N. (2018). Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(8) :2161–2181.

Gabuchian, V., Rosakis, A. J., Bhat, H. S., Madariaga, R., and Kanamori, H. (2017). Experimental evidence that thrust earthquake ruptures might open faults. *Nature*, 545(7654) :336–339.

Gallen, S. F., Clark, M. K., and Godt, J. W. (2015). Coseismic landslides reveal near-surface rock strength in a highrelief, tectonically active setting. *Geology*, 43(1) :11–14.

Gallipoli, M. R., Bianca, M., Mucciarelli, M., Parolai, S., and Picozzi, M. (2013). Topographic versus stratigraphic amplification : Mismatch between code provisions and observations during the L'Aquila (Italy, 2009) sequence. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 11(5) :1325–1336.

Gallo, F. and Lavé, J. (2014). Evolution of a large landslide in the High Himalaya of central Nepal during the last half-century. *Geomorphology*.

Garwood, N. C., Janos, D. P., and Brokaw, N. (1979). Earthquake-caused landslides : A major disturbance to tropical forests. *Science*.

Geli, L., Bard, P.-Y., and Jullien, B. (1988). The effect of topography on earthquake ground motion : a review and new results. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(1) :42–63.

Giri, D. and Sengupta, A. (2009). Dynamic behavior of small scale nailed soil slopes. *Geotechnical and Geological Engineering*, 27(6) :687–698.

Glinsky, N. and Bertrand, E. (2017). Numerical Investigation of Topographical Site Effects Parametric Study on Simplified Geometries and Impact of the Inner Geological Structure. In *16th World Conference on Earthquake*, page 1518.

Gorum, T., Korup, O., van Westen, C. J., van der Meijde, M., Xu, C., and van der Meer, F. D. (2014). Why so few ? Landslides triggered by the 2002 Denali earthquake, Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 95 :80–94.

Grant, A., Wartman, J., and Abou-Jaoude, G. (2016). Multimodal method for coseismic landslide hazard assessment. *Engineering Geology*, 212 :146–160.

Gueguen, P., Bard, P.-Y., and Oliveira, C. S. (2000). Experiemental and numerical analysis of soil motion caused by free vibrations of buiding model. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6) :1464–1479.

Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M., and Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation : A review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31(1-4) :181–216.

Guzzetti, F., Mondini, A. C., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M., and Chang, K. T. (2012). Landslide inventory maps : New tools for an old problem. *Earth-Science Reviews*, 112(1-2) :42–66.

Hailemikael, S., Lenti, L., Martino, S., Paciello, A., Rossi, D., and Scarascia Mugnozza, G. (2016). Ground motion amplification at the Colle di Roio ridge, central Italy : A combined effect of stratigraphy and topography. *Geophysical Journal International*, 206(1) :1–18.

Hanks, T. C. (1975). Strong Ground Motion of the San Fernando, California, Earthquake : Ground Displacements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 65(1) :193–225.

Harbitz, C. B., Lovholt, F., Pedersen, G., and Masson, D. G. (2006). Mechanisms of tsunami generation by submarine landslides : A short review. In *Norsk Geologisk Tidsskrift*.

Harp, E. L. and Jibson, R. W. (1996). Landslides triggered by the 1994 Northridge, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1 SUPPL. B).

Harp, E. L. and Jibson, R. W. (2002). Anomalous concentrations of seismically triggered rock falls in Pacoima Canyon. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(8) :3180–3189.

Harp, E. L., Wilson, R. C., and Wieczorek, G. F. (1981). Landslides from the February 4, 1976, Guatemala earthquake. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1204 :35.

Hartzell, S., Ramírez-Guzmán, L., Meremonte, M., and Leeds, A. (2017). Ground motion in the presence of complex Topography II : Earthquake sources and 3D simulations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(1) :344–358.

Havenith, H. B., Vanini, M., Jongmans, D., and Faccioli, E. (2003). Initiation of earthquake-induced slope failure : Influence of topographical and other site specific amplification effects. *Journal of Seismology*, 7(3) :397–412.

Hidalgo, C. A. and Vega, J. A. (2014). Hazard Estimation for Landslides Triggered By Earthquakes and Rainfall (Aburrá Valley-Colombia). *Technical-scientific biannual publication EIA*, 11(22) :93–107.

Hill, D. P., Reasenberg, P. A., Michael, A., Arabaz, W. J., Beroza, G., Brumbaugh, D., Brune, J. N., Castro, R., Davis, S., DePolo, D., Ellsworth, W. L., Gomberg, J., Harmsen, S., House, L., Jackson, S. M., Johnston, M. J., Jones, L., Keller, R., Malone, S., Munguia, L., Nava, S., Pechmann, J. C., Sanford, A., Simpson, R. W., Smith, R. B., Stark, M., Stickney, M., Vidal, A., Walter, S., Wong, V., and Zollweg, J. (1993). Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 landers, California, earthquake. *Science*, 260(5114) :1617–1623.

Hilton, R. G., Meunier, P., Hovius, N., Bellingham, P. J., and Galy, A. (2011). Landslide impact on organic carbon cycling in a temperate montane forest. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(12) :1670–1679.

Hovius, N., Stark, C. P., and Allen, P. A. (1997). Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*.

Hsu, S. K., Tsai, C. H., Ku, C. Y., and Sibuet, J. C. (2009). Flow of turbidity currents as evidenced by failure of submarine telecommunication cables. *Rendiconti Online Societa Geologica Italiana*, 7(6) :167–171.

Huang, C. C., Lee, Y. H., Liu, H. P., Keefer, D. K., and Jibson, R. W. (2001). Influence of surface normal ground acceleration on the initiation of the Jih Feng Erh Shan landslide during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91(5) :953–958.

Huang, R. and Fan, X. (2013). The landslide story. *Nature Geoscience*, 6(5) :325–326.

Hungr, O., Leroueil, S., and Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update.

Hynes Griffin, M. E. and Franklin, A. G. (1984). Rationalizing the seismic. Technical report, ARMY ENGINEER WATERWAYS EXPERIMENT STATION VICKSBURG MS GEOTECHNICAL LAB.

Itasca, F. (2009). Fast Lagrangian analysis of continua.

Jaboyedoff, M. (2011). Cours introductif : types d'instabilités. In *Université Européenne d'Eté sur les risques naturels*.

Jafarzadeh, F., Shahrabi, M. M., and Jahromi, H. F. (2015). On the role of topographic amplification in seismic slope instabilities. *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, 7(2) :163–170.

Janku, L. (2017). *Quantification of seismic site effects on slopes in Wellington*. PhD thesis, University of Canterbury.

Ji, J., Kokutse, N., Genet, M., Fourcaud, T., and Zhang, Z. (2011). Effect of spatial variation of tree root characteristics on slope stability. A case study on Black Locust (Robinia pseudoacacia) and Arborvitae (Platycladus orientalis) stands on the Loess Plateau, China. *Catena*, 92(1-2) :139–154.

Jibson, R. W. (1987). Summary of research on the effects of topographic amplification of earthquake shaking on slope stability. Technical report, US Geological Survey.

Jibson, R. W. (2011). Methods for assessing the stability of slopes during earthquakes A retrospective. *Engineering Geology*, 122(1-2) :43–50.

Jibson, R. W., Harp, E. L., Schulz, W., and Keefer, D. K. (2004). Landslides triggered by the 2002 Denali fault, Alaska, earthquake and the inferred nature of the strong shaking. *Earthquake Spectra*, 20(3) :669–691.

Kaiser, A., Balfour, N., Fry, B., Holden, C., Litchfield, N., Gerstenberger, M., D'Anastasio, E., Horspool, N., McVerry, G., Ristau, J., Bannister, S., Christophersen, A., Clark, K., Power, W., Rhoades, D., Massey, C., Hamling, I., Wallace, L., Mountjoy, J., Kaneko, Y., Benites, R., Van Houtte, C., Dellow, S., Wotherspoon, L., Elwood, K., and Gledhill, K. (2017). The 2016 Kaikoura, New Zealand, Earthquake : Preliminary Seismological Report. *Seismological Research Letters*, 88(3) :727–739.

Kaiser, A., Massey, C., and Holden, C. (2014). Site amplification, polarity and topographic effects in the Port Hills during the Canterbury earthquake sequence. Technical report, GNS Sciences, lower hutt, New Zealand.

Kanamori, H., Given, J. W., and Lay, T. (1984). Analysis of seismic body wave exited by the mo,nt St Helens erruption of may. *Journal of geophysical research*, 89(3B) :1856–1866.

Kargel, J. S., Leonard, G. J., Shugar, D. H., Haritashya, U. K., Bevington, A., Fielding, E. J., Fujita, K., Geertsema, M., Miles, E. S., Steiner, J., Anderson, E., Bajracharya, S., Bawden, G. W., Breashears, D. F., Byers, A., Collins, B., Dhital, M. R., Donnellan, A., Evans, T. L., Geai, M. L., Glasscoe, M. T., Green, D., Gurung, D. R., Heijenk, R., Hilborn, A., Hudnut, K., Huyck, C., Immerzeel, W. W., Jiang, L., Jibson, R., Kääb, A., Khanal, N. R., Kirschbaum, D., Kraaijenbrink, P. D., Lamsal, D., Liu, S., Lv, M., McKinney, D., Nahirnick, N. K., Nan, Z., Ojha, S., Olsenholler, J., Painter, T. H., Pleasants, M., Pratima, K. C., Yuan, Q. I., Raup, B. H., Regmi, D., Rounce, D. R., Sakai, A., Shangguan, D., Shea, J. M., Shrestha, A. B., Shukla, A., Stumm, D., Van Der Kooij, M., Voss, K., Wang, X., Weihs, B., Wolfe, D., Wu, L., Yao, X., Yoder, M. R., and Young, N. (2016). Geomorphic and geologic controls of geohazards induced by Nepal's 2015 Gorkha earthquake. *Science*, 351(6269).

Kavazanjian, E. (2011). LRFD Seismic Analysis and Design of Transportation Geotechnical Features and Structural Foundations. Technical report, US Department of Transportation, Federal Highway Administration.

Kavazanjian, E. J. (1998). Current Issues in Seismic Design of Geosynthetic Cover Systems. In *Sixth International Conference on Geosynthetics*, pages 219–226, Atlanta, Georgia.

Kavazanjian Jr, E., Matasovic, N., Haji Hamour, T., and Sabatini, P. (1997). Design Guidance : Geotechnical Earthquake Engineering for Highways, Volumes I and II. Technical report, US Department of Transportation, Federal Highway Administration.

Kawase, H. (1988). Time-domain response of a semi-circular canyon for incident SV, P, and Rayleigh waves calculated by the discrete wavenumber boundary element method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(4) :1415–1437.

Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95 :406–421.

Keefer, D. K. (2002). Investigating landslides caused by earthquakes - A historical review. *SURVEYS IN GEOPHYSICS*, 23 :473–510.

Kham, M., Semblat, J. F., Bard, P. Y., and Dangla, P. (2006). Seismic site city interaction : Main governing phenomena through simplified numerical models. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(5) :1934–1951.

Koi, T., Hotta, N., Ishigaki, I., Matuzaki, N., Uchiyama, Y., and Suzuki, M. (2008). Prolonged impact of earthquake-induced landslides on sediment yield in a mountain watershed : The Tanzawa region, Japan. *Geomorphology*.

Komatitsch, D. and Vilotte, J.-P. (1998). The spectral element method : an efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structures. *Bulletin of the seismological society of America*, 88(2) :368–392.

Konno, K. and Ohmachi, T. (1998). Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(1) :228–241.

Korup, O. (2008). Rock type leaves topographic signature in landslide-dominated mountain ranges. *Geophysical Research Letters*, 35(11) :1–5.

Korup, O., Densmore, A. L., and Schlunegger, F. (2010). The role of landslides in mountain range evolution. *Geomorphology*, 120(1-2) :77–90.

Kotha, S. R., Cotton, F., and Bindi, D. (2018). A new approach to site classi fi cation : Mixed-e ff ects Ground Motion Prediction Equation with spectral clustering of site ampli fi cation functions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 110(January) :318–329.

Kramer, s. L. (1996). Geotechnical earthquakes engineering.

Larsen, I. J., Montgomery, D. R., and Korup, O. (2010). Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nature Geoscience*, 3(4) :247–251.

Laurendeau, A. (2013). *Définition du mouvement sismique « au rocher »*. Thèse de doctorat, Université de Grenoble.

LeBrun, B., Hatzfeld, D., Bard, P. Y., and Bouchon, M. (1999). Experimental study of the ground motion on a large scale topographic hill at Kitherion (Greece). *Journal of Seismology*, 3(1) :1–15.

Lee, H. J. (2009). Timing of occurrence of large submarine landslides on the Atlantic Ocean margin. *Marine Geology*, 264(1-2) :53–64.

Lee, S.-J., Chan, Y.-C., Komatitsch, D., Huang, B.-S., and Tromp, J. (2009). Effects of realistic surface topography on seismic ground motion in the Yangminshan region of Taiwan based upon the spectral-element method and LiDAR DTM. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(2A) :681–693.

Lemoine, A., Douglas, J., and Cotton, F. (2012). Testing the applicability of correlations between topographic slope and VS30 for Europe. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(6) :2585–2599.

Lenti, L. and Martino, S. (2013). A parametric numerical study of the interaction between seismic waves and landslides for the evaluation of the susceptibility to seismically induced displacements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(1) :33–56.

Liao, H. and Lee, C. (2000). Landsides triggered by the Chi-Chi Earthquake. In *Proceedings of the 21st Asian Conference on Remote Sensing*, volume 1&2, pages 383–388.

Lucas, A., Mangeney, A., and Ampuero, J. P. (2014). Frictional velocity-weakening in landslides on Earth and on other planetary bodies. *Nature Communications*, 5 :1–9.

Lussou, P. (2001). Seismic motion estimation for a given site considering a design earthquake and taking account site effect. Linear empirical approach and modelization of non linear site effect.

Mader, C. L. (2002). Modeling the 1958 Lituya Bay mega-tsunami. *Science of Tsunami Hazards*, 17(1) :57–67.

Makdisi, F. and Seed, H. B. (1978). Simplified Procedure for Estimating Dam and Embankment Earthquake-Induced Deformations. *journal of geotechnical engineering*, 104(GT7) :849–867.

Malamud, B. D., Turcotte, D. L., Guzzetti, F., and Reichenbach, P. (2004). Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(6) :687–711.

Malavieille, J., Lallemand, S. E., Dominguez, S., Deschamps, A., Lu, C.-Y., Liu, C.-S., Schnuerle, P., Angelier, J., Collot, J. Y., Deffontaines, B., Fournier, M., Hsu, S. K., Le Formal, J. P., Liu, S. Y., Sibuet, J. C., Thareau, N., and Wang, F. (2002). Arc-continent collision in Taiwan : New marine observations and tectonic evolution. In *Special Paper 358 : Geology and geophysics of an arc-continent collision, Taiwan*.

Mallat, S. (1999). *A Wavelet Tour of Signal Processing - The Sparse Way*. Elsevier.

Mangeney, A. (2011). Geomorphology : Landslide boost from entrainment. *Nature Geoscience*, 4(2) :77–78.

Marc, O., Hovius, N., Meunier, P., Gorum, T., and Uchida, T. (2016). A seismologically consistent expression for the total area and volume of earthquake-triggered landsliding. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface RESEARCH*, 121 :640–663.

Marc, O., Hovius, N., Meunier, P., Uchida, T., and Hayashi, S. (2015). Transient changes of landslide rates after earthquakes. *Geology*, 43(10) :883–886.

Marc, O., Meunier, P., and Hovius, N. (2017). Prediction of the area affected by earthquake-induced landsliding based on seismological parameters. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(7) :1159–1175.

Martino, S., Minutolo, A., Paciello, A., Rovelli, A., Mugnozza, G. S., and Verrubbi, V. (2006). Evidence of amplification effects in fault zone related to rock mass jointing. *Natural Hazards*, 39(3) :419–449.

Massa, M., Barani, S., and Lovati, S. (2014). Overview of topographic effects based on experimental observations : meaning, causes and possible interpretations. *Geophysical Journal International*, page ggu341.

Massa, M., D'alema, E., Mascandola, C., Lovati, S., Scafidi, D., Franceschina, G., Gomez, A., Carannante, S., Piccarreda, D., Mirenna, S., and Augliera, P. (2016). The INGV real time strong motion data sharing during the 2016 amatrice (Central Italy) seismic sequence. *Annals of Geophysics*, 59(FAST-TRACK5).

Massa, M., Lovati, S., D'Alema, E., Ferretti, G., and Bakavoli, M. (2010). An experimental approach for estimating seismic amplification effects at the top of a ridge, and the implication for ground-motion predictions : The case of Narni, Central Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100(6) :3020–3034.

Maufroy, E., Chaljub, E., Hollender, F., Kristek, J., Moczo, P., Klin, P., Priolo, E., Iwaki, A., Iwata, T., Etienne, V., and Others (2015). Earthquake ground motion in the Mygdonian basin, Greece : the E2VP verification and validation of 3D numerical simulation up to 4 Hz. *Bulletin of the Seismological Society of America*.

Maufroy, E., Chaljub, E., Theodoulidis, N. P., Roumelioti, Z., Hollender, F., Bard, P. Y., de Martin, F., Guyonnet-Benaize, C., and 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(2) :787–808.

Maufroy, E., Lacroix, P., Chaljub, E., Sira, C., Grelle, G., Bonito, L., Causse, M., Cruz-Atienza, V. M., Hollender, F., Cotton, F., and Bard, P.-Y. (2018). Towards rapid prediction of topographic amplification at small scales : contribution of the FSC proxy and pleiades terrain models for the 2016 Amatrice earthquake (Italy, MW 6.0). In *16th European Conference on Earthquake Engineering*.

McMurtry, G. M., Fryer, G. J., Tappin, D. R., Wilkinson, I. P., Williams, M., Fietzke, J., Garbe-Schoenberg, D., and Watts, P. (2004). Megatsunami deposits on Kohala volcano, Hawaii, from flank collapse of Mauna Loa. *Geology*, 32(9) :741–744.

Mello, M., Bhat, H. S., Rosakis, A. J., and Kanamori, H. (2014). Reproducing the supershear portion of the 2002 Denali earthquake rupture in laboratory. *Earth and Planetary Science Letters*, 387 :89–96.

Meunier, P., Hovius, N., and Haines, A. J. (2007). Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophysical Research Letters*, 34(20).

Meunier, P., Hovius, N., and Haines, J. A. (2008). Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(3-4) :221–232.

Meunier, P., Uchida, T., and Hovius, N. (2013). Landslide patterns reveal the sources of large earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 363 :27–33.

Miles, S. B. and Keefer, D. K. (2009). Evaluation of CAMEL - comprehensive areal model of earthquake-induced landslides. *Engineering Geology*, 104(1-2) :1–15.

MOEA and Central Geological Survey (2008). Geological Map Database.

Molnar, P. (2004). Interactions among topographically induced elastic stress, static fatigue, and valley incision. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 109(F2) :n/a–n/a.

Montgomery, D. R. (2001). Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. *American Journal of Science*, 301(4-5) :432–454.

Moon, S., Perron, J. T., Martel, S. J., Holbrook, W. S., and St. Clair, J. (2017). A model of three-dimensional topographic stresses with implications for bedrock fractures, surface processes, and landscape evolution. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 122(4) :823–846.

Moore, J. R., Gischig, V., Burjanek, J., Loew, S., and Fäh, D. (2011). Site effects in unstable rock slopes : Dynamic behavior of the Randa instability (Switzerland). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 101(6) :3110–3116.

Newmark, N. M. (1965). Effects of Earthquakes on Dams and Embankments. *Géotechnique*.

Nishimura, K. and Morii, W. (1984). An Observed Effect of Topography on Seismic Ground Motions. *Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University*, 34.

Nowicki Jessee, M. A., Hamburger, M. W., Allstadt, K., Wald, D. J., Robeson, S. M., Tanyas, H., Hearne, M., and Thompson, E. M. (2018). A Global Empirical Model for Near-Real-Time Assessment of Seismically Induced Landslides. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 123(8) :1835–1859.

Okubo, K. (2018). *Earthquake ruptures on complex fault systems and complex media*. PhD thesis, Université Sorbonne Paris Sud.

Pacor, F., Spallarossa, D., Oth, A., Luzi, L., Puglia, R., Cantore, L., Mercuri, A., D'Amico, M., and Bindi, D. (2016). Spectral models for ground motion prediction in the L'Aquila region (central Italy) : Evidence for stress-drop dependence on magnitude and depth. *Geophysical Journal International*, 204(2) :697–718.

Panzera, F., Lombardo, G., and Monaco, C. (2016). New evidence of wavefield polarization on fault zone in the lower NE slope of Mt. Etna. *Italian Journal of Geosciences*, 135(2) :250–260.

Paolucci, R. (2002). Amplification of earthquake ground motion by steep topographic irregularities. *Earthquake engineering & structural dynamics*, 31(10) :1831–1853.

Papageorgiou, A. and Aki, K. (1983). A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong ground motion. Part II. Applications of the model. *Bulletin of the Seismological Society of . . . .*

Parise, M. and Jibson, R. W. (2000). A seismic landslide susceptibility rating of geologic units based on analysis of characterstics of landslides triggered by the 17 January, 1994 Northridge, California earthquake. *Engineering Geology*, 58(3-4) :251–270.

Parker, R. N., Rosser, N. J., and Hales, T. C. (2017). Spatial prediction of earthquake-induced landslide probability. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, (June) :1–29.

Passelègue, F. X., Spagnuolo, E., Violay, M., Nielsen, S., Di Toro, G., and Schubnel, A. (2016). Frictional evolution, acoustic emissions activity, and off-fault damage in simulated faults sheared at seismic slip rates. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(10) :7490–7513.

Pedersen, H. A., Le Brun, B., Hatzfeld, D., Campillo, M., and Bard, P. Y. (1994). Ground motion amplitude across ridges. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6) :1786–1800.

Pelekis, P., Batilas, A., Pefani, E., Vlachakis, V., and Athanasopoulos, G. (2017). Surface topography and site stratigraphy e ffects on the seismic response of a slope in the Achaia-Ilia (Greece) 2008 M w 6 . 4 earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 100(May) :538–554.

Perera, E. N. C., Jayawardana, D. T., Jayasinghe, P., Bandara, R. M. S., and Alahakoon, N. (2018). Direct impacts of landslides on socio- economic systems : a case study from Aranayake , Sri Lanka. *Geoenvironmental Disasters*, 5(11) :45–57.

Perret, D., Mompin, R., Demers, D., Transports, M., Mobilité, D., and Électrification, D. (2017). The possible role of topographic and basin-edge effects in triggering the Mulgrave & Derry landslide during the 2010 Val-des-Bois earthquake , Québec. In *GEO Ottawa 2017*.

Perron, V. (2017). *Apport des enregistrements de séismes et de bruit de fond pour l'évaluation site-spécifique de l'aléa sismique en zone de sismicité faible à modérée*. PhD thesis, Université Grnoble Alpes.

Petley, D. (2012). Global patterns of loss of life from landslides. *Geology*, 40(10) :927–930.

Pilz, M., Parolai, S., Petrovic, B., Silacheva, N., Abakanov, T., Orunbaev, S., and Moldobekov, B. (2018). Basin-edge generated Rayleigh waves in the almaty basin and corresponding consequences for ground motion amplification. *Geophysical Journal International*, 213(1) :301–316.

Pimienta, L., Fortin, J., Borgomano, J. V. M., and Guéguen, Y. (2016). Dispersions and attenuations in a fully saturated sandstone : Experimental evidence for fluid flows at different scales. *The Leading Edge*, 35(6) :495–501.

Pointer, T., Liu, E., and Hudson, J. A. (2000). Seismic wave propagation in cracked porous media. *Geophysical Journal International*, 142(1) :199–231.

Poursartip, B. and Kallivokas, L. F. (2018). Model dimensionality effects on the amplification of seismic waves. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 113(April) :572–592.

Puchol, N., Lavé, J. Ô., Lupker, M., Blard, P. H., Gallo, F., and France-Lanord, C. (2014). Grain-size dependent concentration of cosmogenic10Be and erosion dynamics in a landslide-dominated Himalayan watershed. *Geomorphology*.

Pulido, N. and Kubo, T. (2004). Near-fault strong motion complexity of the 2000 Tottori earthquake (Japan) from a broadband source asperity model. *Tectonophysics*, 390(1-4) :177–192.

Rai, M., Rodriguez Marek, A., and Chiou, B. S. (2017). Empirical Terrain-Based Topographic Modification Factors for Use in Ground Motion Prediction. *Earthquake Spectra*, 33(1) :157–177.

Rajaure, S., Asimaki, D., Thompson, E. M., Hough, S., Martin, S., Ampuero, J. P., Dhital, M. R., Inbal, A., Takai, N., Shigefuji, M., Bijukchhen, S., Ichiyanagi, M., Sasatani, T., and Paudel, L. (2017). Characterizing the Kathmandu Valley sediment response through strong motion recordings of the 2015 Gorkha earthquake sequence. *Tectonophysics*, 714-715 :146–157.

Régnier, J., Cadet, H., Fabian Bonilla, L., Bertrand, E., and Semblat, J. F. (2013). Assessing nonlinear behavior of soils in seismic site response : Statistical analysis on KiK net strong-motion data. *Bulletin of the Seismological Society of America*.

Rice, J. R. (1975). On the Stability of Dilatant Hardening for Saturated Rock Masse. *Journal of Geophysical Research*, 80(11) :1531–1536.

Roback, K., Clark, M. K., West, A. J., Zekkos, D., Li, G., Gallen, S. F., Chamlagain, D., and Godt, J. W. (2017). The size, distribution, and mobility of landslides caused by the 2015 Mw7.8 Gorkha earthquake, Nepal. *Geomorphology*, 301 :121–138.

Rovelli, A., Scognamiglio, L., Marra, F., and Caserta, A. (2001). Edge-diffracted 1-sec surface waves observed in a small-size intramountain basin (Colfiorito, Central Italy). *Bulletin of the Seismological Society of America*.

Sanchez Sesma, F. J. and Campillo, M. (1991). Diffraction of P, SV, and Rayleigh waves by topographic features : A boundary integral formulation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6) :2234–2253.

Santangelo, M., Marchesini, I., Cardinali, M., Fiorucci, F., Rossi, M., Bucci, F., and Guzzetti, F. (2015). A method for the assessment of the influence of bedding on landslide abundance and types. *Landslides*, 12(2) :295–309.

Sarma, S. K. (1975). Seismic stability of earth dams and embankments. *Géotechnique*, 25(4) :743–761.

Sassa, K. (2014). Third World Landslide Forum (WLF 3). *GRF Davos Planet@Risk,*, 2(5) :2014–2016.

Schuster, R. L. and Fleming, R. W. (1986). Economic losses and facilities due to landslides. *Bulletin of the association of engineering geologists*, 23(1) :11–28.

Seed, H. B. (1979). Considerations in the earthquake-resistant design of earth and rockfill dams. *Géotechnique*.

Semblat, J. F. (2010). Modeling Seismic Wave Propagation and Amplification in 1D/2D/3D Linear and Nonlinear Unbounded Media. *International Journal of Geomechanics (ASCE)*, 11(6) :1–12.

Semblat, J.-F. and Duval, A.-M. (2000). Évaluation Quantitative Des Effets De Site Sismiques À L'Aide De Méthodes Modales. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 331(2) :91–96.

Shome, N., Cornell, C. A., Bazzurro, P., and Carballo, J. E. (1998). Earthquakes, records, and nonlinear responses. *Earthquake Spectra*.

Shukha, R. and Baker, R. (2007). Design implications of the vertical pseudo-static coefficient in slope analysis. *Computers and Geotechnics*, 35(1) :86–96.

Skempton, A. (1964). Long-Term Stability of Clay Slopes - Fourth Rankine Lecture. *Géotechnique*.

Smoczyk, G. M., Hayes, G. P., Hamburger, M. W., Benz, H. M., Villasenor, A., and Furlong, K. P. (2013). Seismicity of The Earth 1900–2012 Philippine Sea Plate and Vicinity. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, (2010–1083-M) :8579.

Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A. (1999). Models for the Prediction of Strong Ground Characterizing Crustal Earthquake Slip Motion. *Seismological Research Letters*, 70(1) :59–80.

Somerville, P. G. (2005). Engineering characterization of near fault ground motions. In *NZSEE 2005 Conference*, number 1, pages 1–8.

Somerville, P. G., Smith, N. F., Graves, R. W., and Abrahamson, N. A. (1997). Modification of Empirical Strong Ground Motion Attenuation Relations to Include the Amplitude and Duration Effects of Rupture Directivity. *Seismological Research Letters*, 68(1) :199–222.

Specht, S. V., Ozturk, U., Veh, G., Cotton, F., and Korup, O. (2019). Effects of finite source rupture on landslide triggering : the 2016 M w 7 . 1 Kumamoto earthquake. *Solid Earth*, 10 :463–486.

Spencer, E. (1967). A Method of analysis of the Stability of Embankments Assuming Parallel Inter-Slice Forces. *Géotechnique*.

Spudich, P. and Frazer, L. N. (1984). Variable Rupture Velocity and Stress Drop. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(6) :2061–2082.

Spudich, P., Hellweg, M., and Lee, W. H. K. (1996). Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge, California, earthquake : implications for mainshock motions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B) :S193—-S208.

Steer, P., Simoes, M., Cattin, R., and Shyu, J. B. H. (2014). Erosion influences the seismicity of active thrust faults. *Nature Communications*, 5 :1–7.

Stewart, J., Douglas, J., Di Alessandro, C., Bozorgnia, Y., Abrahamson, N. A., Boore, D. M., and Stafford, P. J. (2012). Selection of a Global Set of GMPEs for the GEM-PEER Global GMPEs Project. In *15th World Conference on Earthquake Engineering (15WCEE)*, page 9.

Stolte, A. C., Cox, B. R., and Lee, R. C. (2017). An experimental topographic amplification study at Los Alamos national laboratory using ambient vibrations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(3) :1386–1401.

Strahler, A. N. (1950). Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis ; Part 1. *American Journal of Science*.

Strand, Charles W. Jennings Rudolph, G. (1969). Geologic Map of California, Los Angeles Sheet.

Sutherland, D. G., Ball, M. H., Hilton, S. J., and Lisle, T. E. (2002). Evolution of a landslide-induced sediment wave in the Navarro River, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 114(8) :1036–1048.

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., and Hovius, N. (2017). Presentation and Analysis of a Worldwide Database of Earthquake-Induced Landslide Inventories. *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, 122(10) :1991–2015.

Taylor, D. W. (1948). *Fondamentals of soil mechanics*. Chapman And Hall, New York, limited edition.

Terzaghi, K. (1950). *Mechanism of Landslides*.

Theodoulidis, N., Cultrera, G., Cornou, C., Bard, P. Y., Boxberger, T., DiGiulio, G., Imtiaz, A., Kementzetzidou, D., Makra, K., Andreou, C., Bauz, R., Bayle, S., Bindi, D., Cara, F., Cogliano, R., Cretin, C., Fodarella, A., Günther, E., Konidaris, A., Nicole, J. M., Parolai, S., Pilz, M., Pucillo, S., Riccio, G., and Savvaidis, A. (2018). Basin effects on ground motion : The case of a high resolution experiment in cephalonia greece. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(2) :529–560.

Thomas, M. (2013). *Frictional properties of faults : from observation on the Longitudinal Valley Fault, Taiwan, to dynamic simulations.* PhD thesis, Doctor of Philosophy.

Thomas, M. Y. and Bhat, H. S. (2018). Dynamic evolution of off-fault medium during an earthquake : A micromechanics based model. *Geophysical Journal International.*

Torgoev, A. and Havenith, H. B. (2016). 2D dynamic studies combined with the surface curvature analysis to predict Arias Intensity amplification. *Journal of Seismology*, 20(3) :711–731.

Ulysse, S., Boisson, D., Prépetit, C., and Havenith, H.-B. (2018). Site Effect Assessment of the Gros-Morne Hill Area in Port-au-Prince, Haiti, Part B : Mapping and Modelling Results. *Geosciences*, 8(7) :233.

United States Geological Survey (2017). Mount St. Helens :1980 Cataclysmic Eruption.

United States Geological Survey (2018a). M 7.7 Taiwan.

United States Geological Survey (2018b). Search Earthquake Catalog.

United States Geological Survey (2018c). USGS EROS Archive Digital Elevation Global 30 Arc Second Elevation GTOPO30.

Valagussa, A., Marc, O., Frattini, P., and Crosta, G. B. (2018). Seismic and geological controls on earthquake-induced landslide size. *Earth and Planetary Science Letters*, 506 :268–281.

Van Asch, T. W. (1983). The stability of slopes in the Ardennes region. *Geologie en Mijnbouw.*

van Westen, C. J., Castellanos, E., and Kuriakose, S. L. (2008). Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment : An overview. *Engineering Geology*, 102(3-4) :112–131.

Varnes, D. J. (1978). Slope Movement Types and Processes. *In Special report 176 : Landslides : Analysis and Control, Transportation Research Board, Washington, D.C.*

Vega, J. A. and Hidalgo, C. A. (2016). Quantitative risk assessment of landslides triggered by earthquakes and rainfall based on direct costs of urban buildings. *Geomorphology*, 273 :217–235.

Vidale, J. E. (1986). Complex polarization analysis of particle motion. *Bulletin of the Seismological Society of America.*

Wang, L., Xu, Y., Xia, J., and Luo, Y. (2015). Effect of near-surface topography on high-frequency Rayleigh-wave propagation. *Journal of Applied Geophysics*, 116 :93–103.

Wang, Y.-J., Chan, C.-H., ing Lee, Y., Ma, K. F., Shyu, J. B. H., Rau, R.-J., and Cheng, C.-T. (2016). Probabilistic Seismic Hazard Assessment for Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 27(3) :325–340.

Wartman, J., Bray, J. D., and Seed, R. B. (2003). Inclined Plane Studies of the Newmark Sliding Block Procedure. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 129(8) :673–684.

Wartman, J., Seed, R. B., and Bray, J. D. (2005). Shaking Table Modeling of Seismically Induced Deformations in Slopes. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 131(5) :610–622.

Wasowski, J., Keefer, D. K., and Lee, C. T. (2011). Toward the next generation of research on earthquake-induced landslides : Current issues and future challenges. *Engineering Geology*, 122(1-2) :1–8.

Wegler, U., Nakahara, H., Sens-Schönfelder, C., Korn, M., and Shiomi, K. (2009). Sudden drop of seismic velocity after the 2004 Mw6.6 mid-Niigata earthquake, Japan, observed with Passive Image Interferometry B06305. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 114(6) :1–11.

Wegmann, K. W. and Walsh, T. J. (2001). Landslide hazards mapping in Cowlitz County—a progress report. *Washington Geology*, 29(1/2) :30–33.

Widmer-Schnidrig, R. (2003). What can superconducting gravimeters contribute to normal-mode seismology ? *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(3) :1370–1381.

Willett, S. D., Fisher, D., Fuller, C., Yeh, E. C., and Lu, C. Y. (2003). Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission track thermochronometry. *Geology*, 31(11) :945–948.

Wirgin, A. and Bard, P. Y. (1996). Effects of buildings on the duration and amplitude of ground motion in Mexico City. *Bulletin of the Seismological Society of America*.

Xu, C., Shyu, J. B., and Xu, X. (2014). Landslides triggered by the 12 January 2010 Port-au-Prince, Haiti, Mw = 7.0 earthquake : Visual interpretation, inventory compiling, and spatial distribution statistical analysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(7) :1789–1818.

Xu, Q., Fan, X. M., Huang, R. Q., and Westen, C. V. (2009). Landslide dams triggered by the Wenchuan Earthquake, Sichuan Province, south west China. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 68(3) :373–386.

Yenier, E. and Atkinson, G. M. (2015). Regionally adjustable generic ground motion prediction equation based on equivalent point source simulations : Application to central and eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(4) :1989–2009.

Zekkos, D., Clark, M., Cowell, K., Medwedeff, W., Manousakis, J., Saroglou, H., and Tsiambaos, G. (2017). Satellite and UAV-enabled mapping of landslides caused by the November 17th 2015 Mw 6.5 Lefkada earthquake. In *19th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering*, pages 17–22.

Zhang, Y., Chen, G., Zheng, L., Li, Y., and Wu, J. (2013). Effects of near-fault seismic loadings on run-out of large-scale landslide : A case study. *Engineering Geology*, 166 :216–236.

Annexes

Annexe A

Liste des séismes étudiés

La liste des séismes suivante renseigne sur la date, la magnitude locale (Ml), la profondeur, la distance hypocentrale de la source à la zone d'étude, la localisation de l'épicentre, le mécanisme lorsque qu'il est disponible des séismes de 3<Ml<6 distants de moins de 200 km de la zone d'étude.

Sur cette table on lit dans le sens de la lecture :
le nom du séisme, (Ml), la profondeur de la source, la distance hypocentrale de la source à la station 3, l'azimut de la faille initiatrice du glissement, le pendage de cette faille et l'angle de glissement d'après le catalogue du Central Weather Bureau (CWB) [1]. NaN signifie que les données ne sont pas disponibles.

1. https ://www.cwb.gov.tw/V7e/earthquake/

```
name,lon,lat,ml,depth,ditst3,strike,dip,rake
15_110_11_45,122.51,24.04,6.15,33.87,134.900763444,320.27,37.9,164.62
15_110_01_43,122.44,24.02,6.38,30.57,126.242400674,Nan,Nan,Nan
15_044_20_6,121.4,22.66,6.28,27.78,119.313090569,Nan,Nan,Nan
15_082_10_13,121.67,23.73,6.19,38.4,49.880016425,Nan,Nan,Nan
16_036_19_57,120.54,22.92,6.6,14.64,128.956844659,Nan,Nan,Nan
16_133_03_17,121.98,24.69,6.1,8.86,128.419555489,Nan,Nan,Nan
15_225_14_8,122.39,24.02,5.65,25.54,119.922108619,Nan,Nan,Nan
15_305_21_9,121.58,22.73,5.88,18.81,111.981149988,Nan,Nan,Nan
15_259_13_9,121.83,24.28,5.61,20.16,83.4632774771,Nan,Nan,Nan
15_244_17_34,122.37,24.01,5.01,26.2,117.670214318,Nan,Nan,Nan
16_133_04_29,122.02,24.69,5.73,12.03,131.019796279,Nan,Nan,Nan
15_019_03_48,121.58,22.87,5.04,117.9,151.521483152,Nan,Nan,Nan
16_118_18_19,121.23,23.28,5.52,15.21,52.3907573052,Nan,Nan,Nan
15_285_11_14,121.47,22.45,5.22,20.52,141.192476048,Nan,Nan,Nan
16_049_01_9,120.87,23.02,5.27,5.44,95.3042304652,Nan,Nan,Nan
16_011_04_53,121.53,23.43,5.25,33.15,47.784590383,Nan,Nan,Nan
15_258_19_37,121.82,24.25,5.69,19.78,80.1592182979,266.21,21.56,156.8
16_019_02_13,121.31,22.79,5.8,29.72,106.153106936,Nan,Nan,Nan
15_337_14_31,121.39,22.6,5.34,25.89,125.396677315,330.84,52.1,11.36
16_049_01_18,120.88,23.03,5.13,4.26,93.6887813354,Nan,Nan,Nan
16_118_15_27,121.75,24.25,5.13,12.99,74.2326522635,Nan,Nan,Nan
15_315_15_33,122.75,24.47,5.49,95.56,198.588136222,Nan,Nan,Nan
15_110_12_0,122.51,23.96,5.99,29.44,131.64730033,Nan,Nan,Nan
16_142_20_51,120.61,22.9,5.26,18.13,125.437732516,13.46,18.49,104.38
15_146_00_57,122.47,23.96,5.03,28.9,127.30453087,Nan,Nan,Nan
15_007_04_48,121.69,24.26,5.48,30.4,76.8451223056,Nan,Nan,Nan
16_134_08_24,121.98,24.68,5.24,9.77,127.537452685,45.58,38.75,-113.89
15_292_02_17,122.01,24.86,5.32,14.41,146.894961792,13.65,51.68,164.37
15_110_11_20,121.66,23.66,5.5,38.34,49.2819885598,Nan,Nan,Nan
16_135_03_32,121.77,24.17,5.01,11.6,68.2614023069,220.16,15.47,97.3
15_005_05_54,122.02,24.69,5.07,73.83,149.907755026,Nan,Nan,Nan
15_110_01_49,122.43,24.05,5.04,30.67,126.212500459,Nan,Nan,Nan
16_040_00_47,121.69,23.89,5.12,5.69,40.1683025084,Nan,Nan,Nan
15_115_20_1,122.53,23.93,5.73,34.78,134.372952137,Nan,Nan,Nan
16_102_05_45,122.12,24.55,5.66,59.81,138.273352607,49.13,34.67,122.96
15_057_16_50,122.3,24.69,5.25,97.59,178.638744232,Nan,Nan,Nan
15_096_11_37,122.7,24.46,5.39,79.39,186.448608656,Nan,Nan,Nan
15_286_11_49,121.65,23.48,5.46,49.09,62.4150061535,Nan,Nan,Nan
15_244_13_24,121.49,23.91,5.46,17.09,30.9231664639,213.22,43.41,85.8
16_139_00_22,121.57,23.22,5.24,45.75,73.5245714245,351.49,49.41,44.37
16_118_15_17,121.78,24.24,5.67,11.94,75.0488722702,241.14,26.85,66.8
16_036_19_58,120.43,22.94,5.26,18.1,137.144490963,Nan,Nan,Nan
16_172_00_39,121.53,23.16,5.07,39.39,73.9111581087,Nan,Nan,Nan
16_107_10_55,121.8,22.44,5.22,11.83,148.344134774,Nan,Nan,Nan
15_123_13_9,122.44,24.0,5.02,24.77,124.356506685,Nan,Nan,Nan
15_122_12_53,122.43,24.11,4.49,25.45,127.26115672,Nan,Nan,Nan
16_123_02_27,121.02,23.19,4.19,3.41,70.1243810242,Nan,Nan,Nan
15_079_01_14,121.71,24.01,4.18,34.86,60.6951050605,Nan,Nan,Nan
16_021_20_37,122.31,24.96,4.42,13.97,174.066721789,Nan,Nan,Nan
15_250_11_53,122.71,24.62,4.12,82.29,197.150763091,Nan,Nan,Nan
16_003_14_1,122.08,24.6,4.89,66.39,142.549216438,Nan,Nan,Nan
15_258_17_56,121.83,24.25,4.86,19.0,80.6478310829,237.26,30.71,116.86
16_103_03_8,121.61,24.01,4.4,9.3,43.3010468976,Nan,Nan,Nan
15_124_01_16,122.45,24.01,4.35,32.77,127.520892624,Nan,Nan,Nan
16_101_13_22,128.065499715,122.78,4.89,65.9,197.617183599,Nan,Nan,Nan
16_135_03_12,121.76,24.17,4.69,12.4,67.7114129134,260.77,20.24,123.21
16_116_02_58,121.02,23.17,4.23,6.13,72.1265678495,Nan,Nan,Nan
15_340_05_6,122.39,24.76,4.32,107.82,194.725981438,Nan,Nan,Nan
```

```
15_020_20_44,122.26,24.11,4.45,19.75,109.095363949,Nan,Nan,Nan
16_036_19_59,120.52,22.96,4.41,16.79,127.926341831,Nan,Nan,Nan
15_191_09_38,120.46,23.22,4.41,8.6,116.366484937,Nan,Nan,Nan
15_219_04_24,122.45,24.02,4.02,40.66,130.06918418,Nan,Nan,Nan
15_272_19_37,121.51,24.02,4.84,18.67,42.2044097046,65.87,29.02,133.66
15_046_16_44,121.27,22.71,4.33,19.03,112.815669927,Nan,Nan,Nan
16_060_01_36,121.73,24.92,4.29,112.58,180.129786083,Nan,Nan,Nan
15_348_07_19,121.46,23.92,4.24,22.26,33.8407036524,97.69,29.51,155.47
16_067_15_18,121.7,24.18,4.05,12.25,64.6976361703,Nan,Nan,Nan
15_161_10_32,122.08,24.84,4.06,102.85,180.344388922,Nan,Nan,Nan
16_013_17_11,121.84,24.11,4.43,6.53,68.1692683821,Nan,Nan,Nan
16_036_20_2,120.35,23.01,4.55,23.24,140.458173018,Nan,Nan,Nan
16_118_15_32,121.77,24.26,4.1,13.0,76.3717325064,Nan,Nan,Nan
16_010_10_46,121.99,24.18,4.39,30.72,90.9871895857,Nan,Nan,Nan
16_020_15_35,121.33,22.77,4.16,29.68,108.123456008,Nan,Nan,Nan
16_135_03_34,121.74,24.17,4.19,13.02,66.4834356317,Nan,Nan,Nan
15_358_21_20,121.03,24.05,4.57,21.22,59.1035739556,Nan,Nan,Nan
15_235_18_14,121.37,22.78,4.18,36.06,108.839143705,Nan,Nan,Nan
15_259_20_44,121.82,24.29,4.02,13.48,82.3189037096,Nan,Nan,Nan
15_324_10_21,121.53,23.55,4.21,29.93,38.0390485569,Nan,Nan,Nan
15_071_07_30,122.56,23.77,4.05,25.99,133.42611269,Nan,Nan,Nan
15_035_08_15,121.61,24.59,4.66,52.67,114.539391662,Nan,Nan,Nan
16_121_00_9,122.47,24.18,4.06,62.23,145.733198048,Nan,Nan,Nan
15_197_05_12,122.84,24.21,4.38,18.69,172.33724976,Nan,Nan,Nan
16_128_14_51,121.76,24.22,4.78,11.82,71.9625252347,Nan,Nan,Nan
15_076_09_37,122.94,24.34,4.18,44.27,192.015502119,Nan,Nan,Nan
16_120_00_27,121.62,23.94,4.01,8.77,38.107360903,196.8,23.99,65.05
16_020_15_36,-174.261294756,121.33,4.16,29.68,104.816997836,Nan,Nan,Nan
15_292_05_42,122.01,24.84,4.69,11.3,144.675844056,Nan,Nan,Nan
16_013_17_22,121.83,24.11,4.38,10.48,67.8450072531,Nan,Nan,Nan
15_224_01_46,122.47,24.56,4.48,88.56,177.404424654,Nan,Nan,Nan
15_292_02_18,122.05,24.9,4.08,17.57,153.23531732,Nan,Nan,Nan
15_026_04_8,122.7,23.63,4.23,40.97,152.078271214,Nan,Nan,Nan
15_001_17_10,121.47,23.68,4.48,19.82,22.1148525399,Nan,Nan,Nan
16_081_18_34,120.99,22.32,4.34,11.81,160.409285155,Nan,Nan,Nan
16_129_02_46,121.02,23.99,4.93,19.13,55.02889303,Nan,Nan,Nan
16_153_15_30,122.36,24.0,4.04,31.56,117.639017913,Nan,Nan,Nan
15_314_14_53,122.31,24.8,4.51,14.24,160.161069456,Nan,Nan,Nan
15_199_13_56,122.42,23.99,4.14,25.0,122.012391821,Nan,Nan,Nan
15_148_15_6,120.54,22.95,4.19,14.95,126.763516197,Nan,Nan,Nan
16_088_08_8,-162.3869353,121.13,4.85,26.86,105.583102657,Nan,Nan,Nan
15_244_17_19,122.4,24.0,4.32,31.5,121.735013436,Nan,Nan,Nan
15_224_20_22,121.86,24.16,4.12,8.84,73.7983133485,Nan,Nan,Nan
16_110_16_16,122.54,23.96,4.57,26.74,134.257547708,Nan,Nan,Nan
16_123_23_55,121.71,24.21,4.1,11.42,67.8967950482,252.66,28.06,133.03
16_118_18_19,121.76,24.21,4.43,12.36,71.1698888125,Nan,Nan,Nan
16_133_03_21,121.96,24.69,4.52,9.69,127.348436047,Nan,Nan,Nan
15_110_01_48,122.4,24.03,4.24,29.46,122.172872805,Nan,Nan,Nan
16_134_13_2,121.75,24.17,4.02,12.49,67.0489731084,Nan,Nan,Nan
15_069_12_6,122.54,24.72,4.33,93.4,194.929569971,Nan,Nan,Nan
15_288_23_52,121.76,24.32,4.63,18.8,82.4222767987,Nan,Nan,Nan
16_106_14_44,121.04,22.19,4.11,9.22,172.845306055,Nan,Nan,Nan
15_292_07_20,122.0,24.83,4.68,8.71,142.989912305,Nan,Nan,Nan
16_098_00_13,122.7,22.67,4.74,65.47,197.162991873,Nan,Nan,Nan
15_110_11_53,122.51,23.97,4.13,38.38,134.171569604,Nan,Nan,Nan
15_126_20_4,121.35,24.06,4.35,67.96,78.7772664504,Nan,Nan,Nan
15_269_00_23,122.48,24.43,4.15,71.43,162.654594116,Nan,Nan,Nan
16_142_05_47,121.71,24.23,4.45,10.91,69.6712111944,Nan,Nan,Nan
15_015_18_33,121.58,23.85,4.3,23.31,35.7699667083,Nan,Nan,Nan
```

```
15_072_18_30,121.68,24.07,4.08,54.27,75.3876170894,Nan,Nan,Nan
15_213_07_36,121.82,24.73,4.24,78.36,146.666832206,Nan,Nan,Nan
15_307_00_6,122.03,24.85,4.77,8.87,146.555345986,Nan,Nan,Nan
15_220_00_3,122.45,23.95,4.26,25.17,124.140455366,Nan,Nan,Nan
16_119_01_14,121.8,24.28,4.5,12.58,79.9931605422,Nan,Nan,Nan
15_024_07_15,120.4,23.21,4.58,11.12,122.997932444,Nan,Nan,Nan
15_259_13_26,121.83,24.28,4.31,21.9,83.9005547492,Nan,Nan,Nan
16_135_03_19,121.74,24.18,4.23,10.31,66.8837844966,Nan,Nan,Nan
16_088_08_7,121.13,22.8,4.85,26.86,107.778472204,Nan,Nan,Nan
16_135_09_26,121.74,24.18,4.17,10.97,66.9886962748,244.19,24.74,116.36
15_134_18_35,120.43,24.56,4.57,11.48,143.105570951,Nan,Nan,Nan
15_292_07_26,121.98,24.83,4.02,9.29,141.976438197,Nan,Nan,Nan
16_133_04_30,121.99,24.72,4.24,3.25,131.586739331,Nan,Nan,Nan
16_053_11_17,120.94,22.99,4.0,7.55,93.795782924,Nan,Nan,Nan
16_054_08_26,122.36,24.01,4.75,24.86,116.342183196,Nan,Nan,Nan
15_007_21_56,121.96,24.79,4.24,78.91,157.841251069,Nan,Nan,Nan
15_313_00_16,122.37,24.68,4.44,94.77,181.028089986,Nan,Nan,Nan
15_289_06_30,121.76,24.33,4.46,18.6,83.3046359035,Nan,Nan,Nan
16_047_02_45,120.89,23.0,4.76,5.8,95.8131244543,Nan,Nan,Nan
15_190_21_41,122.46,23.85,4.11,29.1,124.10723129,Nan,Nan,Nan
16_036_20_0,120.32,22.97,4.9,24.32,145.823304664,Nan,Nan,Nan
15_183_07_44,121.04,23.84,4.22,27.3,49.4683656658,Nan,Nan,Nan
15_259_13_30,121.83,24.28,4.5,22.04,83.9372068109,Nan,Nan,Nan
16_049_21_20,120.35,22.96,4.25,24.43,143.782788209,Nan,Nan,Nan
15_209_06_27,121.44,24.43,4.32,6.52,81.2866693506,6.27,42.71,-63.37
15_305_21_11,121.57,22.74,4.67,14.69,110.069452024,Nan,Nan,Nan
15_253_15_23,121.82,24.24,4.93,18.62,79.0381460217,244.92,18.99,141.51
15_114_12_0,122.27,24.12,4.43,24.43,111.480796999,Nan,Nan,Nan
16_036_20_3,120.31,22.97,4.47,26.79,147.157260496,Nan,Nan,Nan
15_131_08_38,120.43,24.56,4.93,12.3,143.173684863,350.46,45.38,43.83
15_172_08_32,122.46,23.96,4.16,31.87,126.963957523,Nan,Nan,Nan
15_346_15_39,121.34,23.38,4.42,12.96,38.5508206791,15.06,27.95,76.16
16_121_22_46,121.74,24.22,4.78,12.31,70.7805065877,Nan,Nan,Nan
15_026_15_8,120.54,22.92,4.21,14.91,128.987775717,Nan,Nan,Nan
15_340_04_43,40.2629388787,121.9,4.49,24.47,81.1878594122,Nan,Nan,Nan
15_277_17_41,121.48,22.89,4.38,19.05,93.0338810809,246.85,48.2,133.6
16_044_17_7,121.16,24.24,4.09,5.74,64.9507418729,Nan,Nan,Nan
15_079_12_1,57.2845044176,122.87,4.9,69.09,198.126058393,Nan,Nan,Nan
15_288_23_54,121.76,24.33,4.57,18.16,83.2074994397,254.1,14.94,127.06
16_084_15_5,121.01,22.33,4.04,10.98,158.685161624,Nan,Nan,Nan
16_118_16_33,121.77,24.27,4.44,11.79,77.0812500049,Nan,Nan,Nan
16_153_13_6,122.4,24.0,4.24,26.57,120.553425486,Nan,Nan,Nan
16_118_21_15,121.74,24.24,4.33,11.73,72.500853988,Nan,Nan,Nan
15_361_07_0,122.59,24.57,4.76,93.63,189.755061692,Nan,Nan,Nan
15_026_15_29,120.55,22.92,4.0,15.06,128.197645005,Nan,Nan,Nan
15_336_05_22,121.91,24.19,4.85,23.91,83.1136358857,Nan,Nan,Nan
16_102_03_25,121.79,24.56,4.2,65.41,124.013688086,Nan,Nan,Nan
15_258_20_44,121.82,24.27,4.49,18.72,81.6086047446,Nan,Nan,Nan
15_016_19_12,121.95,24.43,4.91,31.37,107.04877941,Nan,Nan,Nan
15_076_19_33,121.4,23.22,4.04,19.69,57.2700390519,Nan,Nan,Nan
15_105_19_48,121.35,22.73,4.7,26.05,111.396662548,347.27,48.42,52.22
16_053_11_55,120.95,22.99,4.23,4.1,92.998200458,Nan,Nan,Nan
15_221_23_43,121.3,22.58,4.23,32.16,129.336196108,Nan,Nan,Nan
16_183_08_23,122.31,24.05,4.75,26.83,113.073842852,Nan,Nan,Nan
16_036_21_7,120.36,23.01,4.28,21.06,139.202134981,Nan,Nan,Nan
15_347_06_50,122.5,24.96,4.0,16.93,187.572324078,Nan,Nan,Nan
15_258_19_40,121.82,24.25,4.1,18.28,79.8023200047,Nan,Nan,Nan
16_133_03_18,121.9,24.7,4.16,9.42,125.095787346,Nan,Nan,Nan
16_047_04_4,120.87,23.01,4.97,5.03,96.1708789659,Nan,Nan,Nan
```

Annexe B

Documents complémentaires
Seismic response of a taiwanese ridge

Supplementaries

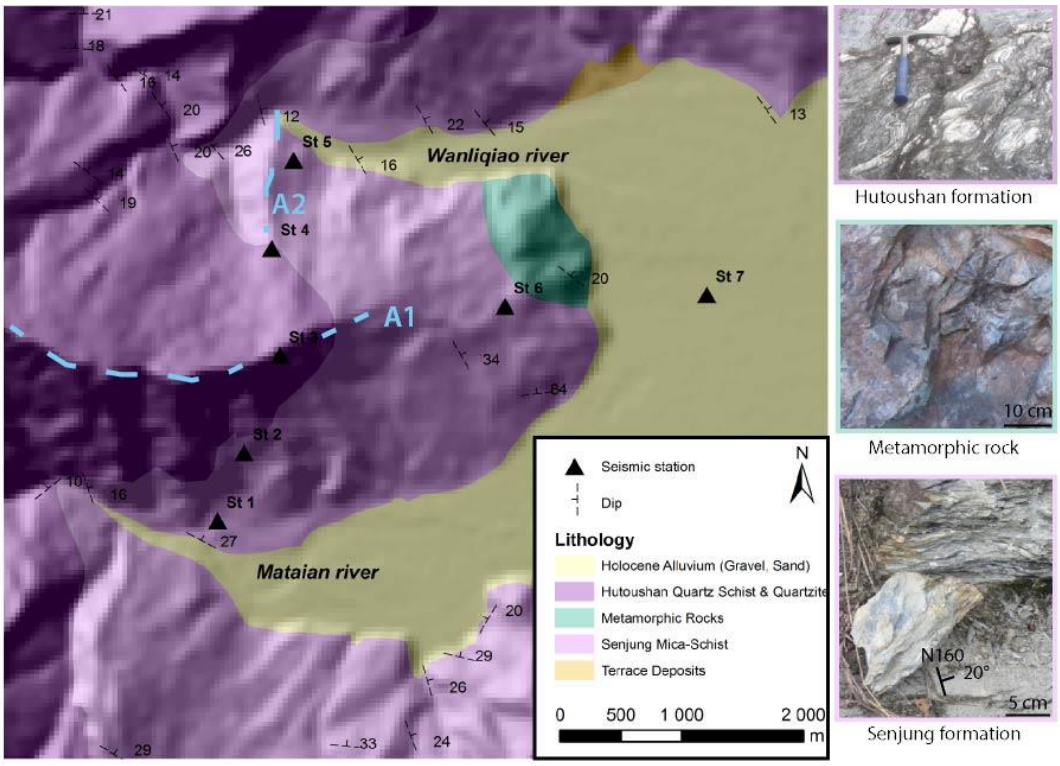

Figure S1. Geological settings for the study site. Most of the ridge is made of schist. A1 and A2 are the main ridge axis and a second order axis respectively.

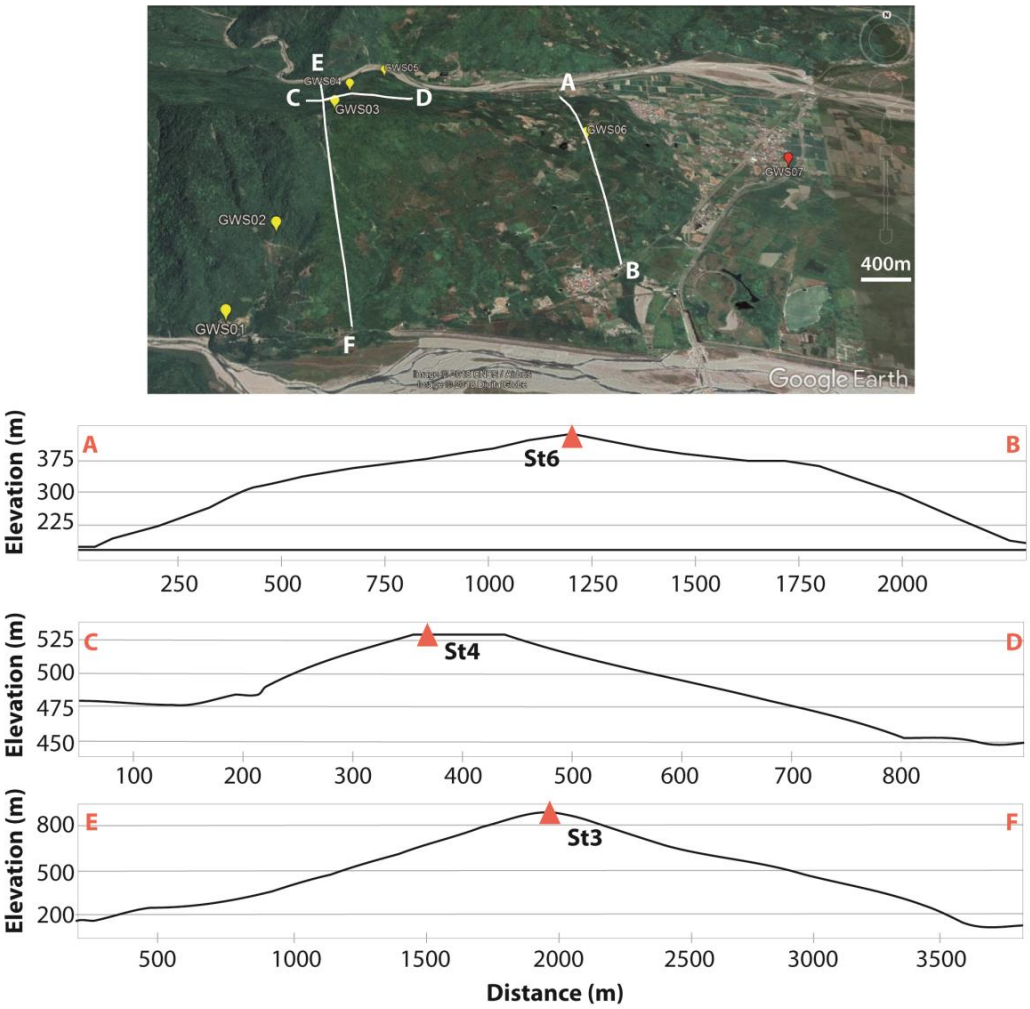

Figure S2. Cross sections of the ridge: A-B pass over the station St6, C-D over St4 and E-F over St3.

Figure S3. Available data at each station during the monitoring time of the ridge. D: available, ND non-available.

Criteria for a reliable H/V curve

i) $f_0 > 10 / l_w$

and

ii) $n_c (f_0) > 200$

and

iii) $\sigma_A(f)<2$ for $0.5f_0<f<2f_0$ if $f0>0.5Hz$

or $\sigma_A(f)<3$ for $0.5f_0<f<2f_0$ if $f0<0.5Hz$

Criteria for a clear H/V peak

(at least 5 out of 6 criteria fulfilled)

i) $\exists f^- \in [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0/2$

ii) $\exists f^+ \in [f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0/2$

iii) $A_0 > 2$

iv) $f_{peak}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$

v) $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$

vi) $\sigma_A(f_0) < \theta (f_0)$

- l_w = window length
- n_w = number of windows selected for the average H/V curve
- $n_c = l_w . n_w . f_0$ = number of significant cycles
- f = current frequency
- f_{sensor} = sensor cut-off frequency
- f_0 = H/V peak frequency
- σ_f = standard deviation of H/V peak frequency ($f_0 \pm \sigma_f$)
- $\varepsilon (f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$
- A_0 = H/V peak amplitude at frequency f_0
- $A_{H/V} (f)$ = H/V curve amplitude at frequency f
- f^- = frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$
- f^+ = frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$
- $\sigma_A (f)$ = "standard deviation" of $A_{H/V} (f)$, $\sigma_A (f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided
- $\sigma_{logH/V} (f)$ = standard deviation of the $\log A_{H/V}(f)$ curve, $\sigma_{logH/V} (f)$ is an absolute value which should be added to or subtracted from the mean $\log A_{H/V}(f)$ curve
- $\theta (f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$
- $V_{s,av}$ = average S-wave velocity of the total deposits
- $V_{s,surf}$ = S-wave velocity of the surface layer
- h = depth to bedrock
- h_{min} = lower-bound estimate of h

Threshold Values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$

Frequency range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon (f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.20 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta (f_0)$ for $\sigma_A (f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta (f_0)$ for $\sigma_{logH/V} (f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

Figure S4.Criteria of reliable H/V curve and clear H/V peak from the SESAME guideline (Bard et al, 2004).

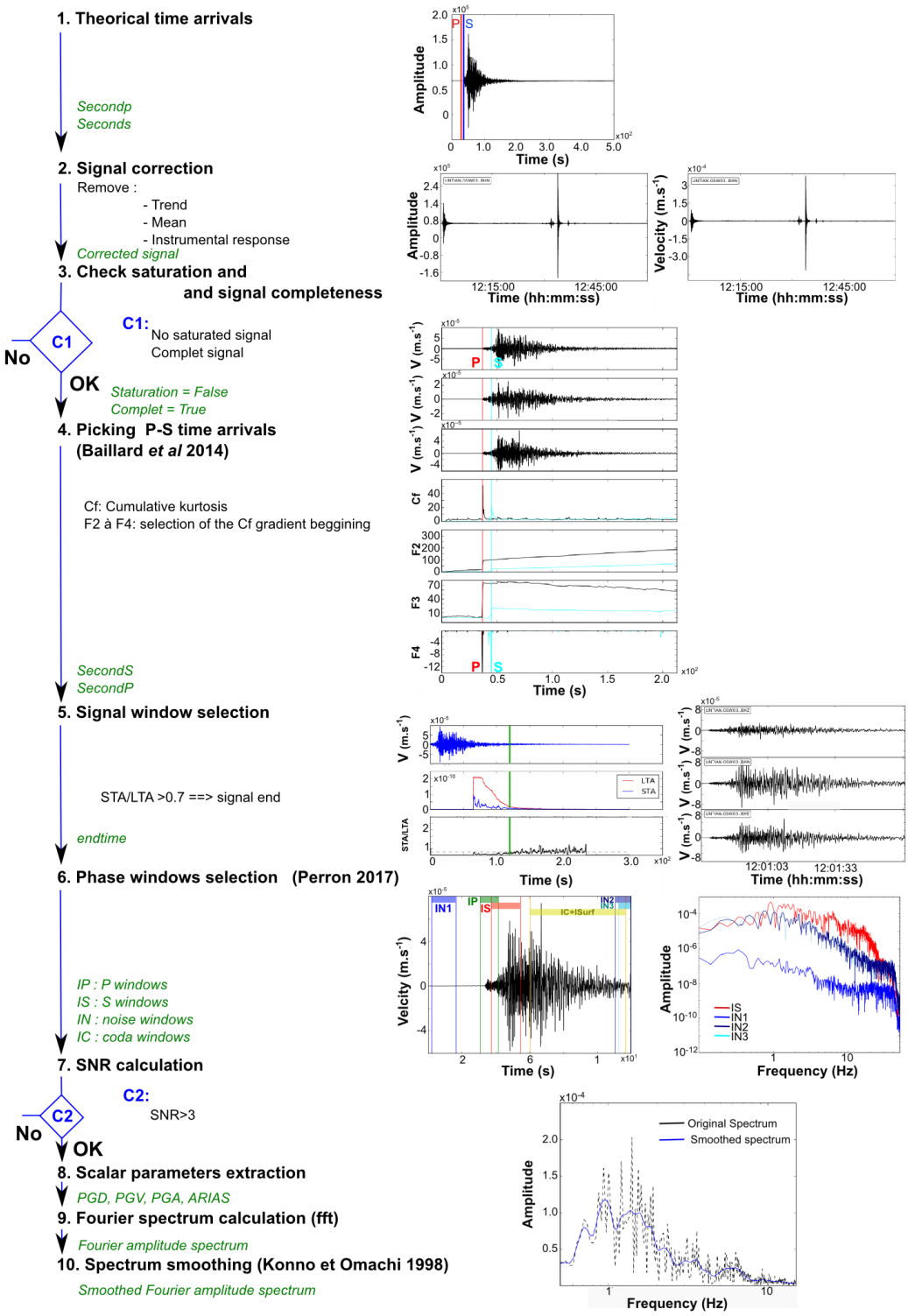

Figure S5. Earthquake Signal procedure to extract P-S wave arrival times and calculate the spectrum

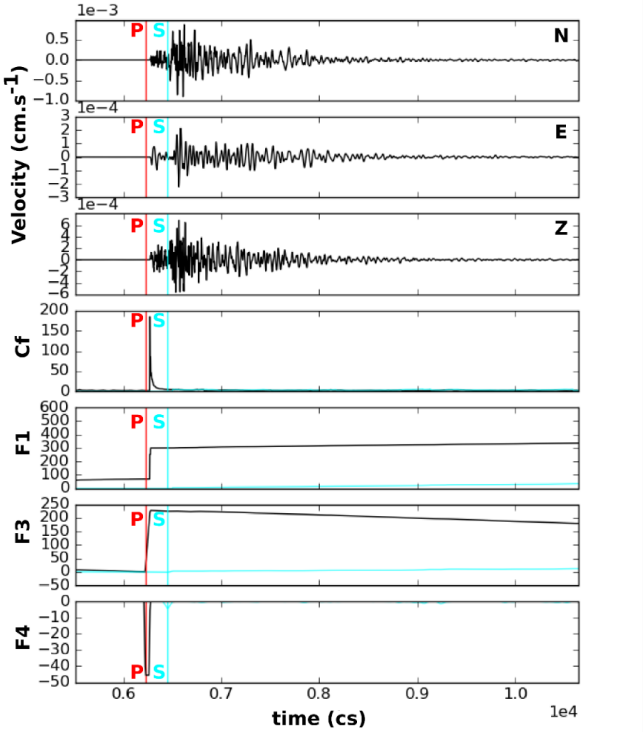

Figure S6. Example of phase picking from Baillard et al, 2014. Cf: cumulative kurtosis. F1-F4 successive functions calculated to extract the beginning the maximum positive gradient of the kurtosis showing the transition from a Gaussian ground-motion (i.e. noise) to a non-Gaussian one (phase arrival).

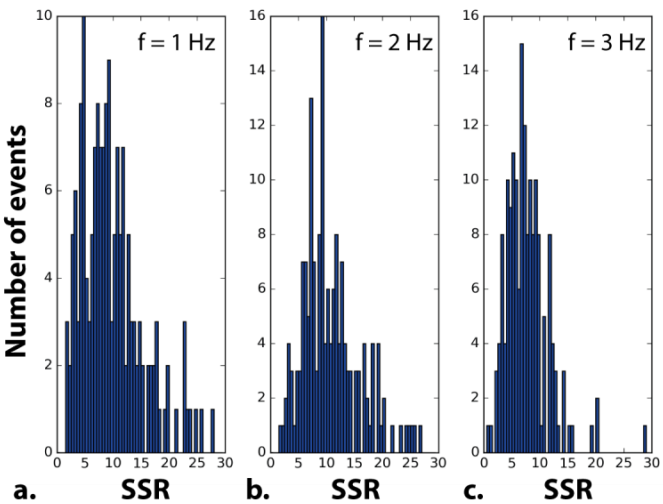

Figure S7. Distributions of the SSR at given frequency f as an example. a. f=1 Hz, b. f=2 Hz and c. f=3 Hz. The SSR at a given frequency as a normal distribution as observed by Perron et al, 2017.

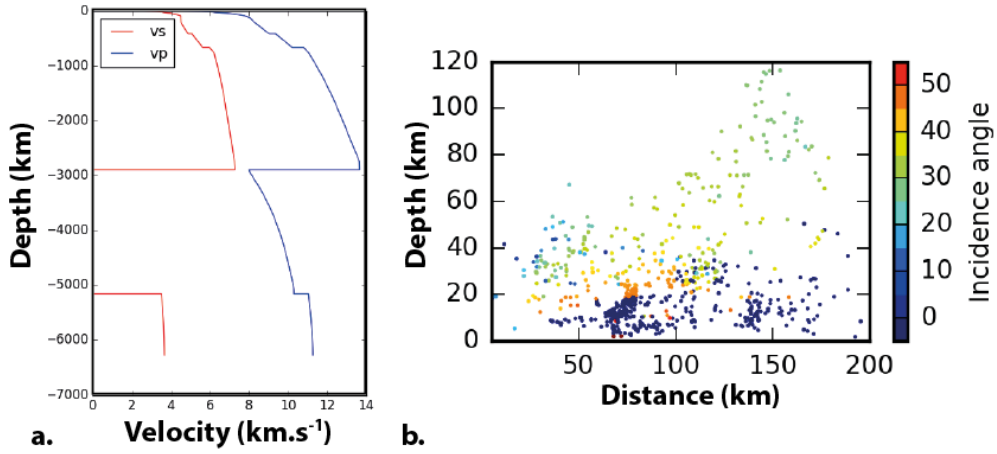

Figure S8. Velocity model used and incidence angle. a. Velocity model computed from Chi et al. 2001 (0 to 85.3 km) and IASP 1991 (85.3 km to 6371 km). b. incidence angle calculated using the velocity model presented in a. as a function of earthquake depth and distance to the array.

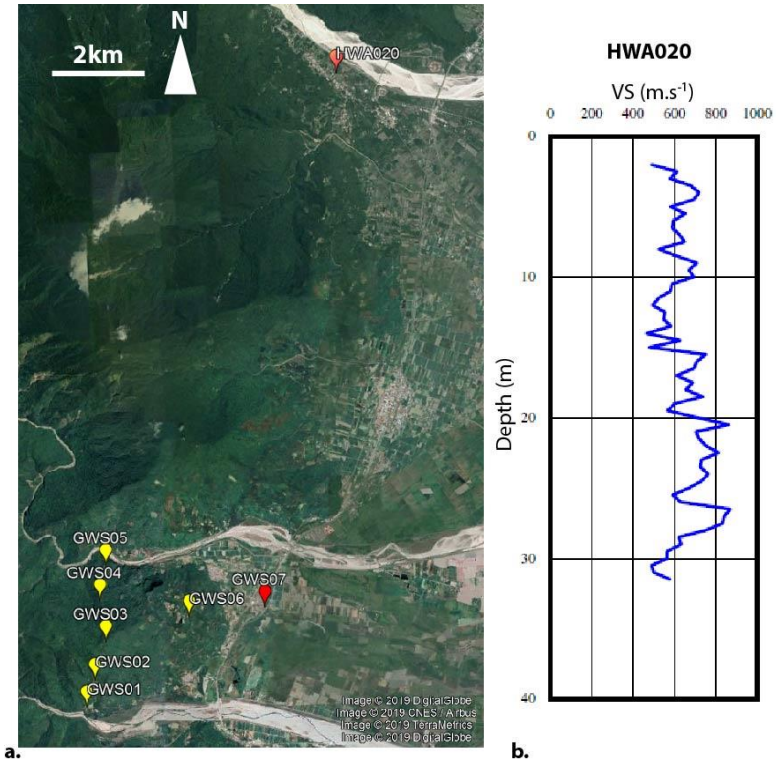

Figure S9. Location and shear wave velocity profile of the station HWA020 located 14 km north to the study site (Central Weather Bureau, 2018).

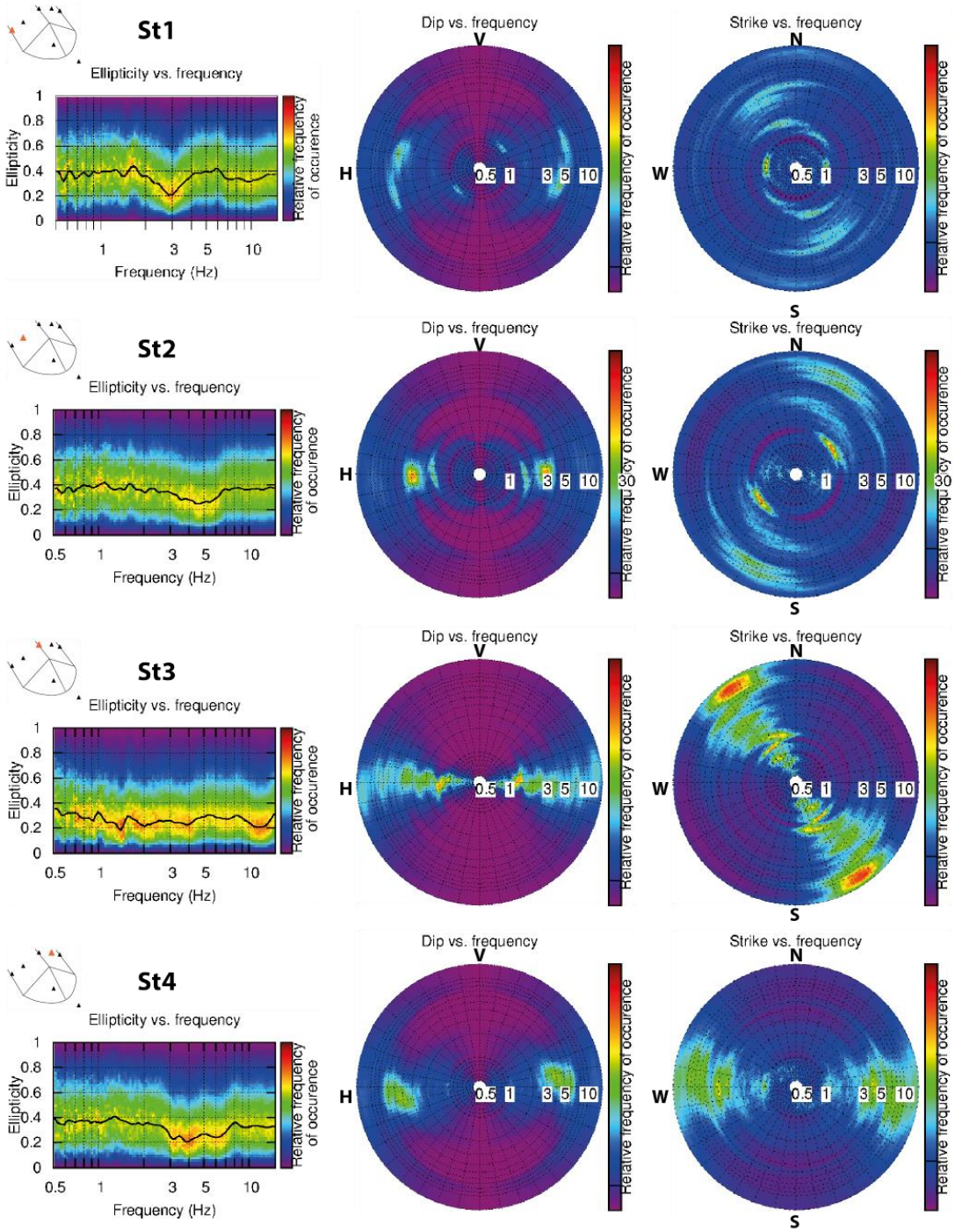

Figure S10. TFPA from Burjanek et al, 2014. Ellipticity, dip and strike frequency of occurrence at each stations. N: North, S: South, W: West, H: Horizontal and V: Vertical. Figure continues on Figure S11.

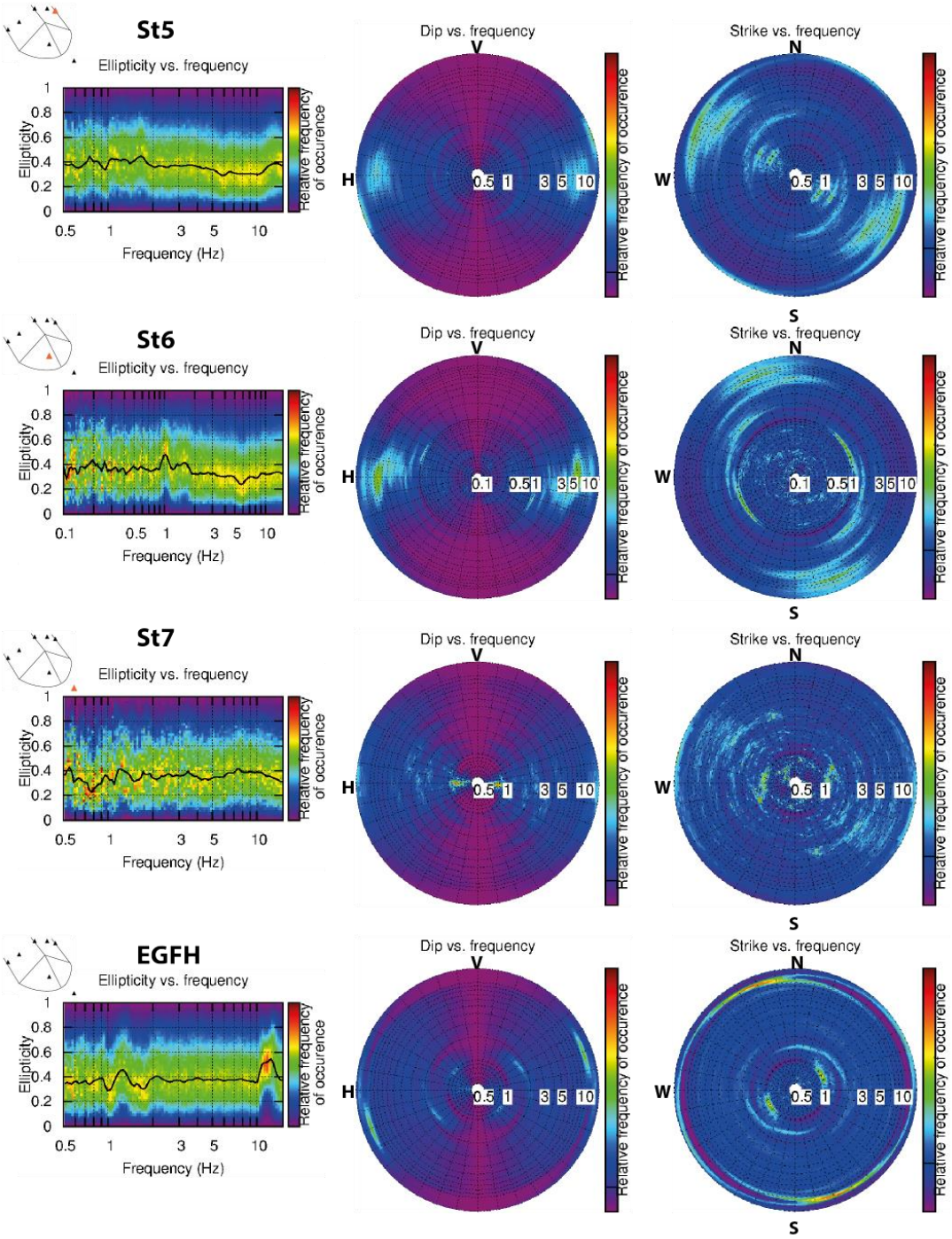

Figure S11. TFPA from Burjanek et al, 2014. Ellipticity, dip and strike frequency of occurrence at each stations. N: North, S: South, W: West, H: Horizontal and V: Vertical.

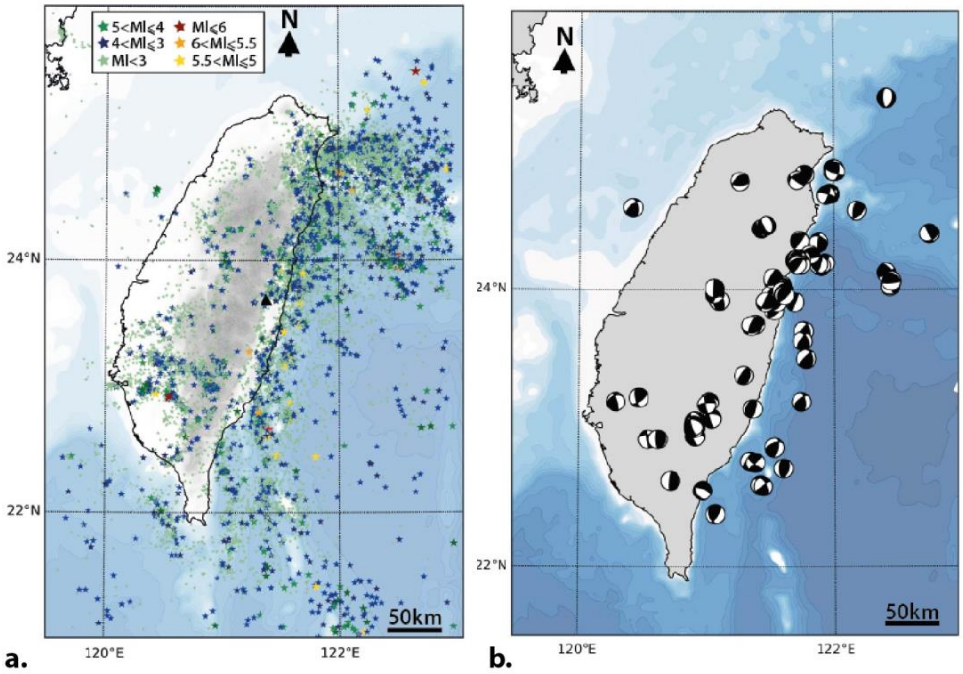

Figure S12. Map of the earthquake of the database. a. Map of the local magnitude of the earthquakes. b. Map of the focal mechanisms of the earthquakes provided by the CWB.

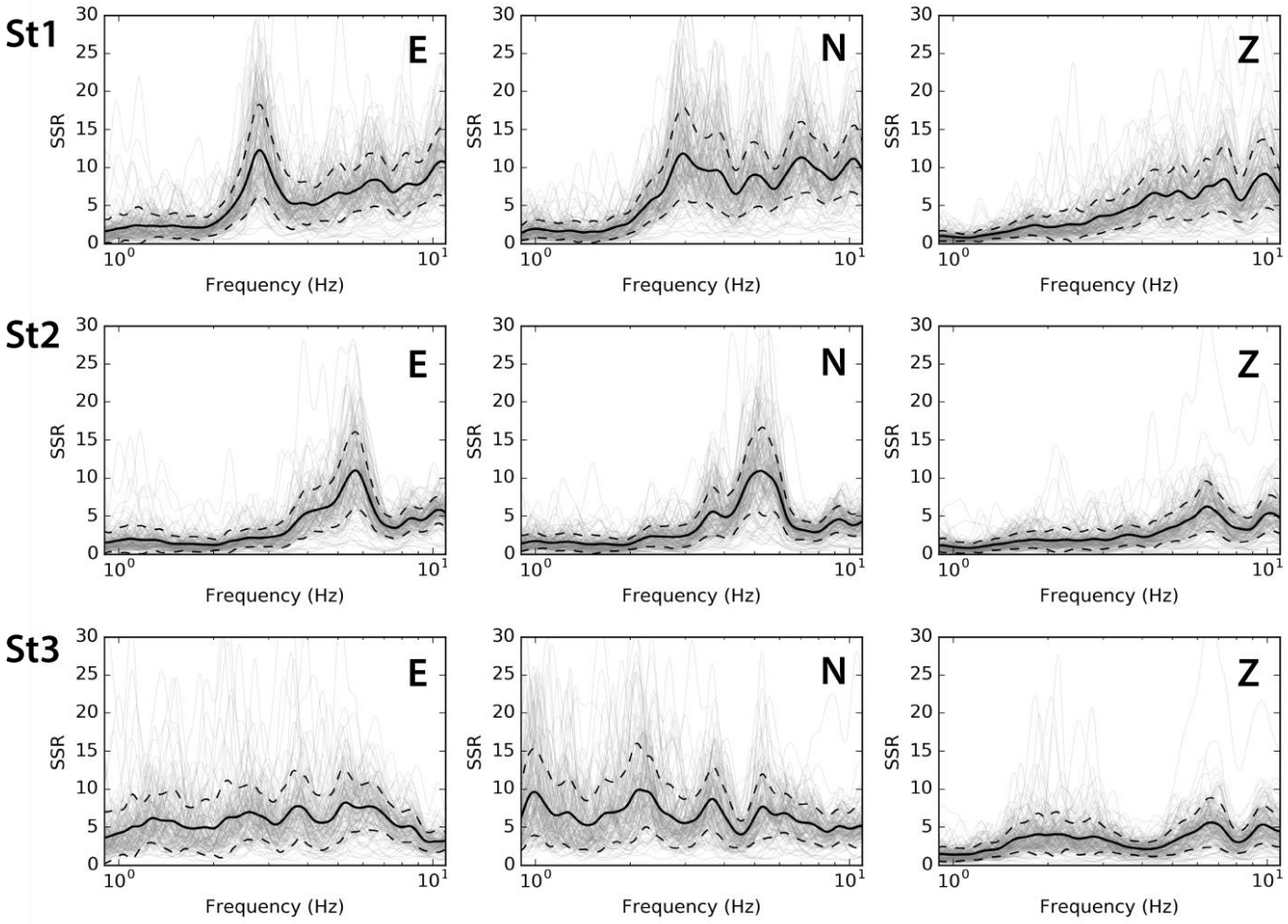

Figure S13. Mean and +/- standard deviation of the SSR for the horizontal (N and E) and vertical (Z) components calculated for the 198 earthquakes with SNR>2.5 between 1Hz and 10HZ at all the station. St0 is the reference station here we use the station EGFH of the CWB network. The gray curves correspond to the SSR of each considered earthquake. Figure continues on Figure S14.

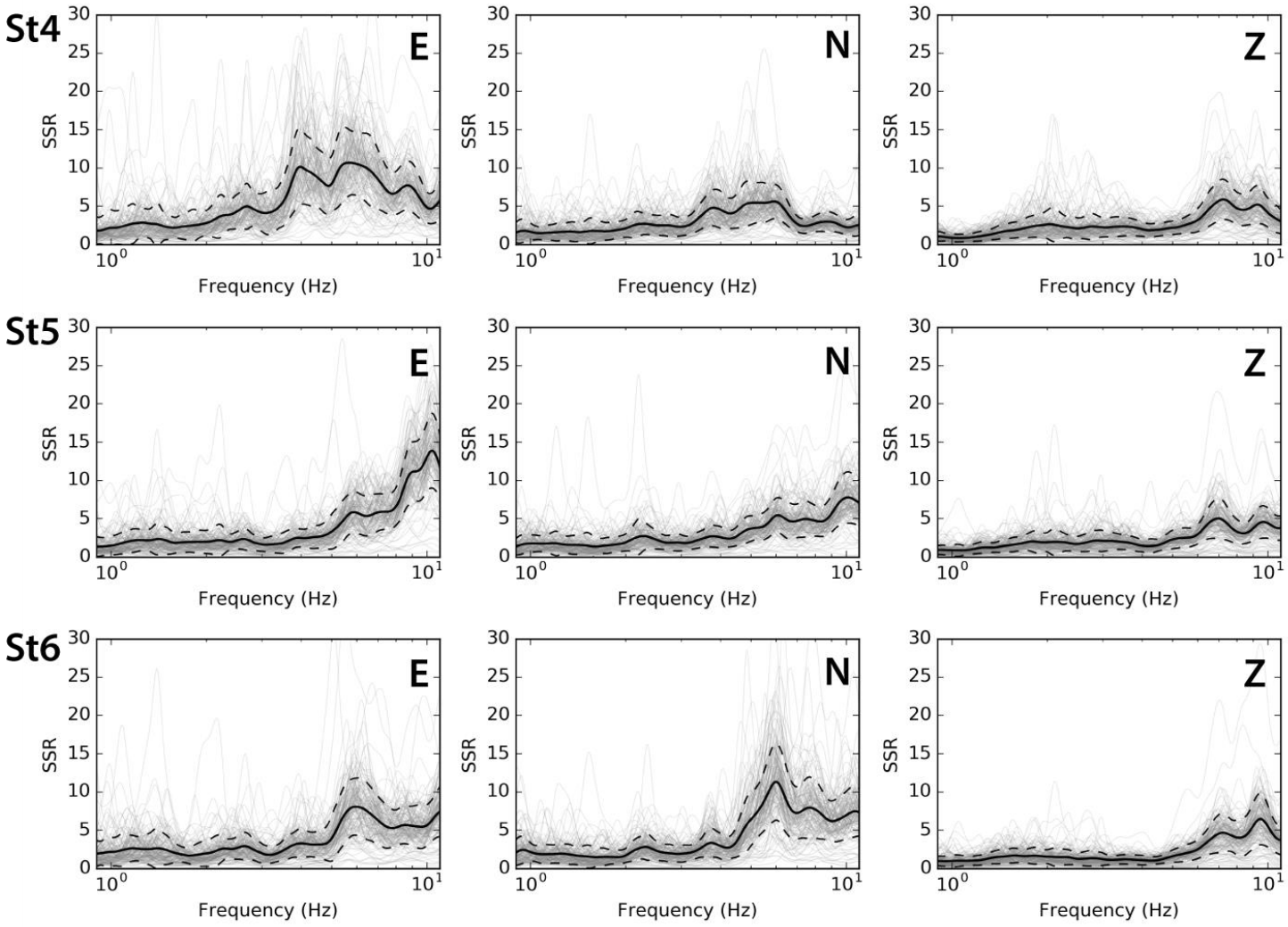

Figure S14. Mean and +/- standard deviation of the SSR for the horizontal (N and E) and vertical (Z) components calculated for the 198 earthquakes with SNR>2.5 between 1Hz and 10HZ at all the station. St0 is the reference station here we use the station EGFH of the CWB network. The gray curves correspond to the SSR of each considered earthquake.

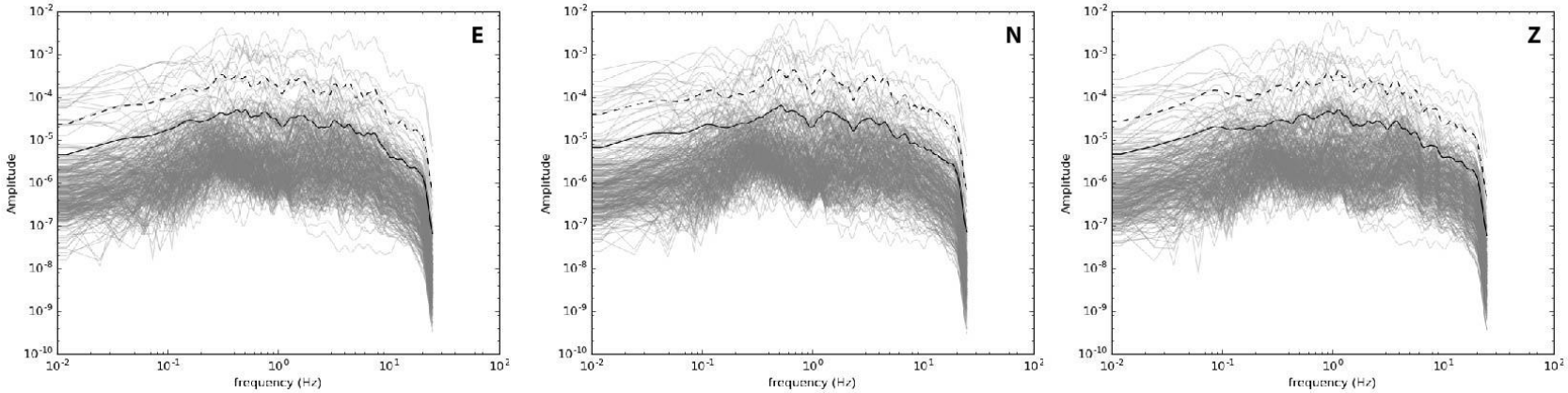

Figure S15 Mean and +/- standard deviation of the horizontal (N and E) and vertical (Z) spectrum of the earthquakes records at the reference station EGFH of each considered earthquake.

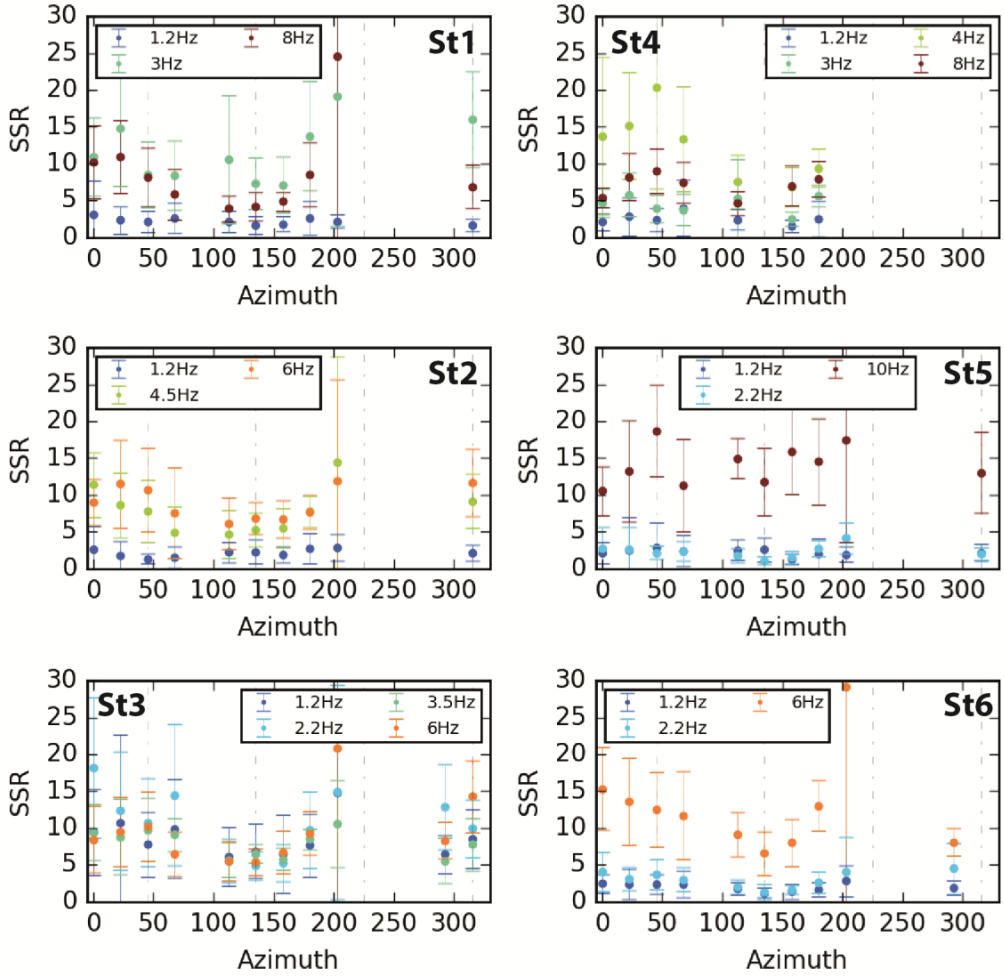

Figure S16. SSR as a function of source back azimuths for selected frequency range. Events from the SW seems to have lower amplitude at moderate to high frequency.

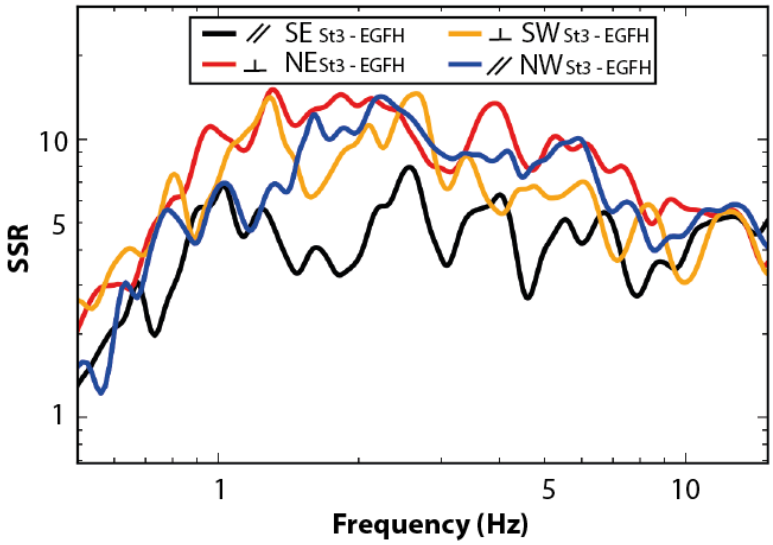

Figure S17. Influence of the source back azimuth on the site response at station St3. The sources considered have back-azimuth in a 10° dial centered in the direction considered. At frequency between 1.2 and 7Hz, the earthquake coming from the south in the direction EGFH-St3 have significantly lower SSR.

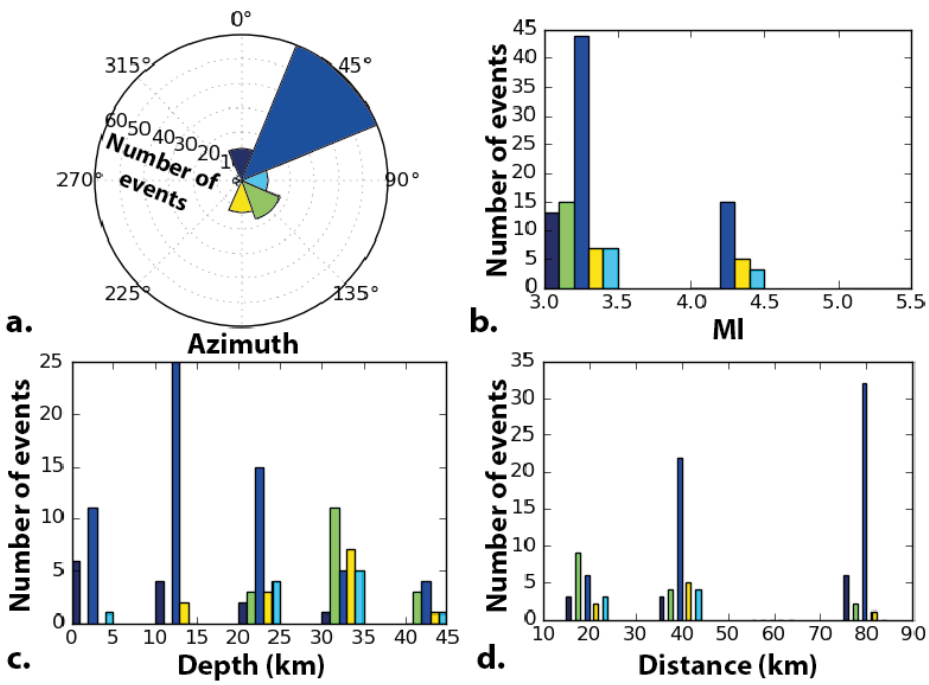

Figure S18. Characteristics of the selected events for looking at the influence of the earthquake azimuth on the site response. a. Azimuths of the events. b. Magnitude (ML) of the events. c. depth of the events and d. their distance to the array. The colors of the bar are the same colors as the azimuth groups represented on a.

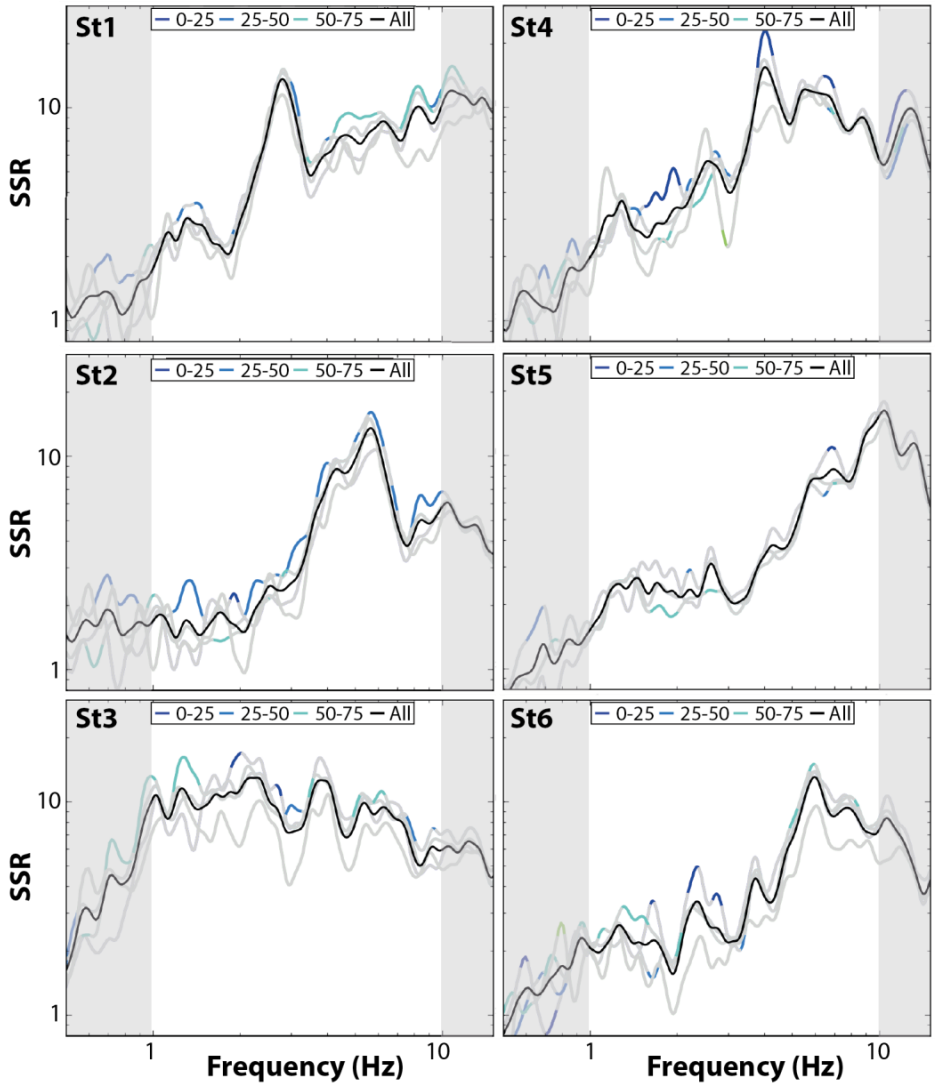

Figure S19. SSR as a function of source distance from the array. The 77 earthquakes selected are recorded at the 6 ridge stations and the reference station with SNR>2.5 on at least 95% of the frequency band [1;10]Hz. They come from the North-East (with azimuth between 15° and 75°) and have a depth lower than 50 km. We gather them in 5 km depth intervals. Only bins with more than 5 events are considered. Curves are colored in grey when their values are within the confidence interval. Gray curves should not be interpreted, see text for explanations.

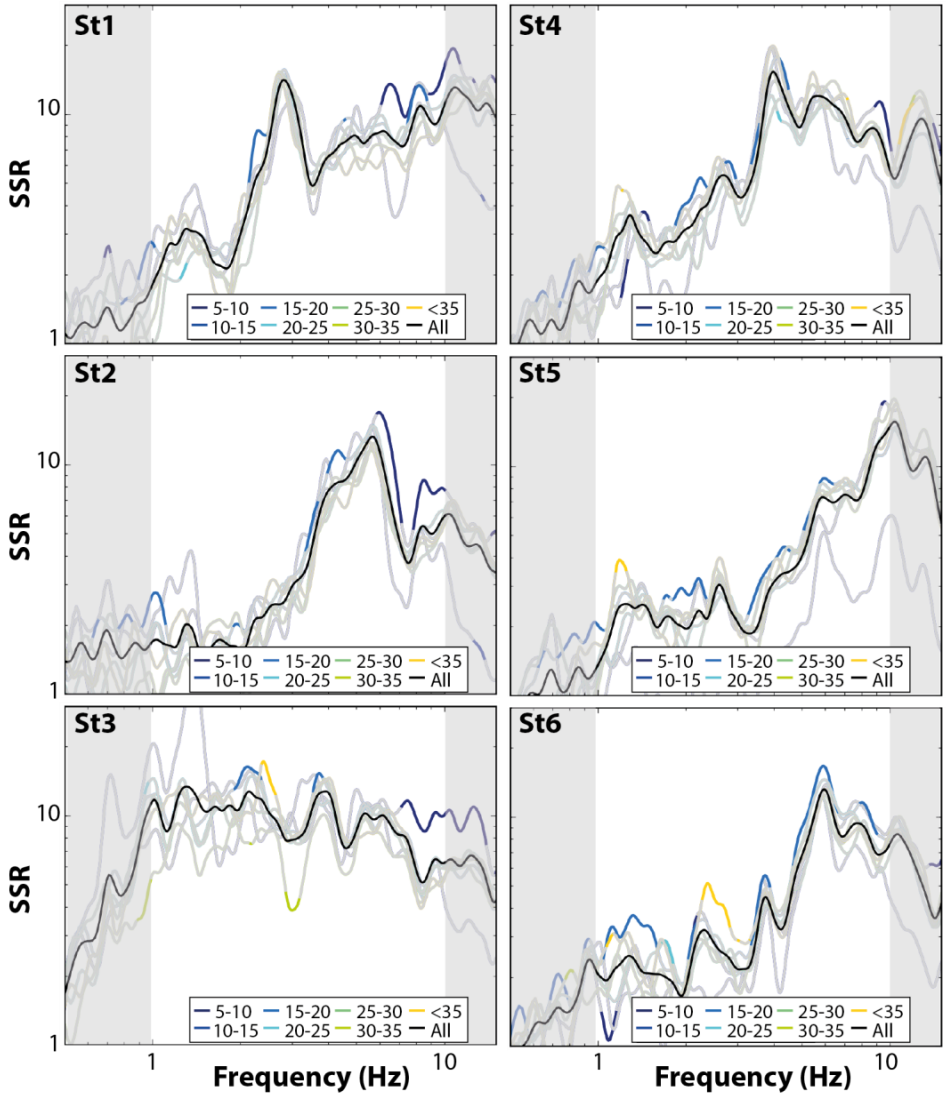

Figure S20. SSR as a function of source depth. The 73 earthquakes selected are recorded at the 6 ridge stations and the reference station with SNR>2.5 on at least 95% of the frequency band [1;10]Hz. They come from the North-East (with azimuth between 15° and 75°) and are distant from 15 km to 110 km to the seismic array. We gather them in 5 km depth intervals. Only bins with more than 5 events are considered. Curves are colored in grey when their values are within the confidence interval. Gray curves should not be interpreted, see text for explanations.

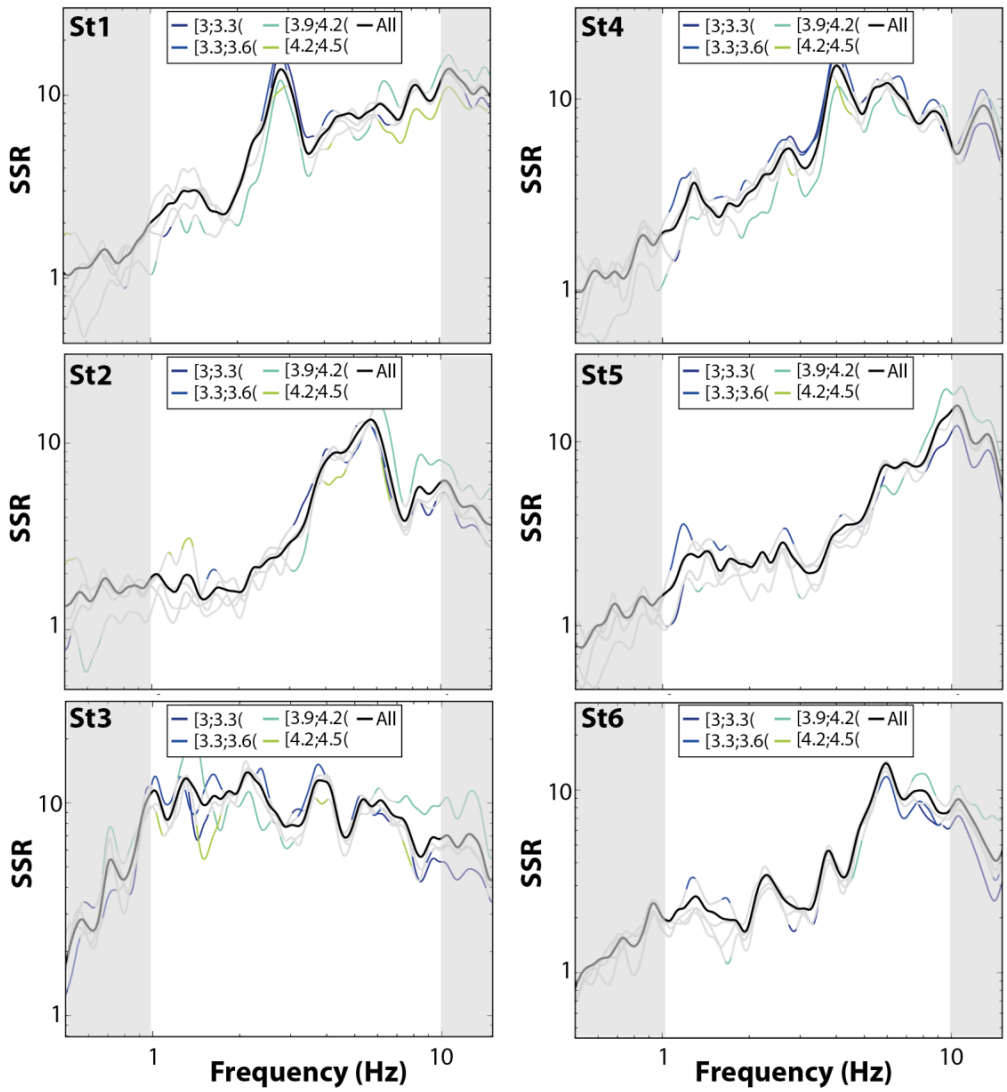

Figure S21. SSR as a function of source magnitude (M_L). The 72 earthquakes selected are recorded at the 6 ridge stations and the reference station with SNR>2.5 on at least 95% of the frequency band [1;10] Hz. They come from the North-East (with azimuth between 15° and 75°) and are distant from 15 km to 110 km to the seismic array and have a depth lower than 50 km. We gather them in 0.3 intervals of magnitude. Only bins with more than 5 events are considered. Curves are colored in grey when their values are within the confidence interval. Gray curves should not be interpreted, see text for explanations.

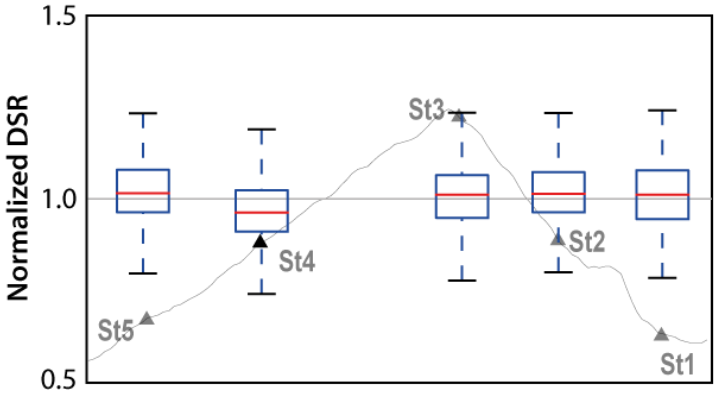

Figure S22. Distribution of the normalized significant relative duration (DSR) of the 198 selected earthquakes at the 5 stations located along the ridge profile. For each earthquake the DSR is normalized by the average of the DSR of the 6 ridge stations. No significant differences are observed between the stations.

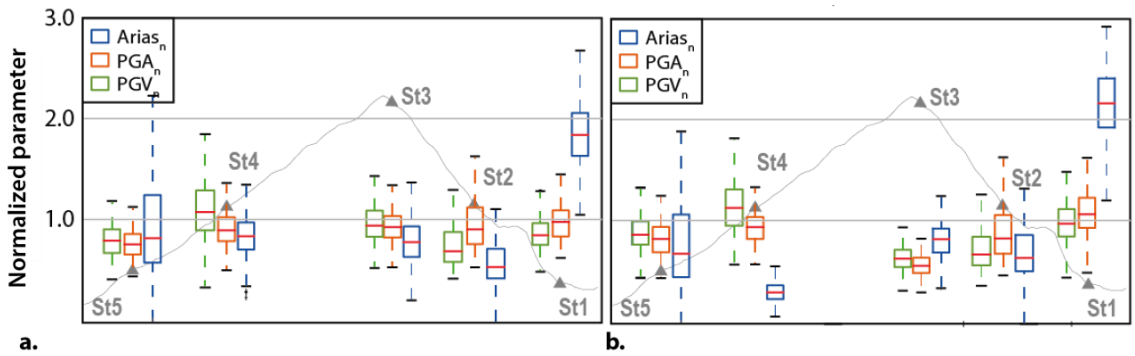

Figure S23. Distribution of the horizontal Arias, PGA and PGV of the 198 selected earthquakes at the 5 stations located along the ridge profile. For each signal we take the Arias, PGV and PGA a. in the direction of the polarization of the station b. that is maximum between the North and the East component. For each earthquake the parameters at a given station are normalized by its mean measured at the 6 ridge stations. When considering the directivity effects, the ground motion is higher at the ridge tops than when they are not taken into account.

Annexe C

Documents complémentaires
Landslides crest-clustering investigated in three large earthquakes

SUPPLEMENTARIES

Methods and Metrics

We aim at producing statistically robust information on the position of the landslides with regards to their respective distance to rivers and crests in a given portion of the landscape. This cannot be achieved by constructing a simple distribution of distances of the landslides cells (or centroids) to rivers and crests without normalizing for the relative frequency of crest and river in the area of interest. Indeed variations in the relative proportion of crests and rivers within a given area will strongly bias the resulting distribution of distance of any objects (landslides or others) randomly distributed in this area. Such bias may appear because of variable crest (or river) frequency caused by either landscape natural shape or methodological effects. For example, Fig. S1a-c illustrates the reduction of the crest network density with changing criterion of crest tagging. A given set of landslides will appear to be much closer to crests in the landscape represented in Fig. S1.a than in the one represented in Fig. S1.c, simply because crests are less frequent in the latter case. Note that a similar bias would appear with a variable frequency of river channels.

Thus, to be able to discuss physical control on the statistical location of landslides relative to rivers and ridges across large regions, it is necessary to find an adequate normalization for biases emerging from the definition of crests and rivers and for comparing areas with variable landscape shape.

First, we define, for each cell of the landscape, its normalized distance to the river network $|d_{st}|$ expressed as (Meunier et al., 2008):

$$|d_{st}| = \frac{d_{st}}{d_{st}+d_{tp}}, \qquad (1)$$

where d_{st} and d_{tp} are its flow distances to the nearest river and the nearest crest respectively. $|d_{st}|$ ranges from 0 for cells located in the floodplains (i.e., with drainage area above a threshold defined following Montgomery 2001) to 1 for cells located on the crests (with a zero drainage area). By definition, cells with $|d_{st}|>0.75$ stand in the upper quarter of the hillslopes, whereas cells with $|d_{st}|<0.25$ are in the lower quarter. A given portion of the landscape is characterized by its probability density function of occurrence of |dst| values, PDF_{topo} . In our analysis, we only consider this distribution over the interval]0,1[, i.e. we exclude all cells located on crests and in the floodplains, making PDF_{topo} independent of variations of floodplain or crest width. Figure S2.e shows examples of PDF_{topo} for 3 synthetic catchments with straight, concave and convex hillslopes respectively. Whatever the hillslope curvature, PDF_{topo} is a monotonic function with no asymptotic behavior toward zero and can therefore be used for normalization. Landslide locations along hillslope are characterized by PDF_{ls}, the probability density function of $|d_{st}|$ derived only from cells affected by landslides. Then within portions of the epicentral areas (macrocells) we compute both PDF_{topo} and PDF_{ls} and define the ratio of probability R_p as:

$$R_p = \frac{PDF_{ls}}{PDF_{topo}} \qquad (2)$$

In this way, the distribution of locations of the landsliding cells along hillslopes (here expressed in $|d_{st}|$) is normalized by the distribution of occurrence of locations in the landscape of the macrocell, effectively removing physical or methodological biases (Fig. S2.f). If the landscape into the macrocell is uniformly sampled by landsliding, $R_p=1$ over]0,1[. High values of R_p *(>>1)* for $|d_{st}|>0.75$ indicate a significant crest oversampling by landslides. Inversely, low values of R_p express undersampling. Similarly, large values of R_p for $|d_{st}|<0.25$ indicate hillslope toe oversampling. In our analysis, we have defined $Rp_{crest} = Rp_{|dst|>0.75}$ and $Rp_{toe} = Rp_{|dst|<0.25}$ as the mean value of R_p over the upper and the lower quarter of the hillslope respectively. Fig. S1.f shows three plots of R_p computed from a given distribution of landslides (visible in Fig. S1.e) in a macrocell of varying density of crests, only due to methodological choice in the definition of ridges. In contrast to non-normalized landslide locations distribution plots (Fig. S1.e), the R_p curves appear almost identical for the three ridge definitions, demonstrating that R_p is independent of the mapping methods of crests and rivers.

Statistical robustness

The use of R_p remove potential physical (due to landscape shape) or mapping biases but may still suffer from statistical bias. For example a macrocell with only one landslide would allow to define R_p, but would intuitively be suspected of not being representative. More generally, we want to quantify the probability for a given topography and landslides within it that the observed R_p could differ from one because of statistical fluctuations rather than for physical reasons. In other words we want to quantify the null hypothesis that $R_p>1$ (or $R_p<1$) is due to random fluctuations around PDF_{topo} and hense insure that the landslides oversample (or undersample) a given hillslope portion.

If we select a random subset of N cells within a macrocell, that represent less than 10% of the macrocell area, this draw can be considered as a sampling with replacement (SWR) and their probability to be at a given $|d_{st}|_i$ follows a binomial law $\mathscr{B}(n=N, p=PDF_{topo}(|d_{st}|=|d_{st}|_i))$. Under these conditions, the distribution PDF_{rd} of a random sampling of cells within a given macrocell should converge toward PDF_{topo} for a large number of samples, i.e $lim_{n\to N_i} PDF_{rd}(|d_{st}|_i) = PDF_{topo}(|d_{st}|_i)$, with N_i the number of cells equals to $|d_{st}|_i$ in the macrocell.

Then, the Central Limit Theorem (CLT) gives the 90% prediction intervals of $PDF_{rd}(n,|d_{st}|_i)$ as

$$I_p = \left[p - 1.64\sqrt{\frac{p(1-p)}{n}}; p + 1.64\sqrt{\frac{p(1-p)}{n}}\right], \qquad (3)$$

for a given value $PDF_{topo}(|d_{st}|_i)=p$ and n independent random samples. The convergence towards a normal distribution centered on p also requires $n>30$, $np>5$ and $n(1-p)>5$ (CLT conditions). By construction, the 90% prediction intervals on $R_{p(rd)}$ is defined as :

$$I_{Rp} = \frac{I_p}{p} = \left[1 - 1.64\sqrt{\frac{(1-p)}{np}}; 1 + 1.64\sqrt{\frac{(1-p)}{np}}\right], \qquad (4)$$

entailing $lim_{n \to N_i} I_{Rp}(|d_{st}|_i) = 1$. Figure S2.f shows the 90% interval on R_p in the 3 synthetic catchments mentioned above for 500 cells randomly drawn in the *DEM*. Note than as PDF_{topo} monotonically grows with $|d_{st}|$, the prediction interval is generally smaller in the right region of the plot, *i.e* near the crests. As a result, if R_p, computed from landslide cells in a macrocell, is contained within I_{Rp}, there is more than 10% chances that the difference between R_p and 1 is due to chance rather than any physical effects, and we will refrain from interpreting this macrocell. In contrast, regions where R_p is found to be beyond the interval I_{rp} have less than 10% chance to be due to chance and can therefore be interpreted as resulting from physical processes. Figure S1.f shows an example of R_p computed in a macrocell affected by 500 landsliding cells (red) and exhibiting crest oversampling. Figure S2.g shows an example of R_p plot computed from a draw of 100 failing cells. The peak observed at $|d_{st}|$=0.8 cannot be interpreted as it remains confined within the interval of fluctuation of random draws of 100 cells.

Note that as the Probability ratio R_p is built from the ratio of the normalized distributions of area of given $|d_{st}|$, *n* should be the number of cells affected by landsliding in the macrocell. But this method introduces a bias: as a landslide is composed of several cells, for any cell *i* affected by landsliding of given $|d_{st}|_i$, its neighboring cell *j* has a higher probability of being at $|d_{st}|_j \approx |d_{st}|_i$. In this approach, the draws are not independent anymore and the sampling with replacement hypothesis is not met. We can bypass this problem by defining *n* as the number of landslides included in the macrocell. Because the number of landslides per macrocell is much lower than the number of cells composing them, *n* is usually rather small, resulting in larger intervals, and more conservative interpretation (as the criterion for statistical significance is stricter).

In the epicentral area, crest-clustering is defined as macrocells where $Rp_{crest} > IRp_{crest_{max}}$ while toe-clustering corresponds to macrocells where $Rp_{toe} > IRp_{toe_{max}}$. In contrast, macrocells where $IRp_{crest_{min}} < Rp_{crest} < IRp_{crest_{max}}$ or where *n* is insufficient for the convergence criteria of the Central Limit Theorem (i.e., n<30, np<5 or n(1-p)<5) are not represented in Fig. 2 and should not be interpreted. Maps containing all Rp_{crest} values, statistically robust or not, are represented on Fig. S3 for comparison.

Figure S4 shows that crest clustering is generally equivalent to toe undersampling and *vice versa*. As a consequence, regions of toe-clustering are represented on Fig. 2 by macrocells where $Rp_{crest} < IRp_{crest_{min}}$ and where the CLT criteria are valid.

The size of the macrocell is chosen in order to image the clustering with the best resolution as possible within the epicentral area. There is too many areas not defined if the macrocells are too small and the special resolution is too low if the macrocells are too big (Fig S5). The average value of Rp_{crest} over the whole epicentral area is converging with the macrocell size toward 1.22.

Validity of the metrics

The method we introduce aims at defining the landslide position independently of the distribution of area with $|d_{st}|$ in the landscape. This condition is satisfied since Rp_{crest} is uncorrelated to both $Ptopo_{crest} = PDF_{topo}(|dst| > 0.75)$ and $Ptopo_{toe} = PDF_{topo}(|dst| < 0.25)$ (Fig. S6).

The patterns presented in Fig. 2 can be biased by the landslide mapping technique. The inventories we use do not distinguish between landslide deposits and scars. As landslides move downslope, by definition they preferentially affect the lower parts of hillslopes. To test the robustness of our results, we have run the same analysis with the data from Taiwan, using the landslide centroids and estimated landslide scars. To do this, we determined the length and the width of individual landslides, and used the finding of Domej et al. (2017) that earthquake-triggered landslides scars have a stable width to length ratio of *Ar=0.6*. The length of a landslide is equal to the difference between its maximum and minimum distance to river. The width is calculated using the landslide length and area, assuming a rectangular shape. Then, the lower part of the landslide polygon is progressively removed until *Ar=0.6*. The Northridge and Wenchuan inventories contain too many instances of landslide amalgamation to perform a systematic, accurate scar extraction. For the Taiwanese case, the values of Rp_{crest} obtained from centroids and scars are plotted against the values obtained using the whole landslides in Fig. S7. The results from these three methods have a nearly 1:1 correlation. Therefore, the regional pattern of Rp_{crest} seems to be preserved, irrespective of whether we consider whole landslides or landslide scars.

Extraction of topographic features

In order to extract geometric features of the ridges, we simplify them considering they have triangular sections (Fig. S8).

The slope height h_{ri}, is defined as:

$$h_{ri} = H_{ri} - min\left(H_j\right), \qquad (5)$$

where H_{ri} is the elevation of the crest cell r_i and H_j is the elevation of a river cell j distant of dst_{ri} from r_i. The half-base width of a hill for the section S_i through r_i, L_{ri}, is calculated as:

$$L_{ri}{}^2 = \sqrt{dst_{ri}{}^2 - h_{ri}{}^2}\ , \qquad (6)$$

The shape ratio at a given ridge point S_{ri} is defined as the ratio of ridge relief h_{ri} to the half-width L_{ri}.

Dependence on the dataset

Three landslide databases are available for the Wenchuan earthquake. The catalog produced by Xu et al, 2014 has a higher number of landslides and covers a larger area (Fig. S10 and Table 1). Furthermore, we notice that the number of landslides tends to converge to a maximum value for landslide densities above 10^{-2} in the Parker *et al.* 2015, and Gorum *et al.* 2011 inventories, while it still increases in the one from Xu *et al.* 2014 (Fig. S10). This difference is likely caused by landslide amalgations in the Parker *et al.* 2015, and Gorum *et al.* 2011 datasets (Marc and Hovius, 2015).

Figure S11 shows the Rp_{crest} maps obtained using these three inventories. The one resulting from the *Xu et al*, 2014 covers a larger area than the maps obtained from the two others catalogs.

As a consequence of these two observations, we choose to use for our analysis the catalog produced by Xu *et al.* 2014.

Topographic amplification

We notice that in certain areas, topographic ground-motion amplification might explain the landslides crest-clustering. The topographic amplification can be approach by the smoothed curvature or the relative elevation (Maufroy *et al*, 2014, Rai *et al*, 2017, 2016).

Both of this parameters are computed from a 30m digital elevation model (DEM) resolution. The curvature is the second derivative of the topographic elevation, it is calculated using ArcGIS software (ESRI, 2011). The smoothed curvature matrix (*Cs*) is calculated as (Maufroy *et al*, 2015):

$$CS = \frac{1}{n^4}\left(C.\begin{pmatrix} 1_{11} & \cdots & 1_{1n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 1_{n1} & \cdots & 1_{nn} \end{pmatrix}\begin{pmatrix} 1_{11} & \cdots & 1_{1n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 1_{n1} & \cdots & 1_{nn} \end{pmatrix}\right)$$

Where the curvature matrix C is convolved by a *n* x *n* unit matrix. The characteristic smoothing length is defined as $LS = 2.n.h$ where h is the resolution of the DEM in meter. The best correlation between smoothed curvature and amplification has been found for *LS* equal to the half of the seismic wavelength.

The relative elevation (topographic position index) at a DEM cell *i* (H_{di}) is calculated as:

$H_{di} = h_i - M_{hd}$

where h_i is the elevation of the cell *i* and M_{hd} is the mean of the topographic elevation of the cells distant from *d/2* of the cell *i*.

Both methods show that finer features are visible at smaller scales *Ls* or *d*. As *Cs* and H_d are positively correlated (Fig. S17.b and Rai *et al*, 2015) we choose here to represent only the smoothed curvature as an example.

The distribution of the topographic half width (Fig. S17.c) in the area surrounded in white (Fig. S17.a) gives us an idea wavelength ranges at which ridges in that area may resonate and amplify ground-motion. Following Paolucci 2002, the resonance of those ridges should occur theoretically for a median wavelength slightly higher than 800m.

We compare the distribution of smoothed curvature of the upper slopes (*Cs*) of the topography to the *Cs* where the landslides are different scales (Ls=200m, Ls = 300m and Ls=500m) that would correspond to possible wavelengths at which topographic resonance could occurs (Fig. S17.e and S17.d). In the particular areas surrounded in white, the landslides seems to oversample areas with high smoothed curvature. Hence, topographic amplification may be an explanation for slope failures in that areas as the expected ground-motion should be stronger on high *Cs* (or $H_{d)}$.

Figures

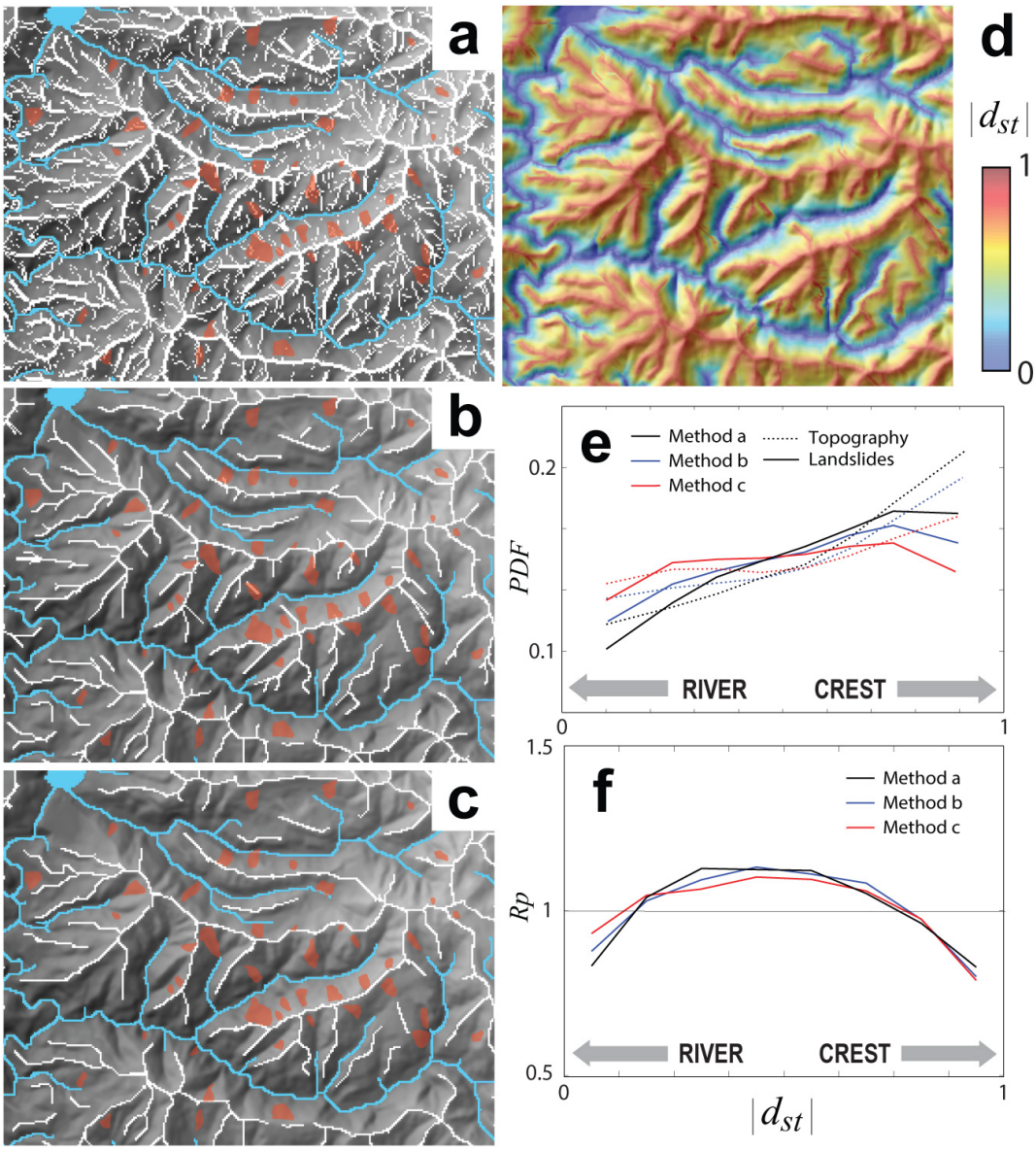

Figure S1: a-c Network of crests (white) and rivers (blue) in a 25km^2 portion of landscape in Japan. Crests are generated with three different methods: Crest cells are mapped as a) cells of null flow accumulation (NFA) b) cells of NFA and above a positive curvature threshold (PCT) and c) cells of NFA, PCT and separating identified watershed (including a first order river). d- Map of the normalized distance to stream $|d_{st}|$ in the area for the landscape b. *e*- Plots of PDF_{topo} and PDF_{ls} computed in the three landscapes. Although PDF_{ls} is derived from the same set of landslides (mapped in red polygons), its distribution with $|d_{st}|$ co-varies with the distribution of the topography and is biased by the decreasing density of crests (from a to c). f) After normalization, the plots of R_p in the three landscapes are almost identical.

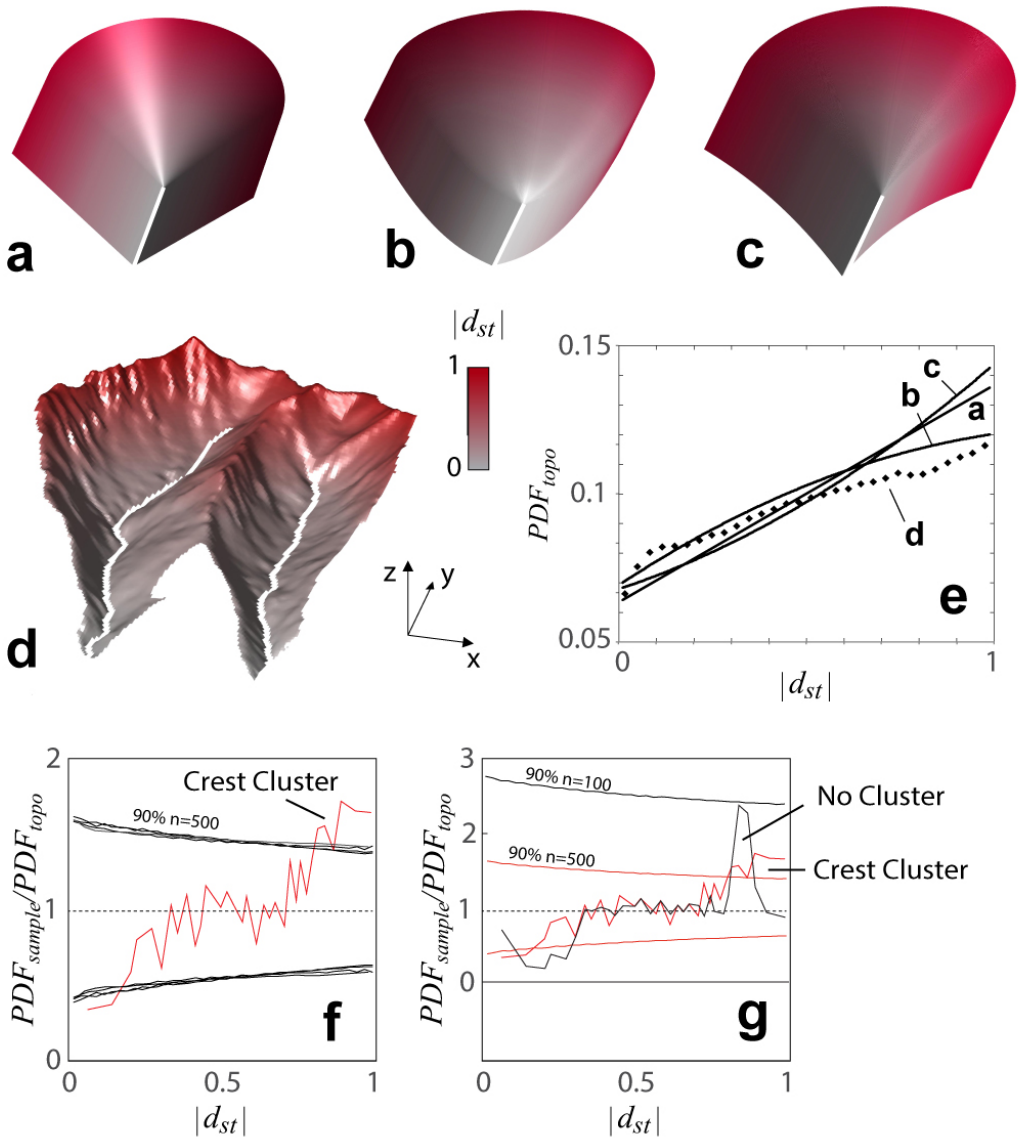

Figure S2: e) Plots of the Probability Density Function PDF_{topo} computed in 3 synthetic catchments of varying hillslope convexity (a-c) and in a pair of real catchments in Taiwan (d). f) 90% Prediction interval Irp in the 4 catchments associated with a random draw of 500 cells (black). Rp in a macrocell of the taiwanese foothills affected by 500 landslide cells (red). Two cases Rp plots in a macrocell of the taiwanese foothills affected by 500 (red) and 100 (black) landslide cells respectively. The peak observed in the second case is not interpreted as a cluster since it remains confined within the interval of fluctuation of random draws of 100 cells.

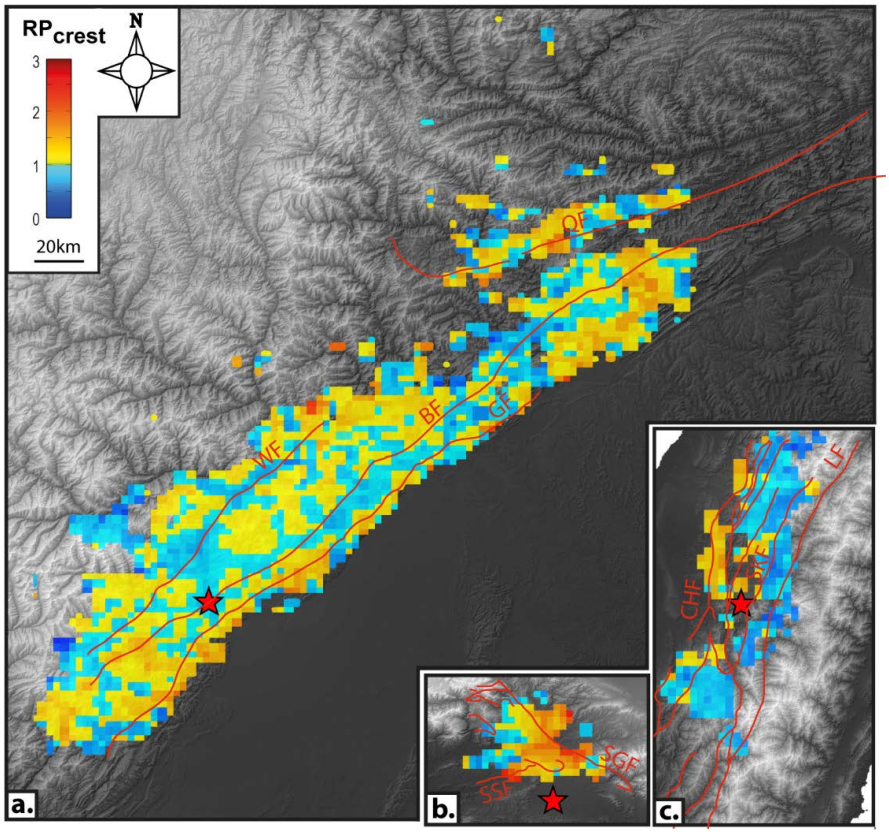

Figure S3: Rp_{crest} values in the a. Wenchuan, b. Northridge and c. Chi-Chi epicentral areas. The 3 maps are at the same scale. All macrocells, including statistically meaningless ones, are represented. Main faults are represented by red lines and epicenters by red stars. WF: wenchuan fault; BF: Beichuan fault; GF Guanxian fault. b. SSF: Santa Susanna fault; SGF: San Gabriel fault .c. CHF Chelungpu thrust fault; SKF: Shuilikeng fault; LF: Lishan fault.

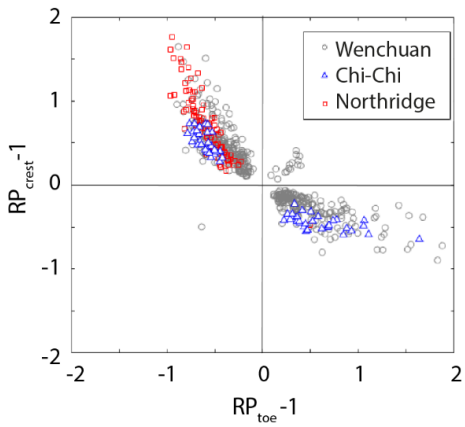

Figure S4: Values of RP_{crest}-1 plotted along Values of RP_{toe}-1 in every macrocells of the 3 inventories. The inverse correlation shows the absence of double clustering.

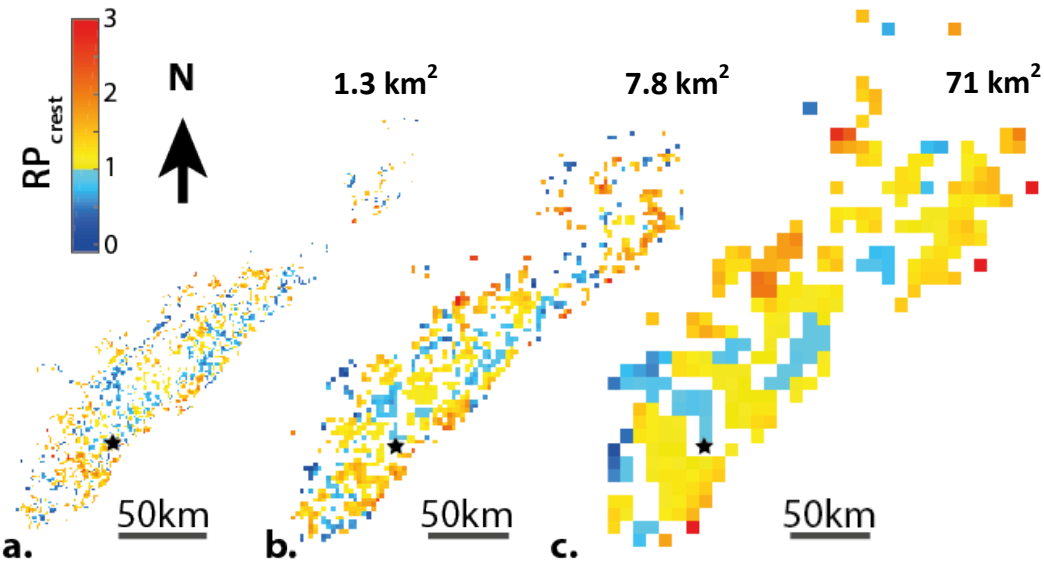

Figure S5: Rp_{crest} map in the Wenchuan epicentral area with varying macrocell size. The black stars indicate the epicenter of the 2008 Wenchuan earthquake. Note that the clustering patterns remain similar. The mean value of Rp_{crest} over the whole epicentral area is 1.15, 1.17, and 1.23 (see table 2 for the other cases).

Table 2: Mean value of Rp_{crest} with varying macrocell size.

Macrocell size	**1.3 km^2**	**7.8 km^2**	**71 km^2**	**282 km^2**
Chi-Chi Earthquake	0.82	0.87	0.86	0.84
Typhoon Morakot	0.37	0.5	0.54	0.51
Wenchuan Earthquake	1.15	1.17	1.23	1.22
Northridge Earthquake	1.68	1.61	1.47	1.6

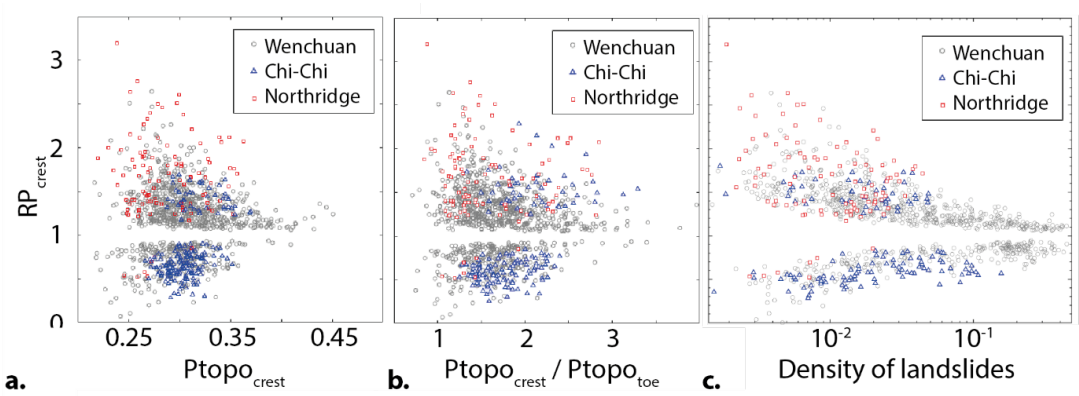

Figure S6: RP_{crest} plotted along a. $Ptopo_{crest}$ and b. $Ptopo_{crest}/Ptopo_{toe}$ and c. landslide density for the three study areas. The plots a. and b. show no correlation, insuring that crest clustering is independent of the amount of landscape standing along crests/rivers in the landscape. The Rp_{crest} is converging toward one for high density of landslides, hense there is not macrocells with false clustering due to the landslide concentration.

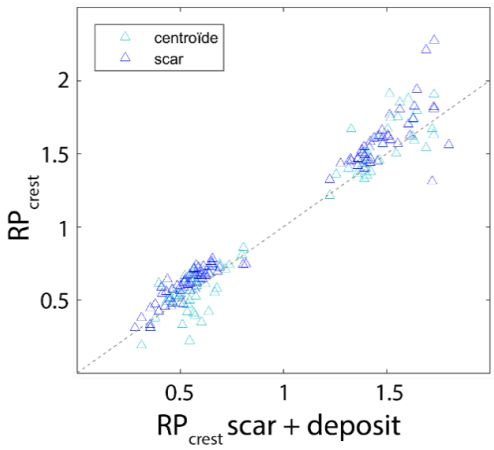

Figure S7: Comparison of the crest clustering values (RP_{crest}) in Chi-Chi obtained using the total landslide surface with the one obtained using the landslide centroid (light blue triangles), and the landslide scar (dark blue triangles) considering Domej et al, 2017 observations. A 1:1 linear relation is represented by the black dotted line. A quasi 1:1 relation is observed between the methods.

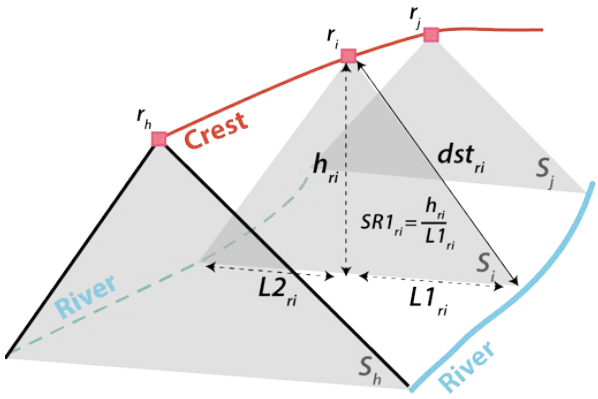

Figure S8: Extraction of geometric topographic features on each ridge point. The section of the ridge through the ridge point *ri* (*Si*) is simplified by a triangular shape (gray). h_{ri} is the slope height, dst_{ri} is the distance to the stream and $L2_{ri}$ and $L1_{ri}$ are the half base widths measured at a given ridge point *ri*. The shape ratio $S1_{ri}$ is defined as the ratio of h_{ri} to $L1_{ri}$.

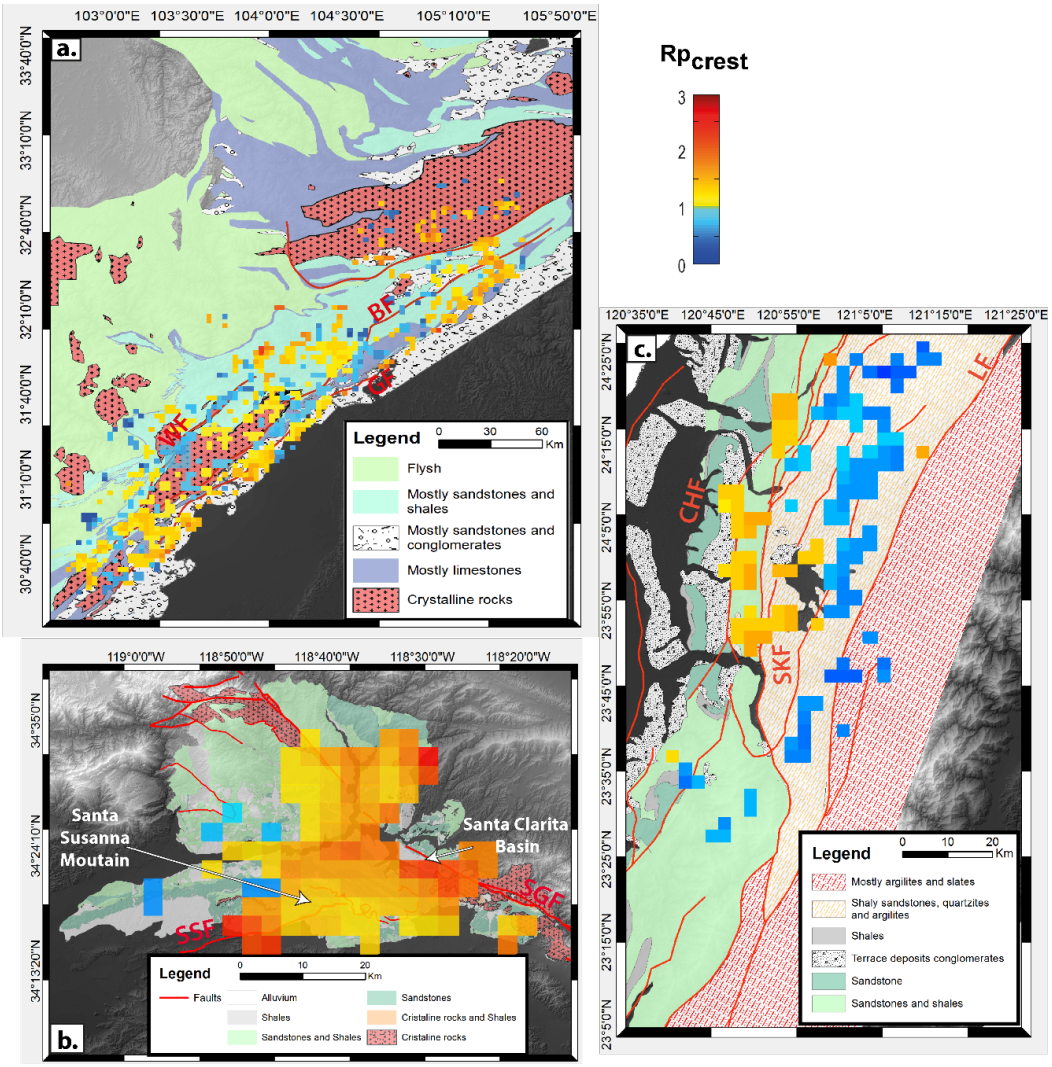

Figure S9: Lithological unit maps superimposed by Rp_{crest} maps in the a. Wenchuan, b. Northridge, c. Chi-Chi epicentral areas. The main faults are represented by red lines (a. WF: Wenchuan fault; BF: Beichuan fault; GF Guanxian fault. b. SSF: Santa Susanna fault; SGF: San Gabriel fault .c. CHF Chelungpu thrust fault; SKF: Shuilikeng fault; LF: Lishan fault). The upper slope clustering 90% maps are represented in transparency (Rp_{crest}>1: crest-clustering, Rp_{crest}<1: toe-clustering).

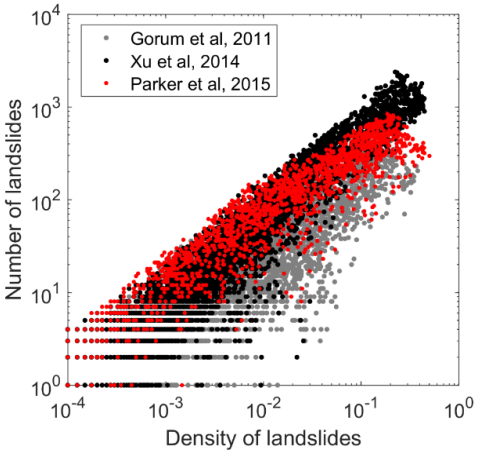

Figure S10: Number of individual landslides plotted with landslide density (ratio of surface covered) computed in each macrocell using the 3 landslide databases of the Wenchuan case: Gorum et al., 2011; Parker et al., 2015; Xu et al., 2014. The more precise is the catalog, the more small landslides there are. Amalgation and over mapping are observed in Parker et al., 2015 and Gorum et al., 2011 inventories.

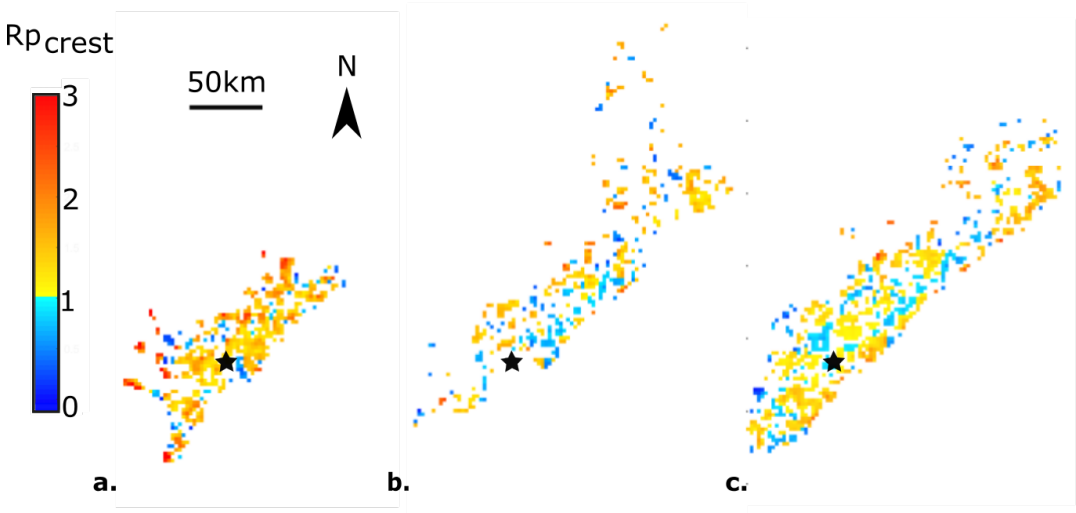

Figure S11*: Rp_{crest}* maps obtained using the a. Parker et al. 2015, b. Gorum et al. 2011 and c. Xu et al. 2014 landslide databases. The Wenchuan earthquake epicenter is represented by the black star. The Xu et al, 2014 one covers a larger area and has more statistically valid macrocells than obtained with the two others.

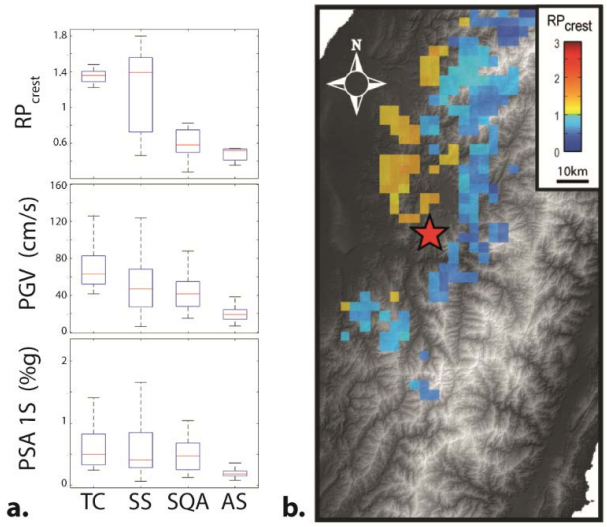

Figure S12: *Rp_{crest}*, *PGV* and *PSA* distributions plotted in a. lithological groups and b. *Rp_{crest}* map in the Chi-Chi epicentral area. TC: terrace and conglomerates SS: sandstones and shales SQA: shaly sandstones quartzite and argillites AS: argillites and slates. Both *PGV* and *PSA 1s* decrease with rock strength. Consequently, it is uneasy to dissociate ground motion control from lithological control on the reduction of *Rp_{crest}* toward the east.

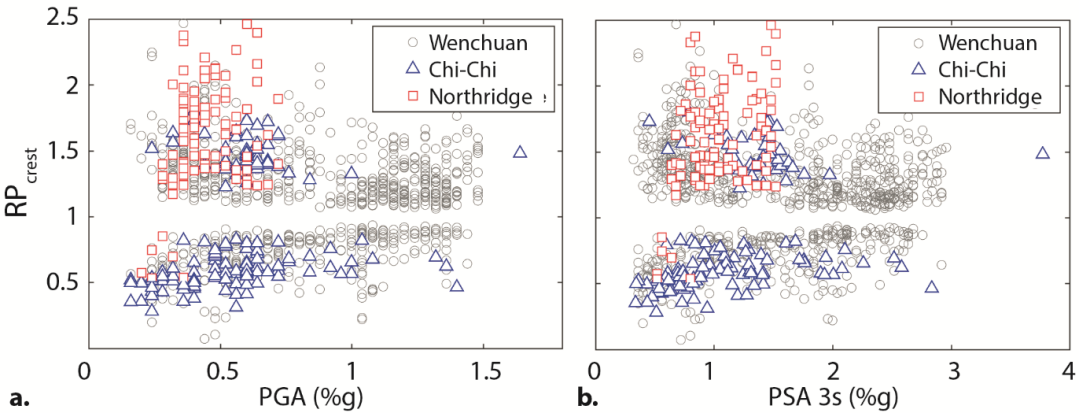

Figure S13: *Rp_{crest}* as a function of seismic features: a. Peak Ground Acceleration (PGA) (%g), b. Pseudo Spectral Acceleration at 3s (PSA 3s) (%g) for the Wenchuan, Northridge and Chi-Chi epicentral areas. Regional seismic parameters do not seem to explain landslide position along hillslope.

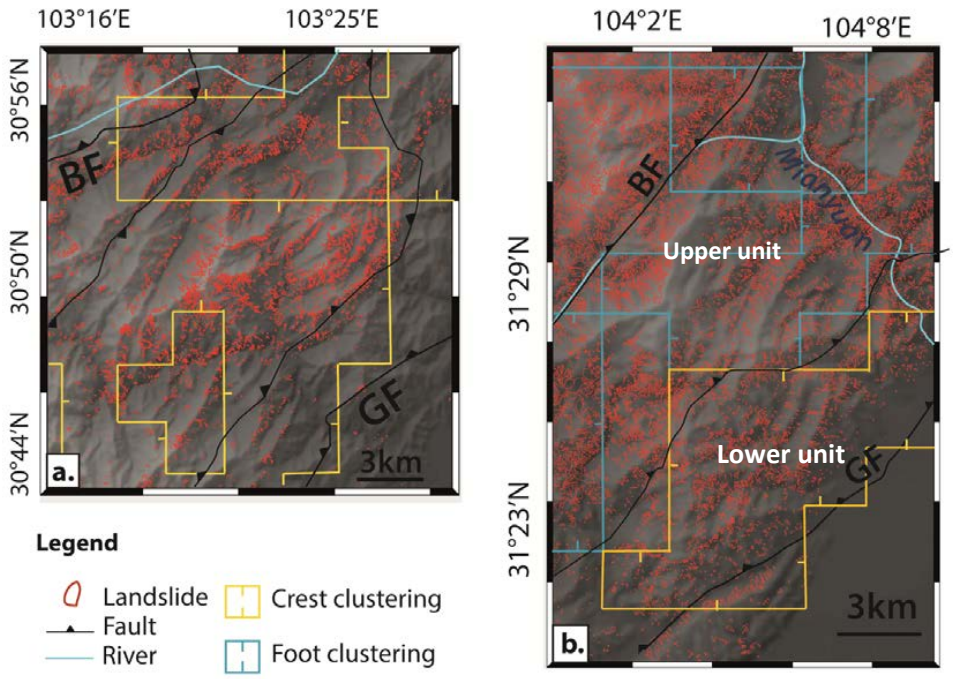

Figure S14: Snapshots of the landslide maps in a. the Sanjiang klippe and the b. foothills. The locations of a. and b. are reported in Fig. 8a. In the lower unit of the central zone and the Sanjiang klippe the landslides cluster around the crests. In the upper unit of the central zone the landslides cluster downslope along the Beichuan Fault. BF: Beichuan fault; GF Guanxian Fault.

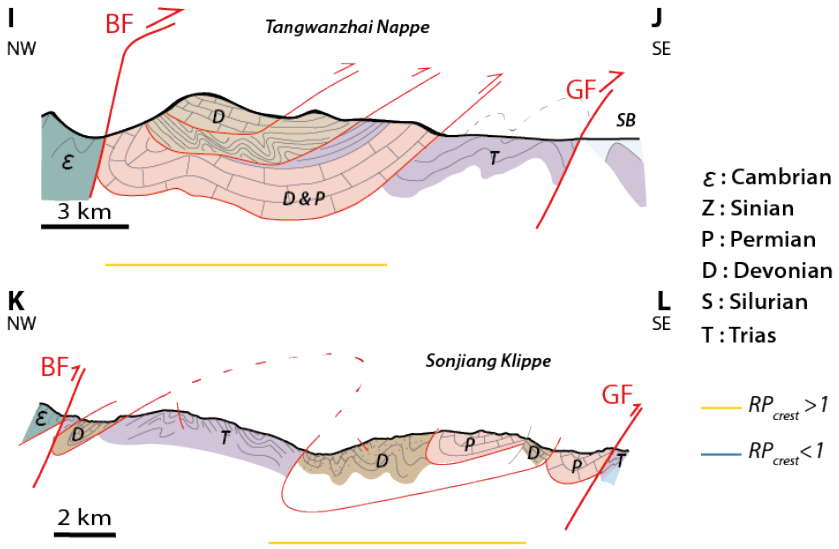

Figure S15: Cross sections of the South of the Tangwanzhai nappe (I-J) and of the Songjiang Klippe (K-L). Cross section locations are reported in Fig. 8a. BF: Beichuan fault; GF Guanxian Fault (after Robert 2011).

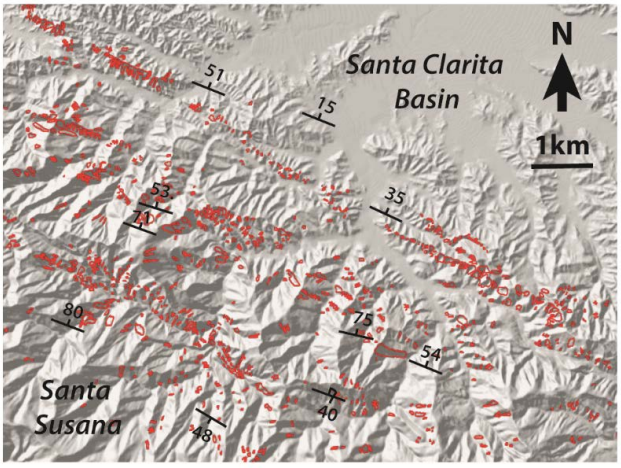

Figure S16: Northridge earthquake-induced landslides in the Northern flank of the Santa Susana Mountain. Landslides are represented by red polygons. Most of the landslides are concentrated on the top of the scarp slopes in the north the Santa Susana Mountain

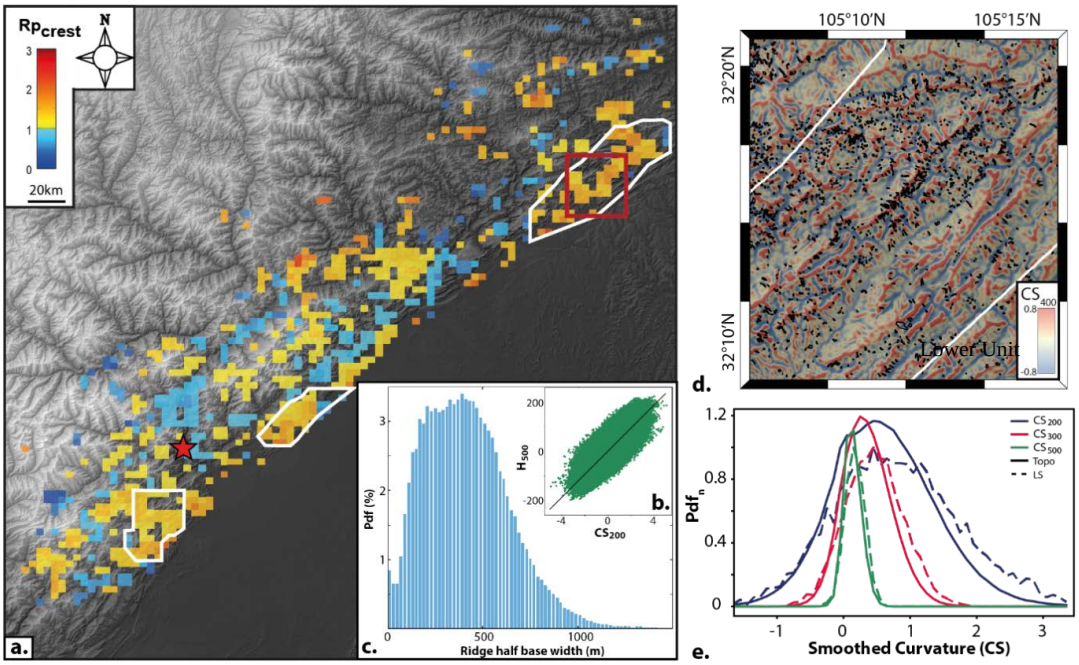

Figure S17. Variation of ridge geometric features in areas of crest clustering that could be related to topographic ground motion amplification. A. Location of areas where crest clustering could be explained by topographic

amplification. B. Smoothed curvature and relative elevation are positively correlated. C. Normalized distribution of ridge half-base width in the area surrounded by white line in a. d. Snapshot of curvature smoothed at a scale L=400 superimposed by the landslides polygons (black lines). Most of the landslides seem to occur in area where CS_{400} is the highest. E. Probability density function (Pdf) of smoothed curvature at different scale (200m, 300m and 500m) of the upper slope ($|d_{st}|$>0.75) of all the topography and only the smoothed curvature pdf of the upper slope cells covered by landslides. For each scale, the pdfs have been normalized by the maximum of the pdf of the landslides. The landslides tend to be located on area with higher CS.

Complementary references

Domej, G., Bourdeau, C., Lenti, L., Martino, S. and Pluta, K.: Mean landslide geometries inferred from globla database, 94 Italian Journal of Engineering Geology and Environment, 2, 87–107, doi:10.4408/IJEGE.2017-02.O-05, 2017.

Durante, F., Di Giulio, G., Tallini, M., Milana, G. and Macerola, L.: A multidisciplinary approach to the seismic characterization of a mountain top (Monteluco, central Italy), Physics and Chemistry of the Earth, 98, 119–135, doi:10.1016/j.pce.2016.10.015, 2017.

ESRI. ArcGIS Desktop: Release 10. Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute, 2011.

Maufroy, E., Cruz-Atienza, V. M., Cotton, F. and Gaffet, S.: Frequency-Scaled Curvature as a Proxy for Topographic Site-Effect Amplification and Ground-Motion Variability, Bulletin of the seismological society of America, 105(1), 354–367, 2015.

Montgomery, D. R. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. American Journal of science, *301*(4-5), 432-454, 2001.

Rai, M., Rodriguez-Marek, A., & Yong, A.. An empirical model to predict topographic effects in strong ground motion using California small-to medium-magnitude earthquake database. Earthquake Spectra, *32*(2), 1033-1054, 2016.

Rai, M., Rodriguez-Marek, A., & Chiou, B. S. Empirical terrain-based topographic modification factors for use in ground motion prediction. Earthquake Spectra, 33(1), 157-177,2017.

Annexe D

Documents complémentaires Les glissements de terrain sismo-induits des indicateurs de la résistance des pentes cisaillement

D.1 Distribution des S_{eff}

La figure D.1.1 présente les cartes des moyennes $\bar{S_{eff}}$ et des écarts types $\sigma_{S_{eff}}$ des S_{eff} pour les zones épicentrales de Chi-Chi et Northridge. La carte $\bar{S_{eff}}$ pour le séisme de Gorkha est présentée dans la partie discussion.

Dans le cas du séisme de Chi-Chi le $\bar{S_{eff}}$ varie de 4,5 à majoritairement 2 et le $\sigma_{S_{eff}}$ de 1,5 à 0,2. Les plus grandes valeurs de $\sigma_{S_{eff}}$ sont localisées là où se situent les plus grandes valeurs de $\bar{S_{eff}}$, c'est à dire dans la partie orientale et dans la partie occidentale sud. Les failles présentées sur la carte du séisme de Chi-Chi délimitent les principaux ensembles lithologiques de sa zone épicentrale.

Dans le cas de Northridge le $\bar{S_{eff}}$ varie de 4 à majoritairement 1 et le $\sigma_{S_{eff}}$ de 1,2 à 0,2. Comme pour la zone épicentrale de Chi-Chi ces deux valeurs ($\sigma_{S_{eff}}$ et$\bar{S_{eff}}$) sont corrélées positivement. Les plus fortes $\bar{S_{eff}}$ se trouvent au sud-est de la zone épicentrale.

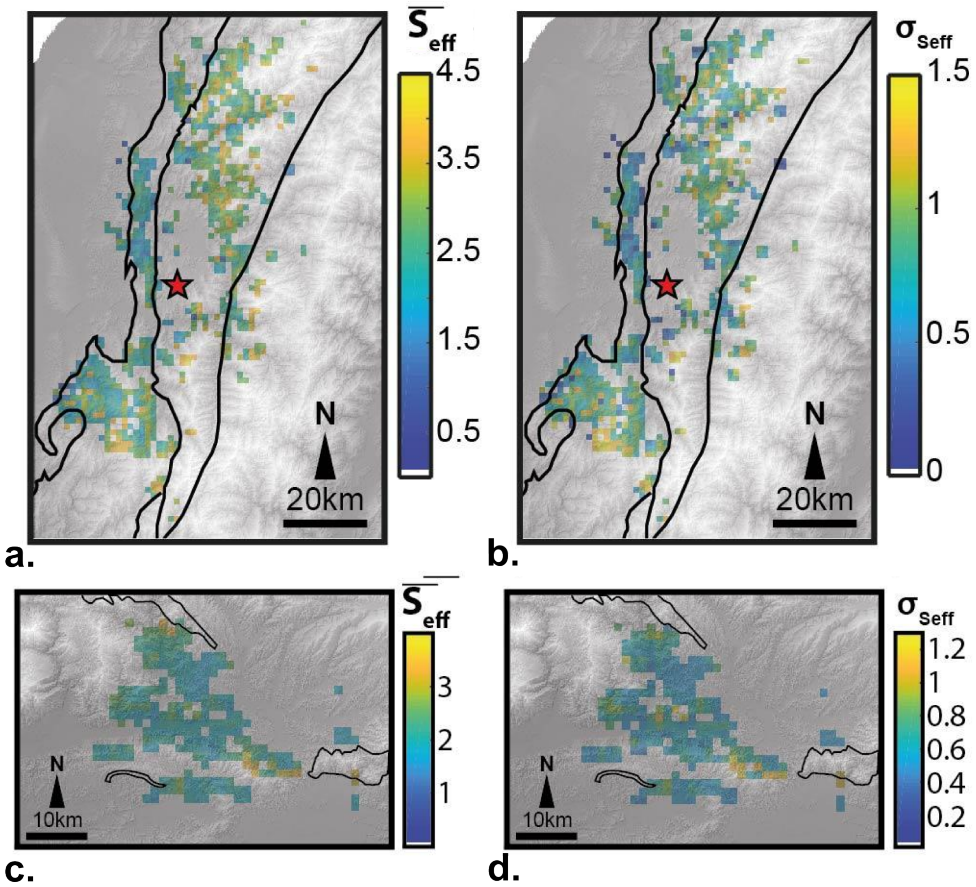

FIGURE D.1.1 – Cartes des $\bar{S_{eff}}$ et $\sigma_{S_{eff}}$ dans les zones épicentrales des séismes de Chi-Chi (**a.** et **b.**) et de Northridge (**c.** et **d.**). Les limites des princiaux groupes lithologiques sont représentées par les traits noirs. TC : dépôts de terrasse et conglomérats, SS : grès et argilite , SQA : grès, quartzite et argilite, AS : Argilite et ardoise. Dans la zone épicentrale de Northridge seul les contours des massifs cristallins sont représentés. Les épicentres des séismes sont représentés par les étoiles rouges.

D.2 Résultats complémentaires

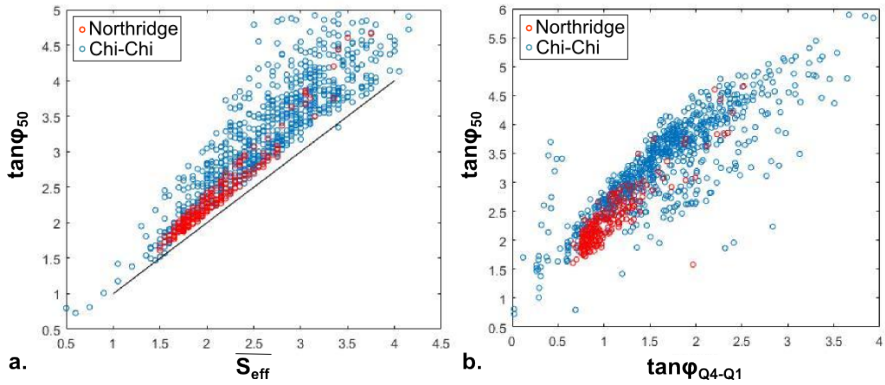

FIGURE D.2.1 – Distributions des $\tan\phi$ obtenues par inversion de $\bar{S_{eff}}$. **a.** Médiane de la distribution des $\tan\phi$ ($\tan\phi_{50}$) en fonction de $\bar{S_{eff}}$. **b.** $\tan\phi_{50}$ en fonction de l'écart entre le premier et troisième quartile de la distribution des $\tan\phi$ ($\tan\phi_{Q4-Q1}$).

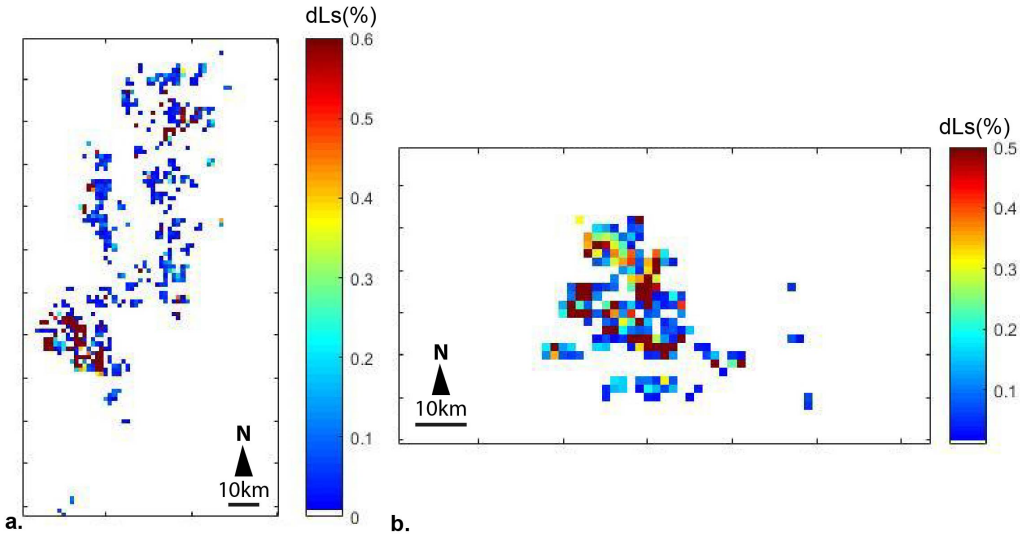

FIGURE D.2.2 – Cartes de la répartition de la densité des glissements de terrain résiduels après inversion du $\tan\phi$ dans chaque macro-cellule dans la zone épicentrale du séisme de **a.** Chi-Chi **b.** Northridge

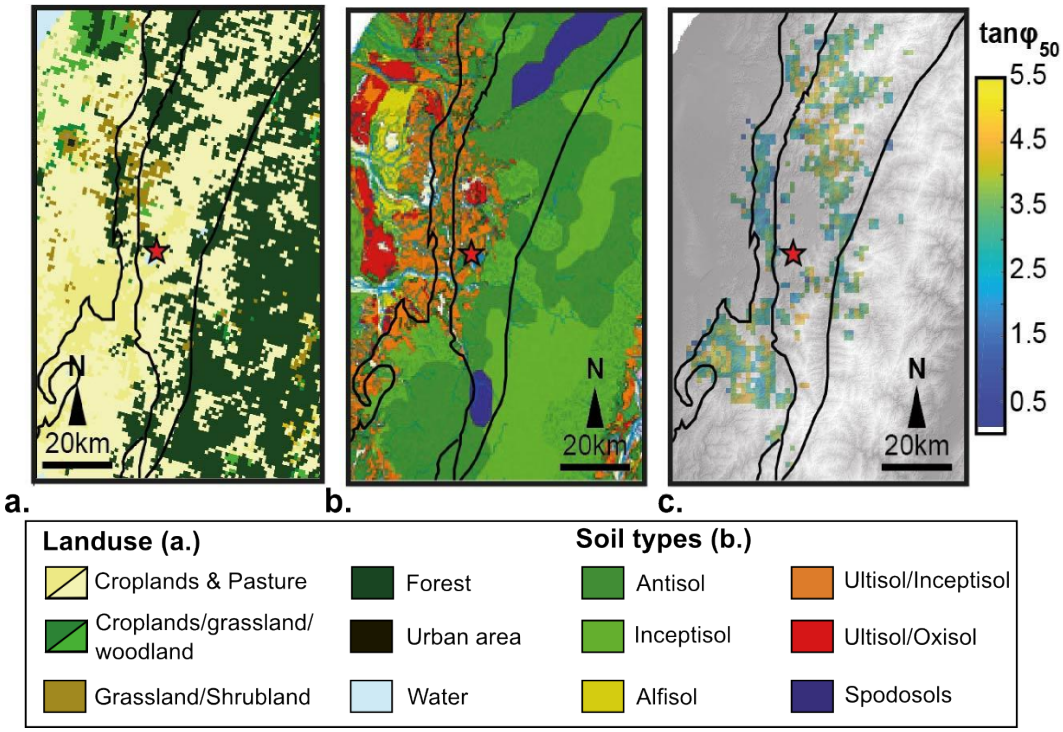

FIGURE D.2.3 – **a.** Carte de l'utilisation des terres d'après le modèle global GLC2000 (Bartholome and Belward, 2005) dans la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi. **b.** Carte des types de sols dans la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi, d'après Chen et al. (2015). **c.** Carte des $\tan\phi$ médians. Les traits noirs représentent les limites des principaux groupes lithologiques. Les étoiles rouges représentent l'épicentre du séisme de Chi-Chi.

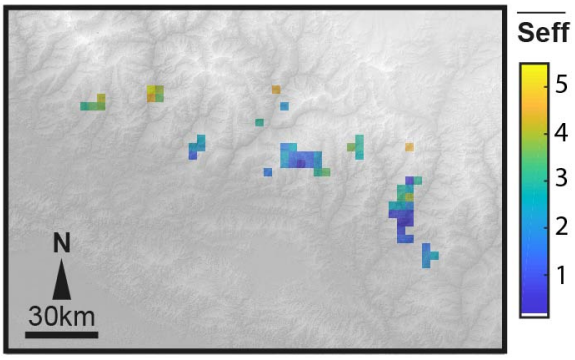

FIGURE D.2.4 – Cartes des $\bar{S}_{eff}$ dans la zone épicentrale du séisme de Gorkha. Trop de peu de macro-cellules sont résolues pour permettre de continuer l'analyse. Cela est dû, en partie, à la faible surface recouverte par le corps principal des glissements de terrain.

D.3 Définition du coefficient sismique

On rappel que le coefficient sismique ks est traduit la force latérale agissant sur la pente lors de la sollicitation sismique. Ce coefficient est un moyen pour représenter l'effet de la sollicitation sismique sur les pentes en utilisant l'équation de l'équilibre pseudo-statique. Il est défini comme une portion du PGA ($ks = \alpha \frac{PGA}{g}$). Sa valeur est la valeur moyenne de l'accélération agissant sur masse.

Généralement les valeurs de ks sont choisies pour un facteur de sécurité et un déplacement permanent envisagé plus ou moins grand de la masse le long de la pente.

Pour les pentes constituées d'un matériel très fragile, on considère que $\alpha \simeq 1$ (*i.e.* $ks = \frac{PGA}{g}$). Dans d'autres cas la valeur de ks est dépendante de la magnitude du séisme, des effets de site, de la résistance des matériaux, de son taux de fracturation et de la durée et du contenu fréquentiel de la secousse. Plusieurs études ont été réalisées chacune proposant des valeurs de ks différentes, dont une partie non exhaustive est présentée dans la table D.1. D'autres approches sont possibles par exemple la norme

Table D.1 – Exemples de valeurs de α trouvées dans la littérature. M magnitude et D distance du séisme au site, d déplacement acceptable de la masse le long de la pente.

Étude, auteur	α	**conditions d'application**
Seed 1979	0.167	$M7.5$
	0.133	$Mw = 6.5$
Hynes Griffin and Franklin (1984)	0.5	$M \leq 8.3$ et $d \simeq 1m$
	0.167	$Mw = 6.5$ sur les crêtes
Kavazanjian Jr et al. (1997)	0.5	déplacement faible

NCHRP 12-70 / Kavazanjian (2011) propose de déterminer ks par une fonction spécifique dépendant à la fois de l'accélération du sol, de l'accélération du sol à 1 seconde, de la hauteur du site et du type de matériel constituant la pente. Dans cette norme le ks est défini comme :

$$ks = r.\lambda.\frac{PGA}{g}$$

où r est une constante égale à 1 pour les roches et 0,5 pour les sols ductiles. λ est défini comme suit :

$$\begin{cases} \lambda = 1 + 0.01H(0.5\beta - 1)\ \forall H \leq 30 \\ \lambda = 1 + 0.01H(0.5\beta - 1) \text{ sinon} \end{cases}$$

où H est la hauteur de la pente et β est une constante permettant de prendre en compte l'environnement sismique (magnitude, fréquence, durée) définie telle que :

$$\beta = \frac{S1.FV}{PGA.FPGA}$$

Les facteurs Fv et $FPGA$ sont relatifs à l'accélération spectral à 1 seconde ($S1$) et au pic d'accélération (PGA) respectivement dont les valeurs sont référencées en fonction des classes de site, définies selon leur $Vs30$ (A,B,C,etc), dans des tables de référence. On notera que ces préfacteurs sont déjà pris en compte dans l'estimation du PGA et des PSA dans les Shakemaps.

Nous avons testé 3 valeurs de α dans la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi (figure D.3.1). Lorsque α est trop grand trop peu de macro-cellules respectent les conditions d'inversion (C_α).

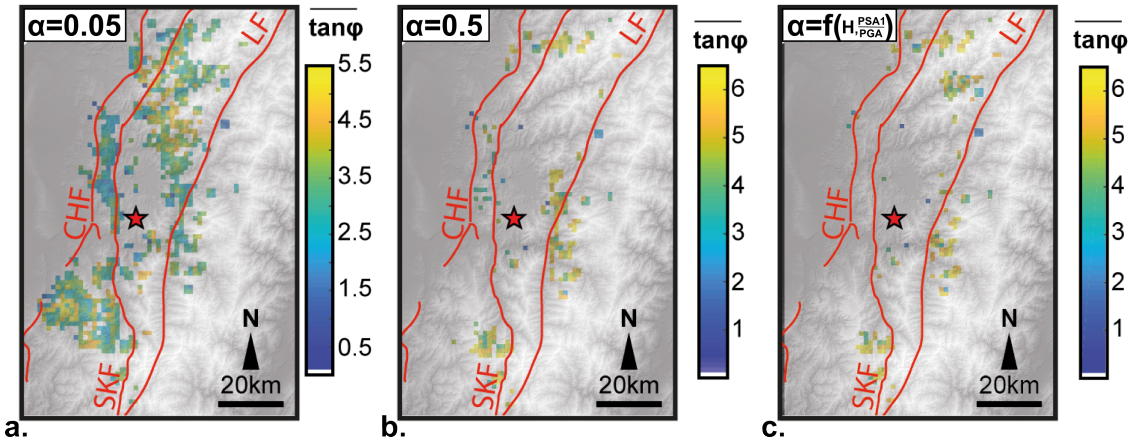

FIGURE D.3.1 – Cartes des $tan\phi_{50}$ obtenues après inversion des S_{eff} dans la zone épicentrale du séisme de Chi-Chi pour différentes valeurs du coefficient α. **a.** $\alpha = 0,05$, **b.** $\alpha = 0,5$, **c.** $\alpha = f(H, \frac{PSA1}{PGA})$ (voir annexe D.3). Les failles majeures sont représentées par les traits rouges. CHF : Chelungpu fault, SKF :Shuilikeng fault et LF : Lishan fault. L'épicentre du séisme de Chi-Chi est représenté par l'étoile rouge.

Annexe E

Organisation des 3 années de thèse

Organisation de la thèse

Cette thèse s'est déroulée en 3 ans au laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure. Durant ces 3 années, j'ai travaillé sur plusieurs projets ayant lien avec les glissements de terrain co-sismiques qu'ils soient en lien direct avec les glissements ou bien sur le mouvement sismique qui les a engendrés.

- ***Mission de terrain***
  - Taiwan, Décembre 2016 :

    - Missions :

    1/ Relevés de données sismiques, hydrographiques et géologiques sur le relief de Wanrong

    2/ Relevés photographiques par drones pour le suivi de l'évolution de l'érosion du lit de la Daan river à la suite du séisme de Chi-Chi

    - Participants : Kristen Cook (Geo Forzum Centrum, GFZ), Vvn Chao (National Taiwanese University,NTU), Y.M Wu

    - Durée : 10 jours
  - Taiwan, Juin 2016 :

    - Missions :

    1/ Désinstallation du réseau de sismomètre et des appareils de suivi hydrographiques

2/ Relevés de pendage

- Participants : Patrick Meunier, Vvn Chao, Y.M Wu

- Durée : 10 jours

- ***Échanges avec d'autres laboratoires***
  - GFZ, *Seismic Hazard and Risk Dynamics*

    - But : Recherche de proxis géomorphiques permettant de réduire la variabilité de la réponse sismique site à site afin d'améliorer les modèles de prédiction du mouvement sismique dans les régions montagneuses.

    - Durée : 3.5 mois (juin à octobre 2017)
  - Institut de radio protection et de sûreté nucléaire (IRSN), *Bureau d'évaluation des risques sismiques pour la sûreté des installations*

    - But : Discussions sur les effets de site

    - Durée : Réunions ponctuelles (1 par an)

Conférences et publications

- ***Conférences et workshops***

  La liste des titres des résumés présentés en première auteure lors des conférences et workshop auxquels j'ai participé est donnée ci-dessous :
  - Congrès des doctorant ED STEP'u 2016 : POSTER *Topographic amplification across a taiwanese ridge*
  - EGU 2016 : POSTER *Topographic amplification accross a taiwanese ridge*
  - EGU 2016 : POSTER *Is co-seismic landslide clustering due to topographic site effects ?*
  - Workshop *Seismic and micro-seismic signature of fluids in rocks : Bridging the scale gap* Juin 2016 : POSTER *Seismic response of a Taiwanese ridge*
  - Biennale du RAP, Octobre 2016 : POSTER *Seismic response of a Taiwanese ridge*
  - Congrès des doctorant ED STEP'u 2017 : ORAL *Seismic response of a*

Taiwanese ridge

- EGU 2017 : POSTER *Seismic response of a Taiwanese ridge*
- Congrès des doctorant ED STEP'u 2018 : ORAL *Co-seismic landslides crest clustering investigated in three large earthquake epicentral areas*
- EGU 2018 : ORAL *Co-seismic landslides crest clustering investigated in three large earthquake epicentral areas*

- ***Publications en première auteure entre 2015 et 2019***

  Rault, C., Robert, A., Marc, O., Hovius, N., and Meunier, P. : Seismic and geologic controls on spatial clustering of landslides in three large earthquakes, Earth Surf. Dynam. Discuss., *https ://doi.org/10.5194/esurf-2018-82*, in review, 2018.

  Rault, C., Chao, V.W., Burtin, A., Wu, Y.M., Marc, O., Lai, T.S., Cook, K., Hovius, N., and Meunier, P. : Seismic Response of a Taiwanese Ridge from One Year Continuous Recordings, BSSA, in process, 2019.

- ***Autres publications entre 2015 et 2019***

  Marc, O., Sens-Schönfelder, C., Hovius, N., Meunier, P., Hobiger, M., Hsu, Y.J., Ohzono,M., Sawazaki, K., Rault, C. :Seismic and geodetic constraints on transient rock mass damage and landslide hazard after earthquakes,JGR : Solid earth, in review, 2018.

  O Banion, M. S., Olsen, M. J., Rault, C., Wartman, J., Cunningham, K. : Suitability of structure from motion for rock−slope assessment. The Photogrammetric Record.*https ://doi.org/10.1111/phor.12241*, 2018.

Enseignement et responsabilités

- ***Enseignement et médiation scientifique***
  - Moniteure au sein du Département de Géoscience de l'ENS de septembre 2016 à juin 2018. Encadrement du stage de terrain de Géologie sédimentaire des Licences 3 à Barles, travaux dirigés de sismologie et de géomorphologie des Masters 1 du Département.
  - Intervenante du workshop : "*Natural Hazards and Risks in Structural Engineering*" organisé au GFZ en juin 2016. Exposé sur les glissements de terrain et effets de site topographiques aux étudiants internationaux de la Bauhaus University of Weimar.
  - Médiatrice scientifique de la fondation F93.
    - –2016, Projet : "*Le cycle des roches*"
      - But : enseignement de notions de bases de géologie et réfléxions sur le cycle des roches à l'aide d'expériences, d'observations, de présentations théoriques simples et d'une sortie de terrain (Bassin parisien, Compiègne (60)).
      - Public : Collège Anatole France, Pavillon sous Bois (93), 5ème
    - –2018, Projet : "*SisMo*"
      - But : Enseignement de notions de bases et réflexions sur le risque sismique.
      - Public : Collège Jean Jaurès, Montreuil (93), 5ème
  - Encadrement de stagiaire
    2018 Stage découverte, J.Pinto , 3ème Collège de Paul Langevin de Drancy (93)

- ***Responsabilités au sein du Laboratoire***
  2016 et 2018 : Responsable des doctorants et post-doctorants au sein du Laboratoire de Géologie de l'ENS.

RÉSUMÉ

Les glissements de terrain constituent un risque naturel majeur à l'origine de dégâts matériels et humains considérables. Les séismes sont l'une des principales causes de leur déclenchement dans les orogènes actifs. Dans la zone épicentrale, le passage des ondes sismiques perturbe le champs de contraintes local ce qui peut provoquer le dépassement du seuil de stabilité des versants. La probabilité de déclenchement d'un glissement de terrain sismo-induit sur une pente donnée est donc fonction de facteurs liés au mouvement du sol et aux caractéristiques géologiques et topographiques de celle-ci. Très peu de données sismiques sont disponibles sur les versants et les modèles d'interpolation sont peu précis. Or le mouvement sismique peut s'avérer très variable à l'échelle d'un bassin du fait de la présence d'effets de site. L'étude de la réponse sismique d'un relief taïwanais nous permet de documenter ces effets et de prendre connaissance de la complexité du mouvement enregistré sur ce relief à la suite du passage de l'onde. Un réseau de six stations larges-bandes a été déployé, au travers de ce relief large d'environ 3km. Entre mars 2015 et juin 2016, ce réseau a permis d'enregistrer la réponse des sites à plus de 2200 séismes régionaux (magnitude Ml>3, distance hypocentrale<200km). Bien que distants de quelques centaines de mètres, les sites présentent tous une réponse qui leur est caractéristique résultant d'une combinaison complexe entre la topographie et la géologie du site. A fréquences modérées, correspondant à des longueurs d'ondes du mouvement pouvant contribuer au déclenchement de glissements de terrain, l'amplification du mouvement sismique est principalement due à la géologie locale et non à la topographie, comme montré par les indicateurs classiques (SSR, PGA, PGV et Arias) extraits des réponses des stations aux séismes. La topographie semble néanmoins jouer un rôle dans la durée du mouvement sismique fort aux stations situées sur les crêtes et en bordure de bassin sédimentaire, par effet de résonance et génération d'ondes de surface. La contribution prédominante de la géologie dans le déclenchement des glissements de terrain sismo-induits est également montrée par l'analyse de leur position sur les versants pour les glissements associés aux séismes de Northridge (Mw 6.7, 1994, Etats-Unis), de Chi-Chi (Mw 7.6, 1999, Taiwan), et de Wenchuan (Mw 7.9, 2008, Chine). En effet, bien que les glissements sismo-induits se localisent statistiquement plus haut sur les versants que les glissements d'origine climatique, on note que cette tendance est fortement modulée par la géologie des bassins. En fonction des « attracteurs », tels que des failles ou forts contrastes lithologiques, présents dans les bassins, les glissements tendent à se déclencher plus ou moins haut sur les versants, là où le potentiel de rupture est plus fort.
Les propriétés mécaniques des pentes sont peu contraintes dans les zones montagneuses. Souvent leurs paramètres géotechniques sont estimés à partir des cartes géologiques régionales, or ils peuvent varier fortement pour une même lithologie d'un bassin à un autre. En considérant un modèle frictionnel simple de stabilité des pentes, on propose d'inverser des paramètres de type Coulomb à partir de la distribution des pentes des glissements de terrain sismo-induits à l'échelle des bassins dans les zones épicentrales des séismes de Northridge, Chi-Chi et Wenchuan. La variation spatiale de ces paramètres semble cohérente avec celle de la lithologie et la profondeur des sols.

MOTS CLÉS

Glissements de terrain, séismes, effets de site, érosion, modèle de Coulomb, analyse statistique.

ABSTRACT

Landslides are a major natural hazard that cause significant damages and casualties to people. Earthquakes are one of their main triggers in active mountain belts. In epicentral area, the passage of seismic-waves that disrupt the stress-field, leads the slope stability threshold to be exceeded. Co-seismic slope failure probability thus depends on complex interactions between the ground-motion and the slope geology and geometry. A few seismic data are available on mountain slopes and the resolution of ground-motion models is generally low. Yet strong variation of ground-motion from one ridge to another can be felt due to site effects. We document site effects across topography and show the complexity of slope responses to earthquakes using a seismic network set across a Taiwanese ridge. Six broadband seismometers were set along the profile of this 3km wide ridge. From March 2015 to June 2016, more than 2200 earthquakes (magnitude Ml>3 and hypocentral distance<200km) were recorded. Although the sites are within a distance of hundreds of meters they all show different characteristic responses that are related to a complex combination of the geology and topography of the sites. At medium frequency corresponding to ground-motion wavelength that could affect slope stability, the ground-motion amplification is mostly related to the local geology and the topographic effect seems relatively negligible as attested by current indicators measured at the stations (PGA, PGV, Arias, SSR). However the duration of strong ground-motion at the ridge crests and slope toe seems to be related to possible resonance effects and surface wave generation due to the geometry of the topography.
The strong contribution of the geology to co-seismic landslide trigger is demonstrated by the analysis of their position along hillslopes for the co-seismic landslides triggered by the Northridge earthquake (Mw 6.7, 1994, USA), the Chi-Chi earthquake (Mw 7.6, 1999, Taiwan), and the Wenchuan earthquake (Mw 7.9, 2008, China). Indeed, although co-seismic landslides are statistically located higher on hillslopes than the rainfall-induced landslides, we show that this tendency is strongly modulated by the geology. According to the "potential landslides attractiveness" of geological structures, such as faults or lithological contrasts, present in the watershed, the slope failure would occur more or less upslope, where the failure probability is the highest.Slope mechanical properties are not well constrained in mountain area. Their geotechnical parameters are usually estimated using information provided by geological maps, but even for the same lithology they can strongly differ for one basin to another. Considering one simple friction model for seismic slope stability, we propose to invert Coulomb related parameters using the slope distributions of the landslides triggered by the Northridge, Chi-Chi and Wenchuan earthquakes. The spatial variation of these parameters seems to be in agreement with the lithology and soil depth at the first order.

KEYWORDS

Landslides, earthquakes, site effects, erosion, Coulomb model, statistical analysis