



HAL
open science

Analyse du bruit sismique des rivières pour l'estimation du transport de la charge de fond

Arnaud Burtin

► **To cite this version:**

Arnaud Burtin. Analyse du bruit sismique des rivières pour l'estimation du transport de la charge de fond. Géomorphologie. Université Paris Sud - Paris XI, 2009. Français. NNT : . tel-00550062

HAL Id: tel-00550062

<https://theses.hal.science/tel-00550062>

Submitted on 23 Dec 2010

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.

*Analyse du bruit sismique des rivières pour
l'estimation du transport de la charge de fond*

*Analysis of river seismic noise for the
monitoring of bed load transport*

THÈSE DE DOCTORAT
présentée par

ARNAUD BURTIN

Pour l'obtention du titre de Docteur de l'Université Paris XI
(Spécialité : Sciences de la Terre ; École Doctorale 143)
Préparée au Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure

Soutenue le 24 Novembre 2009
Devant le jury composé de :

M. HOVIUS, Niels	Pr., University of Cambridge	Rapporteur
M. JONGMANS, Denis	Pr., Université Joseph Fourier	Rapporteur
M. COSTARD, François	D.R., Université Paris XI	Examineur
M. LAGUE, Dimitri	C.R., Université Rennes I	Examineur
M. MÉTIVIER, François	Pr., Université Paris Diderot	Examineur
M. CATTIN, Rodolphe	Pr., Université Montpellier II	Directeur de thèse
M. BOLLINGER, Laurent	Ing., CEA-DAM DASE/LDG	co-Directeur
M. VERGNE, Jérôme	Phy. Adj., Université de Strasbourg	co-Directeur



Table des matières

Table des matières	v
Résumé	viii
Abstract	ix
Remerciements	x
L'érosion ou la dynamique des paysages	1
1 Le traitement du bruit de fond sismologique	9
1.1 Introduction	10
1.2 L'analyse spectrale	11
1.2.1 Power Spectral Density (PSD)	12
1.2.2 La procédure de calcul des spectrogrammes	14
I Une expérience non-dédiée	17
2 Le bruit de fond sismique des rivières : Un signal géomorphologique	19
Avant-propos	20
2.1 L'expérience Hi-CLIMB	21
Abstract	24
2.2 Introduction	25
2.3 Data and Processing	26
2.3.1 Hi-CLIMB Seismic Data Acquisition	26
2.3.2 Noise Power Spectral Density Estimation	28
2.4 Spatial to Temporal Variations of Ambient Seismic Noise	29
2.4.1 Spatial Evolution	29
2.4.2 Seasonal Variations	31
2.4.3 Daily Fluctuation	31
2.5 Discussion	34
2.5.1 Comparison With Meteorological Data	35
2.5.2 Comparison With Hydrological Data	39
2.5.3 Sources of "River" Seismic Noise	40
Conclusions	42
Auxiliary materials	43

2.6	Compléments sur l'origine du bruit de fond sismique	45
2.6.1	Le bruit d'origine anthropique	45
2.6.2	Le bruit des lacs	48
3	Les processus de pente en Himalaya	53
	Avant-propos	54
	Abstract	56
3.1	Introduction	57
3.2	Data, Processing and Regional Setting	58
3.3	Ramche Debris Flow Analyses	62
3.3.1	Transient Events Location : Example of the RDF	62
3.3.2	Further Analyses of the HF Seismic Noise generated by the RDF	66
3.4	Debris Flow Dataset	67
3.4.1	Spatial Pattern	68
3.4.2	Time Structure of the Mass Movement and Rainfall Thresholds	69
3.4.3	Threshold for Transient Event Detection	70
3.5	Generation of High-Frequency Seismic Noise and Debris Flow Implications	72
	Conclusions	75
3.6	Appendix	76
	Auxiliary materials	76
4	Localisation des sources à haute-fréquence par corrélation de bruit	79
	Avant-propos	80
4.1	Corrélation des signaux sismologiques	80
4.1.1	Introduction et principes	80
4.1.2	Estimation des fonctions de corrélation	82
	Abstract	84
4.2	Introduction	85
4.3	Hi-CLIMB Dataset and Seismic Noise Analysis	86
4.3.1	Determination of Noise Correlation Functions	88
4.3.2	Time Evolution of Noise Correlation Functions	88
4.3.3	Selection of Noise Correlation Functions	91
4.4	Source Location of Seismic Noise	91
4.4.1	Migration of NCF Envelopes	91
4.4.2	Source Locations for Hi-CLIMB Data	92
4.5	Modelling the Sources of Seismic Noise	93
4.5.1	Simulation Parameters	96
4.5.2	Simulation Results	97
4.5.3	Propagation Velocity and Wave Content	99
4.6	Discussion	99
4.7	Conclusions	104
	Quelques commentaires	106
4.8	Corrélation de bruit sur les composantes horizontales	107
4.9	Reconstruction des corrélogrammes horizontaux	107
4.10	Validation de la reconstruction descorrélogrammes	109
4.10.1	Paramètres des simulations	109
4.10.2	Calculs et résultats des NCFs 1/2	109
4.10.3	Calculs et résultats des NCFs 2/2	114
4.11	Migration des corrélogrammes en ZRT	117
4.11.1	Définition des simulations	117
4.11.2	Migration d'un point source	118
4.11.3	Migration d'un segment de rivière	120
4.12	Migration des données Hi-CLIMB	122
4.12.1	Procédures	122
4.12.2	Résultats	122

II	Une expérience dédiée	127
5	Suivi sismique de la charge de fond au Pré de M^{me} Carle	129
	Avant-propos	130
	Pourquoi une expérience dédiée?	130
	L'expérience au Pré de Madame Carle	131
	Le suivi du torrent de St Pierre	134
	Abstract	136
5.1	Introduction	137
5.2	Experiment Descriptions	138
	5.2.1 Seismic Monitoring	138
	5.2.2 Stream Monitoring	139
5.3	Data Analyses	140
	5.3.1 Bed Load Distribution	140
	5.3.2 Temporal Evolution of Sediment Transport	141
	5.3.3 Spectral Analysis of Seismic Noise	143
5.4	Seismic Monitoring of Hydrology and Sediment Transport	149
	5.4.1 Water Level - Seismic Noise Relationship	149
	5.4.2 Sediment Transport - Seismic Noise Relationship	151
	5.4.3 Effect of Distance Between River and Stations	151
5.5	Conclusions	155
	Conclusions partielles	157
	Conclusions et perspectives	159
6.1	Les points majeurs à retenir	160
6.2	La nécessité d'une calibration	161
	6.2.1 Calibration au Pré de Madame Carle	161
	6.2.2 Calibration en laboratoire	166
6.3	Perspectives	174
	Bibliographie	177

Résumé

L'érosion, au même titre que la tectonique et le climat, est un acteur majeur de l'évolution des paysages. En effet dans les zones non-englacées, les rivières sont responsables de l'essentiel de l'érosion et du transport de masse à la surface de la Terre, qui sont des processus clés dans la dynamique orogénique. La mise en mouvement des matériaux constituant la charge de fond des rivières (sables, galets...) est sans doute un des principaux agents de transport et d'incision fluviale. Malgré le rôle prépondérant de la charge de fond, aucune méthode n'est totalement satisfaisante pour sa quantification. Les nombreuses stratégies actuellement employées nécessitent une installation *in situ* (dans les rivières) des dispositifs de mesures, qui ne peuvent être mis en œuvre que ponctuellement pour des conditions hydrodynamiques faibles à modérés. Cette limitation est problématique car l'essentiel de la charge de fond est mobilisée lors d'événements extrêmes. Une meilleure compréhension des processus d'érosion fluviale implique donc le développement d'un outil autorisant un suivi temporel continu avec une large couverture spatiale. Cette thèse explore le potentiel offert par la mesure et l'analyse du bruit de fond sismique produit par les rivières.

À partir des données acquises au cours de l'expérience sismologique Hi-CLIMB, le potentiel d'une telle approche est testé le long de la rivière trans-himalayenne Trisuli (pour des sismomètres installés jusqu'à 2 km de la rivière). Pendant la mousson 2003, l'analyse spectrale des signaux continus montre une augmentation de plus de 20 dB et une cohérence entre la variation temporelle du bruit sismique dans la gamme en fréquence 3-15 Hz avec l'évolution temporelle des paramètres hydrologiques. En particulier, l'observation d'une hystérésis annuelle entre la hauteur d'eau et l'amplitude du bruit sismique prouve que la turbulence de l'eau n'est pas l'unique source de bruit et confirme la signature des mouvements de la charge de fond dans le signal sismologique. En appliquant des techniques basées sur la corrélation de bruit sismique entre paires de stations, et à l'aide de modélisations numériques, nous montrons également que ce transport solide se localise préférentiellement au front de la Haute-Chaîne, là où les taux d'incision sont élevés. Enfin, l'analyse spectrale révèle également un intérêt pour la détection et la localisation des processus de pente, nombreux en Himalaya (46 coulées de débris observées le long de la Trisuli pendant la saison des pluies 2003). Cette étude ouvre la voie d'une nouvelle approche permettant le suivi spatio-temporel de ces phénomènes et l'estimation des volumes érodés qui alimentent les rivières en sédiments.

Afin d'explorer le domaine d'application de cette approche, le suivi sismique d'un torrent de montagne ayant une capacité de transport plus réduite a été réalisé dans le Massif des Écrins. Le traitement des données sismologiques et hydrologiques acquises durant les étés 2007 et 2008 met en évidence des corrélations entre la variation temporelle des débits liquides, solides et celles du niveau de bruit à haute-fréquence (2-90 Hz). Il apparaît que pour ce type de rivière les sismomètres doivent être installés à des distances de la rivière inférieures à 50 m pour détecter le signal généré par les fractions les plus fines de grains en mouvement. Un éloignement supérieur diminuera l'aptitude à les détecter. Cette dernière étude a mis en évidence la nécessité d'effectuer des expériences de calibration sur le terrain et en laboratoire. Partiellement initiée durant cette thèse, la calibration doit permettre de mieux exploiter la richesse du signal sismologique.

À l'avenir, la recherche d'un site naturel, où les suivis hydrologiques et géomorphologiques denses sont effectués, est nécessaire pour calibrer un outil permettant de quantifier le transport de la charge de fond dans les rivières.

Mots-Clés : érosion – charge de fond – transport fluvial – processus de pente – système de suivi – Himalaya

Abstract

Erosion, as tectonics and climate, is a major driver of landscape evolution. In unglaciated continents, rivers are responsible for most of the erosion and the mass transport on the Earth's surface, which are both key processes in mountain dynamics. Mobilization of river bed load (sand, pebble. . .) is a major agent for sediment transport and fluvial incision. Despite such major effects, no method for bed load surveys is totally satisfying. Most strategies need the deployment of monitoring devices within the river. Thus, these *in situ* instruments can only be employed punctually in weak to moderate hydrodynamics conditions. Such a limitation prevents to monitor most bed load transport since it mainly happens during extreme events. A better understanding of erosion processes needs the development of a tool that allows a continuous monitoring with a large spatial coverage of bed load transport. This thesis explores the potential of recording and analyzing the background seismic noise induced by rivers.

The potential of such an approach is tested along the trans-Himalayan Trisuli River from the seismic data acquired during the Hi-CLIMB seismological experiment. During the 2003 monsoon period, the spectral analysis of the continuous seismic signals reveals an increase of more than 20 dB of the seismic noise in the 3-15 Hz frequency band. Furthermore, we notice a temporal correlation of the variation of the seismic energy with the evolution of hydrologic parameters. The occurrence of a yearly hysteresis between the river water level and the seismic noise amplitude suggests that the flow turbulence is not the unique source of noise and confirms a bed load signature in the seismic signal. Based on techniques using the ambient noise correlation at pairs of receivers and some numerical modeling, we show the sediment transport is preferentially located at the front of the High-Range, where high incision rates are also observed. Furthermore, the spectral analysis of seismic noise reveals the feasibility of the detection and the location of some hillslope processes. We apply this possibility along the Trisuli River during the 2003 rainy season by detecting 46 debris flow events. This study opens a way to a new approach for the spatiotemporal monitoring of these phenomena and the assessment of eroded volumes that feed rivers in sediment.

To delineate the application range of our approach, a seismic monitoring of a mountain stream with a reduced transport capacity has been done in the "Massif des Écrins". The analysis of the seismic and hydrologic data acquired during the summers 2007 and 2008 gives some correlations of the temporal variation of the water level and sediment discharges with the high-frequency seismic noise level (2-90 Hz). It also favors that seismometers must be installed at distances from the river less than 50 m in order to detect the signal produced by motions of the fine fractions of bed load. Larger distances will reduce the capacity to detect them. This last study underlines the necessity of elaborating calibration experiments in field and laboratory. Partially initiated during this thesis, such experiments will improve our understanding of the entire seismological signal.

In the future, the research of a natural site where the hydrologic and geomorphic monitoring is operated will be mandatory to develop a tool which quantifies the bed load transport in river.

Keywords : erosion – bed load – fluvial transport – hillslope processes – monitoring device – Himalaya

Remerciements

Naturellement, je commencerai par remercier ma “*dream-team*” de co-Directeurs de thèse. Au nombre de trois, c’est-à-dire un pour chacune des années passées sur le sujet, je vous remercie pleinement d’avoir cru en une thèse plus proche de la feuille blanche que du risque zéro. Un grand merci Jérôme de m’avoir suivi depuis bien plus longtemps que le début de cette thèse, à une époque où pour moi les structures SAC n’existaient pas. Merci pour ta disponibilité malgré la distance, mes passages à Strasbourg ont toujours été bénéfiques. Un grand merci Laurent d’avoir accepté d’encadrer un étudiant presque inconnu pour un stage de M2 au CEA de Bruyères-le-Châtel. Durant cette période nos différentes interactions ont défini ce qu’allait devenir mon sujet de thèse. Je te remercie également pour les nombreuses discussions autour des papiers en rédaction, de l’exploration et l’exploitation des données, et d’une certaine façon d’avoir accentué la valeur de mon travail. Un grand merci Rodolphe, Directeur en chef, d’avoir motivé les directions pertinentes de travail, et transformé ma vision d’étudiant en thèse à celle d’un jeune chercheur. Grâce à vous trois, ces années de recherche scientifique ont été un puits d’idées et de motivations pour les années à venir. J’espère que nos collaborations ne sont qu’au stade de l’initiation.

Je souhaite également remercier Niels Hovius et Denis Jongmans d’avoir accepté de rapporter mon manuscrit. Leurs commentaires, remarques et suggestions ont été de bons conseils pour améliorer si ce n’est mon manuscrit, mes futures rédactions scientifiques. Je remercie aussi l’ensemble des membres du Jury pour leur participation. François Costard et Dimitri Lague, des examinateurs qui m’ont permis de confronter mes talents sismologiques à des problématiques géomorphologiques. François Métivier, Monsieur le Président, pour avoir animé la soutenance de thèse, et fourni un éclairage sur les futures directions à suivre pour mon travail de recherche. Il y a encore de belles choses à réaliser au Pré de Madame Carle.

Maintenant pour garder l’espoir de n’oublier personne, je prends le parti de géolocaliser mes remerciements. Je débiterai bien évidemment par le Laboratoire de Géologie où je remercie chaleureusement Françoise et Lina qui ont toujours eu une réponse aux interrogations commençant par “*Comment fait-on pour...*” ou “*Est-ce possible de...*”. Pour résumer sans leur aide, “*il est possible que l’on ne sache pas comment faire...*”. Je remercie également Angélique, la meilleure voyageuse de France, et Isabelle qui finance la meilleure voyageuse de France. Bien sûr, je n’oublierai pas de remercier toute l’équipe informatique du laboratoire, car même le Dimanche ils peuvent porter assistance. Un grand merci à Pier-Paolo, le cluster chauffe bien, François, je sais maintenant lire une DLT, et Baptiste, d’ailleurs est-ce que je dépasse mes quotas? Un immense merci à Nathaniel, un sacré personnage, avec une disponibilité sur tous les sujets. Merci également pour ta participation aux missions dans les Écrins. D’ailleurs à la manière d’un George Clooney, tu as brillamment réanimé une Taurus sous un orage de grêle, les connaisseurs comprendront. Je remercie Yves pour avoir réparé le Helley-Smith car OUI une épuisette à cailloux cela s’abîme. Et d’une manière générale, je dis un grand merci à tous les chercheurs, enseignants chercheurs et techniciens du laboratoire. Merci Nicolas, Julia, Fabrice, Alain..., la liste est longue alors merci à tous.

Toujours au Laboratoire de Géologie, je ne pourrai oublier tous les thésards, ATERs et Post-Docs que j’ai croisé pendant ces trois années. Un grand merci à Georges, notre première rencontre date de mon stage de L3 alors qu’il finissait son DEA. J’ai beaucoup appris et sur tout type sujet en discutant avec lui. Un clin d’œil à Philippe, enfin Philou, puisqu’il a partagé de grands moments de solitude à discuter

avec nos machines respectives, baumite et ponce ne sont pas vraiment loquaces, les bougres. Merci aussi à Alexandra, enfin Alex, qui n'a pas peur du ridicule et qui fait je ne sais quoi avec son cheval. Un coup de chapeau à Pauline et Nadaya, qui ont su supporter Alex puis ma pauvre personne qui en passant devant leur bureau se sentait obligé de venir se plaindre, désolé. Un coucou à trois anciens du laboratoire, Aurore, Matthias et Vincent. Merci à Nuno avec qui je partage maintenant un beau bureau, mais Nuno n'est jamais là. Où es-tu Nuno ? En accélérant un peu, un merci à Flore, François, Romain et Vivien, de joyeux co-bureaux. Merci aussi à Abdel, Correntin, Damien, Eva, Jérôme, Julien, Laureen, Mathieu, Mathilde, Maria, Nicolas et Sylvain, des "*co-labos*" comme je dis et qui ont participé à la vie du laboratoire. Enfin, je remercie les étudiants de Master 1 du Laboratoire de Géologie qui sont venus prêter mains fortes au Pré de Madame Carle. Merci à Adrien, Anne-Céline, Cédric, Célestine, Florent, Kristel, Marie-Charlotte, Nicolas, Thibaut, Sébastien et Sophie. Sans votre participation, bien des choses n'auraient pu être réalisées.

En se déplaçant vers l'est parisien, sur le site de PRG de l'université Paris-Diderot (bâtiment Lamarck), je remercie grandement François Métivier de m'avoir accueilli dans son équipe, me permettant ainsi de rompre avec un certain isolement thématique. Pendant cette délocalisation, j'ai pu rencontrer de nombreux chercheurs et construire le déroulement de mes prochaines années dans la recherche scientifique. Un très grand merci aux membres de cette équipe de géomorphologie, Éric Lajeunesse avec qui j'ai effectué une mission de terrain en Guadeloupe et dont je me souviendrai longtemps des soirées au cours desquelles nous avons longuement dégusté les productions locales. Un grand merci à Clément Narteau, pour qui un bon automate cellulaire doit savoir faire le café. J'espère bientôt acquérir tout le savoir associé à cette pratique. Un clin d'œil à Laurie Barrier, Michal Tal et Angela Limare que j'ai pu croiser à PRG. Et enfin un grand merci aux thésards de l'équipe Duego, Luce, et Morgane, aux étudiants Hugo et Laure, et à l'ancien de passage Olivier.

Pour finir et en éclatant géographiquement, je remercie très chaleureusement Christel Tiberi qui m'a autorisé à roder ses stations sismologiques alors qu'elles n'avaient pas même encore été sorties des cartons. Je remercie également Jérôme Lavé pour son investissement dans l'organisation d'une journée d'expérimentation sur son canal circulaire. Un très grand merci à Luis Rivera qui m'a donné de bons conseils et éclairages sur la modélisation des signaux sismologiques lors de mes passages à Strasbourg. Et enfin un clin d'œil à Pascal Allemand, Christophe Delacourt et Philippe Grandjean, souvenirs de terrains en Guadeloupe.

Je tiens également à remercier Amaury, Anne, Sylvain et Vincent pour de nombreux moments passés durant ces trois années autour d'une table, d'un canapé, d'une terrasse ou d'un trottoir...

Pour conclure, je remercie tout particulièrement mes parents qui ont contribué à la fin heureuse de ces trois années de travail. Et je finirai en remerciant Florence qui, heureusement pour moi, a connu au même moment les mêmes joies de thésard. Merci encore et toujours pour ton soutien et ta disponibilité sans faille.

L'érosion ou la dynamique des paysages

*“L’acqua corrode le montagne e riempie le valli.
Se potesse, ridurrebbe la terra ad una sfera perfetta.”*

*“L’eau ronge les montagnes et remplit les vallées.
Si elle le pouvait, elle ramènerait la terre à une sphère parfaite.”*

*(Codex Atlanticus, 185v)
Leonardo da Vinci*

La dynamique des paysages

L'évolution d'un paysage, quelle que soit son échelle, fascine depuis toujours. Comprendre la dynamique de l'environnement dans lequel nous vivons est probablement une première étape pour y réussir notre intégration. Il n'y a rien d'extraordinaire à vouloir connaître le futur de sa cabane, construite au bord d'une rivière, après un gros orage. Mais également savoir si nous y serons isolés pendant quelques jours car l'unique route a disparu sous un éboulement. Au-delà de cette vision plutôt personnelle, l'évolution des reliefs ou plus généralement le relief en lui-même est un objet d'étude faisant le lien entre dynamiques profondes et phénomènes de surface. Une chaîne de montagne n'est autre qu'une cicatrice et un témoin des mouvements internes de la Terre. Son évolution est par contre fortement contrôlée par les processus externes qui à leur tour vont influencer la dynamique interne. Cette simple description dénote déjà la complexité du problème en pointant les phénomènes de rétroactions entre tectonique, érosion et climat (Fig. 1). Ce manuscrit se concentre principalement sur les mécanismes d'érosion. Quels en sont les agents efficaces ? Est-il possible de les quantifier ? Où l'érosion se produit-elle ? Quel est le temps caractéristique des phénomènes, de l'ordre de la seconde ou du millier d'années ? Toutes ces interrogations ont suscité et motivent toujours l'intérêt de générations scientifiques car nombre d'entre-elles sont au cœur de problèmes non résolus.

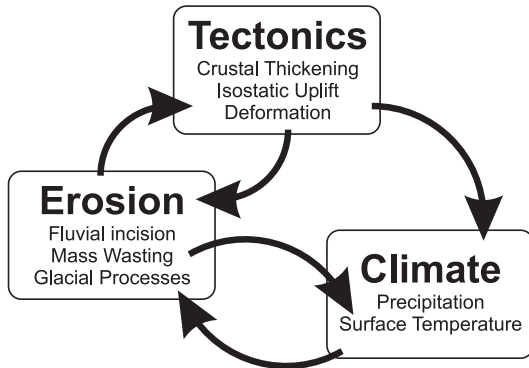


Fig. 1 : Interactions et rétroactions entre tectoniques, érosion et climat. D'après *Willett et al.* [2006]

Les processus d'érosion se classent communément selon leurs domaines d'actions, parmi lesquels sont distingués l'altération mécanique et l'érosion chimique. Ces réactions sont bien souvent contrôlées par les conditions climatiques comme les précipitations et la température. L'action du vivant peut également être mentionnée au travers de l'influence de la végétation. Les racines des arbres provoquent l'éclatement des roches ; ou par l'anthropisation, la déforestation accentue les instabilités de pente. Pour l'érosion mécanique et de façon assez systématique, il existe une étroite connexion entre l'agent de transport et celui de l'altération. Ainsi dans les phénomènes éoliens, le vent transporte les grains qui impactent la roche et engendrent un endommage-

ment. Pour l'érosion glaciaire, les objets transportés par le glacier raclent le fond de vallée et produisent les stries si caractéristiques. Dans les rivières, c'est l'action des sédiments transportés par l'eau qui va produire l'érosion. Ces deux derniers processus, érosion glaciaire et incision fluviale constituent d'ailleurs les acteurs majeurs du modelé des chaînes de montagne.

La géomorphologie

À ces débuts une science observationnelle qui a trait à l'évolution des paysages, la géomorphologie est désormais orientée vers la compréhension des phénomènes physiques et à leur quantification. Dans l'étude de la morphologie des rivières, une large communauté scientifique se passionne pour le transport sédimentaire. Sous une forme solide, à opposer aux éléments dissous, le transport se fait selon des mécanismes qui sont contrôlés par l'énergie de l'écoulement et la taille des sédiments. Pour un débit liquide fixé, les grains les plus fins sont transportés en suspension (Fig. 2). Les particules circulent dans la direction et le long des lignes du courant, sans jamais ou quasiment pas entrer en contact avec le fond. Cette matière en suspension n'est donc par définition pas un agent d'altération du lit d'une rivière. En revanche, sa présence à haute concentration va modifier la turbidité de l'eau et donc sa densité. La capacité du courant à mobiliser les objets de grande taille sera alors accentuée. À la matière en suspension, il faut opposer la charge de fond, qui comme son nom l'indique, se localise au voisinage du fond de la rivière. Le mouvement de la charge de fond peut s'effectuer par bonds successifs, c'est-à-dire par la saltation (Fig. 2). Les grains peuvent également être déplacés par roulement ou en translation sur le fond de la rivière. De part les types de mouvements énoncés, il est compréhensible que l'érosion mécanique au sein d'une rivière va être essentiellement induite par la charge de fond.

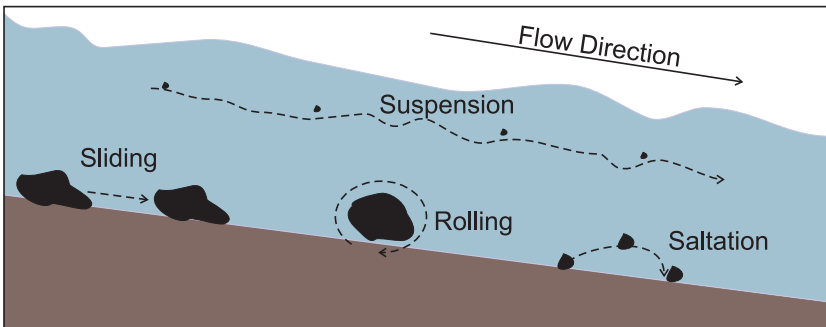


Fig. 2: Schéma illustrant les modes de transport de la matière solide dans les rivières.

L'endommagement qu'induit le déplacement de la charge de fond d'une rivière est généré par l'impact des grains sur un obstacle à leur progression. Les chocs successifs produisent un éclatement et un arrachement de la matière,

la microtopographie qui est alors générée accentuée par la même occasion ces phénomènes. Cette dernière évocation pointe également l'influence de l'angle d'impact sur le substrat. Parmi les autres mécanismes à citer, il y a le cisaillement appliqué sur la roche par les objets roulant ou translatsés sur le fond : l'abrasion. L'efficacité de l'érosion est liée à l'énergie libérée lors de l'impact. Plus l'énergie cinétique d'une particule est élevée, plus les dégâts produits le sont. Ainsi la taille du grain et sa vitesse de déplacement sont deux paramètres essentiels. Un autre facteur décisif est lié à la résistance de la roche. Les lithologies les plus meubles ou peu consolidées sont plus rapidement érodées que les lithologies cristallines ou indurées. Ce type de caractérisation a abouti à la création d'une mesure de cette résistance à l'érosion au travers du coefficient d'érodabilité [e.g. *Sklar & Dietrich*, 2001; *Attal*, 2003; *Dubille*, 2008]. Le premier constat à l'issue de ces quelques exemples illustre partiellement la complexité des processus d'érosion, faisant intervenir un grand nombre de paramètres rendant une description des phénomènes et leur quantification souvent difficiles.

Les stratégies d'étude de l'érosion

Une grande diversité de méthodologies et protocoles ont été développés pour quantifier la charge de fond transportée dans les rivières. Les approches employées se différencient par leurs lieux d'acquisitions, au sein même de l'écoulement ou en dehors. Pour le suivi *in situ*, les méthodes d'acquisition de données sont nombreuses. Parmi elles, les trappes à sédiment s'apparentent à un trou creusé dans le lit d'une rivière piégeant une partie de la charge de fond. Les sédiments récoltés sont un témoignage de ce qui a été mis en mouvement. Cette instrumentation est plutôt fastidieuse à mettre en place puisqu'elle nécessite une construction invasive qui n'est pas appropriée à toutes les rivières. Elle peut également perturber localement l'hydrologie de la rivière. De plus une trappe à sédiment n'est en réalité qu'un échantillon spatial pour une période donnée. Il arrive souvent que lors d'une crue le dispositif soit rapidement rempli et donc la totalité du signal ne soit pas rapportée. Pour l'estimation des flux sédimentaires transportés, il existe également les échantillonneurs à galets, comme le "Helley-Smith". Cet instrument se présente sous la forme d'un conduit à section rectangulaire où la charge de fond qui rentre est réceptionnée en sortie dans un sac [*Helley & Smith*, 1971]. Le contenu permet ainsi d'estimer un flux de matière. Cette méthode se trouve être l'unique moyen de quantifier directement la charge de fond en mouvement. Une telle mesure montre cependant certains désavantages. Comme les trappes à sédiment, la méthode offre une donnée ponctuelle dans l'espace et le temps. Pour obtenir une large couverture spatiale, il faudrait échantillonner le long du cours d'eau. De plus, ce type de mesure implique la prise en compte du facteur humain. Se placer au milieu d'un torrent de montagne et y faire une mesure n'est pas si simple. La réalisation d'une estimation sécurisée nécessite des débits liquides modérés et une turbulence réduite. Dans le cas contraire, il est très difficile voire impossible de pratiquer une mesure sans être emporté par le courant. Pour leur

interprétation, les mesures collectées nécessitent un traitement qui fait toujours débat [Métivier *et al.*, 2009]. De plus pour un même dispositif (échantillonneur et sac), il n'est pas possible de mesurer les différentes fractions de grains avec la même précision. Pour des sacs avec une maille réduite (200 μm), le flux d'eau entrant est mal évacué et génère un courant de retour qui perturbe l'entrée des plus gros objets. L'utilisation d'un sac à maille plus large permet de réduire cet artefact mais est incapable de récupérer les fractions fines.

Pour palier à ces inconvénients et définir une mesure automatisée, des capteurs de transport mais également d'érosion sont utilisés. La stratégie employée pour l'estimation du transport s'apparente à un compteur d'impacts. Un tel dispositif se constitue généralement d'hydrophones ou de géophones placés sous une plaque métallique au fond d'un cours d'eau. D'autres approches sont également employées comme l'utilisation de capteurs piézoélectriques installés dans le lit rocheux des rivières. Ces approches se basent sur le fait que les sédiments transportés lors des impacts génèrent des vibrations détectables par les capteurs acoustiques. Les hydrophones peuvent aussi être plus simplement pointés dans l'écoulement pour permettre l'écoute des mouvements des sédiments [e.g. Belleudy *et al.*, 2009]. Ces instrumentations nécessitent donc une calibration pour relier amplitude et fréquence du signal avec l'énergie d'impact et la taille des objets, mais offrent la possibilité de déterminer la force induite par la particule. L'intérêt de toutes ces méthodes est de fournir une mesure continue dans le temps et une multiplication des capteurs permet une intégration dans l'espace. Cependant leur caractère *in situ* limite leur applicabilité en période de crue.

Pour les mesures en dehors de la rivière, l'imagerie aérienne et la photographie permettent de caractériser le lit et une acquisition à des périodes de temps régulières autorise le suivi temporel. La comparaison d'images acquises avant et après un événement torrentiel permet d'observer les objets mis en mouvement. Offrant une très bonne couverture spatiale, la couverture temporelle de ce type de suivi dépend de la récurrence des prises de vue. Ces dernières sont en revanche inexploitable pour décrire les phénomènes lors des crues. Un suivi vidéo peut alors être pratiqué mais les enregistrements sont souvent peu adaptés pour traquer et quantifier les flux sédimentaires. Pour améliorer la connaissance du transport pendant les périodes de crues, d'autres approches se basant sur le suivi acoustique ont émergé. À l'image du suivi acoustique *in situ*, les grains transportés par un écoulement choquent le substrat ou le fond rocheux et une partie de l'énergie est alors transmise sous la forme d'ondes acoustiques dans la structure superficielle du sol et sont enregistrées par les capteurs. Ce type d'enregistrements a depuis longtemps été utilisé pour la détection des coulées de débris ou autres lahars volcaniques [e.g. Arattano, 1999; Lavigne *et al.*, 2000; Suriñach *et al.*, 2005]. Dans le cas des torrents de montagnes, ce suivi sert à la détection de crues torrentielles. L'instrumentation n'a donc pas vraiment été employée pour la quantification des processus physiques en action. Des capteurs sismiques peuvent avantageusement être utilisés à cette tâche, mais à notre connaissance seuls Govi *et al.* [1993] proposent une étude exploitant son potentiel pour estimer le transport de la charge de fond.

Il existe bien d'autres procédés pour estimer la charge de fond comme l'utilisation du proxy de la matière en suspension, ou encore une mesure intégrée à l'échelle d'un bassin versant lorsque les sédiments transportés sont récoltés dans les barrages. La multitude de techniques traduit l'intérêt porté sur cette problématique mais reflète certainement un manque d'unanimité autour d'une seule approche. Les méthodes actuellement utilisées n'offrent pas une bonne couverture spatiale en parallèle d'un suivi temporel continu. De plus, la caractérisation de la charge de fond transportée pendant les périodes où l'hydrodynamisme est le plus fort, n'est quasiment pas contrainte. Or, c'est à ce moment que la mise en mouvement de la charge de fond est la plus forte et que l'érosion associée est potentiellement à son paroxysme.

Approche développée dans le cadre de cette thèse

Notre objectif scientifique est le développement d'une approche permettant un suivi spatial et temporel à haute résolution. Pour cela, le suivi sismique présente plusieurs avantages. D'abord les instruments étant installés en dehors du cours d'eau voire même à plusieurs centaines de mètres sont protégés des crues les plus importantes. L'acquisition temporelle du signal se fait généralement à plus d'une centaine de Hertz, soit plus de 100 mesures par seconde. Le déploiement d'un réseau d'instruments pourrait amener à contraindre les variations spatiales des sources de bruit, proxy de la charge de fond. La mesure sismique se présente donc en théorie comme une technique prometteuse pour l'estimation la charge de fond transportée dans les rivières. En pratique, la liaison entre le signal sismique et le mouvement d'un galet n'est pas triviale et explique probablement pourquoi cette méthode n'a pas été plus développée. Dans le cadre de cette thèse, j'ai souhaité redéfinir le type d'observation à réaliser et explorer leur capacité. La démarche présentée ici est donc l'analyse des signaux sismiques produits par la charge de fond en mouvement pour aboutir à sa caractérisation et sa quantification. Par l'intermédiaire de techniques développées en sismologie, j'envisage les dispositifs permettant de localiser le transport des sédiments dans les rivières pour potentiellement délimiter les zones de forte érosion. Finalement, j'essaie de définir les conditions d'utilisation d'une telle approche et d'énumérer ses limitations.

Pour exposer mon approche, ce manuscrit commence par une brève description des sources de bruit de fond sismique, suivie d'une introduction à l'analyse spectrale des signaux sismologiques (Chapitre 1). Par la suite, le développement s'oriente selon deux parties. La première se focalise sur une expérience sismologique réalisée au Népal. Non-dédiée au suivi sismique des rivières, cette expérience est le parfait exemple d'une heureuse opportunité. Je détaille ma première étude réalisée sur ce sujet (Chapitre 2) puis je me focalise sur les processus de pente observés par la sismologie et qui participent pleinement à l'érosion en Himalaya (Chapitre 3). Une méthode permettant la localisation du transport sédimentaire le long des rivières est ensuite proposée (Chapitre 4). Ce chapitre est complété par une approche de modélisation, où les enregistrements sismologiques produits par les impacts des grains dans une

rivière sont simulés. La seconde partie du manuscrit décrit la réalisation d'une expérience sismologique dédiée au suivi de la charge de fond dans les Alpes françaises (Chapitre 5). Pour finir, j'expose mes conclusions à l'issue de cette thèse, et j'introduis les travaux préliminaires d'une calibration absolument nécessaire. Je propose enfin un certain nombre de perspectives pour obtenir une meilleure transposition du signal sismologique en donnée géomorphologique.

CHAPITRE 1

Le traitement du bruit de fond sismologique



1.1 Introduction

Le bruit de fond sismique résulte de divers mécanismes dont l'origine est naturelle ou provient de l'activité humaine (bruit anthropique). Toutes ces sources perturbent la totalité du spectre utilisé en sismologie. À basse-fréquence (< 0.1 Hz), l'origine du bruit sismique ambiant est principalement naturelle. Il peut émaner des conditions climatiques, à la suite d'une variation de température ou de la pression atmosphérique [Zürn & Widmer, 1995; Beauclin *et al.*, 1996]. Pour les très basses fréquences (0.002-0.01 Hz), le bruit de fond sismique a pour origine l'océan et semble naître d'une interaction d'ondes infragravitaires entre atmosphère, océan et plancher océanique [e.g. Rhee & Romanowicz, 2004, 2006]. Toujours dans les océans, la bande microséisme (0.04-0.5 Hz) présente les perturbations que dominent le spectre à l'échelle du globe puisque toutes les stations sismologiques y montrent deux pics d'énergie [e.g. Gutenberg, 1958; Peterson, 1993]. Un pic dit "primaire" s'observe pour des fréquences entre 0.05 et 0.1 Hz, et un pic dit "secondaire", à des fréquences doubles entre 0.1 et 0.5 Hz, étant généralement le plus énergétique [e.g. Oliver & Ewing, 1957; Stutzmann *et al.*, 2000] (Fig. 1.1). Longuet-Higgins [1950] a été le premier à formaliser la théorie à l'origine du bruit océanique. Il a démontré que le pic de bruit, généralement observé autour de 0.2 Hz, résultait de l'interaction non-linéaire de trains de houles de même période et voyageant dans des directions opposées. Si le mécanisme produisant le pic océanique semble maintenant bien accepté, son origine reste encore en débat. Ainsi, le bruit océanique pourrait trouver sa source au large des océans [Kedar *et al.*, 2008] ou de la réflexion des trains d'ondes océaniques le long des côtes [Bromirski & Duennebier, 2002]. À haute-fréquence (> 1 Hz), le bruit de fond sismique est essentiellement produit par l'activité humaine. Le bruit anthropique prend pour origine le trafic routier et ferroviaire, ou encore l'activité industrielle [McNamara & Buland, 2004; Marzorati & Bindi, 2006]. Cependant pour une bande haute-fréquence, le bruit peut provenir des phénomènes naturels comme le vent [Bahavar & North, 2002] et bien évidemment les rivières.

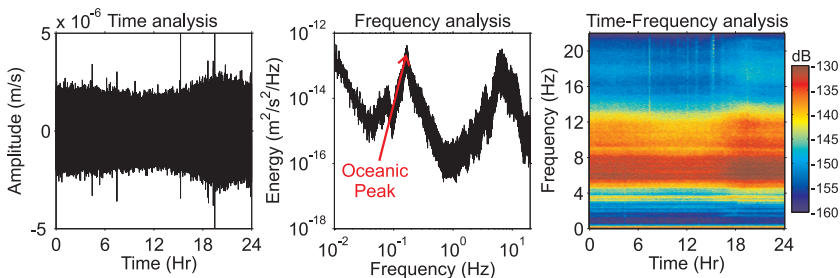


Fig. 1.1: Le traitement du signal. De gauche à droite, l'observation temporelle d'un sismogramme, son analyse fréquentielle, et l'estimation de l'énergie spectrale pour un suivi temps-fréquence (spectrogramme).

Connaître l'origine des sources de bruit de fond et leurs différents mécanismes de générations est primordial en sismologie. L'effet perturbateur du bruit sur les enregistrements sismologiques va altérer la détection des tremblements de terre ou rendre impossible les traitements géophysiques, indispensables dans les études de structure. Par conséquent, il y a un grand intérêt à étudier et à analyser les origines du bruit de fond afin d'en atténuer ou même éliminer les perturbations. De premiers enseignements peuvent être tirés de l'examen d'un simple sismogramme. Dans la Figure 1.1, l'amplitude moyenne du signal montre un niveau variable pendant la journée. Néanmoins, le bruit de fond continu que l'on observe peut émaner d'une bande en fréquence isolée qui va masquer l'observation d'autres signaux émis à d'autres fréquences. L'analyse spectrale ne permet plus une étude temporelle mais autorise un suivi en fréquence. Grâce à ce traitement du signal, il est possible d'analyser le spectre d'énergie radiée et d'identifier des sources de bruit variables. Dans notre exemple, nous notons la présence du microséisme océanique autour du pic à 0.2 Hz et d'un important bruit de fond pour des fréquences proches de la dizaine d'hertz (Fig. 1.1). Même si la discrimination des bandes affectées par le bruit est faisable avec une analyse spectrale, l'information temporelle n'est pas retrouvée. Pour combler ce vide, l'estimation d'un spectrogramme sur le signal autorise à la fois le suivi temporel et fréquentiel (Fig. 1.1). Dans le cadre de cette thèse, j'ai principalement utilisé cette dernière approche pour évaluer les caractéristiques du bruit de fond enregistré par les stations sismologiques. Pour effectuer ces traitements, diverses techniques ont été développées, les prochains paragraphes sont un rapide exposé des méthodes employées au cours de mes travaux.

1.2 L'analyse spectrale

La caractérisation du bruit de fond sismique nécessite une analyse spectrale sur le signal enregistré. Cette analyse quantifie l'énergie produite en fréquence par une série temporelle. Il existe de nombreux estimateurs spectraux qui sont couramment utilisés en traitement du signal, parmi lesquels deux grandes familles peuvent être énumérées. D'un côté, il faut noter l'existence des méthodes dites "paramétriques" où le signal est supposé être issu d'une composition linéaire de fonctions noyées dans un bruit blanc. L'estimateur spectral recherche les coefficients du système linéaire produisant le signal observé (méthode Yule-Walker, méthode Burg...). A contrario, les méthodes dites "non-paramétriques" vont, sans a priori sur le signal, évaluer sa densité de puissance spectrale ou "Power Spectral Density" (PSD).

Lors des mes études des signaux sismologiques, seules les méthodes non-paramétriques sont utilisées. Là encore, de multiples algorithmes de calcul existent mais deux d'entre eux ont retenu mon attention : l'estimation des PSDs selon l'approche de *Welch* [1967] et celle du "multitaper" [*Thomson*, 1982; *Percival & Walden*, 1993]. Dans les sections suivantes, un court énoncé du principe de ces deux méthodes est réalisé.

1.2.1 Power Spectral Density (PSD)

En traitement du signal, la réalisation d'un spectre d'amplitude sur un enregistrement quelconque fait appel à sa transformée de Fourier. Cet opérateur permet d'obtenir la représentation dans le domaine fréquentiel d'une série temporelle. Pour une série temporelle $s(t)$, sa transformée de Fourier $\hat{S}(f)$ se définit

$$\hat{S}(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t)e^{-i2\pi ft} dt, \text{ où } f \text{ est la fréquence.} \quad (1.1)$$

Pour des raisons numériques, la transformée de Fourier définie en continu (Éq. 1.1) doit être remplacée dans un domaine temporel et fréquentiel discrets. L'Équation 1.1 se réécrit

$$\hat{S}(f_k) = \sum_{n=0}^{N_s-1} s(n)e^{-i2\pi f_k \frac{n}{f_s}}, \quad (1.2)$$

où n est le $n^{\text{ième}}$ échantillon et N_s le nombre total d'échantillons de la série temporelle $s(n)$. f_s est la fréquence d'échantillonnage et f_k est le vecteur de fréquence discrétisé pour un nombre fini N_f de fréquence selon

$$f_k = \frac{k f_s}{N_f}, \text{ avec } k = 0, 1, \dots, N_f. \quad (1.3)$$

Pour déterminer la puissance spectrale d'une série temporelle, dont la dimension est l'unité du signal élevée au carré par fréquence $|(u.s)^2/Hz|$, il est possible de calculer un périodogramme. Pour une série temporelle discrétisée $s(n)$, le périodogramme $\hat{P}(f_k)$ s'exprime comme

$$\hat{P}(f_k) = \frac{|\hat{S}(f_k)|^2}{N_s}. \quad (1.4)$$

Ce périodogramme représente l'énergie normalisée par la longueur discrète de la série temporelle. Pour finir, la PSD issue du calcul de ce périodogramme se formule

$$PSD(f_k) = \frac{\hat{P}(f_k)}{f_s}. \quad (1.5)$$

Les périodogrammes ainsi formulés sont à la base des méthodes non-paramétriques exposées par la suite.

L'estimateur spectral de Welch

La méthode d'estimation des PSDs formulée par *Welch* [1967] repose sur le calcul d'une moyenne de périodogrammes modifiés. Le qualificatif de "modifié" vient du fait que la série temporelle est multipliée par une fenêtre d'apodisation autre qu'une fenêtre rectangulaire (*boxcar*). L'introduction de fenêtres d'apodisation a pour but d'atténuer les découpages brutaux des séries temporelles qui vont introduire un étalement artificiel de la puissance sur des fréquences non-désirées (*spectral leakage*).

Le principe de la méthode de *Welch* [1967] consiste à découper la série temporelle $s(n)$ en segments de longueur L constante, avec un possible recouvrement. Chaque segment est multiplié par une fenêtre d'apodisation non-rectangulaire, comme la fenêtre de Hamming (Fig. 1.2) et un périodogramme modifié est calculé. Enfin, les périodogrammes sont moyennés pour donner la PSD de la série temporelle. L'intérêt de ce découpage est de réduire la variance des spectres permettant une meilleure interprétation (Fig. 1.3). Bien évidemment l'introduction d'un recouvrement entre segments va tendre à reproduire les informations de certaines fréquences. En revanche, le fenêtrage non-rectangulaire atténuera cet effet de redondance.

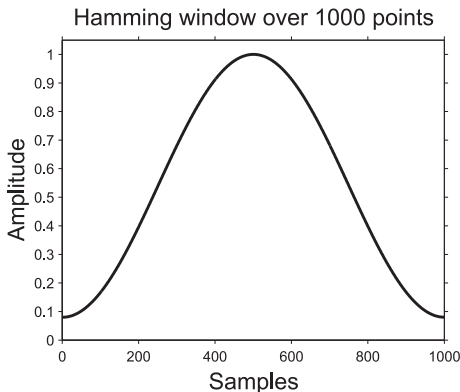


Fig. 1.2: Fenêtre d'apodisation du type Hamming, calculée pour une série $s(n)$ de 1000 points.

Cependant, l'estimateur spectral de *Welch* [1967] présente un inconvénient pour des séries temporelles réduites, où le découpage en segment va diminuer le nombre de points utilisés pour le calcul du spectre. La résolution des PSDs est alors altérée, surtout aux basses fréquences, dépendantes de la longueur de la série temporelle. Pour palier à ce défaut, des estimateurs spectraux basés sur différents algorithmes peuvent être utilisés, comme l'approche de multi-fenêtrage (*multitaper*).

Les méthodes de multitaper (MTM)

Contrairement à la méthode de *Welch* [1967], l'approche multitaper utilise l'ensemble du signal en appliquant une série de fenêtres d'apodisation, d'où la dénomination de multitaper. Cette technique d'estimation spectrale a été décrite par *Thomson* [1982]. L'algorithme consiste à appliquer une après l'autre des fenêtres d'apodisation sur un signal pour y calculer une PSD. Puis, une PSD moyenne est estimée pour obtenir la densité finale de puissance spectrale. Une nouvelle fois, la moyenne formulée sur différentes PSDs tend à réduire la variance des spectres et comme la série temporelle n'est pas raccourcie, la résolution spectrale pour des signaux avec peu d'échantillons est meilleure (Fig. 1.4). La définition des fenêtres d'apodisation est effectuée pour échantillonner de façon variable la série temporelle tout en optimisant le *spectral leakage*.

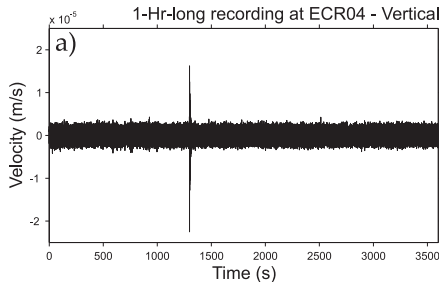
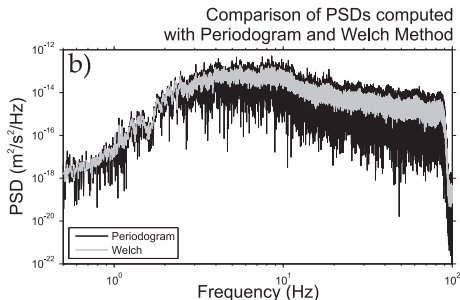


Fig. 1.3: (a) Exemple d'un sismogramme horaire enregistré à la station ECR04, localisée dans le Parc National des Écrins (voir chapitre 5). (b) PSDs calculées par la méthode des périodogrammes (noir) et de Welch (gris). La variance du spectre avec l'approche de Welch est plus faible que celle avec le simple périodogramme. La densité d'énergie spectrale est en $(\text{m/s})^2/\text{Hz}$.



Ainsi pour une série des fenêtres, la deuxième sert à retrouver une partie de l'information perdue par la première fenêtre, la troisième pour l'information perdue par les deux premières et ainsi de suite [e.g. *Park et al.*, 1987]. Pour l'analyse spectrale des signaux sismiques de cette thèse, j'ai utilisé la suite de fenêtres de pondérations dite de *Slepian* [1978] ou séquence discrète de sphéroïdes prolates, “Discrete Prolate Spheroidal Sequences” (DSSP). Pour de plus amples informations sur cet estimateur spectral, nous encourageons le lecteur à se référer aux travaux de *Thomson* [1982] et de *Percival & Walden* [1993].

1.2.2 La procédure de calcul des spectrogrammes

Pour déterminer la variation temporelle de l'énergie spectrale, il faut réaliser un spectrogramme (Fig. 1.1). Ce type d'analyse permet d'évaluer au cours du temps l'énergie émise en fonction de la fréquence. Pour calculer un spectrogramme sur une série temporelle $s(n)$, nous la subdivisons en N_{PSD} segments de longueur L constante, avec de possibles recouvrements. Une analyse spectrale utilisant l'approche de *Welch* [1967] ou de multitaper est ensuite faite sur les différents segments. Les spectres associés sont alors regroupés sous la forme de matrice de taille (N_f, N_{PSD}) . La représentation graphique de cette matrice illustre la structure temporelle des fréquences étudiées. Une telle procédure est présentée en Figure 1.5.

La taille L des différents segments étant fonction de la résolution temporelle recherchée, nous avons défini plusieurs procédures de découpage des données. Ainsi pour étudier la fluctuation annuelle de la puissance spectrale, les enre-

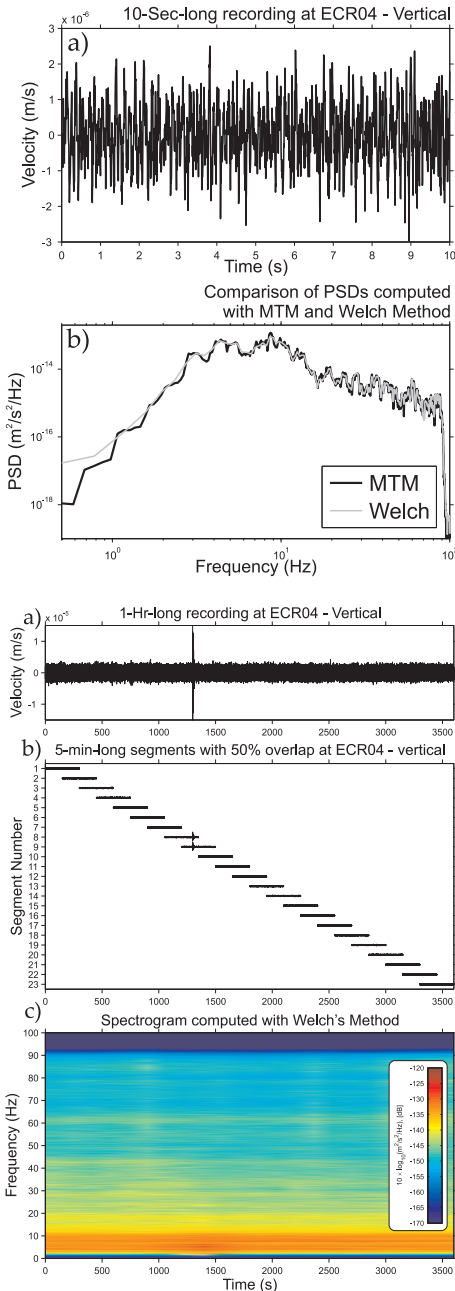


Fig. 1.4: (a) Enregistrement sismique d'une durée de dix secondes à la station ECR04, déployée dans le Parc National des Écrins (voir chapitre 5). (b) PSDs calculées par la méthode de Welch (gris) et multitaper (noir). La résolution offerte par l'approche du multitaper est meilleure vers les basses fréquences (< 10 Hz).

Fig. 1.5: (a) Exemple d'un sismo-gramme horaire enregistré à la station ECR04, localisée dans le Parc National des Écrins (voir chapitre 5). (b) Illustration du découpage de la trace horaire. Les signaux sont d'une longueur de cinq minutes avec un recouvrement de moitié. (c) Spectrogramme compilant les PSDs calculées (via la méthode de Welch). La densité spectrale est donnée en décibel, relative à la vitesse.

gistements sismologiques continus ont été divisés en segments d'une heure. Pour une analyse temporelle plus détaillée des PSDs, le découpage est fait pour une longueur de signal de cinq à dix minutes. L'estimateur employé a été ajusté à la taille des segments pour conserver une bonne résolution spectrale. Pour des segments de données supérieurs à cinq minutes, j'ai utilisé l'approche de *Welch* [1967]. La série analysée est alors coupée en huit morceaux et apodisée à l'aide d'une fenêtre de Hamming (Fig. 1.2). Pour une analyse sur des séries temporelles inférieures ou égales à cinq minutes, la méthode du multitaper de *Thomson* [1982] (MTM) est privilégiée. Le nombre de PSDs calculées sur la série temporelle non-découpée n'a jamais été supérieur à sept, nombre représentant la séquence de fenêtres d'apodisation utilisée dans l'algorithme de MTM (Fig. 1.6). Cependant, même sur des séries temporelles relativement courtes (< 1 -min), la différence entre spectrogrammes évalués via la méthode de *Welch* [1967] ou MTM reste ténue (Fig. 1.4). Comme le premier estimateur est moins coûteux en temps de calcul, il a été préférentiellement utilisé pour l'analyse spectrale de séries temporelles de durée longue et intermédiaire.

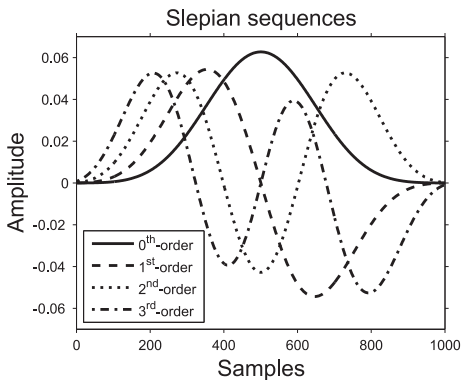


Fig. 1.6: Représentation des quatre premiers ordres de la séquence discrète de sphéroïdes prolates utilisée pour la pondération de la série temporelle $s(n)$ dans le calcul d'une PSD via l'approche multitaper.

Première partie

Une expérience non-dédiée

CHAPITRE 2

Le bruit de fond sismique des rivières : Un signal géomorphologique



Avant-propos

Le bruit de fond sismique, induit par des sources naturelles ou anthropiques, affecte la capacité d'un réseau sismologique à détecter ou caractériser de petits événements, masquant les détails du signal. Ces altérations des données peuvent entraîner des biais affectant les taux de sismicité des catalogues de microsismicité. Ils peuvent aussi affecter le déclenchement d'alertes aux séismes, des dispositifs qui exploitent souvent les variations d'amplitude des signaux sismiques sur des fenêtres de temps plus ou moins longues. Des études de caractérisation du bruit de fond sismique sont donc nécessaires pour bien appréhender toutes ces perturbations potentielles.

Au Népal, la sismicité qui est localisée majoritairement au front de la Haute-Chaîne par le "Nepal National Seismic Centre" (NSC) [e.g. *Pandey et al.*, 1995, 1999], présente une modulation saisonnière de forte amplitude [*Bollinger et al.*, 2007] (Fig. 2.1). Pendant l'hiver, le réseau détecte un plus grand nombre d'événements qu'en été. Or, il y a tout lieu de penser qu'une part importante de cette variation est induite par des variations des capacités de détection du réseau. Pendant l'été, l'Himalaya connaît d'importantes pluies en raison de la mousson, le niveau de bruit de fond naturel engendré par les pluies, les rivières et les glissements de terrains, est nécessairement plus élevé. Pour la même période, le réseau présente souvent des avaries plus longues à réparer étant donné le mauvais état des routes, autre conséquence des glissements de terrains. Tous ces facteurs concourent à augmenter artificiellement le seuil de détection du réseau.

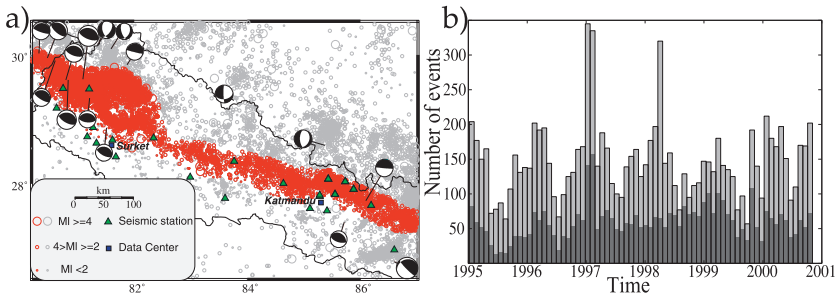


Fig. 2.1: (a) Microsismicité enregistrée entre 1995 et 2000 par le réseau sismique népalais (NSC). En rouge, sismicité observée au front de la Haute-Chaîne. (b) Variation du nombre mensuel d'événements pour tout le catalogue (gris) et pour une magnitude $M_L > 2.5$ (noire). D'après *Bollinger et al.* [2007]

Une part significative de cette saisonnalité à magnitude intermédiaire ($M_L \geq 3$, des événements sismiques locaux qui génèrent des amplitudes aux stations bien supérieures aux niveaux de bruit de fond les plus défavorables) n'est toutefois pas simulée par ces perturbations [*Bollinger et al.*, 2007]. Ces variations de sismicité intermédiaire sont vraisemblablement générées par des variations saisonnières de contraintes statiques mi-crustales induites par un forçage su-

perficel [Bollinger et al., 2007; Bettinelli et al., 2008]. Pour bien résoudre la phase de ce signal temporel, il y a lieu de travailler sur une plus petite sismicité ($M_L < 3$), beaucoup plus fréquente, mais dont la détection est très sensible aux variations spatio-temporelles des rapports signal sur bruit des stations.

L'étude que cette demande a engendrée s'est focalisée dans un premier temps sur l'exploitation des signaux du réseau NSC. La relativement faible densité de stations du NSC (21 stations couvrent la totalité du territoire népalais), leur déploiement dans des contextes variés à très faible niveau de bruit, au plus loin des perturbateurs de bruit anthropique et naturel les plus évidents n'en font pas le meilleur candidat pour la caractérisation des sources de bruit. En revanche, l'expérience temporaire sismologique Hi-CLIMB, déployée dans cette même région et enregistrant conjointement avec le réseau NSC la petite sismicité mi-crustale, est un bon candidat pour ce type d'étude.

2.1 L'expérience Hi-CLIMB

Répondant à l'acronyme Hi-CLIMB, signifiant "**H**imalayan-**T**ibetan **C**ontinental **L**ithosphere during **M**ountain **B**uilding", cette expérience sismologique a été conçue pour imager les structures lithosphériques de la zone de collision Inde-Asie [Nábělek et al., 2009]. La rencontre de ces deux continents impressionne par ses conséquences comme la formation du plateau du Tibétain, où une superficie équivalente à cinq fois la France se trouve à une altitude moyenne de 4500 m, ou encore sa bordure sud, l'Himalaya où se concentre la presque totalité des sommets les plus hauts du monde (> 8000 m) [Avouac & de Wever, 2002]. Pour imager les structures profondes qui sous tendent ces reliefs, le réseau a été composé de plus d'une centaine de stations large-bande et trois composantes, réparties sur 255 sites le long d'un profil nord-sud perpendiculaire aux structures tectoniques majeures, allant du bassin du Gange au centre du plateau tibétain (Fig. 2.2). Découpé en deux phases, une himalayenne et une tibétaine, le temps total d'acquisition s'est étendu sur une période de trois ans (de Septembre 2002 à Septembre 2005). Avec une fréquence d'échantillonnage élevée, 50 points par seconde, le volume total de données extraites a avoisiné les 1.5 téraoctets (au format MSEED).

L'expérience Hi-CLIMB a permis d'imager avec la technique des fonctions récepteurs l'épaisseur de la croûte continentale sur une distance de plus de 800 km et à une résolution jamais obtenue jusqu'alors. Pour une description détaillée de ce réseau aux dimensions exceptionnelles et des conclusions sur la structure lithosphérique du plateau tibétain, nous référons le lecteur au manuscrit de thèse de Györgi Hetényi [Hetényi, 2007]. D'autres travaux comme l'étude de la microsismicité ou des anomalies de vitesse dans le manteau avec la tomographie sont également en cours ou seront envisagés.

Un nombre important de stations de la phase himalayenne de l'expérience Hi-CLIMB (Fig. 2.3) est installé le long d'une rivière trans-himalayenne : la Trisuli. Dans le cas du réseau Hi-CLIMB, les reliefs accidentés de la Haute-Chaîne et la contrainte d'un profil linéaire destiné à l'imagerie, ont fait qu'il n'y avait aucune autre solution que de suivre les vallées et par conséquent

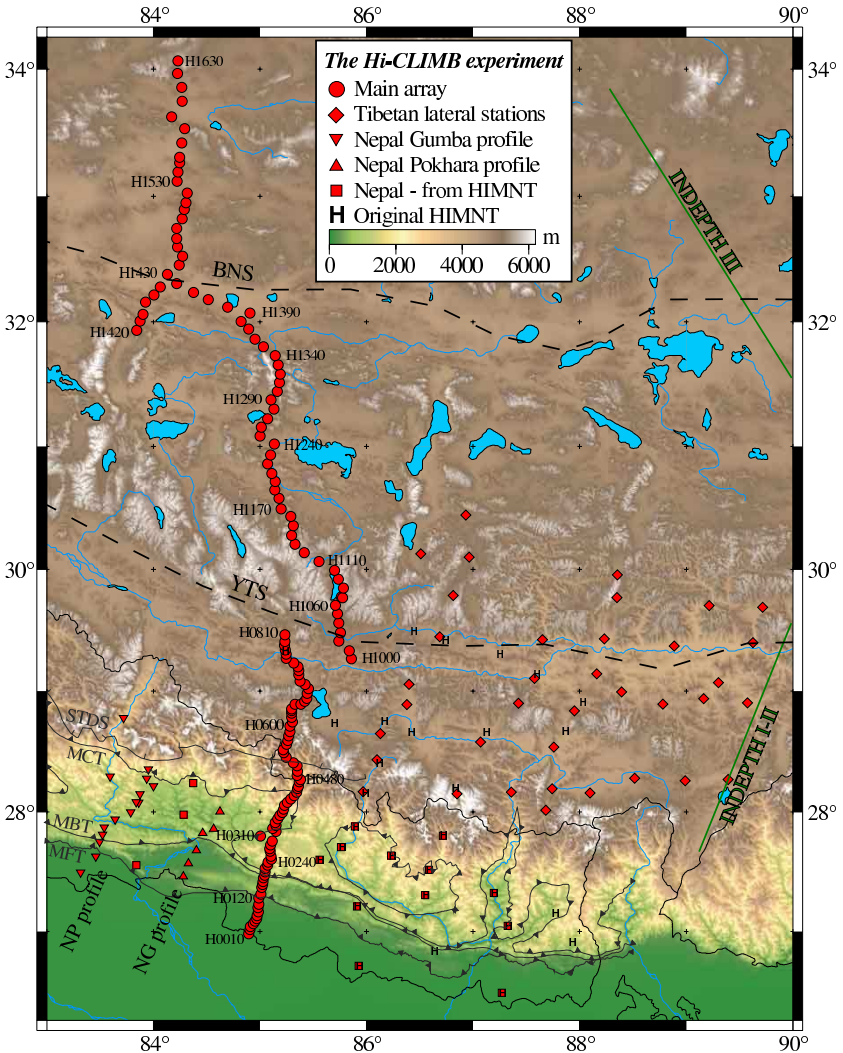


Fig. 2.2: Carte illustrant le déploiement des stations sismologiques de l'expérience Hi-CLIMB (symbole rouge), ainsi que d'autres expériences comme le réseau HIMNT [e.g. Monsalve et al., 2006] et les profils INDEPTH (vert). Les sutures majeures du plateau tibétain (YTS : Yarlung Tsangpo Suture, BNS : Banggong-Nujiang Suture) ainsi que les fronts principaux sont indiqués (noir). D'après Hetényi [2007]

les rivières. Ainsi avec une distance inter-stations de trois à cinq kilomètres et l'année 2003 en acquisition complète pour la majorité des stations, cette portion de l'expérience Hi-CLIMB a été en réalité un magnifique observatoire sismologique à "l'écoute" de la Trisuli. De plus, l'arc himalayen étant soumis au régime des moussons, de Juin à Septembre d'énormes quantités d'eau viennent s'y abattre jusqu'à totaliser quatre mètres de précipitation cumulée [e.g. *Putkonen*, 2004]. Un tel apport en eau provoque nécessairement une fluctuation de l'hydrodynamisme de la rivière et si cela influence la production de bruit sismique en provenance de la Trisuli, le réseau Hi-CLIMB sera susceptible de l'observer.

Pour réaliser une étude fine des sources de bruit de fond sismique et ainsi explorer les origines aussi bien naturelles qu'anthropiques, l'expérience temporaire Hi-CLIMB nous paraît donc être un réseau sismologique intéressant. L'étendue spatiale de ce réseau avec ses faibles distances inter-stations et sa bonne couverture temporelle apportent de nombreuses motivations pour la réalisation d'une telle étude. Elle a d'ailleurs abouti à l'écriture d'un article publié dans la revue *J. Geophys. Res. - Solid Earth* en 2008. Les résultats et conclusions qui s'en sont suivis, ont orienté le sujet de cette thèse vers des problématiques parfois très éloignées de la sismologie traditionnelle.

Spectral analysis of seismic noise induced by rivers: A new tool to monitor spatiotemporal changes in stream hydrodynamics

Arnaud BURTIN^{1,2}, Laurent BOLLINGER², Jérôme VERGNE³, Rodolphe CATTIN⁴ and John L. NÁBĚLEK⁵

¹*UMR 8538 Laboratoire de Géologie, ENS, CNRS, Paris, France*

²*Laboratoire de Détection et de Géophysique, CEA, Bruyères-le-Chatel, France*

³*Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR CNRS-ULP 7516, Strasbourg, France*

⁴*Université Montpellier 2, CNRS, Géosciences Montpellier, Montpellier, France*

⁵*College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, Oregon, USA*

Abstract

Analysis of continuous seismic data recorded by a dense passive seismological network (Hi-CLIMB) installed across the Himalayas reveals strong spatial and temporal variations in the ambient seismic energy produced at high frequencies (>1 Hz). From June to September 2003, the high-frequency seismic noise is observed to increase up to 20 dB (relative to $(\text{m/s})^2/\text{Hz}$) for all the stations located along a steep 30-km-long narrow and deeply incised channel of the Trisuli River, a major trans-Himalayan river. The early summer increase in high-frequency energy is modulated by a 24-h periodicity where the minimum of seismic noise level is reached around noon and the maximum is reached late in the evening. A detailed study of seismic noise amplitude reveals a clear correlation with both regional meteorological and hydrological data along the Trisuli River. Seasonal increase in ambient noise coincides with the strong monsoon rainfall and a period of rapid melting of snow and ice in the high elevations. The observed 24-h cyclicity is consistent with the daily fluctuation of the precipitation and river discharge in the region. River-induced seismic noise is partly generated by stream turbulence, but this mechanism fails to explain the observed clockwise hysteresis of seismic noise amplitude versus water level. This pattern is better explained if a significant part of the observed seismic noise is caused by ground vibrations generated by bed load transport. This points out the potential of using background seismic noise to quantify in continuous river bed load and monitor its spatial variations, which remain difficult with classical approaches.

2.2 Introduction

Assessing the level and the periodic variations of background seismic noise at seismological stations is of first importance to determine threshold limits for the detection and discrimination of seismic signals. As a result, there has been considerable interest in determining the nature of the seismic noise environment [e.g. *Brune & Oliver*, 1959] and the factors controlling it through large permanent seismological arrays [e.g. *Peterson*, 1993; *Stutzmann et al.*, 2000; *McNamara & Buland*, 2004; *Stehly et al.*, 2006] and temporary seismic networks [e.g. *Wilson et al.*, 2002; *de la Torre & Sheehan*, 2005]. It appears that the ambient seismic noise affects the entire frequency band studied in seismology from 10^{-3} to 10^2 Hz. Here, we focus this study on mechanisms involved in seismic noise generation, which exhibit strong temporal variations at various periods.

At low-frequency ($<10^{-1}$ Hz) sources are primarily natural, induced by local weather conditions, like diurnal temperature or atmospheric pressure variations [*Zürn & Widmer*, 1995; *Beauduin et al.*, 1996]. Some of the very low-frequency noise 10^{-3} - 10^{-1} Hz has been attributed to infragravity waves, presenting seasonal fluctuations, mainly given to be generated by the ocean and controlled by the spatiotemporal variations of the storms over the oceans [*Rhie & Romanowicz*, 2004; *Schulte-Pelkum et al.*, 2004; *Stehly et al.*, 2006]. The oceanic source dominates through the “microseism” band, usually between 5×10^{-2} - 10^{-1} Hz for the primary band [*Oliver & Ewing*, 1957] and 10^{-1} - 2×10^{-1} Hz for the secondary band, producing a peak of noise amplitude at 0.2 Hz, visible anywhere on the Earth [e.g. *Longuet-Higgins*, 1950; *Gutenberg*, 1958; *Peterson*, 1993; *Stutzmann et al.*, 2000]. Early works of *Banerji* [1924, 1930] have also revealed the influence of regional weather condition, such as the southwest monsoon, on the amplitude of seismic noise produced in the microseism band.

At high frequency (>1 Hz), seismic noise is mainly dominated by cultural sources [e.g. *Marzorati & Bindi*, 2006]. Traffic and industries are responsible for an important noise level and induce very strong diurnal variations [*McNamara & Buland*, 2004]. Among natural sources, winds can be considered as broadband, producing large amplitudes of noise at high frequencies (>1 Hz) [*Bahavar & North*, 2002] and important long-period noise on horizontal components [e.g. *Withers et al.*, 1996; *Young et al.*, 1996; *de la Torre & Sheehan*, 2005] encompassing fluctuations in response to the variation of the wind intensity [*Wilcock et al.*, 1999].

In this paper, we analyze the data acquired by a large-aperture, densely spaced temporary seismic array set across the Himalayas and southern Tibet. Stations were sampling many kinds of seismic noise from cultural to natural sources. We focus our analysis on a segment following the trans-Himalayan Trisuli River, which is affected by monsoon rainfall and melting of snow and ice over one year. In the context of such strong meteorological and hydrological fluctuations, this data set is well suited for the study of the influence of rivers on the amount of seismic noise and its spatiotemporal variation, a critical issue

in the Himalayas where Nepal Seismic Network shows strong spatiotemporal variations of its detection capacities [Bollinger *et al.*, 2007]. Rivers have long been recognized as sources of seismic noise but, to our knowledge, the mechanism responsible for coupling the river energy to seismic noise has never been explored. Following a brief description of the studied temporary network, we examine ambient seismic noise characteristics over one complete year, encompassing periods of large hydrological changes. We compare the ambient noise features to hydrological data and evaluate the potential of using seismic records for hydrological studies focused on bed load monitoring.

2.3 Data and Processing

2.3.1 Hi-CLIMB Seismic Data Acquisition

This study is part of the Himalayan Tibetan Continental Lithosphere during Mountain Building experiment (Hi-CLIMB), a project designed to image the lithospheric structures across the Himalayan collision zone. During this 3-year experiment, 115 broadband seismometers were deployed over 280 sites from southern Nepal to the Banggong suture in central Tibet [Nábělek *et al.*, 2005; Hetényi, 2007]. The southern section of the network (named hereafter phase 1) consisted of 75 stations, with an interstation distance of about 3 km, installed from the Terai plain to southern Tibet along the south-north Birganj–Hetauda–Naubise road in order to keep a linear profile (Fig. 2.3). Farther north, it reached the Betrawati–Dhunché–Syabru road along the Trisuli River. Stations H0010 to H0480, located in Nepal, were deployed from October 2002 to April 2004, whereas stations H0490 to H0770, located in south Tibet, were deployed from May 2003 to June 2004.

Three types of seismometers (velocity meters) were used : broadband seismometers Streckeisen STS-2 and Guralp CMG-3T with a natural period of 120 s, and intermediate-band seismometers Guralp CMG-3ESP with a natural period of 33 s. All these instruments have a flat response up to 50 Hz. To compare results from different instruments, seismograms were corrected for instrument response. The REFTEK (72A08) 24-bit recording system had a sampling frequency of 50 Hz with an antialias, low-pass filter at 20 Hz. In addition to a thick soil cover, they have been thermally isolated with a 4 cm thick polystyrene insulation and glass wool.

The environmental conditions are variable along the profile, with the proximity of towns and frequented roads especially for the southern stations (Terai basin), whereas in the Himalayan range large villages are rare, roads are infrequently traveled. The geological setting of the seismological stations also varies along the array. South of the Main Frontal Thrust (MFT) (stations H0010-H0120), the instruments are located in the Terai basin constituted of recent alluvial layers deposited over a molassic formation named the Siwaliks group formation [e.g. Upreti, 1999]. Farther north, from the north slopes of the Siwaliks hills to the high Himalayan range, the outcrops consist of granite, gneiss and high-grade rocks of the Kathmandu klippe (stations H0170-



Fig. 2.3: Location of the study area in central Nepal and southern Tibet. Main cities, Hi-CLIMB seismological stations as well as Department of Hydrology and Meteorology of Nepal (DHM) meteorological stations used in this study are represented by circles, inverse triangles, and diamonds, respectively. MCT, MBT, and MFT refer to Main Central Thrust, Main Boundary Thrust, and Main Frontal Thrust, respectively.

H0320), overlying lower grade lesser Himalayas metasediments [Upreti, 1999; Bollinger et al., 2004] (stations H0330-H0430). Through the high Himalayan range, instruments (stations H0440-H0530) have been installed along the bottom of a narrow valley incised in crystalline rock units consisting mainly of gneisses and quartzites [Upreti, 1999]. Finally, in southern Tibet, stations (stations H0540-H0710) are located over the Tethysian sedimentary series.

2.3.2 Noise Power Spectral Density Estimation

An example of two 1-d-long records from station H0460 (Fig. 2.4), located in the vicinity of the Trisuli River, reveals large temporal variations of the seismic noise. During summer, high-frequency noise is one order larger than during winter. Moreover, a daily variation of the noise during summer is also noticed, with larger noise amplitude at night than during the day.

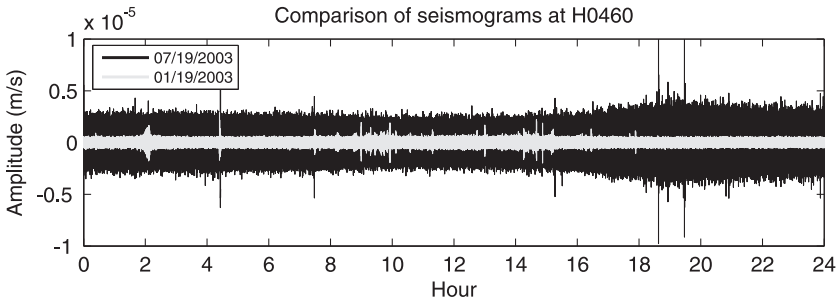


Fig. 2.4: Comparison of two 1-d-long vertical seismograms recorded at station H0460. A full day of January (19 January 2003) and July (19 July 2003) are represented in white and black, respectively. The data are presented in local time. In January the level of background noise is constant during the day, except some perturbations probably due to cultural noise. In July the background noise level is one order larger than in January and depicts fluctuations within a day where a maximum amplitude is observed in the evening.

To quantify the energy emitted at given frequencies from the seismic recordings, we computed the power spectral density (PSD) of the time series. The PSDs are calculated using Welch's averaging method [Welch, 1967]. The purpose of this power spectral estimator is to reduce the variance of spectra, dividing the time series in segments potentially overlapping. Segments are windowed using a Hamming window to avoid side effects when the signal is cut out. A modified periodogram [Welch, 1967] is calculated for each segment at given frequencies and the PSD is deduced from averaging the periodograms. The use of a multitaper method (MTM), usually offering greater frequency resolution and variance properties, do not significantly improve the analysis results. Small differences, never exceeding 5% for the frequency range studied here, argued therefore for the lower time consuming Welch's overlapped

segmented average techniques (Fig. S2.13 of the auxiliary material)¹.

Two procedures were used for enhancing the different timescales in the observed fluctuation of ambient noise level, from hours to seasons. The first approach consists of extracting a full-day recording, subdivided into 1-h-long segments with 50% overlap. A PSD is then calculated over each window and averaged to obtain a daily spectrum. This procedure is used to study the spatial evolution of noise energy by averaging each daily PSD through the entire year. The window length and the sampling rate were a good compromise between the computation time and the spectrum resolution required to obtain a small variance at all frequencies. The second procedure consists in extracting records of 10-min length subdivided into eight 75-s-long segments with no overlap. This method serves to characterize the rapid temporal variations of the energy produced at a given frequency. Once again, the choice of the sampling rate and the window length with no overlap is efficient to get an accurate resolution of PSDs with a reasonable calculation time. These procedures were applied to data from each station component and results are given in decibels [dB] relative to the velocity ($10 \times \log_{10}[(\text{m/s})^2/\text{Hz}]$).

2.4 Spatial to Temporal Variations of Ambient Seismic Noise

2.4.1 Spatial Evolution

The long-term PSDs for 2003 at a set of stations selected to sample the typical ambient seismic noise and local geology across Nepal and southern Tibet are shown on Figure 3. These stations include station H0050 underlain by low-velocity sediment layers [Hetényi *et al.*, 2006] on a foreland basin; station H0230 located on the Kathmandu klippe crystalline unit of high Himalayan affinity; as well as stations H0460 and H0660 in the High Himalaya and southern Tibet, respectively. The noise levels are compared to the world noise bounds determined by the low- and high-noise models of Peterson [1993].

As expected, station H0050, located in a densely populated area and installed on soft sediments, is the noisiest station over the entire frequency band (Fig. 2.5). Horizontal components display energy amplitudes systematically larger by 20 dB than at stations located north of the MFT, and the micro-seismic peak at 0.2 Hz is more pronounced. Low-frequency noise (<0.2 Hz) remains almost constant for stations located north of the MFT, as depicted by the noise spectra at stations H0230, H0460 and H0660 (Fig. 2.5). All these stations are installed on bedrock. These observations point the role played by local geology on the amplitude of seismic noise, like the presence of low-velocity sediments south of the MFT, which probably produce strong waveguide layers to seismic waves.

In the high-frequency band (>1 Hz), the energy decreases up to 50 dB from south (station H0050) to north (station H0660) meaning that the noise

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2007JB005034

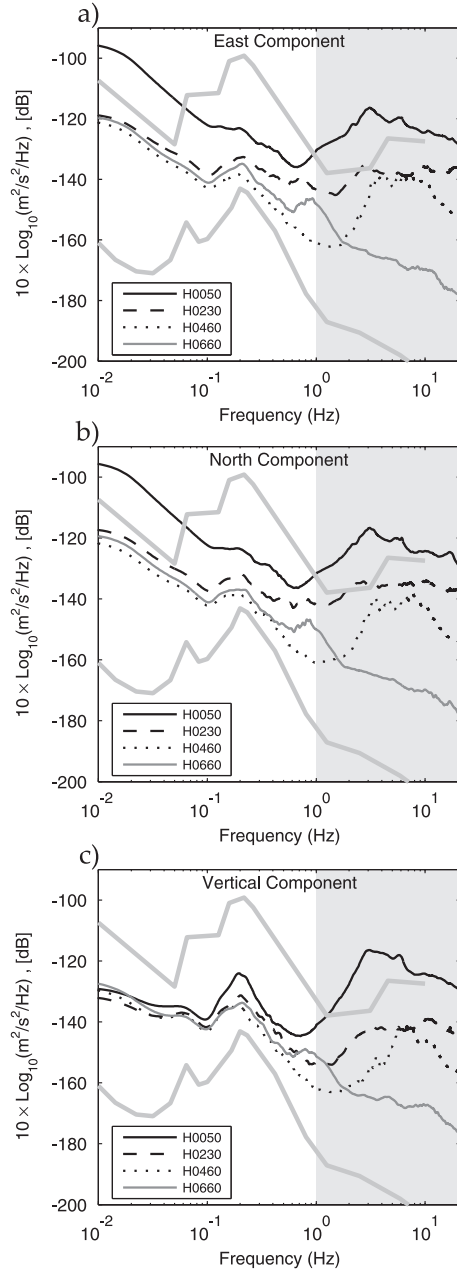


Fig. 2.5: Mean annual (2003) PSDs estimated for four stations H0050, H0230, H0460, and H0660 from south to north, respectively (Fig. 2.3) for (a) east, (b) north, and (c) vertical components. The large gray lines are the new high noise model (NHNM) and the new low noise model (NLNM) of Peterson [1993]. The amplitudes are given in decibel [dB] relative to velocity ($10 \times \log_{10}[(\text{m/s})^2/\text{Hz}]$). Gray shaded area indicates the frequency band (1-20 Hz), considered in this study.

level is diminished by a factor of 300. This noise decrease is consistent with a northward decrease in population density from Nepal to Tibet [*Landscan*, 2005, <http://www.ornl.gov/sci/landscan/index.html>], hence a similar decrease in anthropogenic noise sources across the Himalayas [*de la Torre & Sheehan*, 2005]. However, almost all stations from H0410 to H0570 exhibit a noise level energy, in the frequency band ~ 2 -12 Hz, equivalent to what is observed with southern stations. This feature is illustrated with stations H0460 on Figure 2.5, this station having a similar noise level energy at high frequencies as H0230. Since these stations are located far from any major cities and high traffic roads, the origin of this seismic noise, in this frequency band, cannot be linked to anthropogenic sources and is rather related to natural sources.

2.4.2 Seasonal Variations

The analysis of seasonal background noise modulation may help differentiating processes of seismic noise generations that can be associated with natural sources, at least climatic ones. Figure 2.6 presents the seasonal fluctuation computed with the first procedure of PSD calculation and the difference realized on the average PSDs for the month of July and February for a given station. In the microseism band (0.1-1 Hz), stations H0050, H0230, and H0460 record larger energy amplitudes in July by about 5 to 10 dB (Fig. 2.6). The appearance of oceanic depressions localized over the Gulf of Bengal during the summer monsoon period [e.g. *Lang & Barros*, 2002] could explain the enhancement of oceanic swell and thus the larger amplitudes of the 0.2 Hz peak [*Banerji*, 1930]. Although still visible, this effect is attenuated for the northern stations on the Tibet plateau, like H0660 (Fig. 2.6).

The main seasonal noise variation is seen in the high-frequency band (>1 Hz) for station H0460 with an average increase of 15 dB during summer, whereas stations H0050 and H0230 do not show any significant seasonal changes in this frequency band (Fig. 2.6). The noise amplitudes on the seismograms from station H0460 are then 6 times larger at high frequency during the monsoon period than during the dry season (Fig. 2.4). A similar observation is made at most stations located along the Trisuli River.

2.4.3 Daily Fluctuation

The above analysis is too coarse to study the mechanism of possible background noise induced by rivers, for this we look at daily variations. In Figure 2.7a, we present the spatial and temporal evolution of the seismic noise level at all the Hi-CLIMB stations located close to the Trisuli River. For each station, we calculate the daily high-frequency energy on the vertical component over a chosen frequency band (Fig. 2.7b). The center and the width of the selected band have been chosen based on the frequencies that are visibly excited during the summer months. For stations where no obvious seasonal variations are observed, the default 2-10 Hz band is chosen.

The daily noise levels during 2003 at stations close to the Trisuli River,

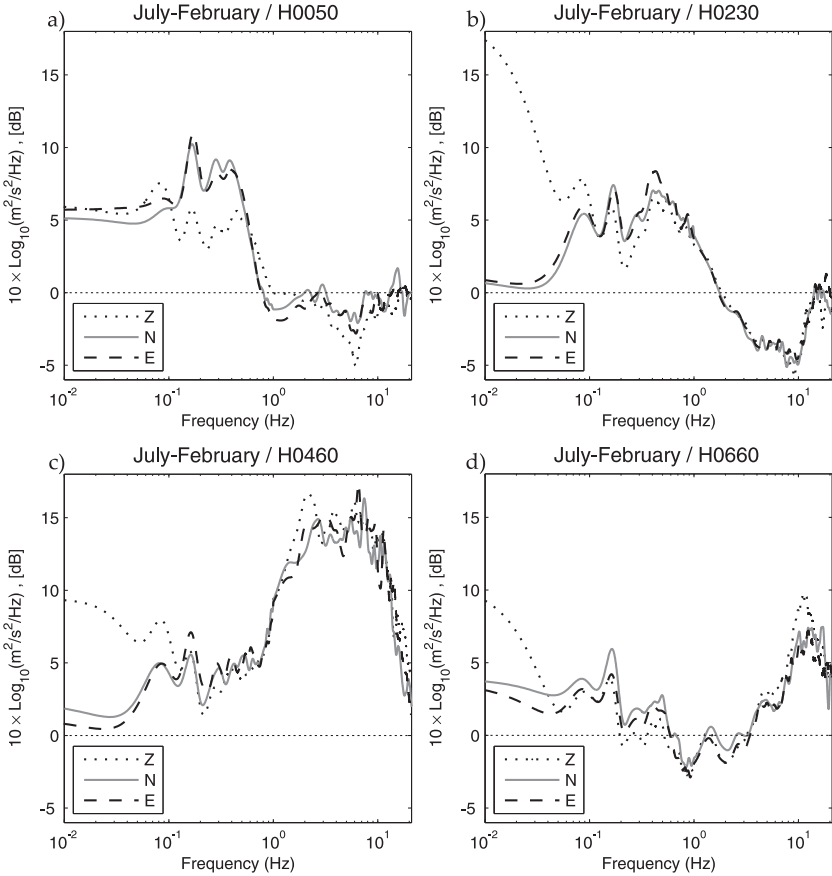


Fig. 2.6: Seasonal fluctuation of seismic noise : obtained by subtracting the average July PSD to the average February PSD for 2003 at stations (a) H0050, (b) H0230, (c) H0460, and (d) H0660. Black dotted, gray continuous, and black dashed lines represent the vertical, north, and east components, respectively. The amplitudes are given in decibel [dB] relative to velocity ($10 \times \log_{10}[(\text{m/s})^2/\text{Hz}]$).

reveals a strong increase of the high-frequency energy (>1 Hz), from stations H0410 to H0560 (Fig. 2.3) from June to September (Fig. 2.7a). For these stations, the level of noise shows a first increase at the end of May lasting until mid-June. Then, the energy reveals a second increase and reaches an almost constant level until the end of September with intermittent peaks that are well correlated between stations. The time period of energy enhancement coincides with the summer monsoon period in Nepal, during which depressions centered over the Gulf of Bengal [e.g. *Barros & Lang, 2003*] place the Himalayan arc under a regime of moist southeast flow and produce important episodes of

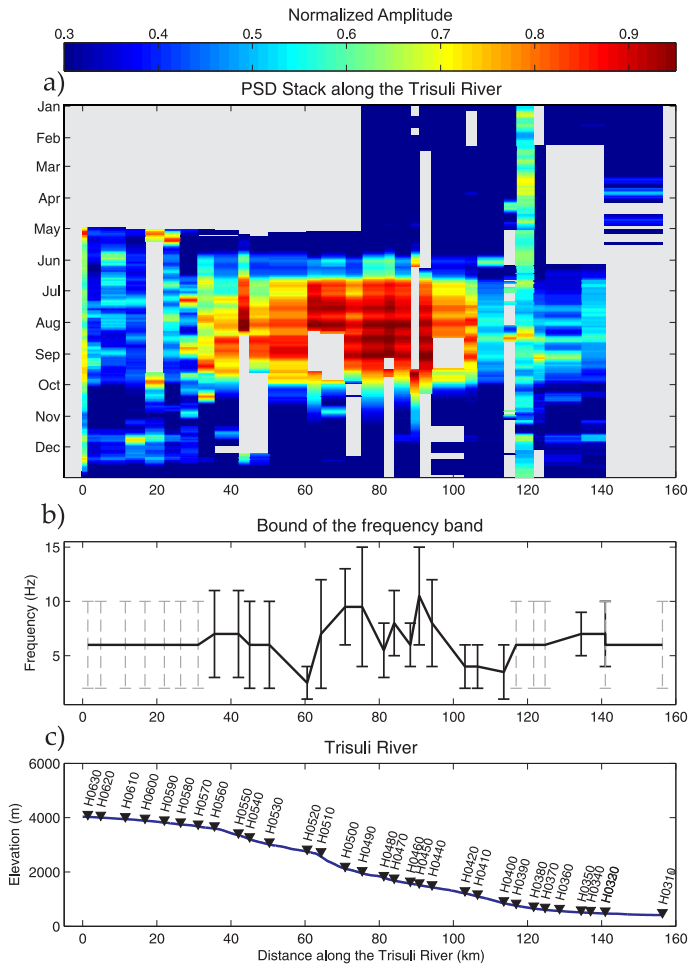


Fig. 2.7: (a) Mean vertical PSDs at Hi-CLIMB stations along the Trisuli River and stacked over the frequencies excited in summer, given in Figure 2.7b. PSDs are rescaled between 0 and 1, minimum and maximum PSDs amplitudes, respectively, and smoothed with a centered sliding window of 2 weeks. Red and blue represent high and low normalized energy, respectively. (b) Center of the chosen frequency band along the Trisuli River for the PSD stacks (black line). The black error bars stand for the lower and upper bound of the stacked frequencies. The gray dashed error bars mark the default values of the upper and lower frequency bound (2-10 Hz) when the summer increase of the high-frequency energy is not clearly identified. (c) Location of the Hi-CLIMB stations (downward black triangles) projected on the elevation profile of the Trisuli river (blue line).

heavy rainfall. From early June to end of September, the cumulative precipitation can reach 5 m in western Nepal, at the front of the High Himalayan range [Department of Hydrology and Meteorology (DHM), 2002]. Stations showing pronounced seasonal seismic noise fluctuations are located nearby river segments with steep local gradients (Fig. 2.7c), whereas at the northern and southern ends of the Trisuli River covered by the Hi-CLIMB network, the summer increase of high-frequency energy is attenuated or not visible (Fig. 2.7).

The annual three-component PSDs through year 2003 at high frequencies are displayed in Figure 2.8 for stations located along the Trisuli River. The summer enhancement of the high-frequency energy is seen at all components. However, the amplitude of seismic noise and the bandwidth of the excited frequencies are larger on the horizontal than on the vertical component recordings (Fig. 2.8). Two steps of increasing noise level are seen in June while a wider band of frequencies is progressively excited. This widening of the noise band is mainly observed at lower frequencies (stations H0420, H0460, and H0470, Fig. 2.8).

The hourly fluctuation of the summer high-frequency energy is shown in Figure 2.9. The appearance of the summer seismic noise coincides with the appearance of a 24-h period cycle and is superposed to a constant increase of the daily average noise level. This 24-h cycle has a minimum amplitude reached at 01 pm and a maximum amplitude late in the evening (Figs 2.9 and 2.10). This suggests that the source responsible for this seismic noise is anticorrelated with the possible sources of anthropogenic noise, which has a minimum at night. This 24-h periodic signal is observed from stations H0440 to H0510 covering about 30 km along the Trisuli River (Fig. 2.10). South of station H0420 and north of H0510, the diurnal modulation of the summer seismic noise at high frequencies is not present. These “low-noise” regions coincide with areas where the gradient of the river stream is small (Fig. 2.7).

2.5 Discussion

The proximity of the Trisuli River to stations showing seasonal variations of energy at high frequencies suggests an interaction between the source of noise and the river discharge. To test this hypothesis we compare local meteorological and hydrological data with the noise level curves obtained from the seismic stations installed along the river. Although some hydrological studies and monitoring have been conducted in the past along the upper Trisuli [e.g. DHM, Nepal, 1998; Sharma & Adhikari, 2004] and the Langtang Khola, one of its major tributaries [Fukushima *et al.*, 1987; Takahashi *et al.*, 1987], the river discharge and sediment load remain largely unmonitored. For this reason, we first introduce the meteorological context of the study region for year 2003, precipitation water being one of the main contributors to the Langtang-Trisuli river hydrology [e.g. Braun *et al.*, 1993, 1998]. We next introduce the available water level time series and discuss the complementary hydrological data set.

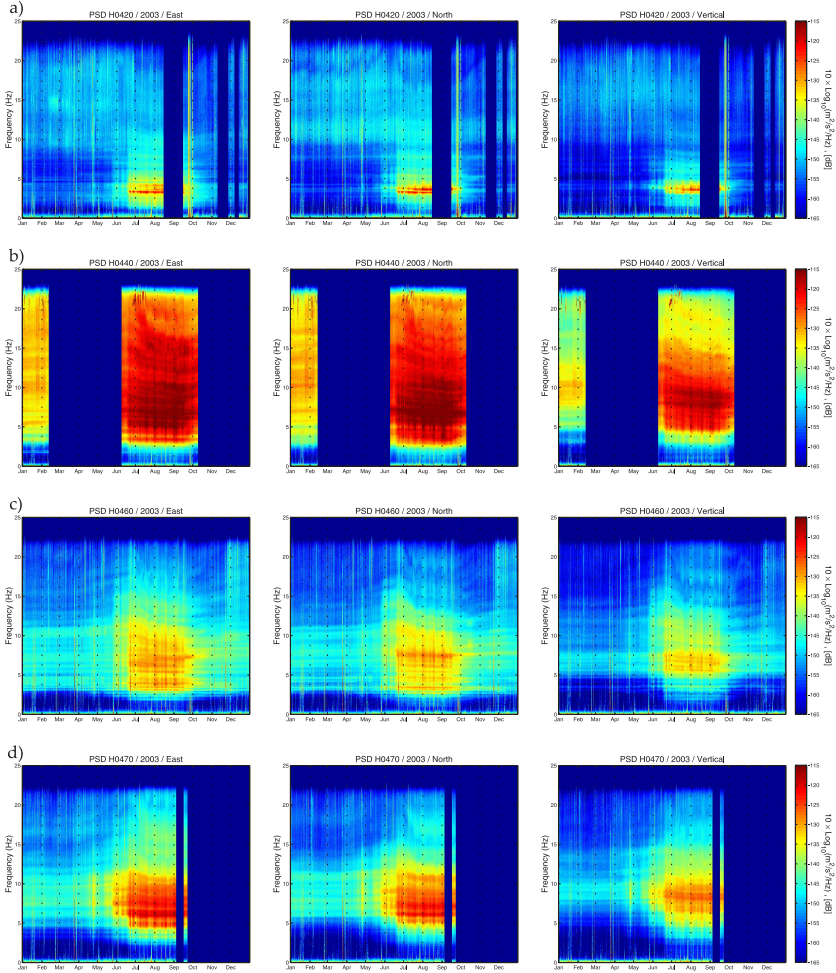


Fig. 2.8: Spectrograms for the east, north, and vertical components for the year 2003 at stations (a) H0420, (b) H0440, (c) H0460, and (d) H0470. Each vertical stripe corresponds to a PSD estimated for a 1-h-long data segment (see the text for details of the procedure). Red and blue stand for high and low energy, respectively.

2.5.1 Comparison With Meteorological Data

We compare the precipitation rates (mm/d) calculated with a 10-d moving average for 8 meteorological stations monitored by the Department of Hydrology and Meteorology of Nepal (DHM) located along the Trisuli River (white diamonds on Figure 2.3) with the average integrated energy on the velocimeter's three components and over a significantly excited frequency band (3-15

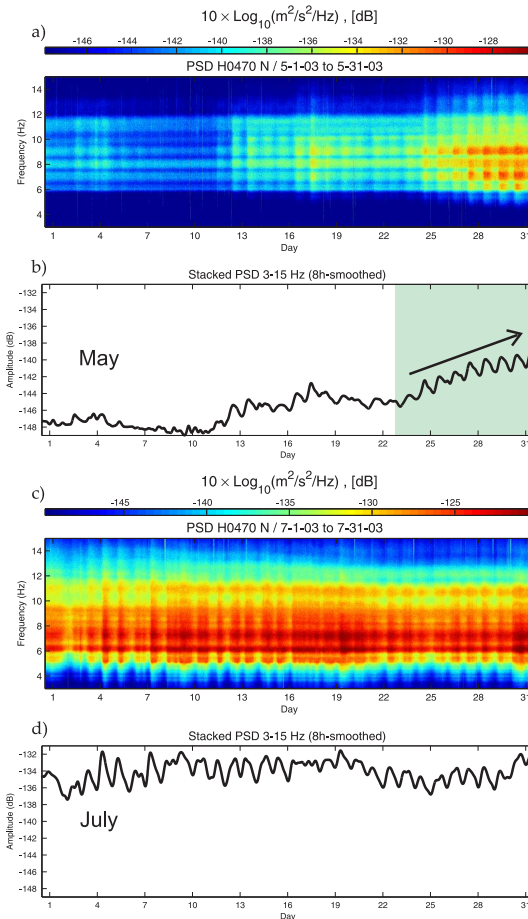


Fig. 2.9: (a) Spectrograms for May 2003 at station H0470. Each vertical stripe corresponds to a PSD for a 10 min data segment (see the text for details of the procedure). Red and blue stand for high and low energy, respectively. (b) Corresponding mean PSDs stacked over a frequency band of 3-15 Hz and smoothed with an 8-h sliding window. Green shaded area in Figure 2.9b depicts the onset of the 24-h periodicity and the constant increase of the seismic noise. (c–d) Same as Figures 2.9a and 2.9b but in July 2003.

Hz) at stations H0420, H0460 and H0480 for year 2003 (Fig. 2.11). We focus on these specific stations located through the area encompassing large summer increase of the high-frequency noise (Fig. 2.7) because they almost operated continuously during the experiment. From January to May the precipitation in the region are rare and weak meanwhile the noise level is low. However, the noise level time series does not correlate with the rare local rainfall (Fig. 2.11). In June at the onset of the monsoon season, the precipitation rate increases and remains at the highest levels of the year until the end of September. In June, seismic noise at the observed stations increases rapidly, reaching an amplitude threshold for the following three months. At the end of September, the precipitation rates depict a sudden decrease whereas the recession of ambient noise is gentler (Fig. 2.11). The overall correlation coefficient between noise amplitude at H0460 with precipitation is 0.61.

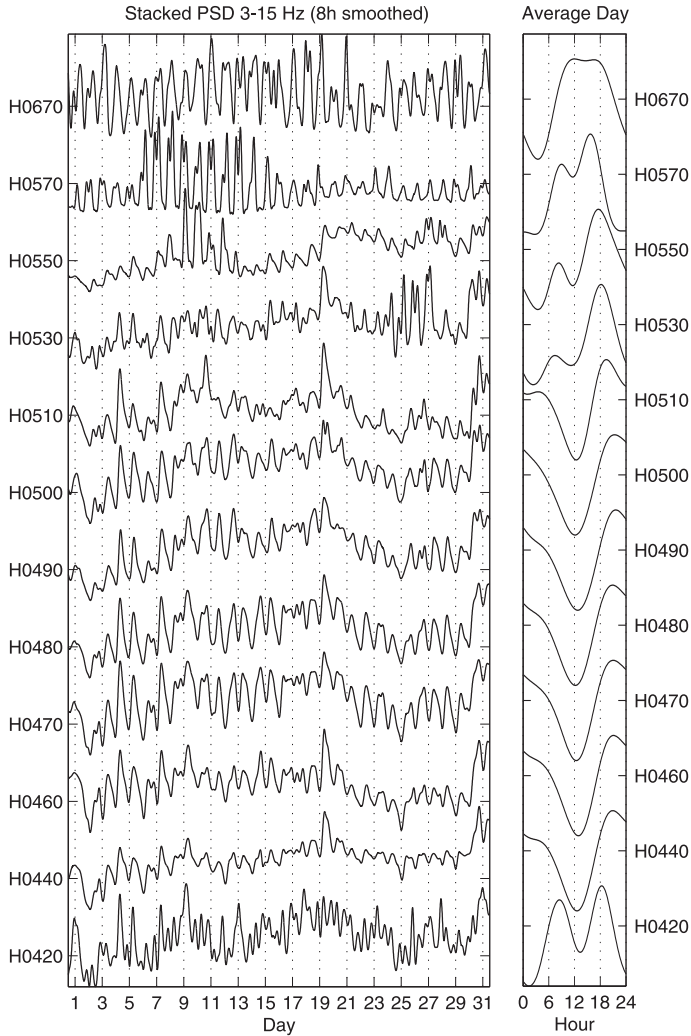


Fig. 2.10: (a) PSDs stacked over a frequency band of 3-15 Hz for July 2003 and for a set of Hi-CLIMB stations from north to south, top to bottom, respectively. (b) Corresponding mean daily noise level variations calculated by summing 24-h-long segments of the curves shown in Figure 2.10a. The 24-h periodicity, with maximum noise around 2200 LT, is observed along a segment of 30 km along the Trisuli River. North and south of it, the cyclicity is typical of cultural sources with a maximum reached during the day.

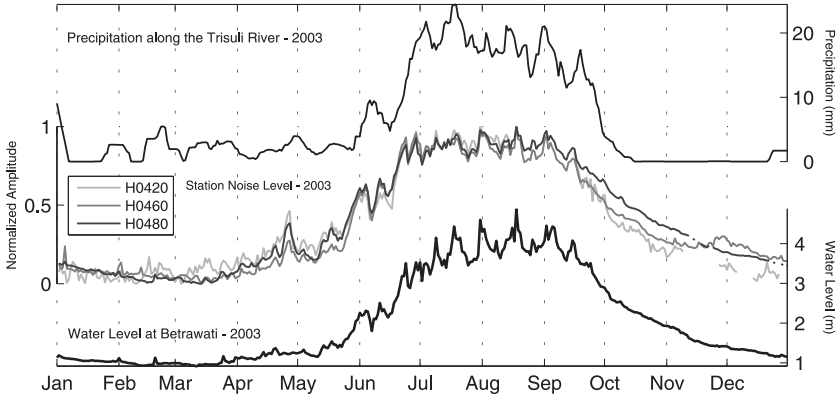


Fig. 2.11: Top curve is the 10-d centered moving average of the daily precipitation rate in mm for year 2003 at 8 meteorological stations from the Department of Hydrology and Meteorology of Nepal (DHM) located along the valley of the Trisuli River (Fig. 2.3). Middle curves are the high-frequency noise level (averaged over the three components and the frequency band 3-15 Hz for year 2003) at stations H0420, H0460, and H0480. Bottom curve is the Trisuli water level in meters measured at the town of Betrawati near station H0370 during year 2003.

Monitoring hourly precipitation at an automatic weather station in Syangboche (Khumbu – eastern Nepal) at 3850 m, *Ueno et al.* [2001] show a remarkably periodic diurnal cycle during the summer monsoon. The total amount of precipitation from 04 pm to 06 am corresponds to 88% of the daily total amount. This result is supported by complementary observations made at higher altitudes (at the Pyramid Meteorological station at 5050 m) in the same region [*Bollasina et al.*, 2002] and farther west along the Annapurna range by a 16-station hydrometeorological network [*Barros et al.*, 2000; *Barros & Lang*, 2003]. *Barros & Lang* [2003] indicate that the main peak of precipitation in the Annapurna region comes around midnight, the minimum of rain being generally observed between 06 am and noon. This diurnal precipitation periodicity during the summer monsoon might thus be systematic along the front of the high range in Nepal and appears to be closely tied to our observations of the daily seismic noise variations along the Trisuli River (Figs 2.9 and 2.10).

Although the daily fluctuations of monsoon rainfall are in phase with the diurnal pattern of seismic noise observed at stations along the Trisuli River, we notice some discrepancies between noise level and precipitation rates over longer periods. For instance in April and May, the seismic noise gently increases whereas average precipitation rates do not differ from previous months (Fig. 2.11). Similarly, the noise from October to December remains at a higher level than during the period preceding the summer monsoon, whereas episodes of rain are essentially nonexistent. Finally, peaks of noise level during the monsoon period are not well in phase with peaks of precipitation (Fig. 2.11).

2.5.2 Comparison With Hydrological Data

Monsoon rainfall is not the only supply of water for Himalayan rivers, melting snow and ice are also major additional contributors. *Fukushima et al.* [1987] presented a study of the Langtang valley in which three glacier watersheds were instrumented from July 1985 to June 1986. Some hydrological studies have been conducted in rather similar Himalayan hydrological contexts, p.e. in the vicinity of the Garhwal glaciers and the river they feed [e.g. *Singh et al.*, 2003, 2005], describing large diurnal and seasonal variations in discharge and sediment fluxes, including runoff delaying and hysteresis trends between discharge and the suspended sediment concentrations. Continuous measurements of the discharge of the largest tributary to the Trisuli River the Langtang Khola (Fig. 2.3) during this period show a gentle increase of discharge from April to May followed by a rapid augmentation in June due to the fast melting of snow and ice in glaciers in response to increased air temperature [*Takahashi et al.*, 1987]. In July and August, discharge rates reach the largest values, followed in September to October by a period of rapid discharge recession, whereas from November to March the discharge decreases only slightly. *Fukushima et al.* [1987] also observe a daily fluctuation of discharge during July and August. According to them, the hourly discharge rate is the largest from 09 pm to midnight in the Langtang Khola watershed. These seasonal and daily variation of discharge measurements seem to be well correlated with our observations of noise levels at seismic stations close to the Trisuli River. Unfortunately, there is a lack of continuous and reliable water discharge measurements along the Trisuli River, except a measurement of the daily water level variations in the town of Betrawati, close to station H0370. Furthermore, to our knowledge, this transport is not monitored on regular basis along the Trisuli River. Total dissolved solids (TDS) episodic measurements at Betrawati barrage in 1993-1994 depict seasonal variations, with a peak of amplitude in July August around 5 times higher than the fall-spring values [*Galy & France-Lanord*, 1999]. Considerably greater variations are suspected for the suspended sediments [e.g. *Evans et al.*, 2004] while almost all the bed load transport is given to be accommodated during the summer monsoon. On Figure 2.11, we compare the integrated water level at this hydrological station with the integrated seismic noise level estimated at stations H0420, H0460 and H0480. From January to April, both recordings keep a constant level with a few sudden increases of water level that does not match to noise level, except perhaps one in early February. As from the middle of May, water and seismic noise levels undergo increases during which fluctuations are well correlated, for example, the rapid and strong recession of noise and water level observed in the first part of June. During the monsoon period, the time series of both data sets is well correlated. As mentioned earlier, the daily precipitation rate variations could not fully explain the seismic noise variations (Fig. 2.11). Moreover, at the end of September, when the precipitation rapidly decreases, the decrease in noise level follows the similar slower diminution of water level. Overall, the correlation coefficient between H0460 seismic noise and water level is 0.86, whereas it is only 0.61 with precipitation.

2.5.3 Sources of “River” Seismic Noise

The correlation between seismic noise and water level clearly suggests that the main source of seismic noise during the monsoon period is linked to the variations in the stream power of the Trisuli River along its fast flowing portion in the High Himalaya zone. The accommodation of the water supply from precipitation or snow/ice melt may vary dramatically along the Trisuli River due to variations of the watershed and the evolution of the river geometry from north to south. South of station H0370, the river has a weak gradient and a wide channel, up to 100 m during the monsoon, and the supply of water is mainly accommodated by an increase of the width. On contrary, through the High Himalayan range, the river has a strong gradient and the channel is narrow, around 10 m. Flanked by steep slopes, the large amount of water supplied by the monsoon is mainly balanced by an increase of the water level, which enhances the basal shear stress of the Trisuli River. The fluvial shear stress exerted by the flowing water is defined as

$$\tau = \rho g R S \quad , \quad (2.1)$$

where ρ is the fluid density, g is the gravity, S is the water surface slope, and R the hydraulic radius. R can be expressed as the function of the channel width W and the water level H in the approximation of a rectangular section :

$$R = \frac{WH}{(W + 2H)} \quad . \quad (2.2)$$

Thus, assuming a constant section, an increase in H produces a much higher increase in basal shear stress than an increase in W . One effect of the increase in the basal shear stress is the initiation of the bed load motion.

The correlation of the integrated seismic noise with the water level of the river reveals that the hydrodynamics is a possible source of seismic noise. Because of a larger river discharge during the monsoon, the turbulence induced by the stream is probably at the origin of the observed seismic noise. In Figure 2.12, the plot of the seismic noise level at H0420, H0460, and H0480 as a function of the water level for the whole year 2003 reveals a well-developed hysteresis pattern. This result shows that for equivalent water level the amplitude of noise recorded at the beginning of the monsoon (June to July) is larger than the one recorded at the end of the rain season (September to October). If turbulent flow is the only source of seismic noise, one would expect a linear trend between amplitude of seismic noise and water level. No large variation of high-frequency seismic noise should be observed between the beginning and the ending of the summer monsoon. However, the hysteresis pattern demonstrates that the stream turbulence cannot be the unique source of high-frequency seismic noise.

Through the high range where the Trisuli valley is well incised and water supply is mainly accommodated vertically, the river gradient is steep (Fig. 2.7), the bed load is coarse and consists of large boulders. On the other hand, farther south, where river gradient is gentler and the channel is wider, the bed load

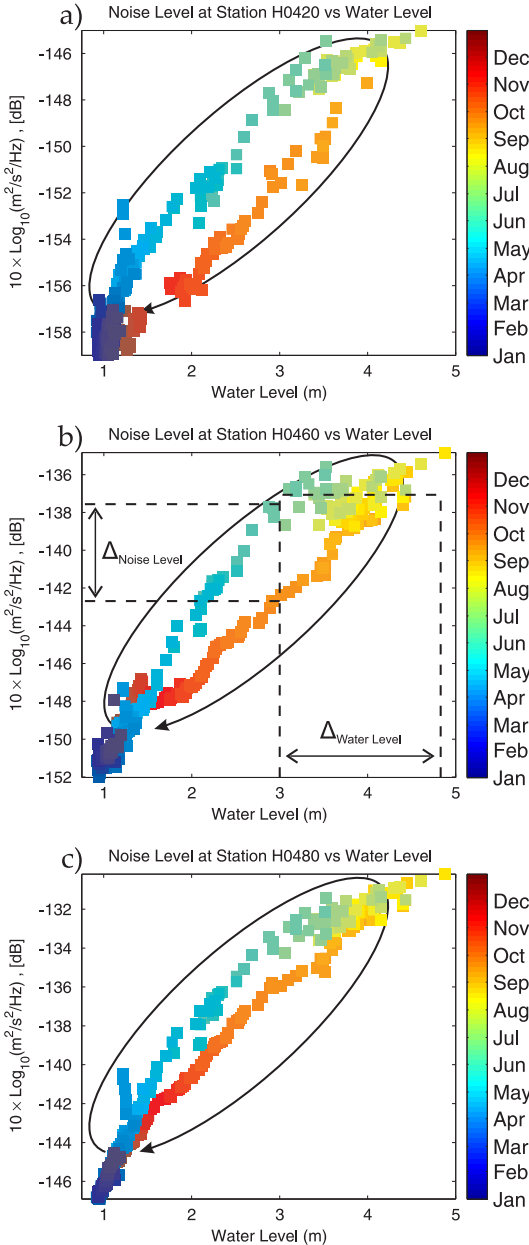


Fig. 2.12: Mean daily noise level amplitudes at station (a) H0420, (b) H0460, and (c) H0480 compared to the daily water level of the Trisuli River measured at Betrawati during year 2003. Each square represents 1 d, and its color indicates month of the year. The observed hysteresis progression is indicated by the black arrow curve.

is finer, consisting of smaller pebbles. This spatial variability of the bed load type along the Trisuli River, caused by the variations of its hydrodynamics, seems related with the north-south variations of the high-frequency seismic signal that we observe at stations along the flow. We suspect that part of the available bed load at the beginning of the rainfall season have been used or removed at the end of the monsoon, which leads to a decrease in the river-generated seismic noise, since only the largest boulders remain available to produce noise. Moreover, from July to August, despite a constant increase in water level (from 3.25 to 5 m), the amplitude of the noise remains almost constant (<2 dB). This threshold behavior of seismic noise energy reminds the classical concept of critical shear stress used to describe the river transport capacity [e.g. *du Boys*, 1879; *Shields*, 1936]. If the stress of the flowing water is less than the critical shear stress, particles within the river will remain motionless. Only when the stress exerted by the flowing water exceeds the critical shear stress, movement will be observed. If motion of all the available river bed load is already involved, an increase in water level should have no influence on seismic noise.

North of station H0560, noise levels do not show any variation correlated to the monsoon period. It can be explained by a weak river discharge due to rain shadow effects of the range or by the higher altitudes of this region, which reduce the amount of water coming from snow and ice melt. Furthermore, despite of the major effect of monsoon rainfall in the water supply south of Betrawati, we do not have significant seasonal changes in the amplitude of noise. Stations in the southern part of the river are located in the vicinity of river segments for which the bed load characteristics are not efficient to produce seismic noise either due to a missing large fraction of the bed load or variations of the basal shear stress.

All these observations point the influence of the different mechanisms of bed load transport on the recorded seismic noise. The motion of blocks within the river should produce seismic waves since this solid fraction is coupled to the ground.

Conclusions

Our study reveals that some hydrodynamics features of the Trisuli River can be assessed from the temporal/frequency analysis of continuous seismic records at Hi-CLIMB stations installed along its bank. On the basis of our observations, motion of the bed load on the river bedrock, including pebble saltation or bed load creep, is a plausible mechanism for the generation of the observed high-frequency seismic noise, which suggests that seismometers can be used to monitor bed load transport. Furthermore, recent work by [*Huang et al.*, 2007] shows, using time-frequency analysis of ground vibration in an experimental context, that some seismic noise in the 10-150 Hz band is generated by rock motions. Both observations let us suspect that the bed load transport in the rivers is an important contributor to the seismic noise in the vicinity of large rivers. This type of load transport is one of the most efficient mechanisms of

erosion and is a major cause of damage during high floods. The evaluation of the river bed load remains difficult to quantify due to a potential strong hydrodynamics. The Hi-CLIMB network, not being designed for such a purpose, lacked configuration which would facilitate more accurate evaluation of the bed load transport along this trans-Himalayan river. Furthermore, independent estimates of the bed load were also lacking, but our study points out the potentials of this new approach. Seismic-based measurements of bed load can potentially overcome some of the weakness of commonly used methods in an extreme flowing water environment. First, the presented method is non-invasive because seismometers are deployed outside the river channel. In our study, some stations (H0410, H0420, etc.) were installed at more than 2 km from the river and still exhibit a clear river-generated noise. Hence, ambient seismic noise analysis can be used as a tool to continuously monitor the river bed load transport. Second, we observe a wide range of frequencies that are excited during the monsoon period, which indicates that the frequency content of the river seismic noise can potentially help to characterize the nature of the bed load and its type of motion (saltation, shearing, etc.). Third, since seismic records at one station are sensitive to a broad portion of the river near it, measurement of noise energy, corrected from the geometrical and intrinsic local attenuation, can provide an integrated value of the bed load transport along the river. Assuming that a sufficiently dense network of stations with a specific geometry including both perpendicular and transversal profiles is installed at the scale of a local watershed, restricted areas of high bed load transport can thus be localized with tomography-like inversion techniques. Finally, and perhaps most importantly, seismic data can be transmitted in almost real-time and the long-term experience of the seismological community in the rapid determination of earthquake location and magnitude determination can potentially be used, in complementary with existing methods, in warning systems for destructive floods.

Auxiliary materials

This auxiliary material (Fig. S2.13) contains the spectrograms estimated for the month of May 2003 at station H0460 and for the vertical component via a Multitaper method (top), a Welch's Overlapped Segmented Average technique (middle) and the difference in percentage between both methods (bottom). Red and blue colors stand for high- and low-energy, respectively. The figure supports the statement that both techniques are equivalent at the smallest time scale of calculation used for this study.

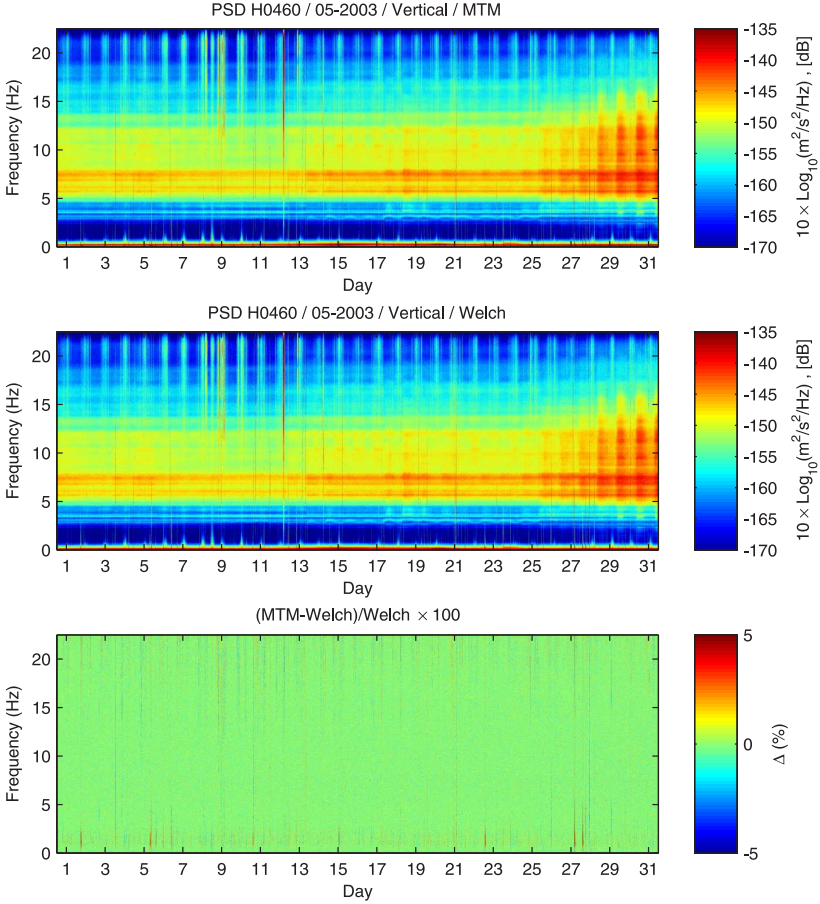


Fig. S 2.13: Comparison of spectrograms estimated with a Multitaper method (top), a Welch's Overlapped Segmented Average technique (middle) and the difference in percentage between both methods (bottom).

2.6 Compléments sur l'origine du bruit de fond sismique

La précédente étude s'est focalisée sur l'analyse des signaux continus enregistrés aux stations Hi-CLIMB le long de la Trisuli. Une attention particulière s'est donc portée sur les sources de bruit associées à ce cours d'eau. Néanmoins, nous avons systématiquement effectué une étude spectrale aux stations de la phase 1 de cette expérience. Les variations spatiotemporelles de l'énergie spectrale permettent d'observer l'influence d'autres sources de bruit environnementales.

2.6.1 Le bruit d'origine anthropique

Le long du profil Hi-CLIMB (Fig. 2.3), la plupart des sources de bruit de fond est anthropique. Nous avons montré à l'aide des spectres moyens pour l'année de 2003 (Fig. 2.5), que le bruit haute-fréquence produit par l'activité humaine se réduit du sud vers le nord, c'est-à-dire de l'Inde vers le plateau Tibétain. La station H0050, située au sud du chevauchement frontal himalayen dans la plaine du Gange (Fig. 2.3), montre un niveau de bruit très important pour des fréquences supérieures 2 Hz (Fig. 2.14). Cette production d'énergie sismique ne révèle pas de variabilité saisonnière. En revanche, un spectrogramme journalier indique une activité à haute-fréquence exclusivement pendant la journée (Fig. 2.15). La courbe de niveau de bruit dans la bande 3-20

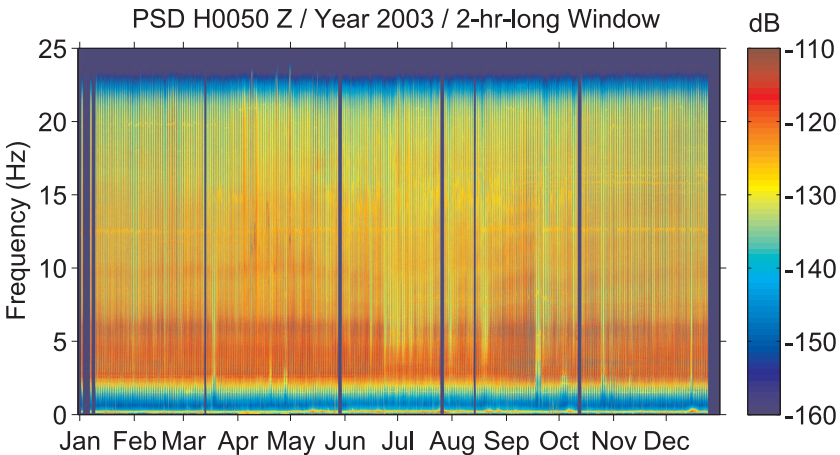
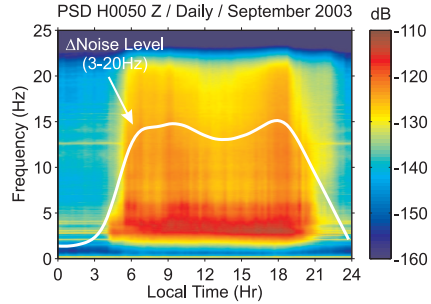


Fig. 2.14: Spectrogramme à la station H0050 pour l'année 2003 et la composante verticale. Chaque bande spectrale est calculée sur une fenêtre temporelle de deux heures. L'énergie spectrale est indiquée en décibel, relative à 1 m/s. L'essentiel du bruit enregistré à cette station est d'origine anthropique et affecte toute la bande en fréquence 3-20 Hz. Noter l'absence de variations saisonnières dans le spectrogramme.

Hz met en évidence le comportement typique des sources anthropiques. Le maximum de bruit est observé durant la journée et un minimum pendant la nuit. La transition entre les deux états est brutale et présente une forme de fonction porte, typique de l'activité humaine [McNamara & Buland, 2004]. De plus, une légère diminution du bruit apparaît entre 12:00 et 15:00, illustrant probablement une réduction des déplacements de la population active.

Fig. 2.15: Spectrogramme journalier à la station H0050 pour le mois de Septembre 2003 et la composante verticale. Chaque bande spectrale est calculée sur une fenêtre temporelle de vingt minutes. L'énergie spectrale est indiquée en décibel, relative à 1 m/s. La courbe blanche représente la moyenne spectrale dans la bande en fréquence 3-20 Hz du niveau de bruit. Elle est anti-corrélée avec la variation journalière du bruit associé à la rivière Trisuli.



À la station H0230, située à 30 km au sud-ouest de la ville de Katmandou (Fig. 2.3), le niveau de bruit à haute-fréquence est plus faible qu'à la station H0050 et confirme la tendance d'une diminution des sources anthropiques de bruit vers le nord (Fig. 2.16a). Là encore, la variation journalière du niveau de bruit est comparable à une fonction porte. D'un point de vue saisonnier, nous observons une soudaine augmentation du niveau de bruit au début du mois d'Août (Fig. 2.16). Elle est d'abord précédée par une diminution progressive de l'énergie sismique à partir de Juin, bien visible dans la bande 3-10 Hz. Cette période de l'année correspond aux premières pluies de mousson. Dans les régions à fort relief, les fortes précipitations induisent de nombreux glissements de terrain qui coupent les axes de circulations. Le trafic routier est alors réduit et le bruit sismique à haute-fréquence correspondant s'en trouve diminué. En revanche, la brusque augmentation de l'énergie dans une bande 3-10 Hz à partir d'Août va à l'encontre de cet argument (Fig. 2.16b). Une explication pour ce phénomène nous a été communiquée par John Nábèlek à la suite de discussions. Après un intense épisode orageux, la route principale reliant Katmandou au sud du pays a été coupée par des éboulements. Des itinéraires de substitutions via des routes secondaires ont alors permis de continuer les échanges avec la capitale. L'une de ces routes se trouvait à proximité de la station H0230. C'est l'afflux soudain des véhicules sur cette route qui provoque l'augmentation du bruit en Août et qui persiste les mois suivants.

À la station H0230, nous notons également sans cyclicité particulière des journées montrant une faible énergie sismique à haute-fréquence (Fig. 2.16). Un de ces épisodes est bien visible vers mi-Septembre et s'observe aussi à d'autres stations du sud Népal comme à H0050 (Fig. 2.14). La Figure 2.17 montre dans le détail le spectrogramme du mois de Septembre à H0230. Les trois journées où le bruit anthropique est réduit correspondent à l'instauration d'une grève générale au Népal. Au-delà de 10 Hz, le bruit sismique ne montre

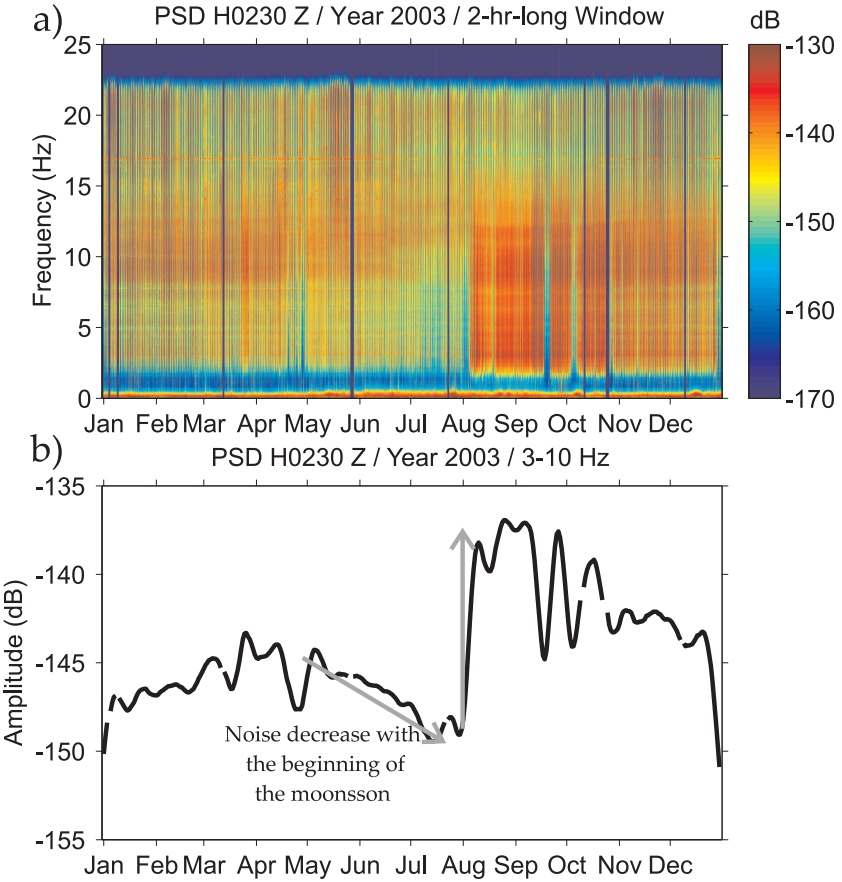


Fig. 2.16: (a) Spectrogramme à la station H0230 pour l'année 2003 et la composante verticale. Chaque bande spectrale est calculée sur une fenêtre temporelle de deux heures. L'énergie spectrale est indiquée en décibel, relative à 1 m/s. (b) Courbe de niveau de bruit moyen à H0230 pour une bande en fréquence de 3-10 Hz. Noter le soudain accroissement du niveau de bruit de fond sismique au début du mois d'Août.

pas de variation et traduit probablement des sources avec une origine très locale (Fig. 2.17). D'autres journées présentent également une diminution du bruit sismique d'origine humaine et sont identifiées à des jours fériés.

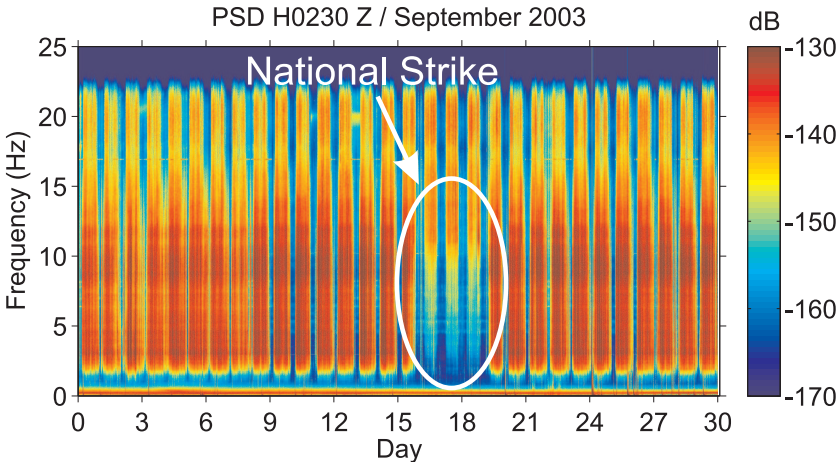


Fig. 2.17: (a) Spectrogramme à la station H0230 pour le mois de Septembre 2003 et la composante verticale. Chaque bande spectrale est calculée sur une fenêtre temporelle de vingt minutes. L'énergie spectrale est indiquée en décibel, relative à 1 m/s. La baisse du niveau d'énergie sismique visible du 17 au 19 Septembre est la conséquence d'une grève générale au Népal. Elle induit une importante diminution des sources de bruit dues aux activités humaines dans la bande de fréquences ~ 3 -10 Hz.

2.6.2 Le bruit des lacs

Au Sud-Tibet, la station H0670 montre une faible énergie à haute-fréquence (> 1 Hz) liée au faible nombre de sources de bruit d'origine humaine (Fig. 2.18). En revanche, dans une gamme restreinte de fréquences (0.6-0.8 Hz) nous observons l'apparition de transitoires d'énergie sismique qui sont présents tout au long de l'année et caractérisés par une périodicité journalière (Fig. 2.18). Ce type de signature spectrale, déjà observable sur la Figure 2.5 à la station H0660, est présent à toutes les stations Hi-CLIMB se trouvant à proximité du lac du Paiku Co, de H0650 à H0730 (Fig. 2.3 et 2.19), avec un pic d'amplitude pour les stations H0660 et H0670. Dans le détail du mois de Juin (Fig. 2.20a), pour chaque jour il est possible d'identifier un transitoire. Ces pics d'énergie interviennent de la fin d'après-midi au milieu de la nuit (16:00-02:00) et s'étendent vers de plus hautes fréquences au cours des heures (Fig. 2.20b).

L'occurrence de ces événements ne semble pas être influencée par l'activité océanique puisque son microséisme s'étend jusqu'à 0.5 Hz et les transitoires ne sont pas visibles à toutes les stations. La proximité systématique

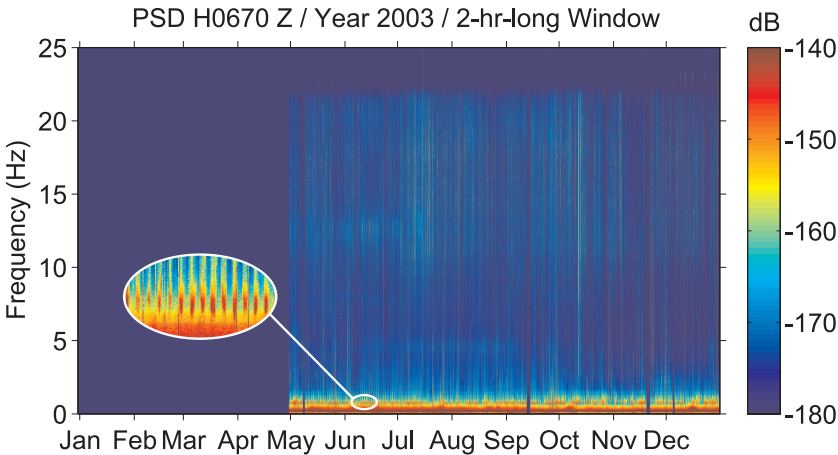


Fig. 2.18: (a) Spectrogramme à la station H0670 pour l'année 2003 et la composante verticale. Chaque bande spectrale est calculée sur une fenêtre temporelle de deux heures. L'énergie spectrale est indiquée en décibel, relative à 1 m/s. Noter le très faible niveau d'énergie à haute-fréquence marquant l'absence de source d'origine anthropique. Le zoom montre l'occurrence de transitoires d'énergie autour de 0.7 Hz et qui présentent une périodicité à 24-h tout au long de l'année.

des stations les observant avec le lac du Paiku Co pourrait indiquer un lien avec la génération du bruit sismique vers 0.7 Hz. *Kerman & Mereu* [1993] ont montré que les stations sismologiques installées près du lac Ontario au Canada connaissent un accroissement du niveau de bruit sismique dans une bande 1-3 Hz. Des comparaisons avec des données d'intensité et direction des vents et de hauteur de la houle ont permis aux auteurs de conclure que le lac est à l'origine du bruit enregistré aux stations. Dans les océans, les mécanismes à l'origine du microséisme sont dus à l'interaction non-linéaire d'ondes océaniques voyageant dans des directions opposées [e.g. *Longuet-Higgins*, 1950]. Ce pic d'énergie océanique à 0.2 Hz est produit lorsque des vents contraires sont présents [*Kedar et al.*, 2008] ou le long des côtes avec la réflexion des trains d'onde océanique provoquant une direction opposée dans les courants [e.g. *Bromirski & Duennebier*, 2002]. De tels mécanismes sont envisageables pour de vastes étendues d'eau comme les lacs.

Le long de l'arc himalayen, plusieurs études météorologiques observent ou prédisent une fluctuation journalière des précipitations de moussons mais également une inversion de la direction des vents [e.g. *Egger*, 1987; *Barros & Lang*, 2003]. Durant la journée, les vents s'intensifient et soufflent vers le plateau Tibétain. En fin d'après-midi, les vents diminuent et s'inversent pour un afflux vers les piedmonts. Cette inversion de la direction des vents, due à la structure thermique de la chaîne himalayenne, est temporellement cohérente avec le pic d'énergie visible à 0.7 Hz. Puisque la vallée de la Trisuli débouche sur le

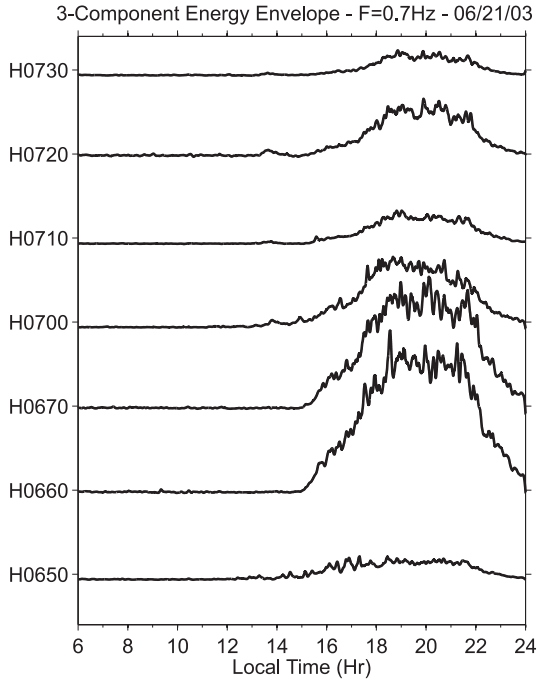


Fig. 2.19: Enveloppe d'énergie définie comme la somme des amplitudes élevées au carré pour les trois composantes d'une station (Z , N et E). Les enregistrements sont préalablement filtrés en utilisant un filtre gaussien centré sur 0.7 Hz avec un écart-type de 0.1 Hz. L'exemple présenté illustre la journée du 21 Juin 2003 pour un jeu de stations se trouvant à proximité du lac de Paiku Co.

lac du Paiku Co, l'inversion diurne des vents pourrait produire une houle se propageant avec une direction opposée. La possible interaction de ces trains d'onde lacustre serait alors une source pour ces transitoires à 0.7 Hz.

Pour confirmer ces observations, une comparaison directe avec des paramètres météorologiques comme l'intensité et la direction des vents, et hydrologiques via un suivi de la hauteur et la direction de la houle, serait nécessaire. Malheureusement ces paramètres ne sont pas disponibles pour la région du lac Paiku Co. Un retour aux données sismologiques pourrait confirmer l'occurrence d'un bruit sismique des lacs s'il est possible de localiser son origine.

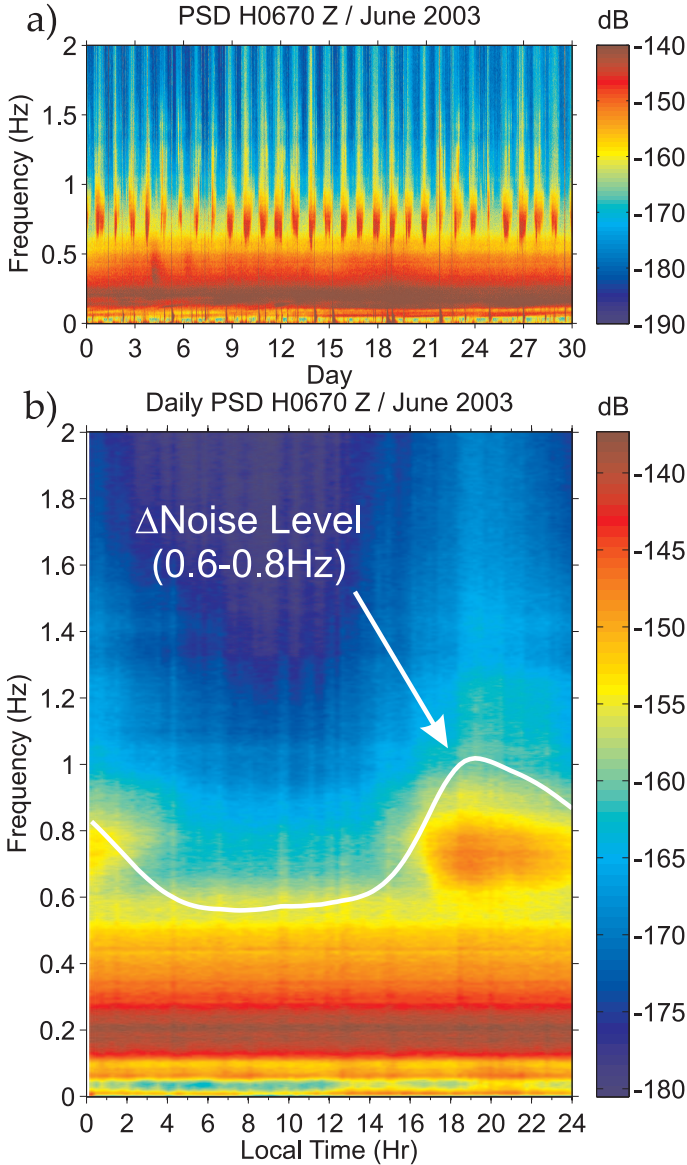


Fig. 2.20: (a) Spectrogramme à la station H0670 pour le mois de Juin 2003 et la composante verticale. Chaque bande spectrale est calculée sur une fenêtre temporelle de vingt minutes. L'énergie spectrale est indiquée en décibel, relative à 1 m/s. (b) Spectrogramme journalier à la station H0670 pour le même mois. Noter l'occurrence journalière du microséisme autour de 0.7 Hz avec une apparition vers 16:00 et une dissipation totale après 02:00.

CHAPITRE 3

Les processus de pente en Himalaya



Avant-propos

Une signature spectrale non-illustrée lors de l'étude du bruit sismique de la Trisuli est notée sur les spectrogrammes des stations localisées au front de la Haute-Chaîne. De la station H0370 à H0410 (Fig. 2.3), l'analyse spectrale montre un signal différent de celui observé au nord de la station H0420. Mis en valeur avec la station H0410, nous notons l'occurrence de pics d'énergie sismique à haute-fréquence pendant la mousson (Fig. 3.1).

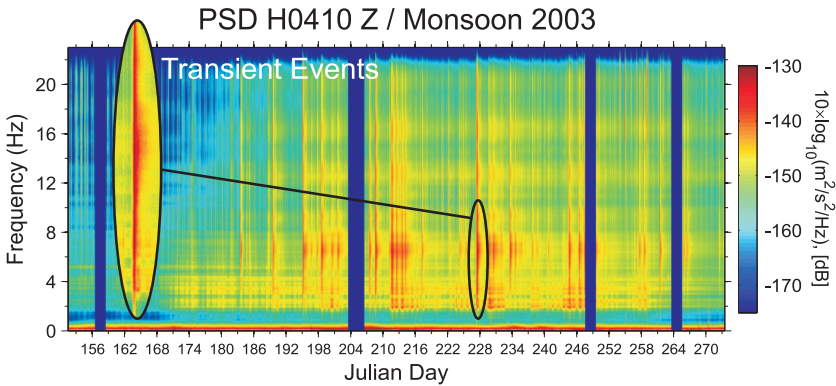


Fig. 3.1: Spectrogramme à la station H0410 pour les mois de Juin à Septembre (période le mousson) et la composante verticale. L'énergie spectrale est indiquée en décibel, relative à 1 m/s. Noter l'absence de la cyclicité journalière dans l'énergie à haute-fréquence. Nous observons en revanche l'occurrence de transitoires qui excitent l'ensemble de la bande haute-fréquence. Ces événements peuvent durer plusieurs heures à plusieurs jours.

Ces transitoires de bruit sismique apparaissent aléatoirement et se caractérisent par une brusque augmentation de l'énergie sur toute la gamme 1-20 Hz. La décroissance du bruit qui fait suite s'étale sur plusieurs heures voire plusieurs jours. Longtemps, ces signaux uniquement visibles aux stations H0370 à H0410 sont restés inexplicables. La structure temporelle semble correspondre à de soudaines crues torrentielles mais cela n'explique pas pourquoi ces transitoires ne sont pas visibles aux stations situées au nord. Nous avons ensuite tenté d'associer ce type d'enregistrement sismique à des vidanges de barrages puisque une conduite forcée rejoint la Trisuli à Syabru, au niveau de la station H0440 (Fig. 2.3). Une fois encore l'explication n'est pas satisfaisante puisque aucun signal n'est observé à la station H0420 et la conduite forcée n'était pas encore opérationnelle à l'été 2003. Une plausible explication est survenue, après avoir échangé quelques mots avec J. Nábělek sur son expérience du terrain. Ce dernier s'est souvenu de l'occurrence d'un glissement de terrain le 15 Août 2003, près du village de Ramche (station H0390 ; Fig. 2.3) et m'a demandé d'examiner la signature sismique de ce type de phénomène. À ma grande surprise, le signal sismique du glissement de terrain correspon-

dait clairement à un de ces événements transitoires enregistrés aux stations du front de la Haute-Chaîne. Le nombre important d'événements transitoires de ce type détectés à la station H0410 a motivé la réalisation d'une étude spécifique des processus de pentes vus par le réseau sismologique Hi-CLIMB. Cette étude sous presse à *J. Geophys. Res. - Earth Surface* est rapportée dans ce chapitre.

Spatiotemporal sequence of Himalayan debris flow from analysis of high-frequency seismic noise

Arnaud BURTIN^{1,2}, Laurent BOLLINGER², Rodolphe CATTIN³, Jérôme VERGNE⁴ and John L. NÁBĚLEK⁵

¹*UMR 8538 Laboratoire de Géologie, ENS, CNRS, Paris, France*

²*Laboratoire de Détection et de Géophysique, CEA, Bruyères-le-Chatel, France*

³*Université Montpellier 2, CNRS, Géosciences Montpellier, Montpellier, France*

⁴*Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR CNRS-ULP 7516, Strasbourg, France*

⁵*College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, Oregon, USA*

Abstract

During the 2003 summer monsoon, the Hi-CLIMB seismological stations deployed across the Himalayan Range detected bursts of high-frequency seismic noise that lasted several hours to days. Based on the cross-correlation of seismic envelopes recorded at 11 stations, we show that the largest transient event on August 15th was located nearby a village partially destroyed on that day by a devastating debris flow. This consistency in both space and time suggests that high-frequency seismic noise analysis can be used to monitor debris flow generation as well as the evacuation of the sediment. A systematic study of one year of seismic noise, focusing on the detection of similar events, provides information on the spatial and temporal occurrence of mass movements at the front of the Himalayas. With a 50% probability of occurrence of a daily event, a total of 46 debris flows are seismically detected. Most of them were generated in regions of steep slopes, large gullies and loose soils during the 2003 summer monsoon storms. These events are compared to local meteorological data to determine rainfall thresholds for slope failures, including the cumulative rainfall needed to bring the soil moisture content to their failure capacity. The inferred thresholds are consistent with previous estimates deduced from soil studies as well as sediment supply investigations in the area. These results point out the potential of using seismic noise as a dedicated tool for monitoring the spatiotemporal occurrence of landslides and debris flows on a regional scale.

3.1 Introduction

Inventory maps of regional landslides and debris flows are a primary source of knowledge of these catastrophic phenomena. They enable us to investigate correlations between litho-geomorphological parameters and mass movements. However, these maps lack the time resolution needed to properly estimate event rates and denudation rates. This is principally due to an inadequate imagery database [Brardinoni *et al.*, 2003], possible repeated failures of a given landslide scar or, even less known, the healing of mass movements [e.g. Reid, 1998]. Although theory and experiments help to describe the mechanisms and the hydrologic conditions of debris flows induced by landslides [e.g. Iverson *et al.*, 1997], they need to be compared with actual observations. Most geotechnical investigations are therefore complementary, usually constraining the time sequence of slope failure [e.g. Angeli *et al.*, 2000; Malet *et al.*, 2002]. These studies generally capture the principal physical processes at work, and help to constrain the local mass movement hazard. As they are primarily carried out in regions most strongly affected by landslides, geotechnical studies make a highly selected dataset for landslide hazard assessment. There is therefore a need to develop in these high risk areas a systematic tool for monitoring the spatiotemporal structure of landsliding and debris flow at regional scale. In this regard, various landslide monitoring systems reviewed in Itakura *et al.* [2005] and Arattano & Marchi [2008] have been developed, including wire sensors, photocells, ultrasonic, infrasonic [Zhang *et al.*, 2004], and ground vibration sensors such as geophones, accelerometers, and velocimeters [e.g. Marchi *et al.*, 2002]. The purpose of this article is to further explore the potential of this last technique, using a non-dedicated temporary seismic network to monitor the spatiotemporal structure of slope failure at a regional scale.

The Himalayas are one of the most landslide prone regions of the world [e.g. Shroder, 1998], with hundreds of landslides triggered per summer monsoon season. It is a place of great potential for the monitoring of mass movements. In Nepal, slope failures strongly impact the economy, regularly affect roads and bridges, and cause more than 200 deaths each year [Upreti & Dhital, 1996]. Slope failures are also a dominant process of hillslope denudation and a major source of sediment for rivers [e.g. Burbank *et al.*, 1996; Attal & Lavé, 2006]. Except for a few systematic landslide inventories [e.g. Thouret, 1983; Marston *et al.*, 1998] and geotechnical investigations of highly devastating events, most studies are confined to regions along major roads [e.g. Dhital *et al.*, 1991; Hasegawa *et al.*, 2008] or impacted populated areas [e.g. Paul *et al.*, 2000; Dhital, 2003; Adhikari & Koshimizu, 2005].

Continuous monitoring by seismic networks in the afflicted areas presents an opportunity to record landslide-related signals. In 2003, several stations of the Hi-CLIMB network were deployed along the eastern bank of the Trisuli River (Fig. 3.2). Ambient seismic noise analyses from Hi-CLIMB stations have already shown periodic features of high-frequency seismic noise [Burtin *et al.*, 2008]. Here, we focus on large bursts of seismic energy recorded at several sta-

tions along the profile. First, to validate our approach we use spectral analysis and a location method using cross-correlation of seismic envelopes to demonstrate that the largest seismic event recorded on August 15th 2003 is associated with a large mass movement, the Ramche Debris Flow (named hereafter RDF). This debris flow claimed the lives of 45 people. We then extend the analysis over the 2003 monsoon period to detect the largest mass movements in the region. We investigate their distribution in time and space, and further constrain the rainfall threshold for landsliding in this area.

3.2 Data, Processing and Regional Setting

We analyze signals recorded by 11 seismological stations deployed during the Hi-CLIMB experiment (Table S1 of the auxiliary material)¹, a passive seismic project dedicated to imaging lithospheric structures in Nepal and Southern Tibet [Hetényi, 2007; Burtin *et al.*, 2008; Nábělek *et al.*, 2009]. The stations cross the Nepalese Himalayas from the foothills to the High Range at 3-km spacing. Stations H0330 to H0420, used for the study, are located in the Lesser Himalayas series, and consist of lower grade metasediments [Shrestha *et al.*, 1985]. Farther north, stations H0440 and H0460 are on crystalline rock units of the Higher Himalayas, which are mainly composed of gneisses and quartzites [Upreti, 1999]. Apart from technical issues, these stations operated continuously during the 2003 monsoon season. A multi-taper method [Thomson, 1982; Percival & Walden, 1993] was used for spectral analysis of the continuous seismic recordings. Choosing a 5-min-long moving window with 50% overlap of the seismic records gives a good spectral resolution in the frequency range of interest (Fig. 3.3).

During the 2003 monsoon season, the H0410 spectrogram shows an increase of high-frequency seismic noise (> 1 Hz) which is accompanied by the occurrences of sudden bursts of seismic energy over the 2-22 Hz frequency band (Fig. 3.3a). The bursts are characterized by an increase of seismic energy that lasts less than a couple of hours followed by a gentle decrease. The dissipation of the energy can sometimes last up to several days before it reaches the ambient level prior to the burst event. These transient events of high-frequency seismic energy are well recorded on stations H0370 to H0410 but a single event is not always observed at every station. In a previous study [Burtin *et al.*, 2008], we have shown that, along the Trisuli River, human-induced seismic noise is low. North of H0410, we have inferred a 24-hr periodicity in the seismic noise which was primarily correlated with the river bed load transport, given the presence of a hysteresis curve between seismic noise level and water level. This conclusion has been recently supported by a study depicting a similar hysteresis curve between suspended sediment load and the water discharge in western Nepal [Gabet *et al.*, 2008].

To highlight the non-periodic transient events at H0410, we calculate the mean seismic energy in the 2-22 Hz frequency band. We then compare the

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2008JF001198

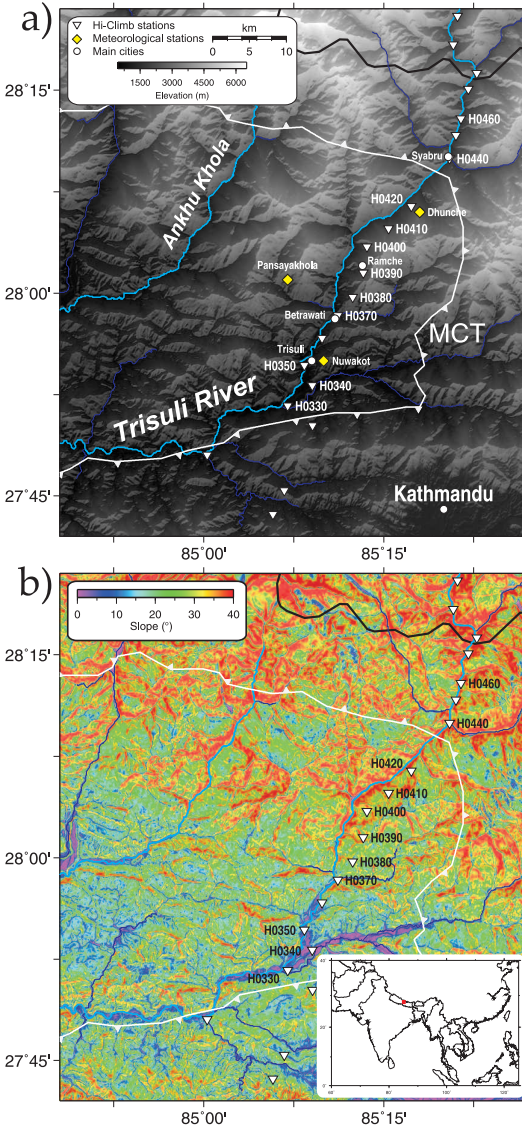


Fig. 3.2: Inset, location of the study area in central Nepal (red mark in the global map). (a) Topographic map with the Hi-CLIMB seismological network, the meteorological stations from the Department of Hydrology and Meteorology of Nepal used in this study as well as main cities. MCT refers to Main Central Thrust. (b) Slope map of the region with values given in degrees.

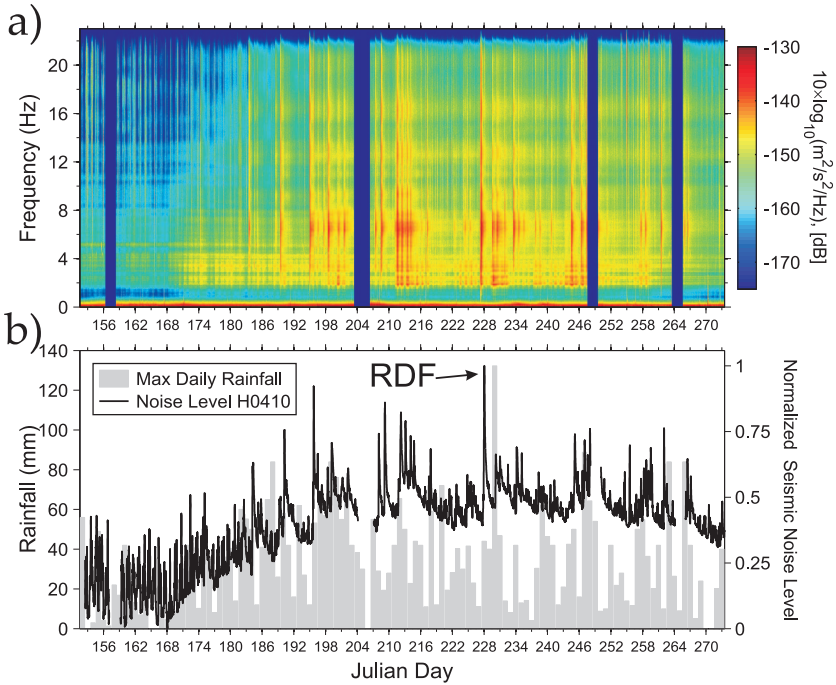


Fig. 3.3: (a) Spectrogram at H0410 of the vertical component during the 2003 monsoon season (from Julian days 152 to 273 corresponding to 06/01/03 to 09/30/03). A multi-taper method on time-series of 5 min-length with 50% overlap is used for the computation of the spectral energy. The amplitude is given in decibel, red and blue colors stand for high and low energy, respectively. (b) Comparison of the 1-hr-smoothed mean seismic noise level (band 2-22 Hz) recorded at H0410 (black line) with the maximum daily rainfall measured by the meteorological stations from the Department of Hydrology and Meteorology of Nepal (Fig. 3.2). Precipitation is given in mm and seismic energy is scaled on the rainfall and corresponds to a variation of 30 dB.

average noise level with the rainfall observed along the Trisuli River at three meteorological stations from the Department of Hydrology and Meteorology (DHM) (Fig. 3.3b; Appendix 3.6). At the beginning of the rainy season (Julian day 164 to 181), the rise of seismic energy correlates with daily precipitation values in time. During the month of July (Julian day 182 to 212), this pattern is reproduced and the first transient events are detected and coincide with daily rainfall greater than 40 mm. Afterward, some discrepancies between both datasets begin to appear. Although episodes of heavy rainfall, > 50 mm/day, are generally associated with sharp transient increases of high-frequency seismic noise, some transients also are observed for precipitation of 15 mm/day. Finally, during the waning of the summer monsoon a lower envelope of high-

frequency seismic energy appears systematically larger than daily rainfall. This observation is consistent with ambient seismic noise generated by the Trisuli River due to the melting of snow and ice over the summer [Burtin *et al.*, 2008], punctuated by pulses of seismic energy linked to intense rainfall.

At H0410, there were 46 bursts of high-frequency seismic noise with highly variable amplitudes and durations during the summer of 2003. Among these high-frequency seismic episodes, the strongest transient event observed at H0410 started on August 15th (Julian day 227). The event showed a peak amplitude equal to an increase of 15 dB that lasted more than three days at this seismological station. According to the Kathmandu Post [The Kathmandu Post, 2003] and local inhabitants, a massive debris flow occurred on that day near the village of Ramche, close to H0390 (Fig. 3.2 and 3.4). This suggests a correlation between the August 15th seismic event and the RDF.

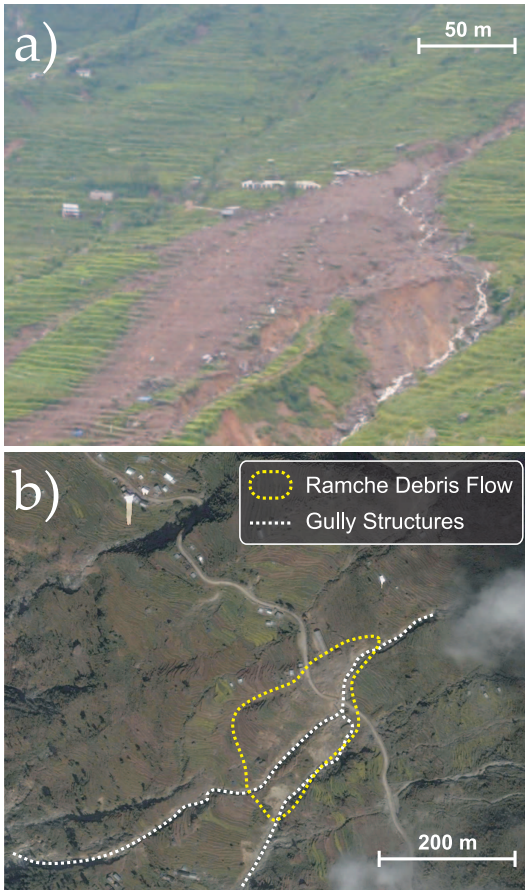


Fig. 3.4: (a) Photograph of the Ramche Debris Flow taken a few days after the event showing its deposition zone in the Ramche village (see constructions for scale). We estimate a minimum volume for the debris flow of $1.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ since a certain amount of debris reached the Trisuli River. (b) DIGITAL GLOBE Quickbird image of the RDF acquired on 11/28/2004, 15 months after the debris flow.

3.3 Ramche Debris Flow Analyses

Despite all the information concerning the RDF that has been collected from the inhabitants of Ramche and newspapers, the initiation time of the slide is not well documented. We do know that destruction caused by the debris flow occurred around 8 :00 pm. Among the available Hi-CLIMB stations, H0390 was located only 400 m away from the RDF. Seismic data collected during this time period show important complexities (Fig. 3.5). The signals recorded at stations nearest the RDF reveal the existence of at least three main peaks of amplitude, named hereafter P1, P2 and P3 for the first, second and third event, respectively. Each event lasts about 2 minutes and is separated from the others by about 25 minutes (Fig. 3.5). Although we do not have any clear evidence, we propose that one or all of these peaks represent the seismic signal from the observed debris flow. To test this hypothesis, we attempt to seismically locate these three events. We use all the Hi-CLIMB stations at a distance < 26 km from the RDF all of which clearly recorded the three events (Figure S2 of the auxiliary material)¹.

3.3.1 Transient Events Location : Example of the RDF

To locate an event, we extract for each of 3 components of a station a 2- to 4-min-long recording (depending on the complexity of the event) and roughly centered on the peak of amplitude. These time series are then bandpass filtered between 0.6 and 0.9 Hz, and an energy envelope is produced. At each station, the energy envelopes of the 3 components are summed and normalized. An example of the energy envelopes for event P3 of RDF is shown in Figure 3.6a. The chosen frequency band is used to efficiently isolate a seismic wave phase that can be coherently observed at numerous stations. A station not showing a clearly characteristic envelope and event is discarded. For example, stations H0340 and H0390 are discarded for the location of events P1 and P2, respectively. For each station couple we use a cross-correlation technique to calculate the best time delay between two energy envelopes. These delays are then processed to calculate the likely location of the event according to a probability density method.

Since we know the occurrence of the RDF from field observations, we assume a location to produce *a priori* probability density that we define as

$$\rho_m(x, y) = e^{\left[-\frac{(x-x_0)^2+(y-y_0)^2}{2\sigma_{prior}^2} \right]} \quad . \quad (3.1)$$

In this equation, x_0 and y_0 are the observed location coordinates of the RDF, x and y are the coordinates of a grid point and σ_{prior} is the error on the assumption, fixed at 10 km. For each station delay couple, we calculate the probability density that is described by this observation, using the following

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2008JF001198

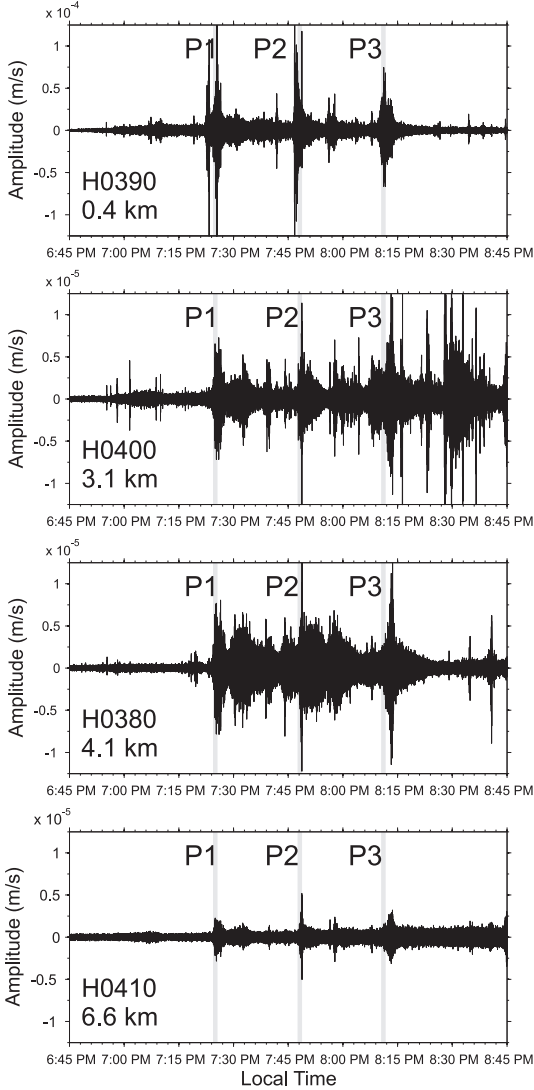


Fig. 3.5: 2-hr-long vertical seismograms recorded on August 15th, 2003 at stations H0390, H0400, H0380 and H0410 from top to bottom and with an increased distance to the Ramche Debris Flow, respectively. The time is set in local time and the distance to the RDF is indicated beneath the station name. The data are band-pass filtered between 0.5 and 10 Hz. The amplitude is in m/s and is one order larger at H0390 than for the other three stations.

formulation

$$\rho_d(x, y, V) = \sum_{i_1=1}^{N-1} \sum_{i_2=i_1+1}^N e^{\left[-\frac{(dt_{calc}^{i_1, i_2} - dt_{obs}^{i_1, i_2})^2}{2\sigma_{dt}(V)^2} \right]}, \quad (3.2)$$

where i_1 and i_2 are the index number of stations, N is the number of available station time-delay couples, and V is the velocity of envelope propagation in a

tabular medium of constant velocity. Since this velocity is unknown, we seek the best solution for velocities ranging from 0.1 km/s to 4 km/s. In equation 3.2, dt_{obs} signifies the observed station delay while the calculated delay dt_{calc} is given as

$$dt_{calc}^{i_1, i_2}(x, y, V) = \frac{\sqrt{(x - x_{i_2})^2 + (y - y_{i_2})^2} - \sqrt{(x - x_{i_1})^2 + (y - y_{i_1})^2}}{V} .$$

To apply a constant spatial uncertainty despite different envelope velocities, we define in equation 3.2 the time-error $\sigma_{dt}(V)$, a function of the velocity such that $\sigma_{dt} \times V = d_0$, where d_0 is fixed at 1 km.

The final probability density is given by the relation

$$\rho_{final}(x, y, V) = \rho_m(x, y) \times \rho_d(x, y, V) . \quad (3.3)$$

The best coherent localization and seismic wave propagation velocity are thus indicated by the maximum of the stacked envelope amplitudes. The results for the three events of RDF are shown in Figure 3.6.

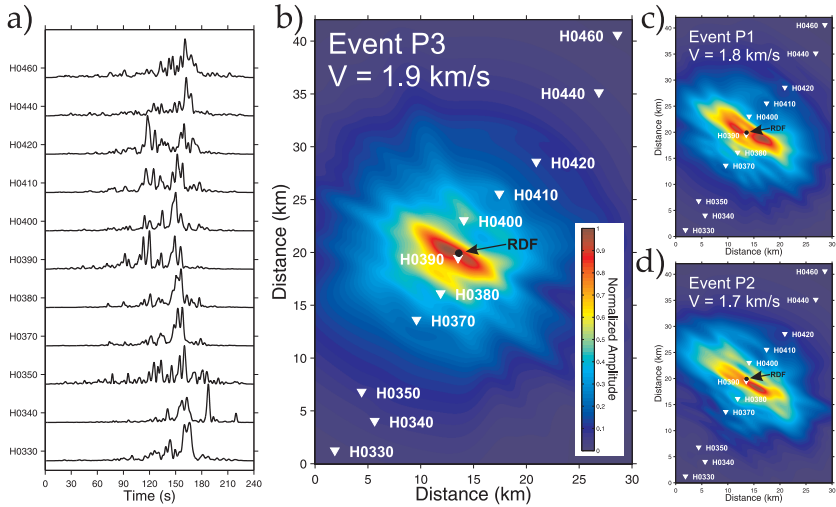


Fig. 3.6: (a) Energy envelopes of the event P3 for stations H0330 to H0460, from bottom to top, respectively. The envelopes are calculated by the summation of the square amplitude envelope of each component at a station. These data are used to compute the arrival time delays at stations and to locate the event. The amplitudes are normalized to unit amplitude. (b) Best solution for the event P3 at an envelope velocity of 1.9 km/s. Seismic velocities explored for the localization range from 0.1 to 4 km/s. (c) and (d) represent the best solution for events P1 and P2, respectively. The color scale is similar for each coherence map. The station location is indicated with the inverse white triangle and the location of the RDF from field observations is marked with a black dot.

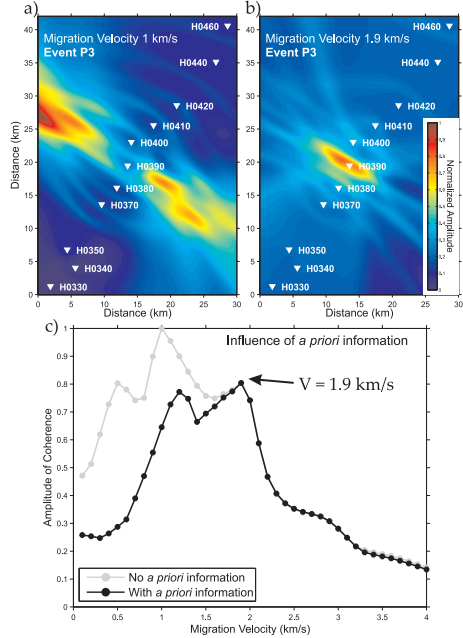
The time-delay migration of the three events shows regions of increased coherence that merge as the velocity is increased (Movie S3 of the auxiliary material)¹. Upon reaching the maximum amplitude we obtain the most likely location and the best envelope velocity estimate. As this velocity continues to increase, the area of strong coherence changes only slightly while the amplitude decreases, giving to these solutions lower probability. The best solutions for the three events (P1, P2 and P3) are all located near station H0390 (Fig. 3.6) and near the RDF. The best estimated seismic group velocities are about 1.8 km/s. Although it is not obvious which event is associated with the RDF, P3 has a solution that is closest to the location of the RDF. These locations are strongly influenced by the linear geometry of the Hi-CLIMB array. Since the seismic network is distributed essentially along a north-south line, the resolution along the array is well defined whereas the resolution perpendicular to the array is not.

To test the robustness of our results from the RDF location and to justify using *a priori* information, we have conducted several sensitivity tests. In Figure 3.7, we show the results of the location of event P3 without any *a priori* information. The best solution found for an envelope velocity of 1 km/s is located on the western border of the explored area (Fig. 3.7a). This solution reflects the strong influence of the geometry of the Hi-CLIMB array. During the migration of the observed time delays, the solution that corresponds to a single delay between two stations follows a hyperbola, which remains widely open at low velocities. Since the seismic array is a line, the different hyperbolas merge in the lateral regions and produce some coherence. Such an effect is removed when the migration velocity increases. The coherence map for an envelope velocity of 1.9 km/s is equivalent to the one found using *a priori* information. The representation of the maximum of the coherence map for each velocity, with or without *a priori* information, results in a similar conclusion. At high velocity the maximum of coherence follows in both cases the same trend, whereas at low velocity discrepancies are observed (Fig. 3.7c). The use of an *a priori* probability density is helpful to suppress the geometrical effect induced by Hi-CLIMB network and with σ_{prior} increasing until 25 km, we infer similar results. Finally, if the seismic array had been deployed with lateral extensions along the Himalayan arc, the use of *a priori* information probably would have been unnecessary.

Despite the remaining uncertainty on the source location, we confirm that the sources of the three main peaks of energy are within the gullies that were affected by the RDF (Fig. 3.4). Our result also illustrates the potential of using seismic signals for estimating the location of rapid mass movements.

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2008JF001198

Fig. 3.7: (a) Best solution for the migration of the time delays from the event P3 with no *a priori* information. The best envelope velocity is found at 1 km/s and the location of the event is on the western limit of the researched area. (b) Solution found for a migration velocity of 1.9 km/s and no *a priori* information. The coherence map is similar to the one found with the introduction of a *a priori* information (Fig. 3.6b). (c) Amplitude of the maximum of coherence for each migration velocity with no *a priori* information (gray line) and with *a priori* information (black line). The amplitude of the latter curve has been normalized to the value obtained for a velocity of 1.9 km/s in the case of no *a priori* information. The similarity between the curves is significant when the velocity increases, and clearly reveals a geometrical effect of the array at low-velocities.



3.3.2 Further Analyses of the High-Frequency Seismic Noise generated by the RDF

The seismic noise level associated with the RDF was well above its mean monsoon level over the entire high-frequency band during the energy burst generated between 6 and 8 pm (Fig. 3.8). This burst was related to the three main events presented above (referred as P1, P2 and P3). Following these events and up to one day later, the ambient seismic noise at high frequencies remained larger than prior to the debris flow. H0390 exhibited a noise level 10 dB and 5 dB greater than the initial level 5 and 20 hours later, respectively. Furthermore, the higher frequencies involved in the energy burst took longer time to return to their former level than the lower frequencies (Fig. 3.8b). The seismic noise spectrum, almost flat in the 2-22 Hz band during the RDF, depicted more high frequencies in the following hours.

The same analysis conducted on H0410 also reveals a large increase of the high-frequency seismic noise level with a significantly different time history compared to H0390 (Fig. 3.9). Although, P1, P2 and P3 are clearly identified at H0410 (Fig. 3.5), the main peak of energy at this station occurs 2 hours later. The spectral characteristics of this event are similar to those of the one at H0390 and therefore may indicate a similar source mechanism, suggesting another debris flow may have been triggered near H0410 on the same night. In addition, two other bursts of high-frequency seismic noise are identified two days after the RDF (Fig. 3.9b). Such events of long duration high-frequency

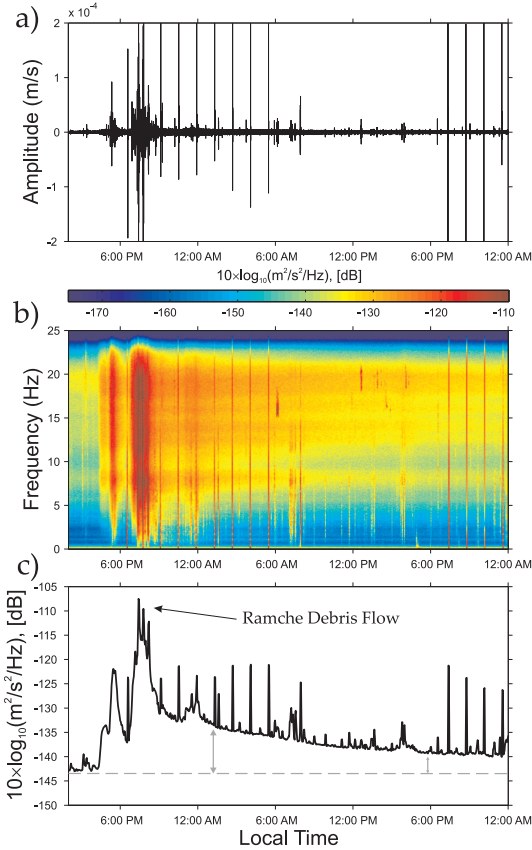


Fig. 3.8: (a) Vertical seismogram recorded at H0390. The seismic signal is band-pass filtered between 0.1 and 20 Hz. The recording starts at 2 :00 pm on the 08/15/2003 (local time). (b) Spectrogram calculated from the vertical seismic recording at H0390, using a multi-taper method with 50% overlap between time segments of 5 min. Amplitudes are given in decibels (dB), red and blue colors stand for high and low amplitudes, respectively. (c) 1-hr-smoothed mean high-frequency seismic energy at H0390 for the vertical component (b) in the 2-22 Hz frequency band. Amplitudes are given in dB.

seismic noise are occasionally detected from stations H0370 and H0400. Nearby gullies with landslide scars are clearly visible on ASTER satellite imagery acquired in the region after the 2003 monsoon (Fig. 3.10). Were these gullies all activated during the 2003 monsoon season? Did they produce rapid landslides and debris flows? To answer, we systematically applied the methodology described in the RDF study to all other energy bursts of similar characteristics recorded by the array in this region.

3.4 Debris Flow Dataset

Our analysis identifies 46 distinct large events along the seismic network, from stations H0370 to H0410, and between June and September 2003.

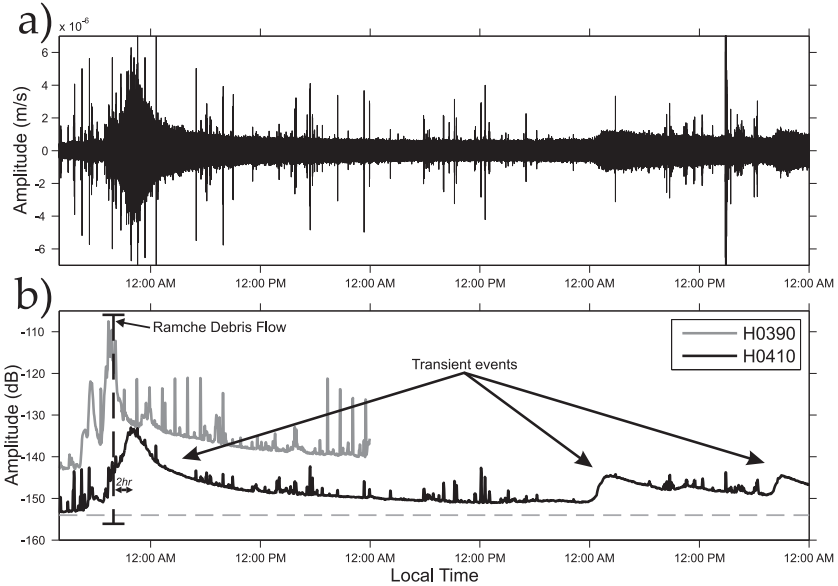


Fig. 3.9: (a) Vertical seismogram recorded at H0410. The seismic signal is bandpass filtered between 0.1 and 20 Hz. The beginning of the recording starts at 2 :00 pm on the 08/15/2003 (local time). (b) Comparison of the 1-hr-smoothed mean high-frequency seismic energy in the 2-22 Hz frequency band at H0390 (gray) and H0410 (black) for the vertical component. Amplitudes are given in dB.

3.4.1 Spatial Pattern

All sources of the detected transient events appear to coincide with zones densely affected by landslide scars and debris flow gullies visible in Figure 3.10, between H0370 and H0410. This area corresponds to a region of steep slopes at the front of the Himalayan High Range, within the Lesser Himalayan series. Further north, within the High Himalayan Crystalline series, the slope distribution remains similar (Fig. 3.2b). However no transient event equivalent to these bursts of high-frequency seismic noise occurred during 2003. These results confirm the observations made in the same region by *Thouret* [1983] and *Marston et al.* [1998] showing that the number of slope failures is greater below the Main Central Thrust in the Lesser Himalayas than above. This behavior might be controlled by lithology, regolith characteristics (controlled, in general, by altitude and vegetation) and/or rain shadow.

Although stations between H0330 and H0350 clearly recorded the RDF events (in the 0.6-0.9 Hz frequency band) and in spite of their low ambient seismic noise level (-148 dB in the 2-22 Hz band and only moderate anthropogenic perturbations) these stations did not detect any local transient events south of H0370. Between H0420 and H0460, the mean seismic noise level of

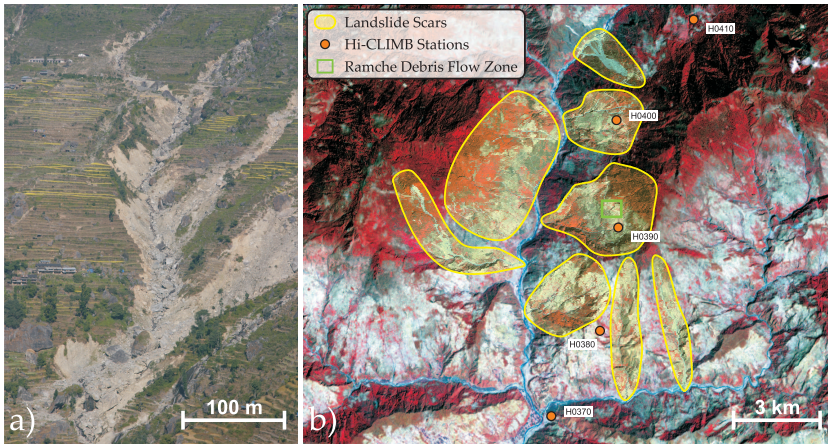


Fig. 3.10: (a) Photograph of the gullies affected by the Ramche Debris Flow (RDF) which are close to station H0390. (b) ASTER color composition (RGB band L3B/2/1) of a scene acquired on 03/30/2001 corresponding to the highest landslide density area. The yellow zones mark the presence of important gully structures and landslide scars. At the front of the High Range, the Hi-CLIMB stations (orange dots) are located in the vicinity of these critical hillslopes. The green rectangle shows the region affected by the RDF.

-143 dB is larger than at H0410 with a level of -153 dB but this should not prevent us from detecting RDF-type events since the peak of energy from RDF at 8 km is equal to -140 dB. Thus, with a mean inter-station distance of 5 km, we should be able to detect such events at one or more seismic stations.

3.4.2 Time Structure of the Mass Movement and Rainfall Thresholds

Thouret [1983] worked during two monsoon seasons along the Anku Khola, in a valley parallel to and encompassing the same litho-geomorphological features as the Trisuli River instrumented here (Fig. 3.2). He noticed that most mass movements coincide with the recrudescence of monsoon rainfall. He further observed that, despite their large volumes, sometimes as large as monsoon storms, the pre-monsoon rainfall events were not triggering mass movements. He attributed this fact to a threshold of plasticity and then liquidity of the soils, illustrating this hypothesis with several measurements for the degree of moisture of the soils through the rainy season. The soils he collected at several places encompass large moisture variations during the monsoon period, and require variable times to reach the failure threshold. These observations are well complemented by a sediment-load study in a small river catchment located at the front of the Western Nepal High Himalayas [*Gabet et al.*, 2004]. Their observations demonstrate that two different rainfall thresholds, a sea-

nal accumulation and a daily total, must be overcome before landslides can be initiated.

Despite a limited number of transient events in our catalogue, 46 over one year, some characteristics of their time structure and soil conditions might be drawn and compared to those previous studies. First, most of the events occurred in the late evening or during the night, with 80% of the events detected between 6 pm and 4 am and only two events between 4 am and noon (Table 3.1). This pattern is consistent with the mean diurnal cycle of rainfall observed for low and intermediate altitude stations at the front of the High Range [Barros *et al.*, 2000; Ueno *et al.*, 2001; Bollasina *et al.*, 2002] (Figure S4 of the auxiliary material)¹. Second, all the events detected in 2003 happened during the summer monsoon season, between 06/23/2003 and 09/29/2003. Finally, the daily rainfall catalogue provided by the Department of Hydrology and Meteorology (DHM-Nepal) at several meteorological stations along the seismic network allows us to estimate rainfall thresholds for debris flow triggering. Applying the same methodology as in Gabet *et al.* [2004], Figure 3.11 shows the conditions under which events were detected at station H0410. We choose this station because it offers the best continuous data acquisition during the monsoon. It appears that the first transient event of seismic noise is observed after a rainfall accumulation of 450 mm while no event is detected during the monsoon onset. Afterward, a daily precipitation of about 10 mm seems to be required for triggering an event. The probability of occurrence of one event per day is as large as 46% and does not vary throughout the monsoon season (Fig. 3.12). Our accumulated rainfall threshold is significantly different from the one observed in the Annapurna region (860 mm). However, this difference might be induced by several factors. First, in both studies, the origin time of the monsoon rainfall is arbitrary. Second, according to Gabet *et al.* [2004], this threshold is governed by regolith thickness and porosity, which might differ significantly between the two settings. A second threshold of about 10 mm, the amount of daily rainfall necessary to observe a debris flow after the accumulation threshold has been reached, is similar to the 11 mm estimated by Gabet *et al.* [2004]. This second threshold is poorly resolved by our observations since the meteorological data are sparse and show large spatial discrepancies. A minimum of accumulated rainfall is necessary to reach soil failure, whereas steep slopes and numerous rainstorms lead to hydrologic conditions that are probably beyond the daily threshold during monsoons (Fig. 3.12). Therefore, antecedent rainfall seems to have a dominant role in triggering slope failures in the Himalayas of Nepal [Dahal & Hasegawa, 2008].

3.4.3 Threshold for Transient Event Detection

The occurrence of transient events is correlated with the daily fluctuation of the seismic noise generated by the Trisuli River [Burtin *et al.*, 2008]. Part of this seismic energy is produced by ground vibrations from bed load transport during increased river discharge. This increase in ambient seismic

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2008JF001198

		Time occurrence of Transient Event											
Hour Gap		0-2	2-4	4-6	6-8	8-10	10-12	12-14	14-16	16-18	18-20	20-22	22-24
Occurrences		9	6	1	1	0	0	0	5	2	2	10	10

Tab. 3.1: Occurrence number of transient events as a function of the hour of the day.

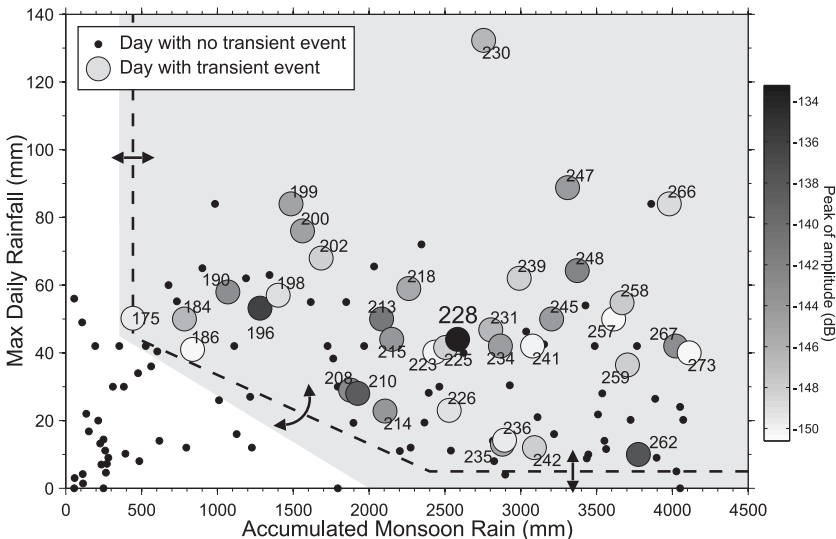


Fig. 3.11: (a) Rainfall thresholds for the occurrence of transient events. The shaded area delineates the rainfall values that may trigger a transient event, inspired from *Gabet et al.* [2004]. The dashed line delineates our preferred envelope of occurrences whereas the double arrows qualitatively illustrate the range of uncertainties given on the envelope position according to the resolution of the meteorological data and the number of samples. Each dot marks the maximum daily rainfall as a function of the accumulated monsoon rain from the data represented in Figure 3.3b, see text for precisions. Small black dots stand for the days with no observed transient event and the large ones represent the days where at least one transient event is detected and their color mark the peak amplitude of the event in dB. Since the precipitation rate is daily acquired in the morning (around 9 am), we associate to this value the transient events that happened the last 24 hours.

noise may thus prevent detection of small landslide events at night since the river reaches its maximum daily discharge and transport capacity over the monsoon season between 8 pm and 2 am, inducing a maximum daily seismic noise level during this time window [*Burtin et al.*, 2008]. To investigate a possible link between the rainfall and the detection of bursts of high-frequency seismic noise, we determined the cumulative number of transient events as a function of their peak amplitude (Fig. 3.13a). We fit the data to a relation

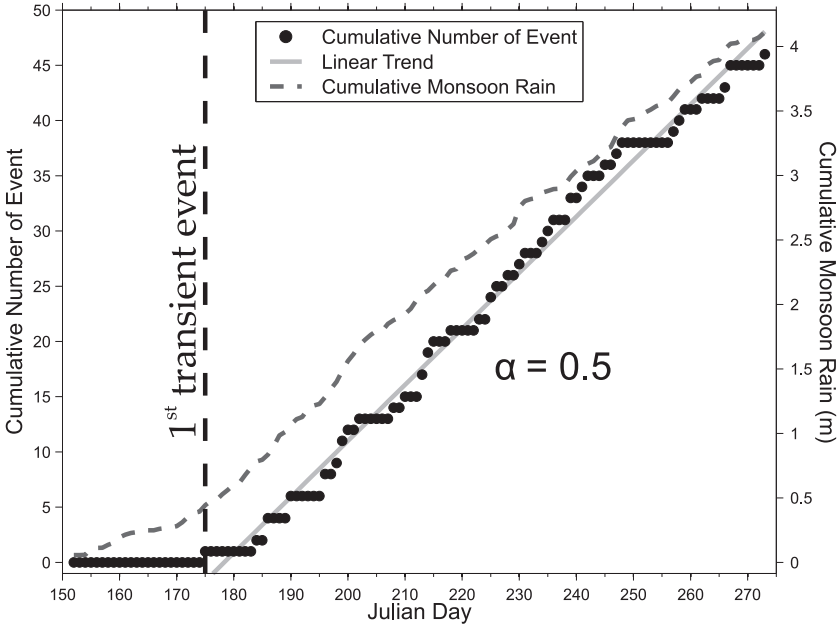


Fig. 3.12: Cumulative number of transient events detected at H0410 (black dots) and cumulative monsoon rain (grey dashed line) during the 2003 monsoon season. The first observed transient event seems to coincide with a slope break in the accumulated monsoon rainfall (increased daily rainfall). After this first transient event, their triggering follows a linear trend with a probability of occurrence of one event per day of 50%. The constancy of this rate during the monsoon period is coherent with the action of the accumulated monsoon rain threshold.

for the magnitude-frequency distribution of transient events at H0410, where the number of events above a given magnitude is approximately linear. Nevertheless, this linear trend fails to explain the observed number of smaller events. From this analysis, we estimate a seismic noise threshold for the unbiased detection of a transient event to be at -143 dB. Then we recalculate the daily fluctuation for the occurrence of events using this threshold (Fig. 3.13b). The correlation between precipitation and transient event occurrences is reproduced, implying a robust link between the two phenomena.

3.5 Generation of High-Frequency Seismic Noise and Debris Flow Implications

During the RDF, a broad range of high frequencies (from 2-22 Hz) was excited at H0390 (Fig. 3.8). Unfortunately, this frequency band corresponds

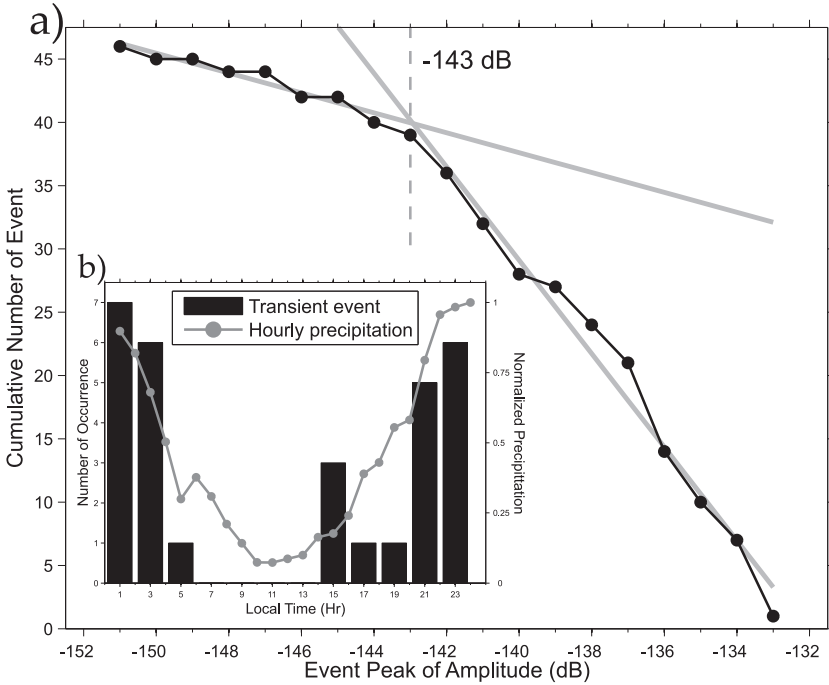


Fig. 3.13: (a) Cumulative number of event as a function of their peak of amplitude. (b) Comparison between the temporal feature of monsoon rainfall from *Ueno et al.* [2001] and the number of transient events during the day, detected above a noise threshold of -143 dB determined in (a).

to the band sometimes excited by bed load transport in the Trisuli River [*Burtin et al.*, 2008]. The seismic energy radiated during the RDF could either be produced by gullies activated by the RDF or mass wasting in the river. Uncertainties on the seismic location of the RDF do not enable us to discriminate between these scenarios. However, relative to nearby stations, the very high seismic noise level of -110 dB for the peak amplitude related to the event at H0390 (Fig. 3.5 and 3.9) suggests that the origin of the seismic noise is in the near field of the station (few hundreds of meters). In addition, H0380 downstream the Trisuli River and at a shorter distance from the stream (Fig. 3.2) records a seismic signal of one order lower magnitude than H0390 (Fig. 3.5). These observations favor a local source of seismic noise, such as moving rock debris within the gullies. The materials supplied by the RDF are composed of rocks showing a wide range of sizes up to a decameter (Fig. 3.4 and 3.10). The movement of such rocks has been reported to individually generate high-frequency seismic noise [*Huang et al.*, 2007]. This experimental study demonstrated that seismic frequencies excited by ground vibrations from rock

motions are related to the object size, large boulders generating lower frequencies than small boulders. This observation could explain the time structure of the H0390 spectrogram on August 15th-16th (Fig. 3.8b). A low-frequency band of 2-5 Hz is excited during a period of only a few hours after the RDF, whereas a higher frequency band, e.g., 18-21 Hz, still remains 30 hours later at a higher noise level than prior to the event. Furthermore, and as discussed in Section 3.3.2, the decay of seismic energy is more rapid at low-frequency. This evidence is consistent with bed load transport in the gullies. Indeed minutes after the RDF, the supply of debris to the gully and the supply of water from rain and groundwater are apparently sufficient to exceed a critical shear stress competent to transport coarse sizes of sediments [e.g. *du Boys*, 1879; *Shields*, 1936]. With the end of precipitation the streamflow declines resulting in the cessation of movement of the largest sediment sizes. Thus we observe a more rapid decrease of the energy at low frequencies in response to a possible size-selective transport.

Furthermore, the daily variability of the seismic transient events correlates with the daily evolution of monsoon rainfall along the Himalayan Arc, where 80% of events occurred during the peak of precipitation from 6 pm to 4 am. The coherence between datasets reinforces the role of water supply for the generation of ground vibrations induced by bed load motion. Contrary to the Trisuli River, which has a water supply coming from both the melting of snow or glaciers and rainfall, the gullies are fed only by strong monsoon rainfall. The steep slopes and large amounts of water result in a highly turbulent stream that can mobilize a broad fraction of bed load. From these coherences, we conclude that superposed with the river seismic noise the high-frequency transient events lasting several hours to days and recorded by the Hi-CLIMB stations at the front of the High Range are an indicator of sediment transport in gullies. These bursts of high-frequency energy are consistent with the pulsatory nature of sediment load in a river from hillslope inputs [e.g. *Hovius et al.*, 2000]. Along the Trisuli River such sediment supplies may contribute to the evolution of fluvial networks by introducing efficient tools for bedrock incision. In the region where we observed the transient events, high incision rates (> 5 mm/yr) have been inferred by *Lavé & Avouac* [2001]. Although ephemeral, the sediment transport within gullies may be responsible for intensive stream incision and toe erosion of banks. These processes, which alter the stability of slopes, may trigger debris avalanches that are channelized into gullies to form debris flows. Such successive events are generally called complex slides [*Varnes*, 1978] and have been reported along the Himalayan Arc [*Thouret*, 1983; *Paul et al.*, 2000]. Another risk associated with bed load transport in gullies is the formation of natural dams that may evolve into debris flows after their rupture. Hypothetically, such sequences of events may have resulted in the initiation of the Ramche Debris Flow and may have caused the three main peaks of energy we coherently observed on many seismic recordings (referred as P1, P2 and P3; Fig. 3.5).

Conclusions

The spectral analysis of the continuous seismic signals from the Hi-CLIMB stations located at the front of the Himalayan arc shows the occurrences of transient events of high-frequency seismic noise during the 2003 monsoon season. Some of these events were recorded by as many as 14 seismic stations over distances of 35 km. Their pulsatory nature lasts several hours to a few days before a total dissipation of seismic energy and a return back to a regular level of seismic noise. The transients of seismic energy over the 2-22 Hz frequency band are commonly observed in the evening and at night, a temporal feature notably associated with Himalayan rainfall during the monsoon season. The frequency characteristics observed at seismic stations in the vicinity of large landslide scars and gullies lead us to associate these transient seismic events with debris flows and intense bed load transport in the gullies. The amount of precipitation at the front of the High Range brings enough runoff to create hydrodynamics conditions sufficient to transport a wide range size of materials. This sediment is then transmitted to major river systems and could explain the pulses of suspended sediment load inferred in Nepal to be associated with mass movement activity.

The complexity of the RDF slope failure is clearly seen with a detailed analysis of the seismic signals, which shows the occurrence of three major debris flows within one hour. Their relocation using a seismic-based method reveals consistent results since they are all localized along the gullies close to H0390. However, it is difficult to conclude if the three peaks are all connected to the RDF or if some are due to other debris flow occurring along these gullies. In spite of a sub-optimal array geometry for detecting the location of mass movements, our analysis shows the potential to monitor the occurrences of mass movements in space and time. Geotechnical studies coupled with detailed spectral analyses of the high-frequency seismic noise may help to interpret the dynamics of the often complex slide events recorded in regions of steep slopes. The use of dedicated seismic networks may be an important tool for developing detection systems and to alert rescue missions. Furthermore, the continuous recording of transient events that may indicate a debris flow is an interesting application for risk assessments. Constraining these parameters and phenomena will help to improve our knowledge of the temporal occurrence and time structure of debris flows.

Finally, the present study reveals the significant role played by gully structures as major sources of bed load transport when transients of high-frequency seismic noise are observed. Like major landslides, these events are important agents of hillslope denudation and should be considered as many sediment inputs in river systems. Future work coupling actual sediment flux measurements and seismic monitoring of debris flows could allow the emergence of a relation between the magnitude of seismic signals and eroded volumes from debris flows. This approach would lead to seismically measure denudation rates and their short-term variabilities.

3.6 Appendix

Here we use the rainfall measurements from three meteorological stations. These stations, operated by the Department of Hydrology and Meteorology of Nepal, are all located along the Trisuli valley, in the frontal part the Himalayas (Fig. 3.2). The recorded daily rainfall exhibits large variability. The dataset shows days with no reported rainfall at a station when both others record precipitation values over 50 mm (Figure S5 of the auxiliary material)¹. Such variability cannot only be explained by a gradient of precipitation due to the high topography. Generally, ridges have rainfall 10 to 20% greater than the nearby valleys [Craddock *et al.*, 2007]. The high variations may suggest difficulties in data collection, especially during strong rainfall. Following such an argument, days with regular precipitation are expected to have a small variability whereas days with large rainfall are likely to be underestimated. To overcome this bias, we have retained only the maximum value of the daily precipitation reported by the three stations.

Auxiliary materials

These auxiliary materials contain the Figure S 3.14 that shows the attenuation of the peak amplitude of the energy envelope in the 0.6-0.9 Hz frequency band for the three events (referred as P1, P2 and P3) relative to the distance to the Ramche Debris Flow sequence. The Figure S 3.15 shows the occurrence number of transient events as a function of the hour of the day, and is compared to the temporal feature of monsoon rainfall from Ueno *et al.* [2001]. Finally, the Figure S 3.16 illustrates the dispersion between the meteorological data (see Appendix A for precision). The lines quoted 2:1, 1:1 and 1:2 stand for a linear relationship with a slope of 2, 1 and 1/2, respectively.

¹Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2008JF001198

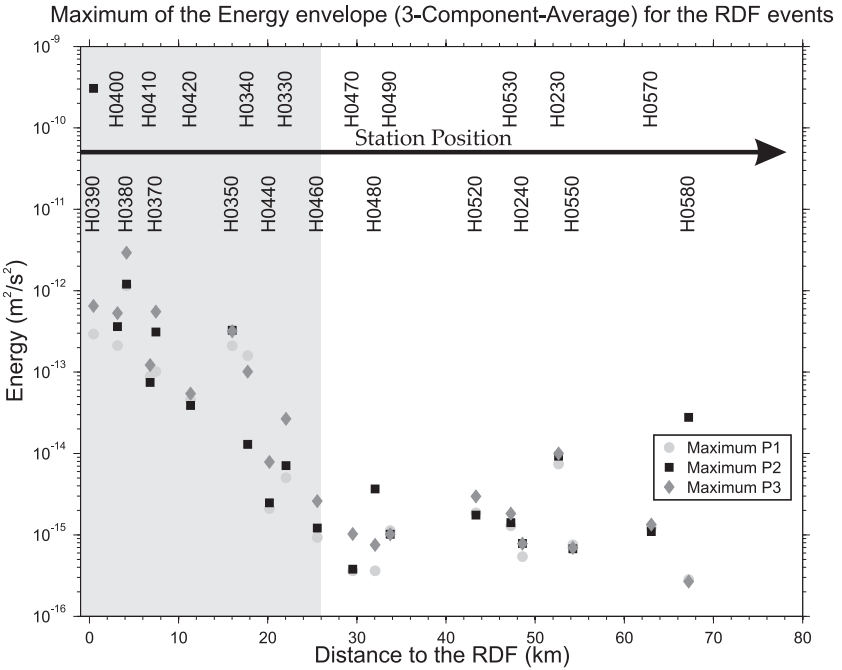


Fig. S 3.14: Attenuation of the peak amplitude (3 component average) of the energy envelope in the 0.6-0.9 Hz frequency band for the three events (referred as P1, P2 and P3) relative to the distance to the Ramche Debris Flow sequence. The station positions are indicated along the black arrow. The gray shaded area represents the distances (< 26 km) where the events are well defined and where the stations are kept to process for the location of the events. Note that these events are seen until distances of 35 km, beyond this limit there is no coherence between seismic signals.

Fig. S 3.15: Occurrence number of transient events as a function of the hour of the day compared to the temporal feature of monsoon rainfall from Ueno et al. [2001].

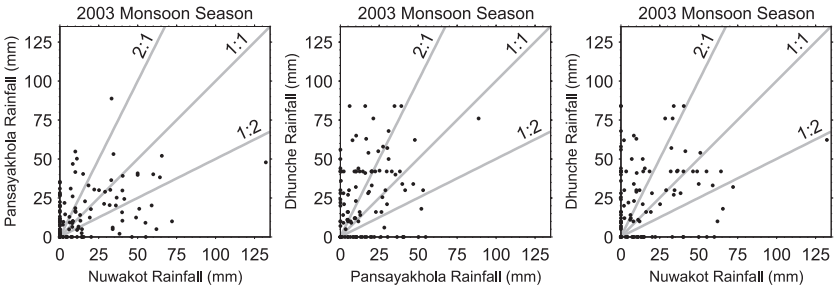
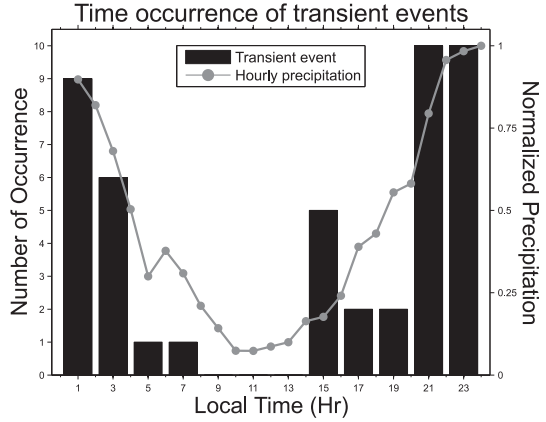


Fig. S 3.16: Precipitation rate (mm/day) during the 2003 monsoon season between the three meteorological stations of the DHM used in this study. Numerous values are zero when two other stations show important rainfalls.

CHAPITRE 4

Localisation des sources à haute-fréquence par corrélation de bruit



Avant-propos

L'étude portant sur les mouvements gravitaires observés dans la chaîne himalayenne montre l'importance de localiser les phénomènes considérés. Grâce au recoupement avec les données et témoignages acquis sur le terrain, nous pouvons affirmer que les transitoires de hautes fréquences sont générés par des coulées de débris au front de la Haute-Chaîne. Néanmoins pour effectuer une bonne localisation de ces instabilités de pente, le contenu haute-fréquence des signaux sismologiques ne permet pas de pointer des phases impulsives à plusieurs stations. La réussite de la localisation de l'événement de Ramche a donc résulté de la corrélation des enveloppes d'énergie. Ces enveloppes sont utilisées pour déterminer les délais de propagation entre stations et autorisent la localisation de la source. Pour aller plus loin, dans l'observation du transport sédimentaire par notre approche sismologique, il paraît intéressant de délimiter où la charge de fond se trouve mobilisée le long d'une rivière. Cependant, comme pour le suivi des processus de pente, il n'y a pas d'émergence de formes d'onde dans les enregistrements journaliers de bruit. De plus, la signature sismique du transport sédimentaire n'étant pas comparable à celle des événements transitoires, l'application d'une méthode faisant appel aux enveloppes d'énergie n'est pas envisageable et rend la localisation du phénomène difficile.

Depuis plus d'une décennie, de nombreuses études sismologiques ont montré que la corrélation des signaux de bruit ambiant de longues durées permet l'observation de pics de cohérence dans les corrélogrammes, illustrant l'extraction de la fonction de Green du milieu. Plusieurs études utilisent d'ailleurs ces pics de corrélation pour localiser l'origine des sources de bruit [e.g. *Shapiro et al.*, 2006]. Les travaux déjà publiés sur ce sujet sont essentiellement focalisés pour un contenu spectral à basse-fréquence (< 1 Hz). Après une introduction aux notions de corrélation de bruit, nous explorons dans ce chapitre le potentiel de cette approche à haute-fréquence, afin de localiser les sources de bruit observées le long de la Trisuli.

4.1 Corrélation des signaux sismologiques

4.1.1 Introduction et principes

Avec l'apparition en sismologie de l'enregistrement numérique, une attention toute particulière s'est portée sur l'analyse des signaux continus. Cet essor a permis le développement d'une méthodologie autour de l'analyse du bruit de fond sismique. En plus de travaux portant sur l'analyse spectrale comme les études du niveau de bruit des stations [*Peterson*, 1993], ou encore de la structure superficielle du sol par les méthodes dites "H/V" [*Nakamura*, 1989], la dernière décennie a marqué l'avènement de la corrélation du bruit sismique ambiant [e.g. *Shapiro & Campillo*, 2004; *Sabra et al.*, 2005a; *Roux et al.*, 2005a; *Stehly et al.*, 2006; *Bensen et al.*, 2007; *Yang & Ritzwoller*, 2008; *Guo et al.*, 2009, et autres].

La corrélation entre deux enregistrements sismologiques permet d'évaluer le degré de similitude entre deux formes d'ondes, ainsi que d'estimer la cohérence entre deux séries temporelles, associée avec un décalage en temps variable. Pour deux signaux $s_1(t)$ et $s_2(t)$, la cohérence $C_{s_1 s_2}(t)$ se définit

$$C_{s_1 s_2}(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} s_1^*(\tau) s_2(t + \tau) d\tau, \quad (4.1)$$

où s_1^* représente le complexe conjugué de s_1 . Dans le cas de deux séries temporelles discrètes $s_1(n)$ et $s_2(n)$, la cohérence $C_{s_1 s_2}(n)$ se réécrit

$$C_{s_1 s_2}(n) = \sum_{-\infty}^{+\infty} s_1^*(m) s_2(n + m) dm. \quad (4.2)$$

À l'aide de ces fonctions de corrélation, il est possible de définir le délai temporel, aussi bien positif que négatif, qui va expliquer au mieux la mise en cohérence entre les signaux.

Plusieurs études, de domaines scientifiques variés comme l'héliosismologie [Duvall et al., 1993] ou la physique acoustique [Weaver & Lobkis, 2001], ont été les premières à montrer les propriétés offertes par les fonctions de corrélation issues d'enregistrements de bruit pour étudier la structure du milieu où se propagent les ondes. La première contribution sismologique est venue d'une étude portant sur la corrélation des formes d'ondes enregistrées après l'arrivée des ondes majeures d'un séisme, la coda [Campillo & Paul, 2003]. Les auteurs ont montré qu'une information cohérente était présente dans la coda des tremblements de terre. Ainsi en corrélant la coda sismique d'un même événement entre deux stations, il est possible d'extraire la fonction de Green \hat{G} représentative du milieu entre ces stations. Par des termes simples, cette fonction de Green n'est autre que la représentation de la réponse impulsionnelle de la Terre, elle contient l'information pour caractériser le milieu interne dans lequel se propagent les ondes sismiques. Shapiro & Campillo [2004] ont montré que l'extraction de la fonction de Green était également possible avec la corrélation d'enregistrements de longue durée de bruit de fond sismique et pour des distances entre stations de plusieurs centaines de kilomètres. De ces précédentes propriétés, de nombreux travaux [Lobkis & Weaver, 2001; Weaver & Lobkis, 2004; Roux et al., 2005b; Sabra et al., 2005a] ont formulé que la dérivée temporelle de la fonction de corrélation $C_{s_1 s_2}(t)$ s'exprimait comme

$$\frac{dC_{s_1 s_2}(t)}{dt} = -\hat{G}_{s_1 s_2}(t) + \hat{G}_{s_2 s_1}(-t) \approx -G_{s_1 s_2}(t) + G_{s_2 s_1}(-t), \quad (4.3)$$

où \hat{G} et G sont respectivement la fonction de Green théorique et empirique. $G_{s_1 s_2}(t)$ et $G_{s_2 s_1}(-t)$ sont définies comme la partie causale et acausale de la fonction de Green, c'est-à-dire représentant les délais positifs et négatifs dans la fonction de corrélation. L'extraction de la fonction de Green du milieu par cette approche a été employée dans de nombreuses études de tomographie de bruit sismique [e.g. Shapiro et al., 2005; Sabra et al., 2005b; Yao et al., 2006;

[Guo et al., 2009]. Comparée à une tomographie “classique” réalisée sur les séismes, la tomographie de bruit a l’intérêt de présenter une résolution spatiale qui ne dépend que de la densité de rais se propageant dans la zone étudiée, fonction de la géométrie et de la densité de stations. À cela, un second intérêt réside dans la répétabilité des observations. Le bruit sismique étant analysé pour différentes périodes de temps, une estimation des erreurs est alors possible. Pour une tomographie “classique”, une analyse des erreurs serait envisageable si les événements venaient d’un même endroit et étaient produits par un même mécanisme, ce qui est peu probable.

La validité de cette théorie est cependant conditionnée par une distribution spatiale homogène des sources de bruit [Snieder, 2004; Roux et al., 2005b]. Dans le cas contraire, la fonction de Green extraite sera incomplète et erronée en temps. Elle introduira donc des erreurs dans les modèles tomographiques déduits. Afin de vérifier la présence d’une distribution homogène des sources, plusieurs travaux se sont focalisés sur l’origine du bruit. Ainsi en utilisant les pics de cohérence observés sur les fonctions de corrélation, il est possible de localiser l’origine des sources du bruit [Shapiro et al., 2006; Rhie & Romanowicz, 2006; Stehly et al., 2006; Brzak et al., 2009]. C’est dans cette optique que nous explorons dans ce chapitre la possibilité de localiser les sources de bruit à haute-fréquence via une approche de corrélation de bruit.

4.1.2 Estimation des fonctions de corrélation

Pour calculer la fonction de corrélation entre deux enregistrements, nous pourrions tout simplement estimer la corrélation croisée à partir des signaux bruts en utilisant l’Équation 4.2. Cependant, si une source ponctuelle de quelques secondes à minutes vient s’insérer dans les signaux journaliers, un pic de cohérence sera visible pour un délai expliquant au mieux la différence de temps de propagation de cette source ponctuelle entre les deux récepteurs. Cette cohérence masquera celle correspondant au bruit et éliminera donc toute l’information qui y sera contenue. Ainsi, dans la corrélation de bruit, l’étape la plus importante est d’effacer ou atténuer les effets produits par les sources sismologiques traditionnelles ou autres sources ponctuelles. Une revue détaillée concernant la préparation des fonctions de corrélation a été décrite par Bensen et al. [2007]. Pour le calcul des fonctions de corrélation de cette thèse, la préparation des données en a été inspirée et les principales tâches effectuées ont été :

1. À chaque station et pour chaque composante étudiée, je corrige de la réponse instrumentale du capteur. Cette étape sert à homogénéiser le jeu de données malgré diverses instrumentations. Puis, je retire la moyenne et la tendance du signal.
2. Les signaux sismiques journaliers sont ensuite filtrés à l’aide d’un filtre passe-bande afin d’isoler la gamme de fréquences pour laquelle les sources de bruit étudiées sont actives.
3. Les séries temporelles obtenues sont alors normalisées. C’est cette étape qui a pour rôle d’atténuer les effets perturbateurs des sources ponc-

tuelles. Parmi les différents types de normalisation, il y a celle qui consiste à saturer le signal dépassant une amplitude seuil [Sabra *et al.*, 2005a]. Il est également possible d'effectuer une normalisation sur des fenêtres glissantes à l'aide de la moyenne absolue locale [Bensen *et al.*, 2007]. Pour finir, une méthode plus drastique consiste à ne garder que le signe de la série temporelle [Campillo & Paul, 2003; Shapiro & Campillo, 2004; Yao *et al.*, 2006]. Cette normalisation, utilisée à de nombreuses reprises dans les débuts de la corrélation de bruit ambiant, est choisie pour l'analyse des signaux Hi-CLIMB.

4. Après ces diverses préparations, je calcule la corrélation croisée pour un intervalle de délais.
5. J'applique une série de filtres gaussiens de largeur réduite pour effectuer une analyse fréquentielle des fonctions de corrélation.
6. Pour finir, je calcule l'enveloppe des fonctions de corrélation filtrées pour les processus de localisation des sources de bruit.

submitted to Geophys. J. Int., GJI-S-09-0390, 2009

Location of River Induced Seismic Signal from Noise Correlation Functions

Arnaud BURTIN¹, Jérôme VERGNE², Luis RIVERA² and Pier-Paolo DUBERNET¹

¹*UMR 8538 Laboratoire de Géologie, ENS, CNRS, Paris, France*

²*Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR 7516 CNRS, EOST, Université de Strasbourg, France*

Abstract

We extend the use of Noise Correlation Functions (NCFs) to locate stream segments of the trans-Himalayan Trisuli River that are responsible for the large high-frequency seismic noise observed at Hi-CLIMB stations. Cross-correlations of continuous seismic records at several pairs of stations indicate that some seismic sources are coherent only during the monsoon period. To locate these sources, we perform a migration of a selection of NCF envelopes filtered at frequencies ranging from 2 to 6 Hz. We produce a set of coherence maps at each frequency and for various apparent velocities to determine the regions which best explain the observed NCFs. The highest coherences are always located along restricted portions of the Trisuli River and are generally obtained for an apparent velocity of 3 ± 0.3 km/s. We also carry out a set of synthetic tests based on a full forward modelling approach for different distribution of sources. These simulations indicate that the observed NCFs are dominated by Rayleigh surface waves and that the sources are effectively located along the Trisuli River. These tests also reveal some artefacts induced by the linear geometry of the Hi-CLIMB network. We take these artefacts into account and determine that the sources of seismic noise are mostly concentrated along the steepest portion of the Trisuli River with a maximum at the front of the High Range. We associate the river sources to the impacts of sediment particles on the channel bed and their distributions are in good agreement with incision rates along the river. Therefore, this study reveals the ability of locating zones of high river sediment transport and bedrock erosion based on the analysis of seismic noise recorded outside the stream.

Keywords : seismic noise - ambient noise correlation - river - sediment transport - Himalayas

4.2 Introduction

The revolution brought by the digital acquisition of seismological data has increased the interest of studying continuous seismic recordings which has led in turn to an expansion in the exploration and comprehension of seismic noise. Ambient noise affects the entire frequency band of interest in seismology. At very low frequencies (0.002-0.01 Hz), the seismic “hum” of the Earth has a complex origin which includes interactions between atmosphere, ocean and seafloor [e.g. *Rhie & Romanowicz*, 2004, 2006]. In the microseisms frequency band (0.04-0.5 Hz), seismic noise originates from swell activity in the deep ocean and along the coast [e.g. *Longuet-Higgins*, 1950; *Gutenberg*, 1958; *Bromirski & Duennebier*, 2002; *Kedar et al.*, 2008]. At higher frequencies (> 1 Hz), ambient noise is usually dominated by human activities such as road traffic and industries in the vicinity of stations [*McNamara & Buland*, 2004]. However, some local natural phenomena can drastically increase the high frequency content of seismic noise. Among these factors, *Burtin et al.* [2008] have confirmed with the example of the Trisuli River in the Himalayas that turbulent streams are a major source of seismic noise at nearby stations.

From the spectral analysis of the continuous seismic signals recorded at a subset of stations from the Hi-CLIMB experiment, *Burtin et al.* [2008] observe a large increase of seismic energy in the 1-20 Hz frequency range during the summer monsoon period. The origin for this high level of high-frequency energy is attributed to the turbulence of the stream combined to the ground vibrations generated by the sediment transport. This study points out the potential of using high-frequency seismic noise to monitor spatially and temporarily the river bed load, a key parameter that is quite difficult to assess in geomorphology. However, the individual spectral analysis performed in this study does not permit to accurately locate and quantify the river portions where the seismic noise originates and which denote a higher transport of sediment and potentially a higher abrasion of the river bedrock.

Location of sources that produce continuous high-frequency seismic noise is usually performed with small aperture arrays in order to retrieve the azimuth of the incoming waves [e.g. *Rost & Thomas*, 2002]. In the case of the Trisuli River, the geometry of the Hi-CLIMB network and the type instrumentation are clearly not adapted to apply such array analyses. Here, we explore another technique, based on the use of Noise Correlation Functions (NCFs), to locate the origin of this high-frequency seismic noise. NCFs rely on a theory developed by *Weaver & Lobkis* [2001] which indicates that noise records at a pair of receivers can be used to retrieve the empirical Green’s function of the medium between these receivers. Over the last decade, this technique has been widely used to study the structure of the Earth lithosphere [e.g. *Shapiro & Campillo*, 2004; *Sabra et al.*, 2005b; *Yao et al.*, 2006]. Most of these studies use the coherence of the seismic noise at low frequencies (~ 0.01 to 0.1 Hz) since the correlations of long period waves are efficient for large inter-station distances and more useful to probe the Earth interior. The validity of the theory strongly relies on a spatially homogeneous distribution of seismic

noise sources or scattering points [e.g. *Snieder, 2004; Roux et al., 2005b*]. However, several observations have revealed an asymmetry in the NCFs which indicates the existence of strong persistent and localized sources of seismic noise [e.g. *Stehly et al., 2006; Pedersen et al., 2007; Yang & Ritzwoller, 2008*]. NCFs have thus also been used to study the origin of the low-frequency ambient seismic noise [*Shapiro et al., 2006; Rhie & Romanowicz, 2006; Stehly et al., 2006; Brzak et al., 2009*]. The location methods include back projection of NCF maximum amplitudes [e.g. *Stehly et al., 2006*], grid search misfit [*Shapiro et al., 2006*] or migration of NCF envelope [*Brzak et al., 2009*]. Here, we expand the use of the latter technique at higher frequencies (> 1 Hz) to retrieve the location of the sources that produce the increase of seismic noise along the Trisuli River during the monsoon period.

After a brief description of the analyzed seismological data, we present the procedure used to compute the NCFs and we detail their temporal fluctuations during the year 2003. With a selection of NCF envelopes, we proceed to the location of the seismic noise sources and we carefully analyze our results with a full forward modelling approach where we simulate various sets of source distributions. This allows highlighting the artefacts introduced by the geometry of the network and comparing our results from the distribution of river induced seismic noise with river incision rates.

4.3 Hi-CLIMB Dataset and Seismic Noise Analysis

We analyze the continuous seismic signal at stations from the Hi-CLIMB experiment (Fig. 4.1), a temporary seismological network deployed across the India-Asia collision zone [*Hetényi, 2007; Nábělek et al., 2009*]. We use the same dataset as described in *Burtin et al. [2008]*, focusing our analyses on the data acquired during the year 2003 at stations H0330 to H0580, all installed at distances from the Trisuli River ranging from 0.1 to 2 km (Fig. 4.1). Stations H0410 to H0500 are along narrow river segments with the steepest stream gradients and where the transport capacity is expected to be large. North of this segment (stations H0510 to H0580), the slope of the river is lower and the supply of water is reduced due to a snow and rain shadow of the High Range [*Putkonen, 2004*]. To the south (stations H0330 to H0400), the stream slope is also weak and the river becomes wider with meanders. All Hi-CLIMB stations were equipped with broad-band seismometers and 24-bit recording systems continuously operating at a sampling frequency of 50 Hz with an antialias low-pass filter at 20 Hz. Despite some instrumental failures, most of the analyzed seismological stations provide long enough records during the year 2003 to extract sufficient coherence between stations.



Fig. 4.1: Location of the study area in the Himalayas of Nepal. Inverse white triangles represent the seismological stations from the Hi-CLIMB experiment. Station names are indicated in yellow for stations that are actually used in the Hi-CLIMB dataset and in white when we include all possible sites in the synthetic dataset. MCT refers to Main Central Thrust.

4.3.1 Determination of Noise Correlation Functions

The computation of the NCFs for each pair of receivers involves several pre-processing steps described in detail by *Bensen et al.* [2007]. We basically follow the same procedure that can be summarized by : (1) For each station, we split the continuous records of the vertical component into daily long signals. (2) We deconvolve each signal from the instrument response and remove the mean and the trend. (3) We apply a band-pass filter in the 1-20 Hz frequency band that roughly corresponds to the band for which an increase of seismic noise is observed during the summer monsoon [*Burtin et al.*, 2008]. (4) We apply a temporal normalization to reduce the perturbations induced by earthquakes, instrumental issues or any punctual sources of seismic noise. Among the various types of normalization, we choose the 1-bit normalization which consists of keeping only the sign of the time series. (5) For each station pair, and for each day when the two stations are operating simultaneously, we compute the cross-correlation of the two time series (hereafter the NCF) and for time delays ranging from -40 to +40 s. (6) Finally, since the NCFs have a broad frequency content (1-20 Hz), we compute several filtered NCFs by applying a series of Gaussian filters centred around frequencies ranging from 2.75 to 10 Hz and with a standard deviation σ_f of 0.25 Hz. These filtered NCFs will be used in the migration process to locate sources of seismic noise which produce coherent energy at each frequency.

4.3.2 Time Evolution of Noise Correlation Functions

We present in Figure 4.2a an illustration of a 1-day raw NCF for the station pair H0420-H0460 (~ 14 km apart). We observe the emergence of a signal at positive lags between 3 and 8 s but with a poor Signal to Noise Ratio (SNR). Stacking all the 1-day NCFs, for two months in the summer season (July and August), clearly increases the SNR and confirms the presence of pervasive and powerful sources of seismic noise (Fig. 4.2b). Furthermore, the asymmetry of the NCF between the acausal and causal part (negative and positive lags) indicates an inhomogeneous source distribution with a preferential azimuth for the incoming seismic waves. The stacked NCF computed during the off-monsoon period is clearly different from the monsoon period one. This illustrates that the sources of seismic noise are not coming from the same region over the year and that they are less coherent and powerful during the off-monsoon period.

To assess the temporal variability of the coherence, we look at daily NCF envelopes over the time for various station pairs and at several frequencies. For the same couple H0420-H0460 the NCF filtered around 3.5 Hz shows that the two peaks between positive lags of 3 and 8 s appear around mid-June (Fig. 4.3a). They can be observed almost every day of July and August and perhaps until September, although some instruments failures preclude a continuous sampling in this time period. Later during the year, both peaks are no longer visible. It indicates that the coherent signal is generated only during the monsoon period when the discharge of the Trisuli River is the highest. The presence of these peaks also indicates that there are two major zones of seismic

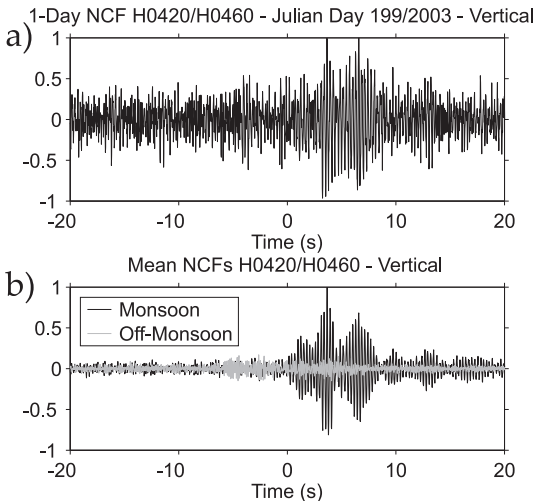


Fig. 4.2: (a) Raw vertical daily Noise Correlation Function between H0420 and H0460 (Fig. 4.1) for the Julian day 199. Some coherence begins to appear for positive delays between 3 and 8 s. (b) Mean raw noise correlation functions during the monsoon (black) and the dry season (grey) for the same station pair. Their amplitudes are normalized to the maximum of both curves. We clearly observe strong peaks of correlation whereas during the dry season no coherence is detected.

noise generation with a different azimuth. Indeed, if sources were located along the median between both stations, they would produce a peak of amplitude at 0 s lag on the NCF, corresponding to an infinite apparent velocity. In opposite, the maximum absolute lag would be noticed if sources were aligned with the stations. Thus relative to the station pair direction, the coherence with an apparent velocity of 2.2 km/s is coming from a smaller azimuth than the one with an apparent velocity of 3.8 km/s (Fig. 4.3a).

Another typical example of the NCF variability is given by the station pair H0460-H0470 (~ 4 km apart), where the filtered envelopes at 6.5 Hz denote good coherence during the entire year 2003. However, we observe that prior to the beginning of the monsoon the maximum of correlation occurs at a positive lag with an apparent velocity of 2.2 km/s whereas during the monsoon the maximum of correlation is for a negative lag and an apparent velocity of 4.8 km/s (Fig. 4.3b). This observation reveals a different origin for the sources of seismic noise over the year. We interpret the pre-monsoon peak of correlation which disappears during the summer to be associated with anthropogenic sources. Indeed, human activities such as industries or road traffics are dominant in the off-monsoon period. During the rainy season, the large rainfalls provoke a drastic decrease of anthropogenic activities. In opposite, the peak that emerges in summer has to be considered as an indication of river induced seismic noise. Finally, Figure 4.3c shows the yearly fluctuation of the filtered NCF envelopes at 6.5 Hz for the stations pair H0460-H0480 (~ 6.5 km apart). This is an example of seismic noise sources that are more energetic during the off-monsoon period. Such behaviour is probably representative of anthropogenic sources.

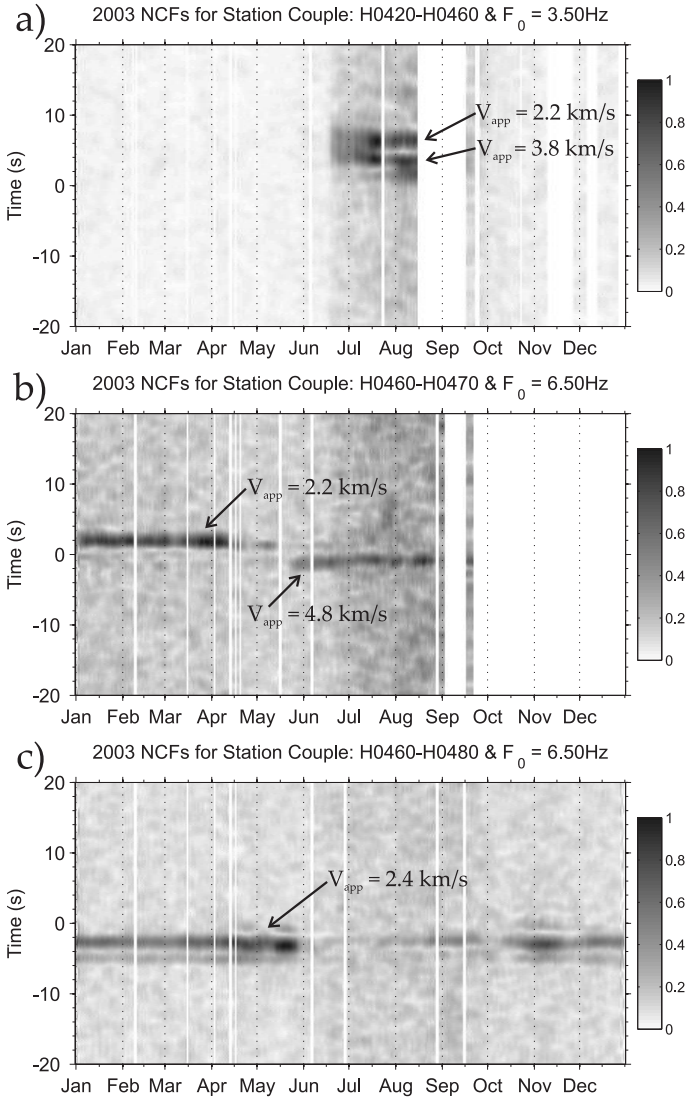


Fig. 4.3: Yearly evolutions of the Noise Correlation Function envelopes for three stations couples : H0420-H0460, H0460-H0470 and H0460-H0470 for (a), (b) and (c), respectively. For each station pair, the amplitudes are normalized to the yearly maximum. In (a) and (b) the summer peaks of correlation are associated to the river seismic noise, whereas in (b) and (c) the off-monsoon coherence is associated to anthropogenic sources.

4.3.3 Selection of Noise Correlation Functions

Our interest is in the location of the sources which produce the burst of seismic noise during the monsoon period, and especially those segments of the Trisuli River are the most active. To discard the non-desired sources as the anthropogenic activities, some basic tests on NCFs are necessary to discriminate between river and human made noise. Thus, several selection processes have to be applied on the NCFs, in order to insure that we will only use NCFs for which this particular noise is observed. First, we exclude station pairs that have an inter-station distance larger than 30 km. According to observations, we do not notice any coherence at such large inter-station distances and we suspect that the attenuation of the high-frequency signal is too important for large station couple distances. In addition to this distance threshold, we use a temporal threshold that excludes stations couples that have less than 25 days in common to average. Afterward, we seek for the existence of a relevant peak of correlation with the help of a SNR criterion. The SNR amplitude of a NCF envelope is computed from the ratio of its maximum amplitude relative to its standard deviation. We explored different values and a SNR threshold of 3.5 appears as a good compromise to exclude non-relevant data and keep a significant amount of station pairs. Finally, we impose a seasonal condition to look for peaks of coherence that show an increase of their amplitude during the monsoon period. For each station pair and each frequency, we compute the seasonal fluctuation $\Delta H(t) = H_m(t) - H_{off-m}(t)$, where $H_m(t)$ is the NCF envelope corresponding to the stack of the daily NCF for the months of July and August, and $H_{off-m}(t)$ the off-monsoon NCF envelopes for days out of a period going from May to October. We finally keep all the station couples for which the mean of ΔH is positive.

4.4 Source Location of Seismic Noise

4.4.1 Migration of NCF Envelopes

For a set of NCF envelopes at a given frequency, we call “migration”, the process that through an exploration of the space around the network reveals the points that best explain the arrival time of the most prominent peaks. This approach is very similar to the graphical approach formerly used to locate earthquakes when only arrival times of P-waves at a set of stations are available [Mohorovičić, 1916]. First for a pair of receivers, $H_m(t)$ is normalized to its maximum and we consider a given point in a discrete space of constant velocity (Fig. 4.4). For a source located at this point, we calculate the theoretical time-delay dt_{calc} between the arrival time of the wavefront at both stations and we associate to this hypothetical source point the amplitude we observe at this time-lag given by $H_m(dt_{calc})$. This operation is performed for each point of the discrete space and, since the wave propagation velocity is unknown, we repeat this for a set of apparent velocities ranging from 1 to 5 km/s. For a given velocity, one time-delay dt_{calc} will correspond to a possible set of sources that

are located along a hyperbola for which the two stations are the focal points. Only NCF amplitudes, corresponding to $dt_{calc} \in [-D/V, +D/V]$ where D is the distance between the two receivers and V the apparent velocity, will be migrated since $|D/V|$ is the observed maximum time-lag for sources that are aligned with the stations. Figure 4.4c illustrates the migration of a NCF envelope for the couple H0420-H0460, filtered around 3.5 Hz, and assuming an apparent velocity of 3 km/s. The maximum of coherence on the NCF is observed at positive lags and is mapped into hyperbolic forms on a coherence map. The remaining ambiguity about the source locations will be removed when we will migrate all the selected NCF envelopes. Therefore, we stack all the coherence maps associated to each station couple and the best source location and apparent velocity are retrieved when we look for the maximum of coherence.

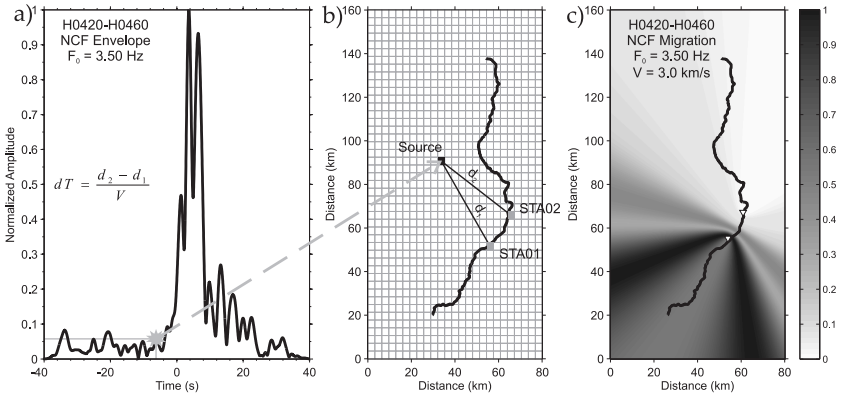


Fig. 4.4: The source migration process. (a) Monsoon envelope of the Noise Correlation Function between H0420-H0460 at 3.5 Hz. The amplitudes are normalized to the maximum. (b) Discrete space where each grid point will be assimilated as a potential source of noise. For a given point, velocity and station couple, we compute the theoretical delay and we associate to this given point the envelope amplitude observed at the calculated delay. (c) Coherence map for the migration of the H0420-H0460 envelope at 3.5 Hz. The inverse white triangles represent the two seismological stations.

4.4.2 Source Locations for Hi-CLIMB Data

Results of the migration for NCF envelopes at four different frequencies (3.5, 4, 4.5 and 6 Hz) are presented in Figure 4.5. For a central frequency at 4 Hz (Fig. 4.5a-c), we show the coherence maps for three velocities (1.5, 2.9 and 5 km/s) to illustrate the evolution of the coherence with the propagation velocity. For low velocities, the addition of the hyperbolas, which describe the maxima of NCFs envelopes, maps into a wide region of weak coherence located on each side of the stations. When the apparent velocity increases, the

maximum coherence increases, and its area narrows and converges on segments located on the river. The maximum of coherence corresponds to an apparent velocity of 2.9 km/s (Fig. 4.5b) and two main segments of river are highlighted. One is located between stations H0400 and H0420 and the second between stations H0460 and H0480 (see Figure 4.1 for station locations). When the velocity exceeds 3 km/s, the areas of maximum coherence tend to remain along the river but their amplitudes decrease (Fig. 4.5c). Figure 4.5d-f show the coherence maps for three other frequencies (3.5, 4.5 and 6 Hz) and for a velocity at which the maximum of coherence occurs. The sources of seismic noise are always located in the Trisuli River along a portion defined by stations H0400 and H0480. However, the imaged segments are slightly different with the frequency which may indicate various mechanisms of noise generation along the river. For example, the patch located between stations H0460 and H0480 is only observed for frequencies higher than 4 Hz whereas the one between H0400 and H0420 is seen for all frequencies. In addition, many coherence maps show a systematic northward spreading of large coherences along the main orientation of the Hi-CLIMB profile (Fig.4.5). This constant pattern may indicate a bias that is introduced by the linear geometry of the array. Nevertheless, the sources of seismic noise in summer seem well located along the Trisuli River.

We perform a systematic analysis of the migrated maps obtained for various frequencies ranging from 2.75 to 10 Hz and propagation velocity ranging from 1 to 5 km/s. The number of selected NCF envelopes with frequencies strongly decreases for frequencies higher than 5 Hz (Fig. 4.6a). This decrease is associated with an increase in the variability of the best velocity, referred as the apparent velocity corresponding to the overall maximum coherence. For frequencies lower than 5 Hz, best velocities remain almost constant around 3 km/s (Fig. 4.6b). At higher frequencies, the fluctuation of the velocity is more random and may reveal a lack of correlation in seismic signals and a weak ability to locate noise sources. If we consider only frequencies for which at least 15 station pairs are used, velocities as well as noise locations are coherent. We see however some exceptions for frequencies of 5 and 6.25 Hz that both give a best solution for a much larger velocity (> 5 km/s). The evolution of the maximum of coherence with the apparent velocity indicates that velocities around 3 km/s tend to produce an almost equivalent peak of correlation amplitude compared to velocities around 5 km/s (Fig. 4.6c). Apart from these last two frequencies, the reliable coherence maps give a best velocity of 3 ± 0.3 km/s. This relatively low value can not correspond to the velocity of P-wave since no thick sediment layer exists in the region of focus. Based on the crustal velocity structure published for the Himalayas [*Monsalve et al.*, 2006], our best propagation velocity rather fits the velocity of S-wave in the upper crust (Fig. 4.7a).

4.5 Modelling the Sources of Seismic Noise

To test the robustness of the location method, identify the wave content that makes the NCFs and justify the use of a constant migration velocity, we

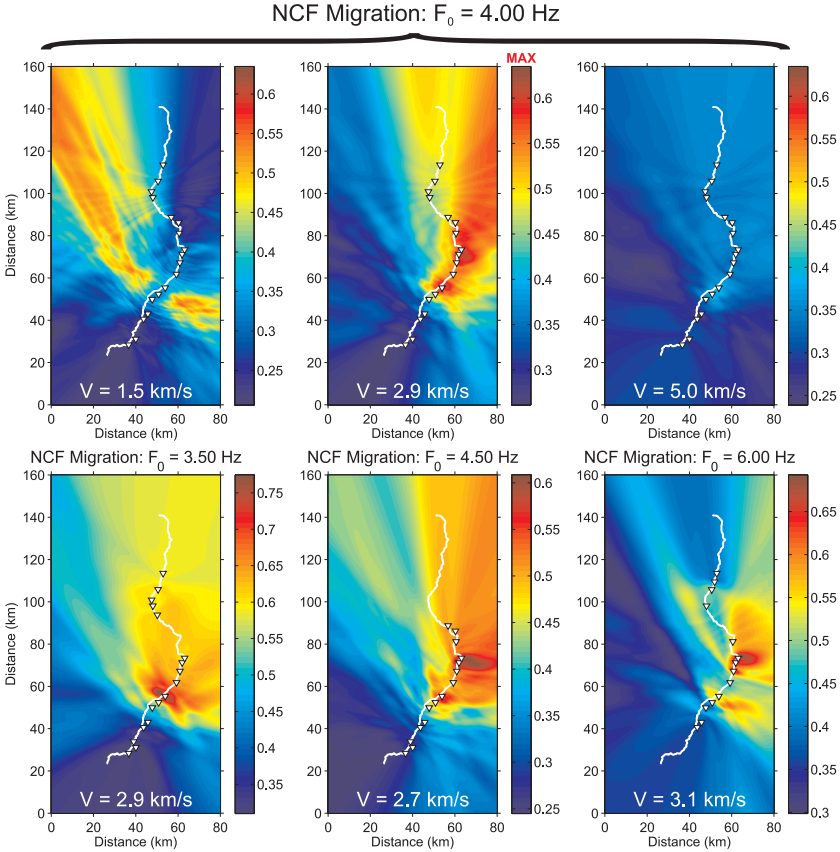


Fig. 4.5: Top figures : Coherence maps at 4 Hz and for an apparent velocity of 1.5, 2.9 and 5 km/s from left to right, respectively. The explored apparent velocity is indicated at the bottom of the map. The best source locations at 4 Hz are associated with the velocity of 2.9 km/s. Bottom figures : Best coherence maps for a frequency of 3.5, 4.5 and 6 Hz from left to right, respectively. Best found velocities are indicated at the bottom of the map. Red colours stand for areas of large coherence (most probable source of noise), whereas blue colours stand for areas of low coherence. The inverse white triangles represent the seismological stations actually used in the migration. Note the systematic northward spreading of the high coherence zones.

carry out a full forward modelling approach by generating synthetics NCFs for various distribution of sources. Several studies about ambient noise correlation have already tried to reproduce synthetic NCFs by stacking a multitude of synthetic seismograms computed for a generally stochastic distribution of sources in space and time [e.g. *Yang & Ritzwoller, 2008; Brzak et al., 2009*].

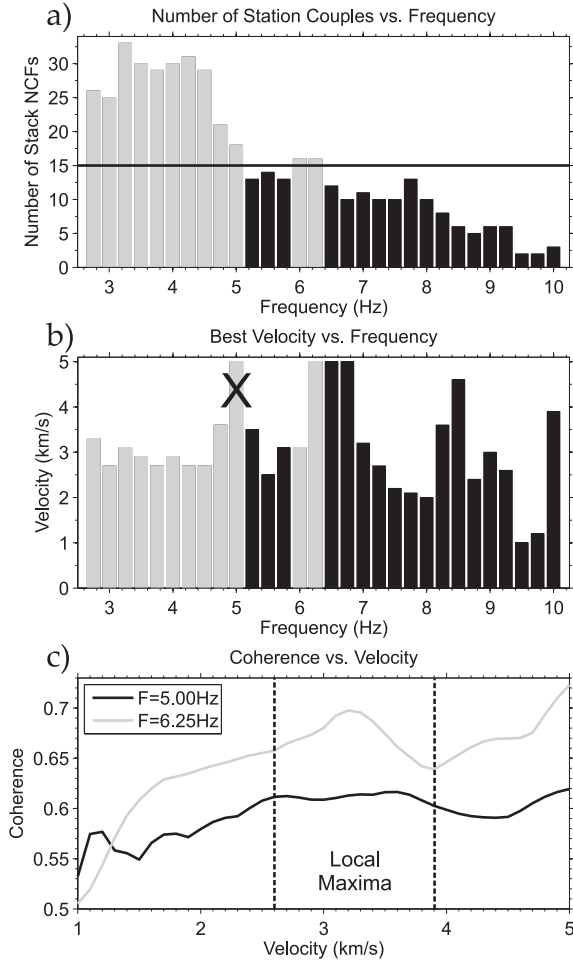


Fig. 4.6: (a) Number of station couples used in the source migration process in frequency. The horizontal black line marks a number of 15 station pairs at least used in the location process (grey bars). For frequencies higher than 4.5 Hz, the number of selected NCF envelopes decreases rapidly. (b) Best apparent velocity found from the migration of NCFs in frequency. Grey bars stand for the frequencies that offer confident results. With the exception of two of these frequencies (5 and 6.25 Hz), we find a mean velocity of about 3 km/s. The 5 Hz frequency is discarded in the discussion section due to a poor resolution of the best apparent velocity. (c) Maximum of the coherence map as a function of the apparent velocity of the medium at 5 and 6.25 Hz. These two curves show the local maxima that we can observe between 2.6 and 3.9 km/s (vertical dash lines) and for which the best velocity agrees with the other frequencies.

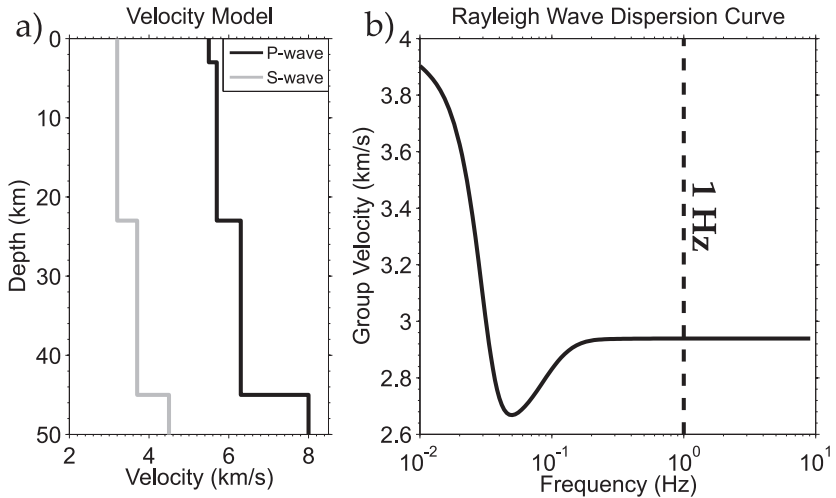


Fig. 4.7: (a) Velocity structure of the Himalayas of Nepal determined by *Monsalve et al.* [2006]. P-wave and S-wave velocities are illustrated by the black and grey lines, respectively. (b) Rayleigh wave dispersion curve for the given model in (a). Note that for the frequencies of interest (> 1 Hz), the group velocity of surface wave is constant with a value of 2.9-3 km/s.

In many cases, the synthetic seismogram corresponding to a single source is a wavelet shifted in time according to a constant propagation velocity. If such an assumption seems realistic for low-frequency wave contents and large source-station distances, it might not be appropriate for high-frequencies and near field studies. In addition, this assumption does not allow exploring the full wave content of seismic noise.

4.5.1 Simulation Parameters

To simulate the NCFs between a pair of stations, we compute one synthetic time-series of ambient seismic noise at each station, by stacking seismograms produced by a distribution of punctual seismic sources. The synthetic seismograms are obtained from a full elastic waveform modelling approach [*Herrmann, 2002*]. Based on a given 1-D velocity structure and source-station distance, we calculate the corresponding Green's function which is then convolved with a source time function. To reduce the computing-time, we only calculate the theoretical Green's functions for distances ranging from 0.05 km to 100 km with 0.05 km spacing. This value is small enough compared to the smallest wavelength than can be recorded by the Hi-CLIMB dataset. For the computation of Green's functions, we select a velocity model that is representative of the Himalayas of Nepal [*Monsalve et al., 2006*] and illustrated on Figure 4.7. The velocities of P- and S-wave in the upper crust are 5.6 and 3.2 km/s and

we do not add any low velocity layer on top. For each simulation, we generate 6 hours of seismic records with a statistical rate of 10 sources per second (random time-distribution). The amplitude modulation of the vertical impulsive forces spans three orders of magnitude. We then compute the simulated NCFs following the same procedure as for the treatment of the Hi-CLIMB dataset (see section 4.3.1).

The first simulation (named hereafter S1) consists of 70% of seismic sources uniformly distributed along a single river segment and 30% homogeneously distributed in the studied area presented in Figure 4.7. The aim of this simulation is to test the ability of retrieving sources that are distributed along the Trisuli River. In the second simulation (S2), 50% of the sources originate from a point location. In this manner, we want to estimate the potential of locating a persistent source point. Such a test can illustrate the effect of anthropogenic perturbations which are usually much localized. The simulation S3 is performed to reproduce the ambient seismic noise of two separate uniform river segments, where 30% of the total sources are randomly dispersed. Finally, in order to better constrain a geometrical effect of the Hi-CLIMB array, we make a simulation (S4) where all sources are randomly distributed in the plane. During the location process, we realize two kinds of migrations : one that uses only the station couples that are actually selected from the Hi-CLIMB data at 3.5 Hz and a second that uses all the possible station pairs that have an inter-station distance smaller than 30 km.

4.5.2 Simulation Results

We illustrate the results of the four simulations by showing the migration of the NCF envelopes filtered at 3.5 Hz. Similar observations and conclusions can also be made for other frequencies. Figure 4.8 presents the migration for the simulation S1 (sources located along a segment of the river stream) for different apparent velocities. The overall pictures share several similarities with the ones deduced from real data (Fig. 4.5a-c). When the velocity is underestimated, the coherence is low and coherent regions appear on each side of the profile. The maximum of coherence is reached for an apparent velocity of 3 km/s (Fig. 4.8b), a value similar to the one obtained with Hi-CLIMB data and slightly lower than the S-wave velocity in the upper part of the model. Moreover, for this particular velocity, the area of maximum coherence mostly corresponds to the river segment where we impose the seismic sources. We also denote a northward spreading of the area of strong coherences. This spreading tends to be reduced when we use all the available stations couples (Fig. 4.8d) which indicate a possible artefact caused by the linearity of the network and the lack of retained NCFs from H0490 to H0520. When the apparent velocity exceed 3 km/s, the overall coherence diminishes but the coherent regions remain on the same location (Fig. 4.8c).

Figure 4.9 presents the results of the simulations S2, S3 and S4 for the apparent velocity corresponding to the maximum of the overall coherence that is always between 2.8 and 3.2 km/s. In the case of the simulation S2, the point

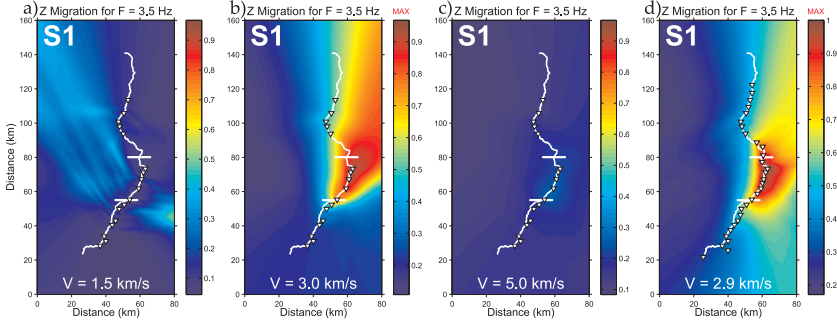


Fig. 4.8: (a), (b) and (c) S1 migrations at 3.5 Hz for a subset of stations at a velocity of 1.5, 3 and 5 km/s, respectively. The best solution is given for an apparent velocity of 3 km/s (b). (d) The best solution for S1 migration at 3.5 Hz for a full set of stations at a velocity of 2.9 km/s. The mean correlation amplitude is shown in each coherence map. Red colours stand for areas of strong coherence (most probable source of noise), whereas blue colours stand for areas of low coherence. The white segments crossing the river delineate the extremities of the uniform river segment that localizes the sources of seismic noise.

source that we impose is well retrieved whether we consider all the couples or a subset of them (Fig. 4.9a-b). The area that delineates the best solution is nevertheless better constrained with a larger number of station pairs. The 50% randomly distributed sources have no effect on the result of the migration which demonstrates that a localized persistent source of noise can be recovered in spite of being a non-unique source. In the simulation S3 and for the migration of a full set of stations, we clearly retrieve the two river segments (Fig. 4.9d). With a reduced set of stations, the migration of NCFs mostly reveals the southernmost segment of river (Fig. 4.9c). This segment is actually shifted northward close to H0420 compared to the imposed geometry of sources. Moreover, unexpected coherence is observed between the two segments. This test points the importance of the station location relative to the sources. Close stations are helpful to delineate the spatial distribution of seismic noise sources, especially with the Hi-CLIMB linear geometry. In the simulation S4, the migration of a random distribution of sources infers that the area of maximum coherence roughly mimics the shape of the Trisuli River. When we use a reduced set of stations, this area extends along the main direction of the array, but outside the network (Fig. 4.9e). Using all station couples (< 30 km), the image exhibits almost similar results with the exception of a stronger coherence on the Trisuli River between stations H0410 and H0510 (Fig. 4.9f). The recovered distribution of sources is clearly an artefact of the linear geometry of the seismic array. Indeed for a single station pair, only the sources aligned along the direction of the couple tend to produce seismic signals which stack coherently in the NCF. Thus, the migration of such a NCF will indicate a zone of strong coherence on each side of the segment that links the two stations.

For the Hi-CLIMB network, since all station couples have an almost equivalent azimuth, the area of strong coherency follows the same direction. For the real data, we do not observe any region of strong coherences in the southern prolongation of the array and for some frequencies in the northern prolongation of the network (Fig. 4.5). Compared to the simulation S4, the coherence we notice on the data do not seem to be generated by a random distribution of sources. However, to fully rely in our observations we must take the geometric artefact into account.

4.5.3 Propagation Velocity and Wave Content

Results from the treatment of real data and from all the simulations indicate that the apparent velocity associated with the overall best coherence is quite constant with frequency and ranges between 2.8 and 3 km/s. We do not have any evidence for a focusing of coherence at higher velocities (tests performed up to 8 km/s) that would correspond to the correlation of P-waves in the NCFs. Nevertheless, *Roux et al.* [2005a] shown that P-waves can produce peaks of correlation when using a small aperture array of seismometers. To understand which type of seismic wave produces the coherence in the NCFs, we use the synthetics from the simulation S4 to compute the Green's function between two stations with an inter-station distance of 15.5 km. In Figure 4.10, we superpose on this empirical Green's function, the theoretical Green's function corresponding to an equivalent source-station distance. The arrival of the P-wave on the theoretical Green's function is not observed on the empirical Green's function. The S-wave is not clearly observed on the theoretical Green's function and tends to be overwhelmed by the amplitude of the Rayleigh surface wave. Thus, the main peak on the NCFs clearly corresponds to a Rayleigh surface wave (Fig. 4.10). We carried out similar comparisons for a distance range of interest in our study and they all indicate that only the Rayleigh surface wave is observed on the NCFs. The theoretical dispersion curve, corresponding to the regional velocity model we used [*Monsalve et al.*, 2006, Fig. 4.7], shows that for frequencies greater than 1 Hz the group velocity remains constant at a value of 3 km/s. This agrees with the best apparent velocity we found and explains why we do not observe any important variation of this value in the investigated frequency range.

4.6 Discussion

To highlight the segments of the Trisuli River that concentrate the sources of seismic noise, we extract the mean coherence along the stream from the best coherence maps at the reliable set of frequencies (Fig. 4.6). In the southern section of the stream, from H0330 to H0380, the coherence is the lowest which denotes very little dominant seismic sources (Fig. 4.11a). Farther north, from H0400 to H0510, the coherence is high with two main spots located around stations H0410-H0420 and H0470-H0480. North of H0520, the coherence diminishes but remains larger than south of station H0400. To partly remove the

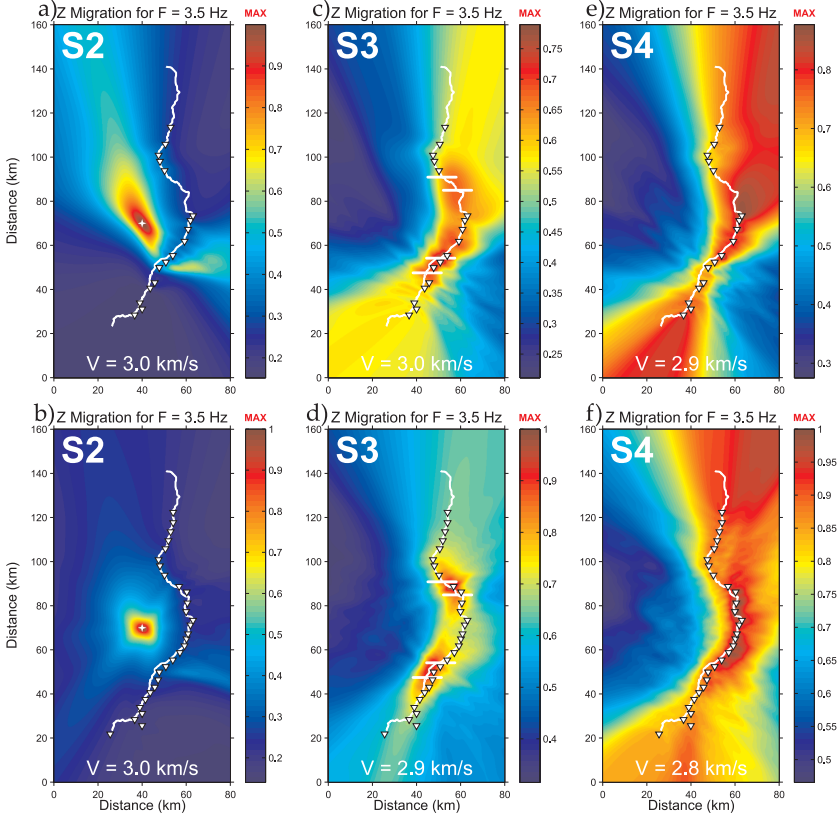


Fig. 4.9: (a) and (b) Best solutions for S2 migration at 3.5 Hz for a subset and a full set of stations at both a velocity of 3 km/s, respectively. (c) and (d) Best solutions for S3 migration at 3.5 Hz for a subset of stations at a velocity of 3 km/s and for a full set of stations at a velocity of 2.9 km/s, respectively. (e) and (f) Best solutions for S4 migration at 3.5 Hz for a subset of stations at a velocity of 2.9 km/s and for a full set of stations at a velocity of 2.8 km/s, respectively. S2, S3 and S4 stand for a point source of noise (white cross), two small uniform river segments (white segments delineating the river sources) and a homogeneous source distribution, respectively. The mean correlation amplitude is shown in each coherence map. Red colours stand for areas of strong coherence (most probable source of noise), whereas blue colours stand for areas of low coherence. Inverse white triangles represent the processed Hi-CLIMB stations.

bias due to the geometry of Hi-CLIMB network, we compute the mean best coherence map that results from a homogeneous source distribution (simulation S4) and for the selected sets of stations and frequencies (Fig. 4.12). We extract the resulting coherence along the Trisuli River to obtain the geometric artefact of the array. We then divide the observed mean coherence along

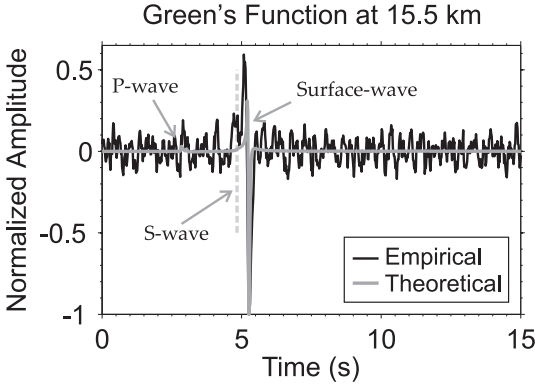


Fig. 4.10: Comparison of the empirical (black) and the theoretical (grey) Green's function at 15.5 km. The empirical Green's function is estimated using the simulation S4 (homogeneous source distribution). The maximum of coherence is associated with the arrival of the Rayleigh surface wave.

the stream (Fig. 4.11a) by the one obtained with the simulation S4. After applying this correction, the coherence remains the lowest south of H0380 and confirms the very few sources detected there (Fig. 4.11b). Northward, the high coherent zone near H0410 is preserved whereas the spot, initially observed around H0480, is not conserved anymore after the network correction. Quite large amplitudes are observed in the northern section of the river, between H0530 and H0550 and even enhanced after applying the network correction (Fig. 4.11b). We suppose this to be a residual artefact due to the weak number of selected NCF envelopes in the northern section, from H0520 to H0580 (Fig. 4.12). As inferred from the simulation S3 (Fig. 4.9c), the relative position of stations to sources is a relevant factor. Since the northernmost stations are not often selected in the location process, we have a poor resolution along this part of the river. In addition, a large amount of sources close to stations H0530 to H0550 during the monsoon period would produce a large increase in the seismic noise, a feature not observed on the spectrograms at these stations [Burtin *et al.*, 2008]. It may also explain why few NCFs are selected since little coherence is noticed there. In the following discussion, we discard the results obtained in the northernmost part of the river. However, these observations denote the ambiguities we have to deal when locating seismic noise sources with a linear profile of stations.

The active central segment (H0400-H0510) that concentrates most of the sources of seismic noise in the river is characterized by a steep stream slope (Fig. 4.11). Burtin *et al.* [2008] have demonstrated that the variation of seismic noise was time-correlated with the variation of the water discharge. In addition, they inferred a hysteresis relation between the water level and the seismic energy pointing a link with sediment transport. A similar relation between suspended sediment loads and water discharges has also been observed along another trans-Himalayan river [Gabet *et al.*, 2008]. These observations indicate that the turbulence of the water is not the unique source of seismic noise and that sediment transport is partly responsible for the increase in seismic noise during the monsoon. Indeed, impacts of sediment particles on the channel bed

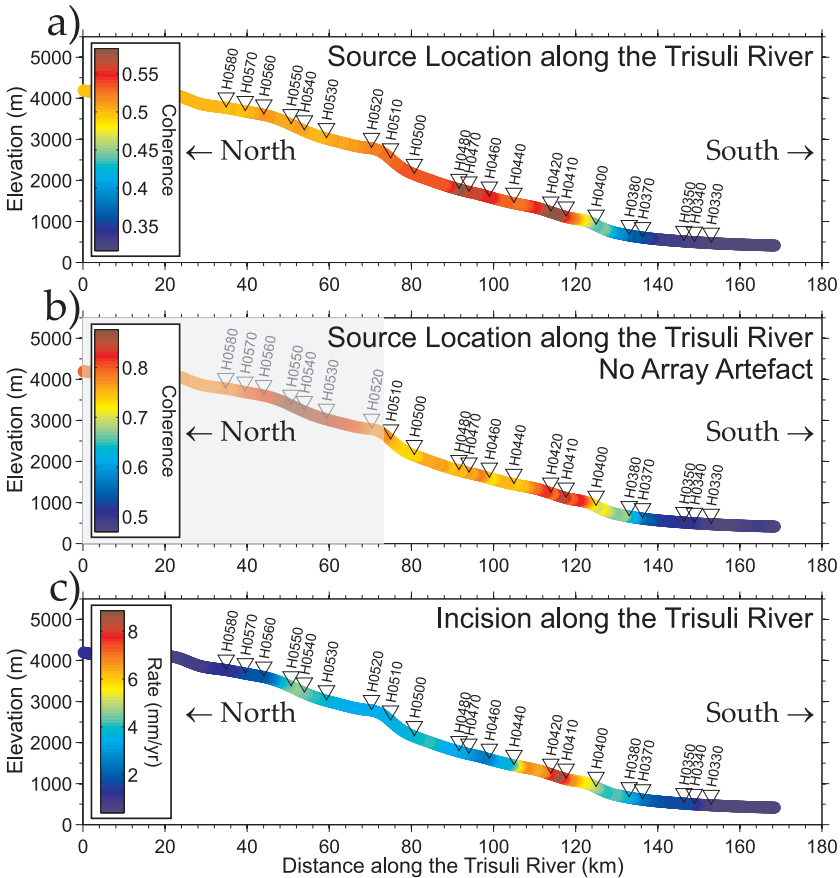


Fig. 4.11: (a) Source location of the river seismic noise sources along the elevation profile of the stream. Red colours stand for areas of strong coherence (most active segment of river), whereas blue colours stand for areas of low coherence. (b) Source location of the river seismic noise sources corrected from the array artefact, using the results of the simulation S4 (Fig. 4.9). The gray shaded area represents the section of the river where results are poorly constrained and discarded from the discussion. (c) River incision rate along the stream from *Lavé & Avouac* [2001]. Red and blue colours stand for high and low incision rates, respectively.

produce ground vibrations that are recorded at nearby stations, increasing the observed seismic noise. Such seismic sources will mostly concentrate in region of steep stream slopes and large supply of water, where the hydrodynamic of the river is efficient to mobilize a large amount of sediment.

The mechanical erosion caused by the impact of the bed load on the bedrock, called abrasion, is one of the major processes that control the landscape

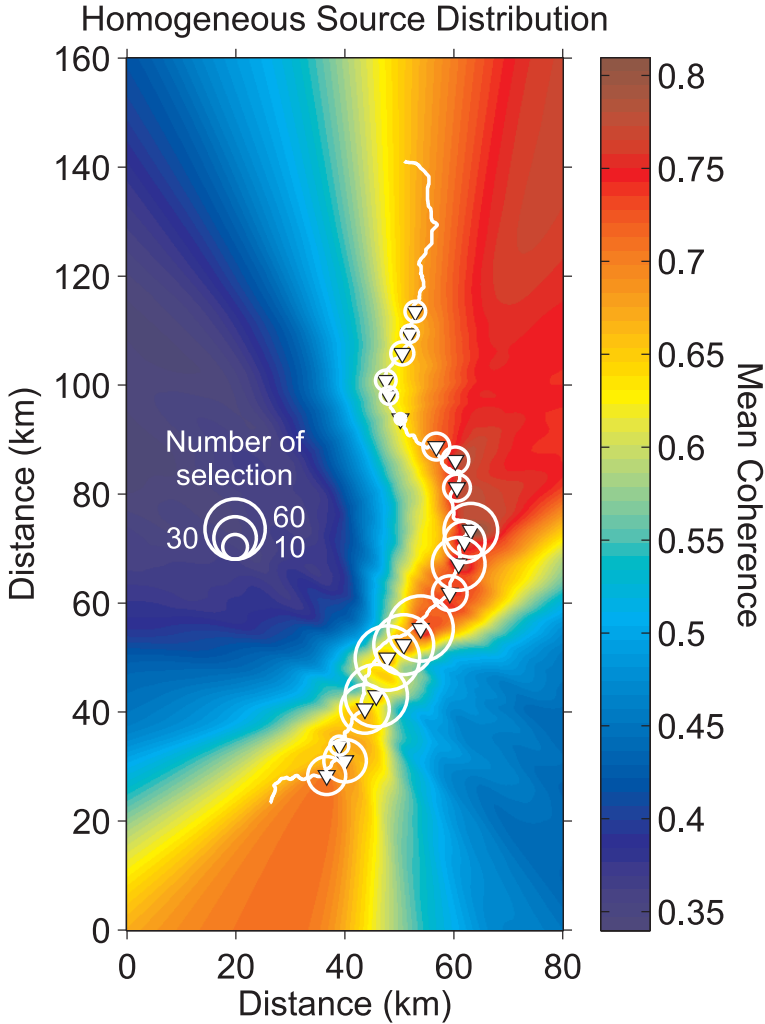


Fig. 4.12: Coherence map for S4 migration (homogeneous source distribution). For the reliable set of frequencies (see text for precision), we average the best coherence maps. We then estimate from this mean solution the array artefact along the Trisuli River that we use for the correction in Figure 4.11b. Red and blue colours stand for areas of strong and low coherence, respectively. Inverse white triangles represent the processed Hi-CLIMB stations. The size of white circles above each station location represents the number of times a station is selected. The selection of northernmost stations is reduced with regard to the portion H0400-H0480.

of a river and thus the relief. *Lavé & Avouac* [2001] have estimated the incision rates of several trans-Himalayan rivers along the Himalayan Arc from the long term incision rates recorded by fluvial terraces. However, since no terrace is available along the steep gorges of trans-Himalayan rivers, they completed the erosion rate from a semi-empirical relation based on the estimated fluvial shear stress exerted by the flowing water on the stream bed [e.g. *Howard et al.*, 1994; *Whipple & Tucker*, 1999]. In the case of the Trisuli, they observe that a peak of river incision (Fig. 4.11c) is located at the front of the High Range, where stations H0410 and H0420 were installed (Fig. 4.1). This well incised portion of river agrees with a segment of the largest coherence, hence the largest concentration of seismic sources. This region is also the locus of many debris flows [*Burtin et al.*, 2009] that concentrate in the frontal part of the High Range due to the presence of loose soil and important rainfall [*Thouret*, 1983; *Marston et al.*, 1998]. These hillslope processes participate to the relief denudation and feed the Trisuli River with sediments that are tools to produce seismic noise.

In the High Range, north of station H0440, the decrease in the amount of seismic sources is lower than the decrease in erosion rate inferred by *Lavé & Avouac* [2001] (Fig. 4.11). The variation in the lithology of the bedrock along the river may explain this discrepancy. Station H0410 is located in the Lesser Himalaya (LH) that consists of metasediment whereas the stations north of H0440 are in the Higher Himalaya Crystalline (HHC) unit, consisting mainly of gneisses and quartzites [*Upreti*, 1999]. Erosion mechanisms are partly controlled by the lithology through the coefficient of erodability, denoting the rock strength [*Sklar & Dietrich*, 2001]. *Lavé & Avouac* [2001] assumed a lower coefficient for the HHC unit than the LH. Therefore, the bedrock in the HHC would tend to be more resistant to abrasion than in the LH. Since we monitor impacts of bed load instead of erosion rate, seismic noise may indicate that the sediment load north of H0440 is still large whereas the incision rate is low due to more resistant bedrock.

4.7 Conclusions

Our study confirms the potential of using Noise Correlation Functions to locate sources of high-frequency seismic noise when receivers are nearby. We use this technique to locate the segments of the Trisuli River responsible for the increase of seismic noise observed on a subset of Hi-CLIMB stations. Although the geometry of the network was not designed for this purpose, we show that most seismic sources are located along the steepest portion of the river, from H0410 and H0480. We even notice an overall good agreement between these sources from sediment transport and the incision rates deduced from other geomorphic approaches. According to the studied method, we may have an opportunity to monitor the bed load transport and potentially to deduce bedrock erosion.

The ability to recover the location of the seismic noise sources is due to the high density of Hi-CLIMB stations and the large variation of seismic noise in

the monsoon season. Both factors help to isolate in space, time and frequency the seismic signal which effectively originates from the river. The performed synthetic tests confirm that the linear shape of the Hi-CLIMB network is not dedicated for the purpose of our study and produce some biases, especially on the northern part of the profile. However, these tests indicate that in the central part of the network, our results are reliable. We also inferred from the simulations that the correlation between seismic signals is induced by Rayleigh surface waves and the group velocity remains constant at high frequencies (> 1 Hz). These observations support the use of a constant apparent velocity in our location process.

A more suitable network would consist of stations deployed in 2-D, surrounding the targeted river. However, the lateral extent of such a dedicated network should remain small since the high frequency signal generated by bed load transport in rivers rapidly attenuates. In addition, the background seismic noise, unrelated to the river as the anthropogenic perturbations, has to remain low. Otherwise, a selection stage has to be performed in order to isolate the river seismic noise. Despite such limitations, this approach seems to offer a great potential to continuously and spatially monitor the sediment transport in rivers without performing hazardous measurements in the stream. Finally, if a calibration is made between the lithology and the seismic signal produced by particles impacts, we may expect to seismically estimate river incision rate.

Quelques commentaires

Les précédentes conclusions permettent d'envisager des perspectives intéressantes aussi bien pour la sismologie que pour la géomorphologie. Un des résultats majeurs est que le bruit sismique haute-fréquence (> 1 Hz) à deux stations se corrèle pour des périodes de temps relativement courtes, de l'ordre de la journée, et surtout pour des distances sources-stations de quelques dizaines de kilomètres. Il est aussi envisageable de localiser d'autres types de sources de bruit sismique haute-fréquence à partir des fonctions de corrélation comme celles d'origine anthropique, ou bien encore le bruit que nous avons précédemment associé au lac du Paiku Co (*cf.* section 2.6.2; Fig. 2.20).

Pour la géomorphologie, la méthode de localisation par corrélation de bruit semble être une technique pertinente pour déterminer les zones de transport sédimentaire le long des rivières. Avec le réseau Hi-CLIMB, les grandes distances inter-stations et surtout la disposition des capteurs n'ont pas permis d'obtenir une résolution spatiale permettant une localisation détaillée de la charge de fond en mouvement. Cependant dans un bassin versant restreint et avec un réseau sismologique adapté, il serait envisageable de tester dans des conditions optimales le suivi sismique du transport sédimentaire avec une résolution spatiale de l'ordre de la section de rivière. De plus, des confrontations avec des observables géomorphologiques (flux sédimentaire, coefficient d'érodabilité, taux d'impacts...) seront utiles pour obtenir une carte de cohérence qui soit directement exploitable en terme d'incision.

La modélisation des signaux sismologiques des sources de bruit associées à la rivière a permis de confirmer les observations faites à partir des données Hi-CLIMB. Il est nécessaire de garder voire même d'améliorer cette composante numérique. Elle pourrait également permettre de quantifier le transport solide dans les rivières. Dans le cas de l'étude précédente, j'ai arbitrairement choisi les taux et forces d'impacts des particules sédimentaires. Leur nombre a été fixé à dix sources par seconde et mis à l'échelle pour des amplitudes distribuées sur trois ordres de grandeurs. Une calibration de la force d'un impact avec l'énergie rayonnée sera utile pour estimer une puissance sismique, proxy des sédiments transportés. Enfin la modélisation, par une paramétrisation de la distribution et du mécanisme des sources, permet d'envisager une possible étude des composantes horizontales d'une station. En effet, les formes d'onde produites par la Trisuli et cohérentes sur les enregistrements verticaux des stations Hi-CLIMB sont des ondes de surface de type Rayleigh. Une information non-négligeable doit donc être disponible via l'étude des signaux horizontaux. Un accès à l'information contenue dans les enregistrements horizontaux peut servir à discriminer la nature du transport sédimentaire comme la saltation ou le roulement. De plus, une bonne compréhension des signaux sur les trois composantes est également déterminante pour estimer une puissance totale libérée le long d'une rivière, proxy du transport sédimentaire et de l'érosion. D'autres objectifs peuvent aussi s'ajouter, comme la possibilité de mettre en évidence la présence d'ondes de Love sur les données simulées et observées. C'est dans ces optiques que les prochains développements se concentrent sur

l'étude des composantes horizontales.

4.8 Corrélation de bruit sur les composantes horizontales

Les composantes horizontales d'une station sismologique sont généralement orientées vers le nord (N) et vers l'est (E). Une approche traditionnelle en sismologie consiste dans le cas de l'enregistrement du signal induit par une source localisée (séismes, explosions...) à effectuer une rotation du repère ZNE en un repère ZRT . R et T sont alors les composantes radiale et tangentielle. De cette façon, les composantes R et Z sont porteuses de l'information des ondes de volume P et S_v , ainsi que celle des ondes de surface de type Rayleigh. Les ondes de volume S_h et de surface de type Love sont uniquement contenues sur la composante T . La rotation du repère ZNE en ZRT s'effectue pour un angle θ , marquant l'azimut source-station (ou back-azimut), selon la formule suivante :

$$\begin{pmatrix} Z \\ R \\ T \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \theta & \sin \theta \\ 0 & -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} Z \\ N \\ E \end{pmatrix}, \quad (4.4)$$

où ZRT et ZNE sont des repères indirectes.

Pour l'étude des sources de bruit de fond sismique, la difficulté réside dans le fait qu'à chaque source s est associé un angle θ_s . Dans le cadre d'une analyse par corrélation de bruit, la rotation reste possible si la distribution des sources est homogène ou est alignée avec la paire de stations. En effet, pour une répartition uniforme des sources, seules celles se trouvant dans l'axe du couple seront constructives et produiront de la cohérence [e.g. *Snieder*, 2004; *Roux et al.*, 2005b]. Ainsi, il est possible de produire des fonctions de corrélation estimées à partir des composantes radiales (C_R) et des composantes tangentielles (C_T), en effectuant une rotation des signaux d'un angle marquant l'azimut du couple de stations.. Maintenant dans le cas d'une distribution de sources inhomogène, contexte rencontré dans l'étude du bruit sismique des rivières, la méconnaissance de leur localisation rend l'Équation 4.4 inexploitable. Les prochains développements étudient donc une possible solution à ce problème au travers de la modélisation des signaux sismologiques suivant les procédures de *Herrmann* [2002].

4.9 Reconstruction des corrélogrammes horizontaux

Pour résoudre ce problème, je fais la supposition que pour un unique point source, générateur continu de bruit de fond sismique, il est possible d'extraire les fonctions de corrélation C_R et C_T par une combinaison linéaire des corrélogrammes horizontaux entre deux stations. Pour illustrer ce propos avec deux stations STA1 et STA2 (Fig. 4.13), je reconstruis C_R et C_T en calculant

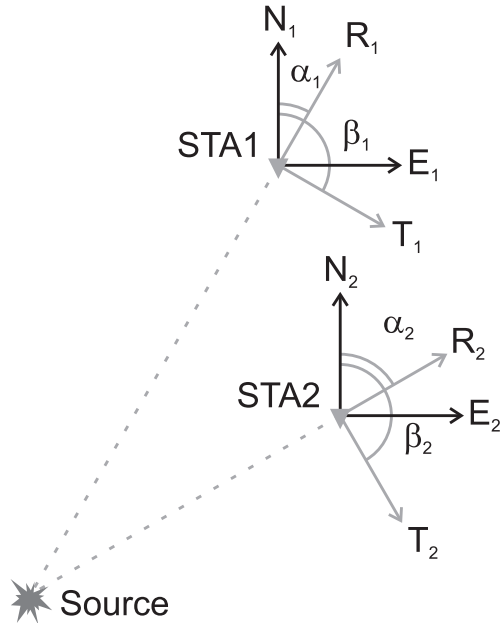
les fonctions de corrélation $C_{N_1 N_2}$, $C_{N_1 E_2}$, $C_{E_1 N_2}$ et $C_{E_1 E_2}$, où l'indice des composantes correspond à l'indice de la station. C_R et C_T sont retrouvées par l'intermédiaire des expressions suivantes :

$$C_R = \cos \alpha_1 \cos \alpha_2 \times C_{N_1 N_2} + \cos \alpha_1 \sin \alpha_2 \times C_{N_1 E_2} + \dots \\ \sin \alpha_1 \cos \alpha_2 \times C_{E_1 N_2} + \sin \alpha_1 \sin \alpha_2 \times C_{E_1 E_2} \quad , \text{ et } \quad (4.5)$$

$$C_T = \sin \alpha_1 \sin \alpha_2 \times C_{N_1 N_2} - \sin \alpha_1 \cos \alpha_2 \times C_{N_1 E_2} - \dots \\ \cos \alpha_1 \sin \alpha_2 \times C_{E_1 N_2} + \cos \alpha_1 \cos \alpha_2 \times C_{E_1 E_2} \quad . \quad (4.6)$$

L'angle α dans les Expressions 4.5 et 4.6 représentent l'azimut de la direction source-station dans un plan cartésien (Fig. 4.13). En raison de la faible étendue géographique des distances source-station pour le bruit haute-fréquence, cette approximation géométrique n'est pas drastique. Dans un premier temps, je cherche à confirmer une possible reconstruction de C_R et C_T avec des signaux sismologiques simulés dans des configurations géométriques simples.

Fig. 4.13: Représentation géométrique illustrant la reconstruction des corrélogrammes horizontaux C_R et C_T . L'angle α marque l'azimut source-station et β ($\alpha + \frac{\pi}{2}$) l'azimut de la composante tangentielle pour une source et une station données.



4.10 Validation de la reconstruction des corrélogrammes

4.10.1 Paramètres des simulations

Pour la réalisation des tests de validation, je définis un réseau de six stations (Fig. 4.14a) disposées deux à deux selon la direction $N90^\circ$ (H0010 et H0020), la direction $N0^\circ$ (H0030 et H0040) et la direction $N45^\circ$ (H0050 et H0060). À l'extrémité de cette géométrie, je place un point source unique de coordonnées (5,5) et j'effectue quatre simulations (Test0#) dans lesquelles la direction des forces appliquées est orientée selon l'axe verticale, nord-sud, est-ouest et nord-est sud-ouest (Fig. 4.14b). Pour chaque test, je simule une heure d'enregistrement pendant laquelle le point source produit un taux statistique de dix sources par seconde. Le modèle de vitesse utilisé est équivalent celui employé dans la précédente étude [Monsalve *et al.*, 2006, Fig. 4.7a].

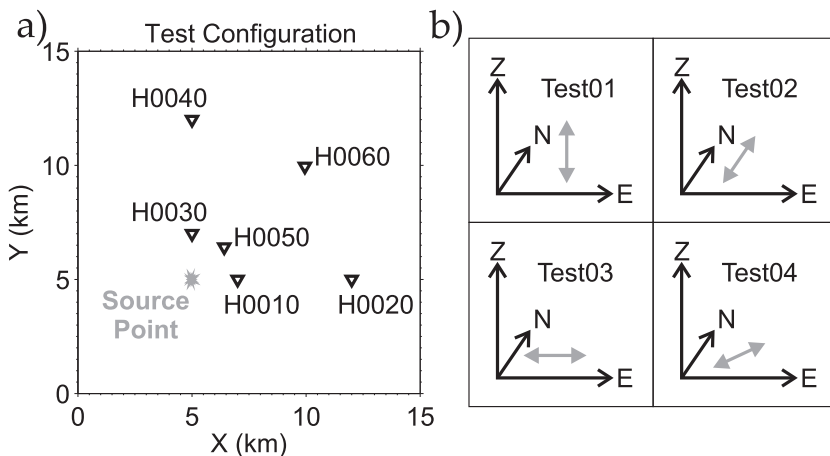


Fig. 4.14: (a) Localisation des stations et du point source utilisés pour les simulations Test0#. (b) Récapitulatif des tests effectués pour la validation d'une reconstruction des corrélogrammes horizontaux. Les flèches grises illustrent la direction des forces qui sont imposées pour la modélisation des signaux sismologiques.

4.10.2 Calculs et résultats des NCFs 1/2

En suivant une procédure similaire à la localisation des sources de bruit avec le réseau Hi-CLIMB (voir section 4.3.1), je calcule les différentes composantes des corrélogrammes pour reconstruire selon les Équations 4.5 et 4.6, les fonctions de corrélation C_Z , C_R et C_T .

Le Test01, où seules des sources selon une force verticale sont appliquées, ne devrait pas montrer de signal sur la composante tangentielle puisque de

telles forces ne produisent que ondes P , S_v et de Rayleigh dans les plans radiaux. Or, nous notons que pour les couples H0010-H0020 et H0030-H0040, C_T est non-nul et de plus est similaire à C_R (Fig. 4.15a-b). Seul le couple H0050-H0060 montre un corrélogramme tangentiel nul (Fig. 4.15c). Avec uniquement des sources selon une force horizontale nord-sud, le Test02 ne devrait pas produire de C_Z et C_R à H0010-H0020 et C_T à H0030-H0040 (Fig. 4.16), mais de tels constats ne sont pas vérifiés. Le Test03 étant un analogue à $\pi/2$ du Test02 (Fig. 4.14), une symétrie des observations est effectuée (Fig. 4.17). Seuls les résultats obtenus à H0050-H0060 restent identiques puisque ce couple se trouve sur une ligne de symétrie entre les Test02 et Test03. Dans le Test04 (force horizontale – direction $N45^\circ$) les résultats sont corrects puisque les couples H0010-H0020 et H0030-H0040 révèlent des corrélogrammes qui sont équivalents, et à H0050-H0060 C_T reste nul (Fig. 4.18). À l'issue de ces tests, de nombreuses observations mettent en doute notre hypothèse de reconstruction. Un retour aux corrélogrammes composante par composante est nécessaire pour comprendre ces erreurs.

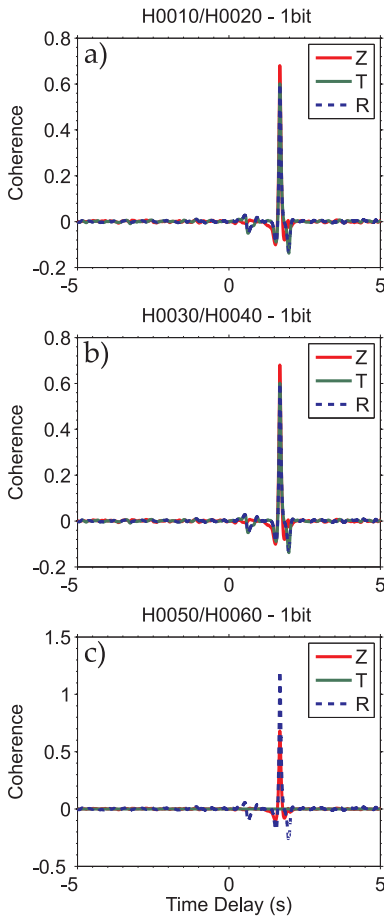


Fig. 4.15: Corrélogrammes C_Z (rouge), C_R (tiret bleu) et C_T (vert) obtenus pour le Test01. Les couples H0010-H0020, H0030-H0040 et H0050-H0060 sont respectivement illustrés en (a), (b) et (c). Pour la préparation de ces fonctions de corrélation, nous utilisons une normalisation 1-bit.

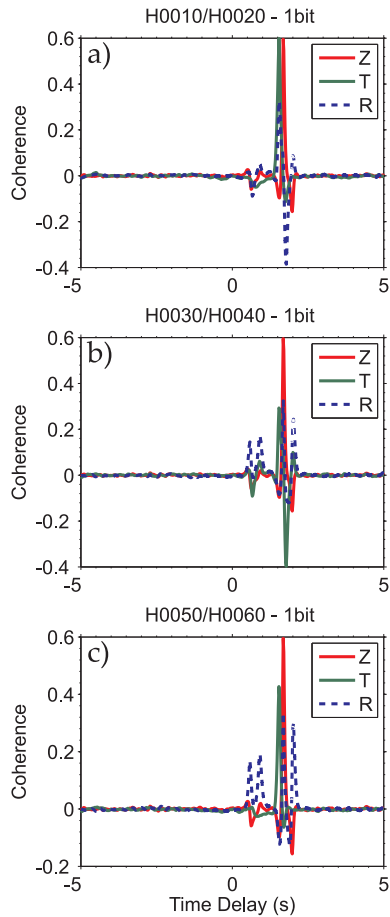


Fig. 4.16: Corrélogrammes C_Z (rouge), C_R (tiret bleu) et C_T (vert) obtenus pour le Test02. Les couples H0010-H0020, H0030-H0040 et H0050-H0060 sont respectivement illustrés en (a), (b) et (c). Pour la préparation de ces fonctions de corrélation, nous utilisons une normalisation 1-bit.

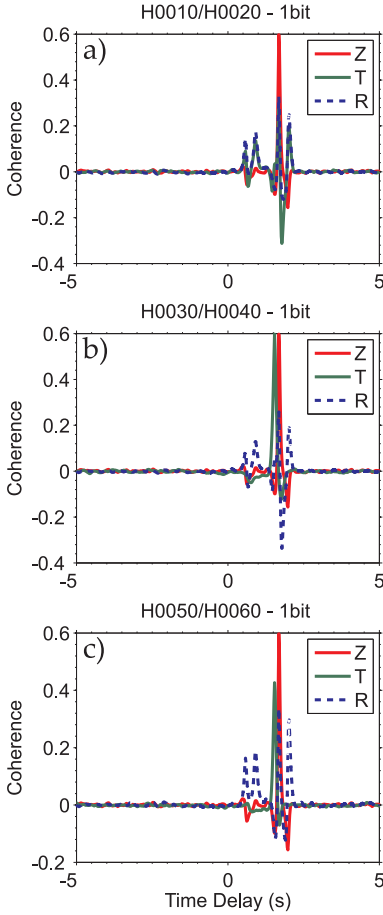


Fig. 4.17: Corrélogrammes C_Z (rouge), C_R (tiret bleu) et C_T (vert) obtenus pour le Test03. Les couples H0010-H0020, H0030-H0040 et H0050-H0060 sont respectivement illustrés en (a), (b) et (c). Pour la préparation de ces fonctions de corrélation, nous utilisons une normalisation 1-bit.

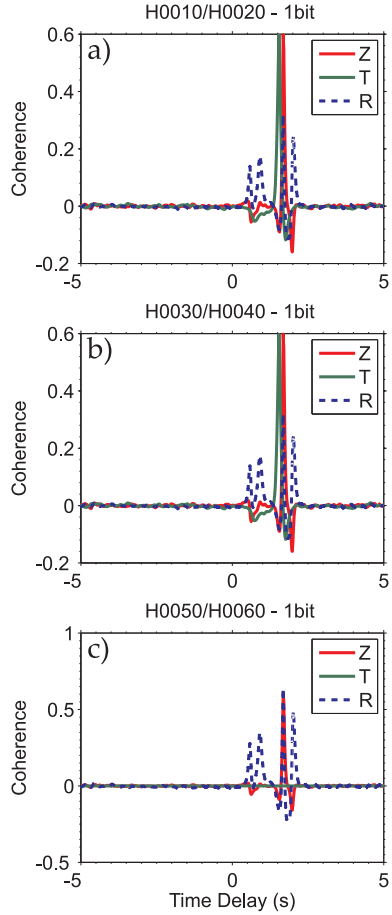


Fig. 4.18: Corrélogrammes C_Z (rouge), C_R (tiret bleu) et C_T (vert) obtenus pour le Test04. Les couples H0010-H0020, H0030-H0040 et H0050-H0060 sont respectivement illustrés en (a), (b) et (c). Pour la préparation de ces fonctions de corrélation, nous utilisons une normalisation 1-bit.

Bilan : Pour des forces verticales (Test01), C_{NN} entre H0010 et H0020 représente le corrélogramme tangentiel et ne doit pas montrer de cohérence. Ce dernier est pourtant non-nul et équivalent à C_{EE} (Fig. 4.19a), ce qui constitue un premier problème. Autre erreur, à H0060-H0050 toutes les composantes des corrélogrammes sont similaires (Fig. 4.19b). En examinant les traces R et T à H0010, nous notons que la trace tangentielle est de très faible amplitude et équivalente à la trace radiale alors qu'elle devrait théoriquement rester nulle (Fig. 4.20). Ces erreurs sont la conséquence d'un bruit numérique introduit lors de la rotation des signaux. Or pendant la préparation des fonctions de corrélations, j'utilise une normalisation 1-bit du signal qui remet par conséquent à un même niveau d'amplitude les traces R et T .

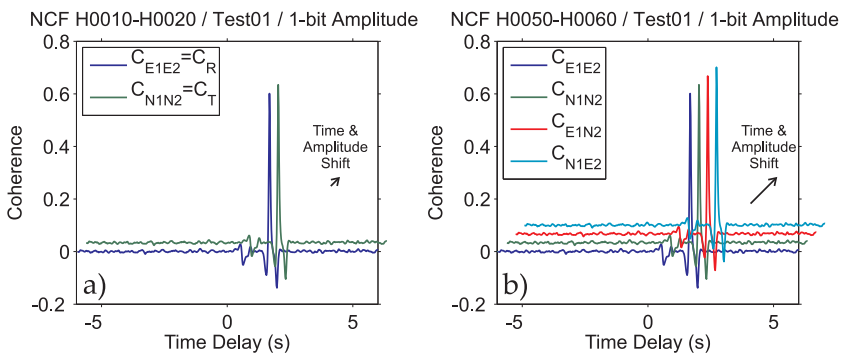


Fig. 4.19: (a) Fonctions de corrélation C_R et C_T pour le couple H0010-H0020 dans le Test01. (b) Fonctions de corrélation C_{NN} , C_{EE} , C_{NE} et C_{EN} pour le couple H0050-H0060 dans le Test01. Pour ces deux figures un décalage en amplitude et en temps est réalisé pour mettre en évidence la similitude des corrélogrammes.

La normalisation 1-bit pour la corrélation des enregistrements horizontaux présente donc ici un inconvénient. Pour y pallier, j'ai redéfini une normalisation temporelle. L'utilité de la normalisation 1-bit pour atténuer les effets des séismes et autres sources ponctuelles de grandes amplitudes étant clairement justifiée, il serait intéressant de lui implémenter une correction. Pour cela, le signal transformé en fonction créneau est multiplié par la RMS d'avant normalisation. Cette pondération s'exprime comme

$$RMS = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^{N_e} S(i)^2}}{N_e}, \quad (4.7)$$

où N_e est le nombre d'échantillons du signal S . Cette approche est comparable à la normalisation par moyenne glissante détaillée par *Bensen et al.* [2007]. Puisque de grandes fenêtres temporelles sont corrélées, la perturbation d'une source ponctuelle de part sa faible statistique d'occurrence sera réduite. Le bruit numérique est alors très proche de zéro et les artefacts doivent disparaître.

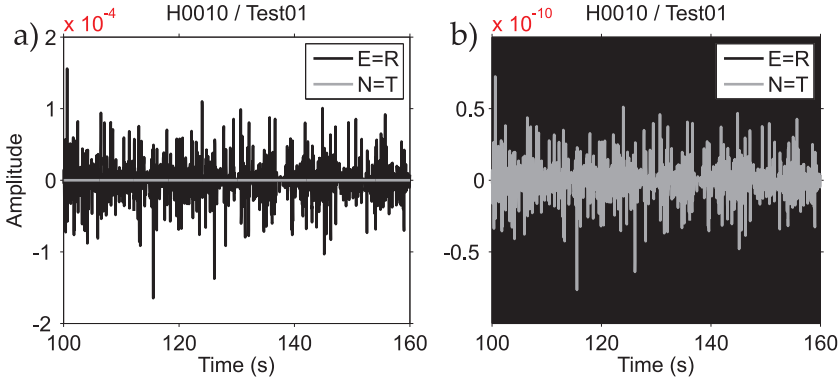


Fig. 4.20: (a) Illustration des signaux modélisés en E et N (R et T) à la station H0010 pour le Test01. (b) Zoom en amplitude pour la même portion du signal. Nous notons des amplitudes très faibles pour la trace T (6 ordres de grandeur plus faible que sur la trace R) alors qu'elle doit en théorie être nulle.

4.10.3 Calculs et résultats des NCFs 2/2

Dans cette étude de validation, nous reproduisons les précédentes illustrations. Le Test01 (force verticale) montre pour tous les couples, des corrélogrammes similaires en forme d'onde et en amplitude (Fig. 4.21). C_Z révèle le maximum d'amplitude, C_R est non-nul et C_T n'est pas observé. Ces résultats sont en accord avec les diagrammes de radiation associés à une force verticale. Pour le Test02 (force nord-sud), le couple H0030-H0040 (azimut $N0^\circ$) présente des corrélogrammes radial et vertical non-nuls alors qu'en tangentiel aucune amplitude n'est observée (Fig. 4.22). Le couple H0010-H0020 (azimut $N90^\circ$) montre que C_T est non-nul, au contraire de C_R et C_Z . Dans le Test03 (force est-ouest), ces résultats sont à l'opposés du Test02 et toujours en accord avec les diagrammes théoriques (Fig. 4.23). Dans le Test04 (force $N45^\circ$), les couples le long d'un azimut $N0^\circ$ et $N90^\circ$ possèdent des corrélogrammes qui se correspondent entre composantes (Fig. 4.24). Le couple H0050-H0060 indique que la rotation de ZNE en ZRT des NCFs s'effectue correctement puisque C_T est nul. Enfin, C_Z et C_R sont similaires à ceux déjà observés à H0030-H0040 dans le Test02 et à H0010-H0020 dans le Test03, ce qui est en accord avec leur orientation dans un plan radial.

Bilan : Deux conclusions sont à retenir après ces différents tests. La première est qu'une reconstruction des corrélogrammes C_R et C_T , à partir de $C_{N_1N_2}$, $C_{N_1E_2}$, $C_{E_1N_2}$ et $C_{E_1E_2}$ selon les Expressions 4.5 et 4.6 est possible. La seconde est que pour des sources dont le mécanisme ne produit que des forces verticales, il ne doit pas être observé de cohérence sur les fonctions de corrélation tangentielles. A contrario, cela signifie qu'une force horizontale est présente dans la génération du bruit de fond sismique.

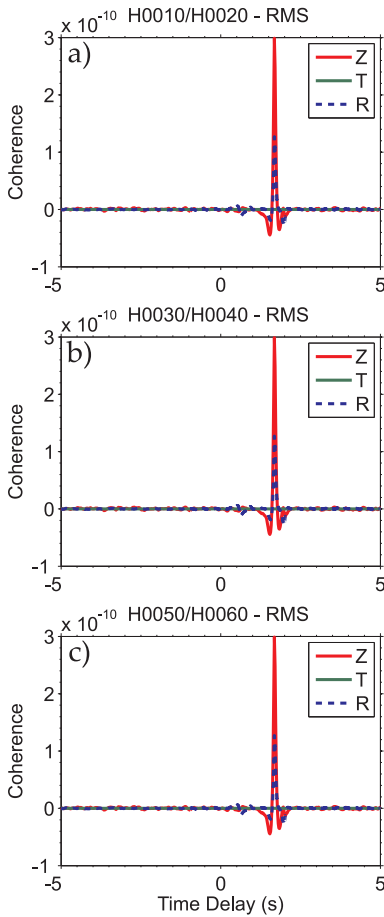


Fig. 4.21: Corrélogrammes C_Z (rouge), C_R (tiret bleu) et C_T (vert) obtenus pour le Test01. Les couples H0010-H0020, H0030-H0040 et H0050-H0060 sont respectivement illustrés en (a), (b) et (c). Pour la préparation de ces fonctions de corrélation, nous utilisons une normalisation 1-bit pondérée par la *RMS* du signal d'avant normalisation.

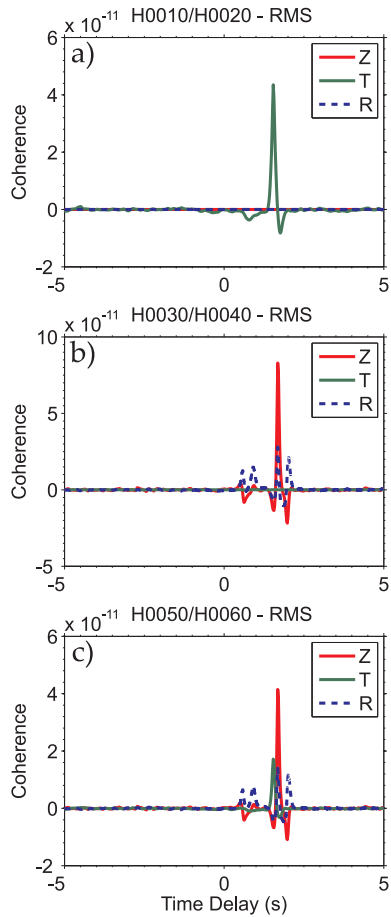


Fig. 4.22: Corrélogrammes C_Z (rouge), C_R (tiret bleu) et C_T (vert) obtenus pour le Test02. Les couples H0010-H0020, H0030-H0040 et H0050-H0060 sont respectivement illustrés en (a), (b) et (c). Pour la préparation de ces fonctions de corrélation, nous utilisons une normalisation 1-bit pondérée par la *RMS* du signal d'avant normalisation.

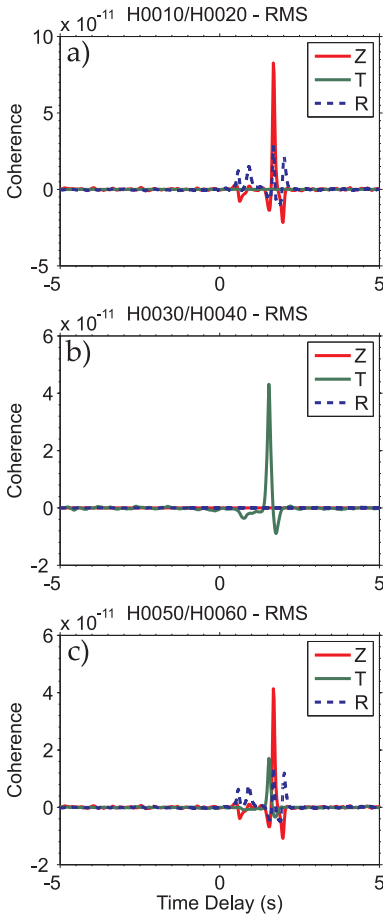


Fig. 4.23: Corrélogrammes C_Z (rouge), C_R (tiret bleu) et C_T (vert) obtenus pour le Test03. Les couples H0010-H0020, H0030-H0040 et H0050-H0060 sont respectivement illustrés en (a), (b) et (c). Pour la préparation de ces fonctions de corrélation, nous utilisons une normalisation 1-bit pondérée par la *RMS* du signal d'avant normalisation.

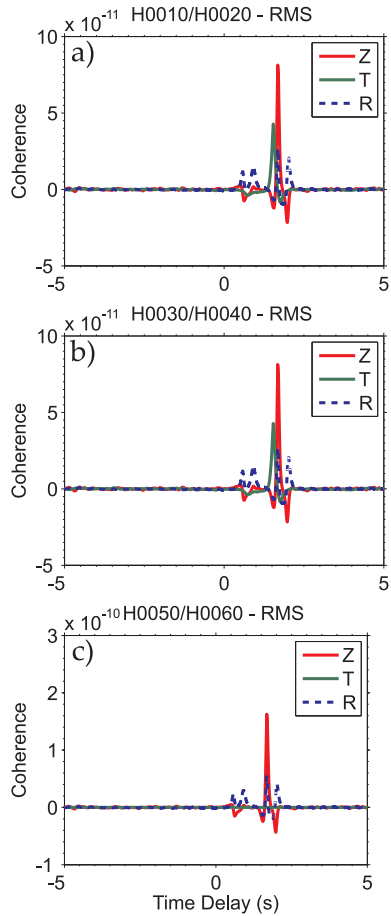


Fig. 4.24: Corrélogrammes C_Z (rouge), C_R (tiret bleu) et C_T (vert) obtenus pour le Test04. Les couples H0010-H0020, H0030-H0040 et H0050-H0060 sont respectivement illustrés en (a), (b) et (c). Pour la préparation de ces fonctions de corrélation, nous utilisons une normalisation 1-bit pondérée par la *RMS* du signal d'avant normalisation.

4.11 Migration des corrélogrammes en ZRT

4.11.1 Définition des simulations

Afin d'estimer le potentiel d'une localisation des sources de bruit avec les enregistrements horizontaux, j'effectue une série de migrations incluant les corrélogrammes des trois composantes (C_Z , C_R et C_T). Pour cela, je reproduis des tests synthétiques où seul un point source de coordonnées (40,70) génère des forces verticales (simulation S5), des forces horizontales orientées nord-sud (simulation S6) et est-ouest (simulation S7). Par la suite, je simule des sources localisées le long d'un segment de rivière et dont la répartition est uniforme (simulation S8). Pour ce dernier test, l'azimut de ces sources est tel qu'il est colinéaire à la direction du courant. L'angle d'impact est défini aléatoirement entre 0° (cisaillement pur) et 90° (impact pur).

Dans la section 4.5.3, nous avons vu que les ondes de Rayleigh étaient cohérentes sur les enregistrements synthétiques verticaux. Pour une migration des NCFs en ZRT , nous pressentons une action non-négligeable des ondes de Love dans le plan tangentiel. Avec le modèle de vitesse employé [Monsalve et al., 2006, Fig. 4.7a], l'onde de Love possède une vitesse de groupe constante de l'ordre de 3.2 km/s pour des fréquences supérieures à 0.1 Hz (Fig. 4.25). Dans le processus de migration, j'explore donc des vitesses apparentes ou de groupes comprises entre 2.5 et 3.5 km/s. Pour la préparation des fonctions de corrélation, j'utilise la *RMS* couplée au 1-bit pour la normalisation des signaux. Après le calcul des fonctions de corrélation, les enveloppes non-normées sont migrées afin d'éviter toute perturbation numérique. Les cartes de cohérence produites sont alors normalisées par le maximum déduit de Z , R ou T .

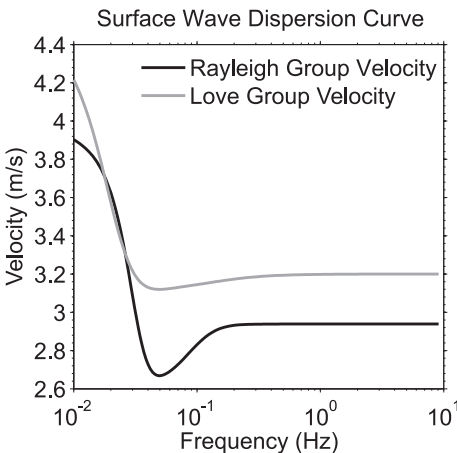


Fig. 4.25: Courbes de dispersion des ondes de Rayleigh (noir) et de Love (gris) pour le modèle de vitesse publié par Monsalve et al. [2006] (Fig. 4.7a). Pour des fréquences supérieures à 0.1 Hz, la vitesse de groupe des ondes de surface reste constante à 3 et 3.2 km/s pour une onde de Rayleigh et de Love.

4.11.2 Migration d'un point source

Dans la simulation S5 et pour une migration à la fréquence de 1 Hz, les cartes de cohérence en Z et R permettent de localiser le point source imposé (Fig. 4.26). Le maximum d'amplitude est visible en Z pour une vitesse de groupe de 2.9 km/s, et confirme la présence d'ondes de Rayleigh. Pour la composante tangentielle, la meilleure cohérence est obtenue pour une vitesse apparente de 3.5 km/s, borne supérieure de la vitesse dans le processus de migration. Les amplitudes, un ordre de grandeur plus faible qu'en Z , y sont donc non-significatives. D'ailleurs, les zones imagées ne correspondent pas avec l'origine des sources (Fig. 4.26). L'ensemble de ces observations sont correctes vis-à-vis du type de sources utilisées. Avec uniquement des forces orientées le long de l'axe vertical, nous ne devons pas observer de cohérence en T , ce qui est le cas au vu des faibles niveaux d'amplitude (pic de cohérence à 0.09).

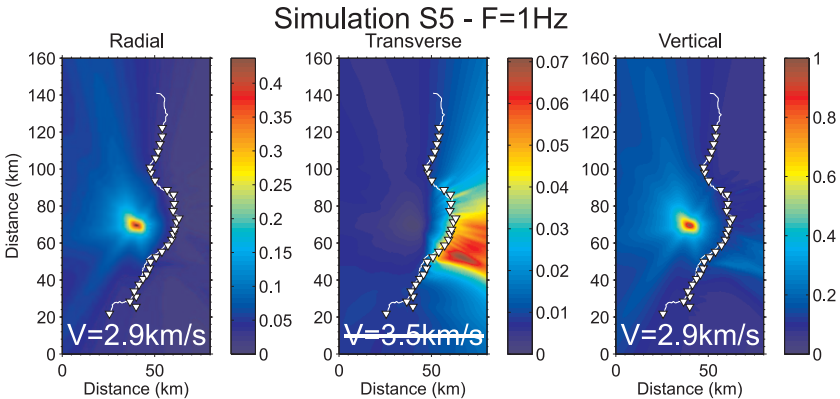


Fig. 4.26: Cartes de cohérence pour la simulation S5 (force verticale) et pour une fréquence de 1 Hz aux composantes R , T et Z (de gauche à droite). Chaque carte représente la meilleure solution trouvée, c'est-à-dire pour une vitesse apparente où le maximum de cohérence est noté pendant la migration. Cette vitesse est indiquée au bas de chaque carte. $V = 3.5$ km/s représente la borne supérieure des vitesses explorées dans le processus de migration.

Pour la migration d'un point source où les forces sont orientées nord-sud (simulation S6), nous observons une nouvelle fois un accord entre les cartes en Z et R (Fig. 4.27). La vitesse de groupe pour ces composantes varie de 2.9 à 3.0 km/s. La localisation du point source est bien définie mais nous observons un certain étalement de la cohérence le long d'une direction nord-sud, équivalente à celle des forces générées. Pour la composante tangentielle, nous observons une focalisation de la cohérence sur la région du point source simulé, même si à l'est du profil une zone semble ressortir en amplitude (Fig. 4.27). Nous notons aussi un épanchement de la zone imagée dans une direction perpendiculaire (est-ouest). La vitesse apparente obtenue est de 3.2 km/s, compatible avec une vitesse de groupe d'onde de Love (Fig. 4.27). En raison du mécanisme

horizontal des forces, l'observation de cohérence sur les trois composantes n'est par conséquent pas irréaliste.

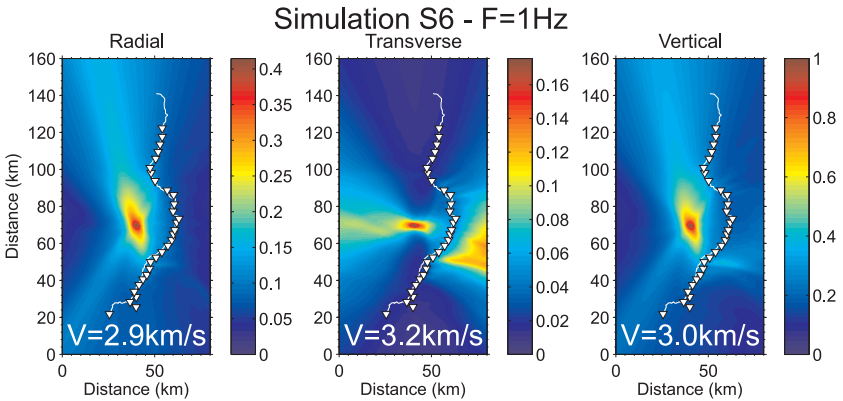


Fig. 4.27: Cartes de cohérence pour la simulation S6 (force nord-sud) et pour une fréquence de 1 Hz aux composantes R , T et Z (de gauche à droite). Chaque carte représente la meilleure solution trouvée, c'est-à-dire pour une vitesse apparente où le maximum de cohérence est noté pendant la migration. Cette vitesse est indiquée au bas de chaque carte.

Pour la simulation S7, la carte en Z révèle une nouvelle fois le pic de cohérence et reste similaire à celle en R (Fig. 4.28). La vitesse de groupe qui y est obtenue est de 2.9 km/s, typique d'une onde de Rayleigh. Comme pour la simulation S6, nous observons un étalement de la cohérence le long d'une direction correspondant à l'orientation des forces produites (Fig. 4.28). La migration des corrélogrammes en T montre une vitesse apparente de 3.2 km/s, toujours compatible avec une vitesse de groupe d'onde de Love. Le point où se focalise la cohérence est bien mieux contraint qu'auparavant car aucune zone de cohérence ne ressort sur le bord est, le long du réseau de stations. L'étalement de la cohérence suivant une direction nord-sud pour la migration tangentielle est toujours perpendiculaire à celui visible pour les migrations verticale et radiale.

Bilan : Ces résultats confirment que les ondes de Rayleigh sont cohérentes sur les migrations verticale et radiale. Par ailleurs pour des forces horizontales (simulation S6 et S7), les cartes de cohérence en Z et R présentent systématiquement un étalement autour de la source dans la direction du plan radial. La simulation S5, où aucune onde n'est polarisée dans le plan tangentiel, ne révèle pas de cohérence sur la carte en T (amplitude très faible). Avec ces composantes tangentielles, la localisation des sources est bonne et la vitesse de groupe déduite correspond à une onde de Love. Cependant pour la simulation S6, la zone de cohérence qui est visible à l'est du réseau, semble illustrer un artefact dans la localisation des sources.

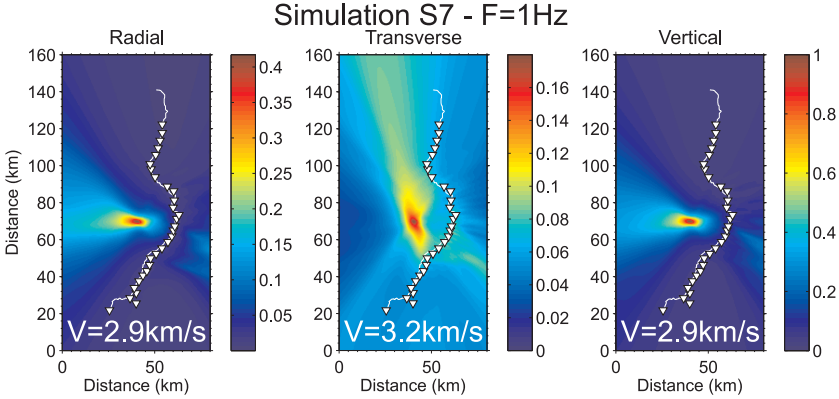


Fig. 4.28: Cartes de cohérence pour la simulation S7 (force est-ouest) et pour une fréquence de 1 Hz aux composantes R , T et Z (de gauche à droite). Chaque carte représente la meilleure solution trouvée, c'est-à-dire pour une vitesse apparente où le maximum de cohérence est noté pendant la migration. Cette vitesse est indiquée au bas de chaque carte.

Pour tenter de l'expliquer, j'examine une nouvelle fois l'influence de la géométrie du profil Hi-CLIMB. Nous avons vu dans une configuration particulière de réseau et de point source (*cf.* section 4.10) que la cohérence visible en T est dominante lorsque l'azimut source-station était perpendiculaire à l'orientation de la force et nulle si ces angles sont égaux. La distribution des azimuts source-station dans le cas des simulations avec un point source révèle une direction dominante de $N0\pm 30^\circ$ (Fig. 4.29). Pour la simulation S7 les forces sont appliquées avec une direction d'azimut $N90^\circ$, par conséquent à de nombreuses stations, les signaux sismologiques sont sensibles aux ondes de Love. En revanche dans la simulation S6, peu d'enregistrements sont susceptibles aux contenus tangentiels puisque l'azimut de la force est de $N0^\circ$.

4.11.3 Migration d'un segment de rivière

Les migrations pour un segment de rivière uniformément actif indiquent des résultats équivalents sur les composantes radiale et verticale (Fig. 4.30). La zone où se focalise la cohérence correspond à la géométrie du segment imposé. Nous notons tout de même l'influence de l'artefact du réseau qui provoque un étalement de la cohérence vers le nord, déjà mis en évidence dans la précédente étude. La vitesse de groupe qui est associée aux pics de cohérence est de 2.9 km/s. L'ensemble de ces informations laissent donc penser que les fonctions de corrélation des composantes Z et R sont dominées par les ondes de Rayleigh. Pour la migration des corrélogrammes tangentiels, la cohérence qui est extraite reste ténue et semble confirmer les conclusions faites dans la section 4.11.2. En effet, la distribution statistique de l'orientation des forces

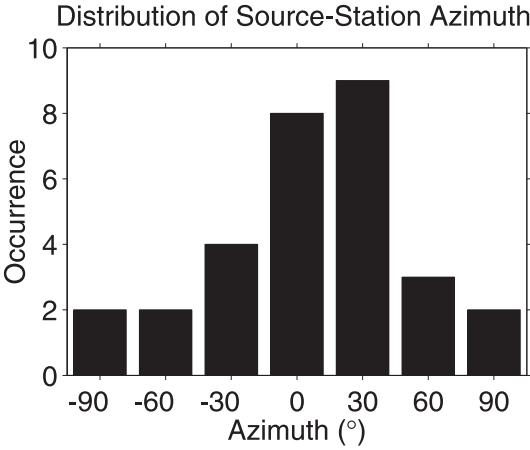


Fig. 4.29: Distribution des azimuts source-station pour la migration d'un point source localisé en $(40,70)$. La majorité de ces azimuts sont compris entre $N0\pm 30^\circ$. Cette distribution associée à une orientation particulière de la force influencera la résolution de la carte de cohérence en T .

appliquées, principalement regroupées entre $N0^\circ$ et $N60^\circ$, est colinéaire à celle des azimuts sources-stations (Fig. 4.31). Il semble donc réaliste que la focalisation de la cohérence ne se superpose pas à la rivière. De plus, la vitesse obtenue de 2.6 km/s est proche de la borne inférieure d'exploration, ce qui traduit une mauvaise résolution du problème sur cette composante.

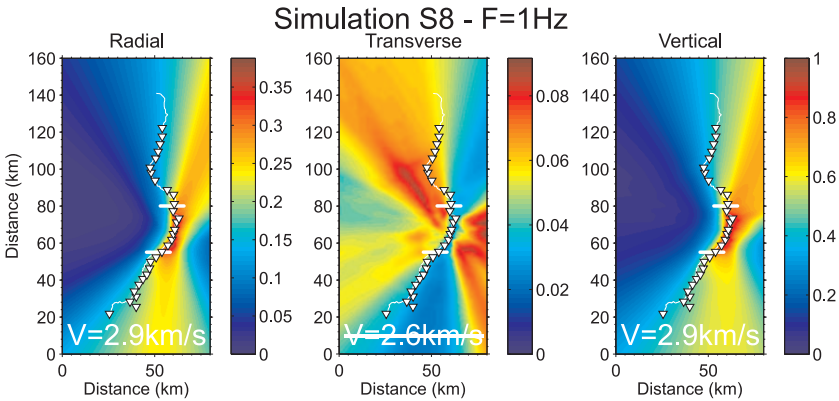
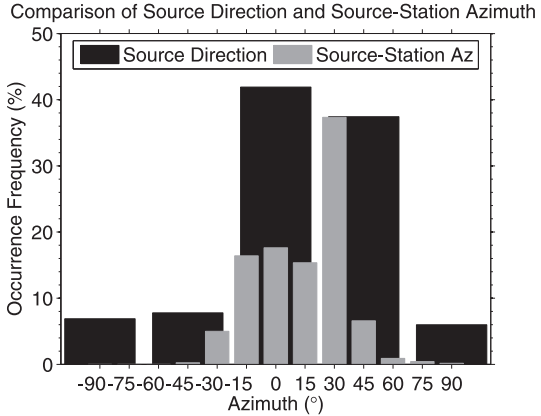


Fig. 4.30: Cartes de cohérence pour la simulation S8 (source rivière) et pour une fréquence de 1 Hz aux composantes R , T et Z (de gauche à droite). Chaque carte représente la meilleure solution trouvée, c'est-à-dire pour une vitesse apparente où le maximum de cohérence est noté pendant la migration. Cette vitesse est indiquée au bas de chaque carte. Les segments en blanc recoupant la Trisuli délimitent les extrémités du segment de rivière qui produit uniformément les sources de bruit.

La conclusion à l'issue de ces tests numériques révèle que la géométrie du réseau Hi-CLIMB n'est pas adéquat pour l'analyse des fonctions de corrélation

Fig. 4.31: Comparaison entre la distribution statistique de la direction des forces des sources de bruit et des azimuts source-station dans la simulation S8 (Fig. 4.30). Ces deux orientations sont pour la plupart colinéaires. Cela signifie que seule une très faible cohérence sera extraite des corrélogrammes tangentiels (C_T), ce qui rendra leur migration inexploitable.



sur la composante tangentielle, si la direction des forces appliquées est colinéaire à celle de la rivière. Une interprétation systématique de cette composante n'est donc pour le moment pas envisageable. Il est néanmoins plus simple d'interpréter les observations faites des migrations en Z et R , et cela, quelle que soit la direction des forces appliquées et les azimuts source-station.

4.12 Migration des données Hi-CLIMB

4.12.1 Procédures

Pour la réalisation des migrations en ZRT sur les données sismologiques Hi-CLIMB, les corrélogrammes sont calculés suivant deux procédures où le type de normalisation va varier. La première, comparable aux simulations numériques, utilise les enregistrements journaliers 1-bit pondérés par leur RMS pour l'estimation des NCFs. Pour chaque couple de stations, des corrélogrammes moyens sur la période de Juillet à Août 2003 sont produits. Pendant la migration dans l'espace discrétisé et pour une rotation donnée, les NCFs en Z , R et T sont normalisées par le maximum des trois composantes. Pour la deuxième procédure, j'effectue un traitement équivalent à celui développé pour les seules composantes verticales (*cf.* section 4.3.1). Les NCFs sont calculées à partir des signaux journaliers 1-bit et après rotation en Z , R et T , les corrélogrammes sont normalisés par leur maximum. Les couples de stations choisis sont équivalents à ceux sélectionnés lors de la migration verticale.

4.12.2 Résultats

Les migrations en Z des données pondérées par une RMS révèlent pour deux fréquences choisies (3.5 et 4 Hz), des résultats consistants avec les observations faites auparavant (Fig. 4.5). Les zones montrant une forte cohérence ciblent toujours la rivière Trisuli et le segment le plus actif reste le même (Fig.

4.32). La vitesse obtenue à 4 Hz est cependant plus faible avec 2.5 km/s contre 2.9 km/s. Sur les composantes horizontales à 3.5 Hz, la carte en R indique une répartition de la cohérence sur la rivière, similaire à celle de la composante Z . La vitesse correspondante de 3.8 km/s est tout de même supérieure au 2.9 km/s déduite du signal vertical. Pour la composante tangentielle, la distribution de la cohérence est répartie de part et d'autre du réseau comme le montrent les simulations numériques (Fig. 4.30). La vitesse apparente y est également très faible avec une valeur de 1.4 km/s. À 4 Hz, les différentes cartes présentent des résultats relativement homogènes. Les zones de forte cohérence sont similaires en R et T , et coïncident parfaitement avec les observations faites en Z . Sur les composantes radiale et verticale, nous obtenons une même vitesse de 2.5 km/s. Sur le tangentielle, la vitesse est supérieure avec une estimation à 3.1 km/s (Fig. 4.32).

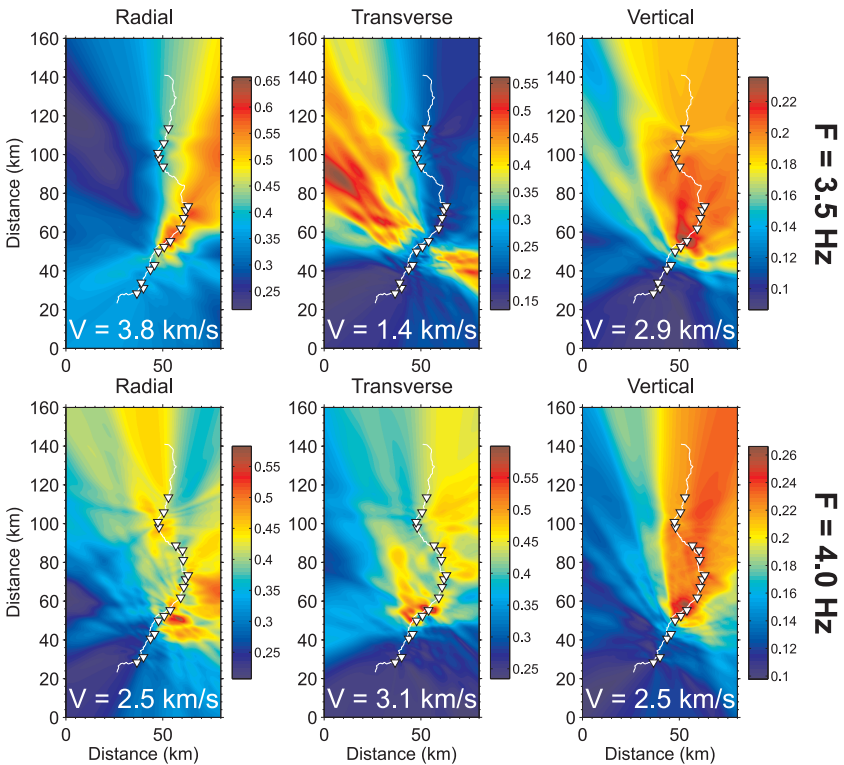


Fig. 4.32: Cartes de cohérence aux fréquences 3.5 et 4 Hz (de haut en bas) et pour les composantes R , T et Z (de gauche à droite). La procédure faisant appel aux RMS des signaux est utilisée. Chaque carte représente la meilleure solution trouvée, c'est-à-dire pour une vitesse apparente où le maximum de cohérence est noté. Cette vitesse est indiquée au bas de chaque carte.

Illustrée sur ces deux fréquences mais visible d'une manière systématique, la cohérence en Z est toujours plus faible que sur les horizontaux avec un rapport d'amplitude de $1/2$. Un tel constat n'est pas en accord avec les résultats des simulations numériques où le maximum de cohérence est noté sur le vertical. Les analyses spectrales réalisées sur les données Hi-CLIMB montraient déjà des densités d'énergie sismique plus fortes sur les spectres horizontaux (Chapitre 2; Fig. 2.8). Les mécanismes à l'origine des sources de bruit mais également la structure superficielle à l'aplomb des stations pourraient influencer les amplitudes enregistrées sur les trois composantes.

Avec le deuxième type de procédure, les migrations aux mêmes fréquences montrent des résultats similaires à ceux précédemment exposés. Seuls quelques détails font exceptions comme la vitesse apparente retrouvée à 4 Hz de 2.9 km/s sur le vertical, contre 2.5 km/s auparavant. Hormis quelques autres fluctuations, les deux procédures sont équivalentes (Fig. 4.33). La mise en œuvre d'une normalisation spécifique n'est donc pas nécessaire pour le traitement des données réelles.

Les vitesses apparentes déduites des migrations en R et Z sont divergentes. Cette variabilité pourrait illustrer la présence de plusieurs types de source avec des mécanismes différents pour générer le bruit haute-fréquence. Dans les différents tests, la procédure de sélection des fonctions de corrélation ne s'effectue qu'à partir des enregistrements de la composante verticale. Une prise en compte des informations contenues sur les composantes horizontales ($C_{N_1N_2}$, $C_{E_1E_2}$, $C_{E_1N_2}$ et $C_{N_1E_2}$) pourrait améliorer nos observations et corriger les problèmes actuellement rencontrés, notamment si la présence d'autres sources de bruit que la rivière est détectée. Leur discrimination serait alors nécessaire pour s'assurer que les corrélogrammes migrés ne contiennent que des sources associées à la rivière. Des conclusions plus robustes sur la reconstruction des corrélogrammes en ZRT avec les données Hi-CLIMB seraient alors réalisables.

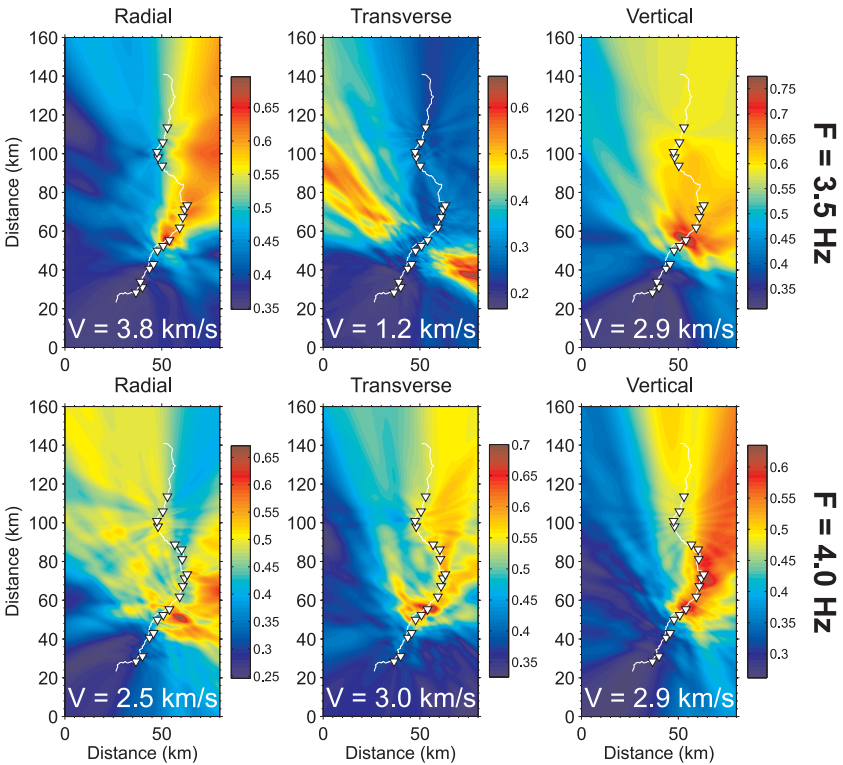


Fig. 4.33: Cartes de cohérence aux fréquences 3.5 et 4 Hz (de haut en bas) et pour les composantes R , T et Z (de gauche à droite). La procédure faisant appel à la seule normalisation 1-bit est utilisée. Chaque carte représente la meilleure solution trouvée, c'est-à-dire pour une vitesse apparente où le maximum de cohérence est noté. Cette vitesse est indiquée au bas de chaque carte.

Conclusions partielles

Au terme de ce premier développement, des conclusions préliminaires peuvent être tirées concernant le bruit de fond sismique induit par les rivières. Ces dernières soulèvent de nouvelles problématiques sur la faisabilité et l'utilisation quantitative d'un suivi sismique de la charge de fond.



L'analyse spectrale des signaux continus Hi-CLIMB le long de la rivière Trisuli permet d'identifier une signature haute-fréquence associée au transport sédimentaire.



Les stations Hi-CLIMB au front de la Haute-Chaîne détectent des transitoires de bruit sismique haute-fréquence pendant la mousson. Provoqués par un important transport de débris dans les ravines, ces transitoires illustrent l'occurrence de coulées de débris.



L'analyse détaillée des transitoires à haute-fréquence démontrent un potentiel pour le suivi spatial et temporel des glissements de terrains, participant activement à l'érosion des pentes et alimentant les rivières en sédiments.



La corrélation des enregistrements du bruit sismique le long de la Trisuli permet de localiser les segments de rivière qui génèrent le plus de bruit, et où potentiellement l'incision du lit rocheux est élevée.



La plupart des inconvénients rencontrés après chaque étude sont induits par la géométrie spécifique du réseau Hi-CLIMB.



Le manque de mesures hydrologiques et géomorphologiques illustre le caractère non-dédié de l'expérience Hi-CLIMB.



Une meilleure compréhension du signal sismique des rivières implique une calibration des données sismologiques pour aboutir à une quantification du transport de la charge de fond.



Tester l'approche du suivi sismique de la charge de fond dans un environnement hydrologique moins extrême permettra d'étendre l'applicabilité de la méthode à tous les types de rivières.

Deuxième partie

Une expérience dédiée

CHAPITRE 5

Suivi sismique de la charge de fond au Pré de M^{me} Carle, Massif des Écrins



Avant-propos

Pourquoi une expérience dédiée ?

Grâce à l'expérience Hi-CLIMB, nous avons bénéficié d'un jeu de données hors du commun, d'un point de vue de qualité des données sismologiques comme du point de vue de leur potentiel pour l'étude du bruit généré par une grande rivière himalayenne. Néanmoins, nous avons hérité d'une géométrie de réseau dédiée à un grand profil géophysique. Cette disposition semble pratique pour délimiter la production relative du bruit sismique le long de la Trisuli mais se révèle inadaptée pour localiser avec précision les phénomènes, tels les processus de pente. Notre second problème restera la confrontation avec des observables météorologiques, hydrologiques et géomorphologiques. Le peu d'observations que nous avons rassemblé dans les études a été utile pour discriminer et identifier les processus de premier ordre en action. De plus, ce qui est mis en évidence dans l'Himalaya n'est peut-être pas représentatif d'autres rivières. En effet, les caractéristiques hydrologiques d'une rivière comme la Trisuli et les objets qu'elle transporte, sont bien éloignés de ceux rencontrés dans les torrents d'une chaîne de montagne comme les Alpes. Il est donc impératif d'explorer les limites d'application du suivi sismique du transport sédimentaire. Une telle investigation doit être réalisée dans un cours d'eau où le suivi "classique" de la charge de fond est possible, c'est-à-dire où une mesure *in situ* sécurisée est envisageable. La parfaite connaissance d'importantes fluctuations hydrodynamiques offre l'opportunité de confrontations avec les enregistrements sismologiques et de tester un certain nombre d'hypothèses formulées lors des précédentes études.

Après de nombreuses discussions avec François Métivier concernant nos impératifs de terrain, notre choix pour une expérience dédiée au suivi sismique de la charge de fond s'est orienté sur le torrent de St Pierre dans le Massif des Écrins (Fig. 5.1). Ce lieu présente un intérêt majeur puisque plusieurs études ont déjà caractérisé le transport sédimentaire et l'hydrologie [Meunier *et al.*, 2006; Stott & Mount, 2007]. Parmi les conclusions exposées dans ces travaux, les débits liquide et solide du torrent connaissent une variation journalière pendant la période d'ablation des glaciers en été. (Fig. 5.2). Cette cyclicité est similaire à la fluctuation diurne de l'ensoleillement, c'est-à-dire de la température, et par conséquent de la fonte des glaciers durant la journée. L'environnement du Pré de Madame Carle et la structure temporelle du transport sédimentaire sont idéaux pour la réalisation de nos objectifs.

Par conséquent, nous cherchons (1) à observer un quelconque signal sismologique en provenance du torrent, (2) tester sa structure temporelle afin de mettre en évidence une périodicité journalière, (3) effectuer des comparaisons avec un suivi des variables hydrodynamiques et géomorphologiques estimées en parallèle, et (4) aboutir à une mesure sismique du transport sédimentaire.

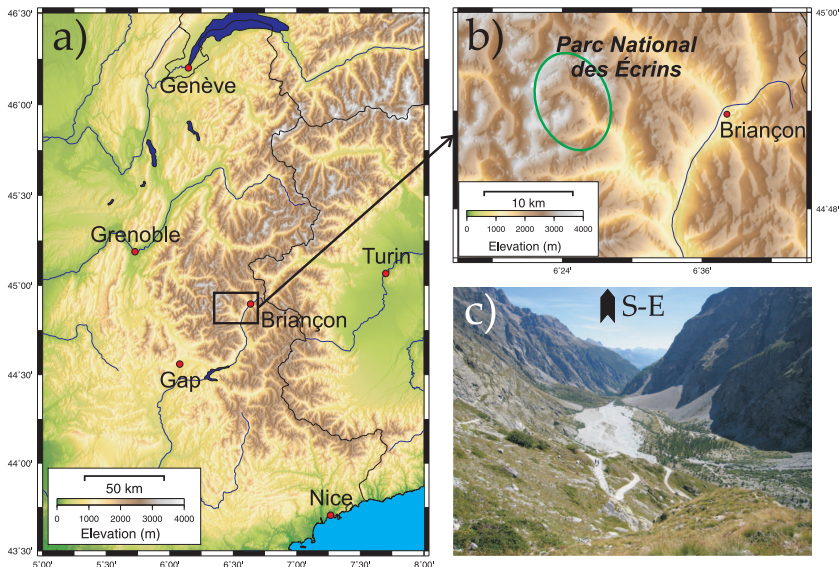


Fig. 5.1: (a) Carte de la chaîne des Alpes. Le cadre noir marque la localisation du Parc National des Écrins où notre expérience de sismologie dédiée au suivi de la charge de fond a été réalisée. (b) Zoom carte représentant le cadre noir en (a). (c) Photographie du Pré de Madame Carle avec le torrent de St Pierre dans la plaine en tresse.

L'expérience au Pré de Madame Carle

Avec l'accord scientifique du Parc National des Écrins, nous avons déployé deux réseaux sismologiques durant les étés 2007, de Juillet à Août, et 2008, en Septembre (Fig. 5.6). Pour notre première expérience et n'ayant aucune idée des observations que nous pouvions enregistrer, nous avons défini une géométrie permettant de tester la faisabilité du suivi sismique d'une rivière. Onze stations sismologiques furent installées pour échantillonner les différents environnements rencontrés dans le parc des Écrins. Ces stations, au nombre relativement important pour la surface investiguée ($\sim 4.5 \text{ km}^2$), ont été empruntées au parc d'instrument du Laboratoire de Géologie de l'ENS (trois prêts de stations – Hélène Lyon-Caen), du CEA DASE (quatre prêts de stations – Laurent Bollinger) et du Laboratoire de Tectonique de l'UPMC (quatre prêts de stations – Christel Tiberi). Pour comparer la densité et la couverture spatiale de ces stations avec le réseau Hi-CLIMB, l'ensemble des onze capteurs déployés dans les Écrins peuvent tenir dans un seul inter-stations le long de la Trisuli.

Les lieux d'installation sélectionnés sont suffisamment éloignés des chemins empruntés par les randonneurs pour réduire les perturbations du bruit anthropique, mais également leur curiosité. Les sismomètres protégés dans un



Fig. 5.2: Photographies prises le 2 Septembre 2007 depuis le pont traversant le torrent de St Pierre en sortie de la plaine en tresse. Les deux images marquant le matin (haut) et l'après-midi (bas) illustrent la variation diurne des débits liquide et solide. Noter la couleur blanchâtre prise par le torrent dans l'après-midi et qui correspond à une forte concentration de farine glacière.

sac plastique sont enterrés à une profondeur de l'ordre de 0.5 à 1 m (Fig. 5.3). Lors de cette manipulation, il faut veiller à ce que l'horizontalité du capteur soit gardée afin d'éviter une dérive trop importante des signaux. De plus, la compaction du sol doit être efficace pour que le couplage du sismomètre avec le milieu soit le meilleur possible. L'acquisition ou enregistreur qui numérise les mouvements du sol perçus par le capteur est placé à l'abri de l'humidité dans une grande boîte plastique. Pour les deux réseaux, nous avons fixé l'échantillonnage des enregistrements à 200 points par seconde. Cette valeur est nettement supérieure à celle de l'expérience Hi-CLIMB car nous avons souhaité étendre le spectre à de plus hautes fréquences pour en évaluer l'utilité. Une telle fréquence d'échantillonnage implique un volume de données qui nécessite une visite des stations régulières (toutes les trois semaines) pour effectuer une sauvegarde et un vidage des disques durs. Connectée au numériseur, une antenne GPS permet la synchronisation temporelle entre toutes les stations. L'énergie nécessaire au bon fonctionnement de la station sismologique est fournie par des batteries et des panneaux solaires qui sont disposés à proximité pour les recharger durant la journée (Fig. 5.3). Pour finir, nous plaçons

un grillage autour du dispositif afin d'éviter les dégradations que peuvent engendrer la faune habitant le Massif des Écrins, principalement les marmottes. Pour la deuxième expérience et grâce aux retours scientifiques de la première, nous n'avons installé que quatre stations dans la plaine en tresse le long d'un profil perpendiculaire à la direction du courant.



Fig. 5.3: Photographies illustrant l'installation et le déploiement des stations sismologiques au Pré de Madame Carle durant l'été 2007. Les sites sélectionnés couvrent le Glacier Blanc, le Glacier Noir, la plaine en tresse et le torrent de St Pierre (Fig. 5.6).

Pour compléter le suivi sismique du torrent lors de la première expérience, nous avons également déployé dans le pré une antenne IHR, pour Imagerie Haute Résolution (prêt LGIT Grenoble – Olivier Coutant et Fabrice Doré). Ce dispositif permet d'étudier la directivité des sources de bruit et se compose d'un numériseur OSIRIS auquel neuf capteurs courte-période et une composante (verticale) sont connectés (Fig. 5.4a). Nous voulions ainsi déterminer s'il était possible d'observer un azimut variable dans l'origine des sources, pouvant s'expliquer par une migration des sédiments pendant la journée. Cependant, les premières analyses sur les signaux enregistrés ont montré qu'ils étaient essentiellement bruités par l'activité anthropique. Étant installée près de la maison du parc, l'antenne enregistre les nombreux passages des randonneurs et surtout la chasse d'eau automatique des toilettes!

Parallèlement au suivi sismologique, une étude des émissions acoustiques avec un hydrophone a été pratiquée par Philippe Belleudy (LTHE Grenoble ; Fig. 5.4b). Nous avons également installé pendant une matinée un micro infrasonique (prêt OMP Toulouse – Matthieu Sylvander) afin de révéler de possibles similitudes avec les signaux sismiques. Les données infra-soniques n'ayant pas été traitées pour le moment, elles ne seront pas développées dans ce manuscrit. En bilan, les expériences de ces deux étés ont permis l'extraction de 120 gigabits de signaux continus au format SAC, un volume qui correspond à un taux

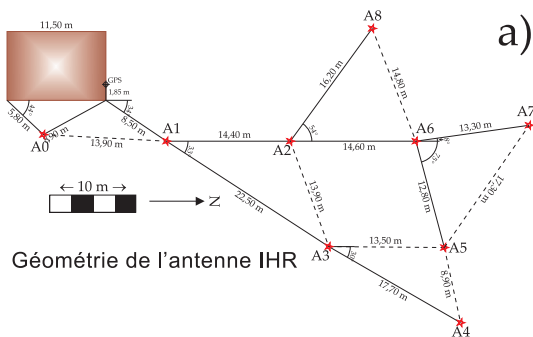


Fig. 5.4: (a) Géométrie de l'antenne IHR. La maison du parc est symbolisée par le rectangle marron. Chaque capteur de l'antenne est dénommé en A#. Les traits pleins correspondent aux distances mesurées sur le terrain alors que les tiretés aux distances calculés avec les mesures d'azimuts. (b) Photographie illustrant le déploiement d'un hydrophone en sortie de la plaine en tresse (P. Belleudy – LTHE Grenoble).



de réussite de plus 85%.

Le suivi du torrent de St Pierre

Pour permettre une confrontation des observations sismologiques avec les caractéristiques du torrent de St Pierre, nous avons procédé à un suivi hydrologique et géomorphologique lors des campagnes d'installation, de maintenance et de désinstallation des réseaux (Fig. 5.5). Aussi souvent que possible (une à cinq fois par jour), nous avons estimé le long d'une section de rivière les profils de vitesse du courant en utilisant un moulinet C20-OTT. La section était échantillonnée horizontalement tous les mètres et verticalement de la base du lit à la surface tous les dix centimètres. Pour chaque profil vertical de vitesse, nous avons effectué une estimation du transport sédimentaire en utilisant un Helley-Smith avec une ouverture 15×15 cm et un sac avec une maille de 250 μ m. Le temps d'échantillonnage de la charge de fond a été fixée à 120 s mais de temps à autre a été réduit lorsque la turbulence de l'eau était trop forte pour faire une mesure sécurisée. Ces échantillons de charges de fond sont par la suite séchés en étuve et pesés par fractions. Tous les profils d'étude de la rivière ont été localisés à la sortie du Pré de Madame Carle. En parallèle, nous

avons estimé la distribution des tailles de grains présents sur les berges de la plaine en tresse par une méthode de comptage surfacique. Le long d'une ligne de 20 m de longueur, nous ramassons tous les mètres un grain dont les axes minimum, médian et maximum sont mesurés. Les distributions des tailles de grains ainsi obtenues sont faites à partir d'un total de 1075 échantillons, une valeur suffisante pour déduire des résultats représentatifs de la plaine en tresse.

La deuxième phase de l'expérience au Pré de Madame Carle (Septembre 2008) s'est jumelée avec le stage de terrain des "Master 1" du Département Terre-Atmosphère-Océan de l'École Normale Supérieure de Paris. Leur contribution a été essentielle pour l'acquisition des données hydrologiques et géomorphologiques.



Fig. 5.5: Photographies illustrant les suivis hydrologiques et géomorphologiques du torrent de St Pierre lors de nos expériences sismologiques.

In preparation for Journal of Hydrology

Hydrodynamics and Bed Load Monitoring from High-Frequency Seismic Noise in a Braided River : the “torrent de St Pierre”, French Alps

Arnaud BURTIN¹, Rodolphe CATTIN², Laurent BOLLINGER³, Jérôme VERGNE⁴, Philippe STEER², Alexandra ROBERT¹, Nathaniel FINDLING¹ and Christel TIBERI².

¹*UMR 8538 Laboratoire de Géologie, ENS, CNRS, Paris, France*

²*Université Montpellier 2, CNRS, Géosciences Montpellier, Montpellier, France*

³*Laboratoire de Détection et de Géophysique, CEA, Bruyères-le-Chatel, France*

⁴*Institut de Physique du Globe de Strasbourg, UMR 7516 CNRS, EOST, Université de Strasbourg, France*

Abstract

We explore the use of seismic noise produced by rivers to monitor the bed load transport in the case of a low-discharge braided river, the “torrent de St Pierre” in the French Alps. During the two summers of 2007 and 2008, the spectral analyses of the continuous seismic signals reveal consistent results with two deployed and distinct arrays. For dry weather conditions, only melting of nearby glaciers controls the supply of water to the stream. The river hydrodynamics follows a diurnal fluctuation imposed by the thermal amplitude and the seismic energy radiated by the river in the 2-80 Hz frequency band shows similar changes. During rainfall episodes, the temperature variation fails to explain the hydrodynamic changes due to dense cloud covers, whereas the recorded seismic energy denotes some bursts of high-frequency seismic noise that agree with water level data. Further comparisons between seismic signals and the collected hydrologic and sediment load data indicate that a frequency band of 3-9 Hz best explains the water level changes and thus the seismic noise coming from the flow turbulence. These analyses also reveal the presence of a seismic noise threshold that may be linked to the water shear stress exerted by the flowing water and that influences the river transport capacity. In addition to that seismic-hydrologic relation, we infer other evidences of bed load transport from seismic monitoring. The seismic energy and its spectral content show patterns that reveal the mobilization of sediment particles. We propose from the interpretations of the seismic wave attenuation of river sources that stations at distance from the stream less than 50 m are able to record most sediment particles. Farther stations are still useful during extreme events when largest grain sizes are mobilized. This study confirms the feasibility of using the river seismic signal to monitor bed load transport in small mountain rivers as the “torrent de St Pierre”. Further experiments with appropriate bed load sample data will be necessary to discriminate the signature of sediment grain size in the spectral content of seismic signals.

5.1 Introduction

Sediment transport is a key process in the evolution of alluvial channel patterns [e.g. *Schumm*, 1986; *van den Berg*, 1995]. Over the last decade many works have highlighted the strong influence of bed load transport on bank erosion, slope failure hazards, river profile evolution as well as on incision rate on the longer term [e.g. *Sklar & Dietrich*, 1998; *Tucker & Whipple*, 2002; *Attal & Lavé*, 2006; *Turowski et al.*, 2007; *Burtin et al.*, 2009]. Therefore, monitoring bed load transport is a primary challenge for the comprehension of orogenic erosion processes. Continuous and spatially-dense measurements of river bed load are nevertheless difficult or even impossible to assess with the methods commonly used, which include sediment samplers, traps or hydrophones [*Eugene*, 1951; *Leopold & Emmett*, 1976; *Belleudy et al.*, 2009]. Indeed, whereas most of the bed load mobilization occurs during extreme floods, high river discharge prevents direct *in situ* measurements. To overcome this issue, some studies assume that the volume of the bed load is lower than 10% of the suspended sediment flux, a parameter much easier to estimate [e.g. *Lane & Borland*, 1951]. However, studies in the Himalayan Range indicate that this presumed bed load-to-suspended load ratio underestimates the bed load fraction. This latter may be as high as 50% of the total sediment load [*Galy & France-Lanord*, 2001; *Pratt-Sitaula et al.*, 2007].

Recently, we have developed an alternative technique in which bed load transport is monitored from the high-frequency seismic noise produced by a river [*Burtin et al.*, 2008]. Impacts from sediment transport produce ground vibrations that are recorded by close acoustic and seismic sensors [e.g. *Huang et al.*, 2007]. Our approach is supported by the temporal relationship between seismic noise and river water levels, which shows a hysteresis cycle in agreement with the annual suspended load data obtained by *Gabet et al.* [2008] within a trans-Himalayan river of western Nepal. In contrary to *in situ* techniques, the seismic stations are installed nearby the stream, being sheltered from the largest floods. In addition, the interest of such a monitoring is the ability to record in continuous bed load motions and their spatial variations when using a seismic array.

The seismic strategy of bed load estimates has been applied only in central Nepal along the Trisuli River, which is a steep slope and entrenched river with a straight to meandering channel pattern and typical water discharges of 500-2000 m³/s [*Lavé & Avouac*, 2001]. Here, using a dedicated passive seismological experiment we extend our approach to braided river patterns with lower water discharges ($\sim 1\text{-}5$ m³/s). During the summers 2007 and 2008, we have deployed a seismic array along the “torrent de St Pierre”, a proglacial gravel-bed river in the “Pré de Madame Carle” located in the “Massif des Écrins” (French Alps; Fig. 5.6). This site has been selected since the river has a high variability in water discharge and sediment load, and has already been studied by a couple of hydrological experiments [*Meunier et al.*, 2006; *Stott & Mount*, 2007]. In summer season, both studies noticed a daily fluctuation in the river hydrodynamics, which can be associated with the melting of snow and ice from

two upstream glaciers : the “Glacier Blanc” and the “Glacier Noir” (Fig. 5.6). Thus, during the ablation season the water supply is mostly correlated to the diurnal fluctuation of temperature when no rainfall episode occurs.

The main purpose of this study is to investigate in a braided river the potential of seismometers to monitor bed load motions associated to these rapid changes in river discharge. Our approach is based on a wide dataset including hydrological, river sediment load and high-frequency seismic noise measurements, which have been jointly acquired during the summers 2007 and 2008. After a brief introduction on the deployed seismological network and the measured hydrological parameters, we proceed to their detailed analyses. Next, we investigate the potential relationships between the seismic noise and the hydrodynamics of the study river. Finally, we show that the seismic monitoring of river sediment transport, initially developed for a Himalayan entrenched river, can be applied to various alluvial channel patterns with different stream power and grain size distribution.

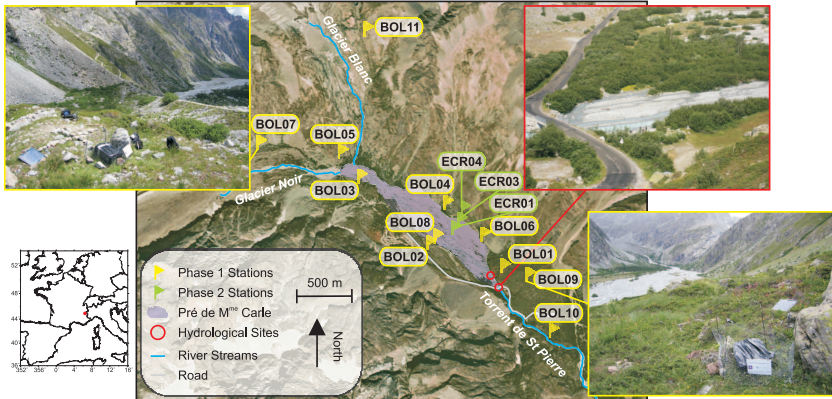


Fig. 5.6: Location of the experiment in the “Massif des Écrins”, French Alps. Central map presents an aerial picture of the “Pré de Madame Carle” from the Institut Géographique National. Yellow and green flags display the location of stations during the two summers of experiment in 2007 and 2008, respectively. The station name is indicated in the vicinity of each flag. Red circles indicate the two locations of the hydrologic monitoring. The red edge photograph illustrates one of these sites at the outlet of the braided plain (purple area). The yellow edge photographs show two seismic stations.

5.2 Experiment Descriptions

5.2.1 Seismic Monitoring

During the summers 2007 and 2008, we realized two distinct seismic experiments. For the first one (named hereafter phase 1), we deployed from July

to the early September of 2007 (Julian day 190 to 247) a passive seismological network of 11 stations. The second experiment (named hereafter phase 2) consisted of 3 seismological stations that recorded data during September 2008, from Julian day 245 to 248. For both arrays, the seismic instruments were installed at distances of 15-200 m from the stream and with an overall geometrical aperture of 5 km (Fig. 5.6). We used intermediate-band seismometers (velocity-meters) Guralp CMG-40T and short-period seismometers SerCEL L22. We employed two types of 24-bit recording systems : the Reftek RT130 and the Nanometrics TAURUS acquisition system. We set the sampling rate to 200 samples per second. This value allows monitoring seismic signals up to frequencies of 80 Hz, once we take into account the Nyquist frequency and the anti-alias low-pass filter. We buried the seismological sensors in holes of 0.5-1 m depth and the power was supplied by batteries and solar panels (Fig. 5.6). During the phase 1, we settled the seismological stations to assess the seismic noise related to the various features of the “torrent de St Pierre”. We installed the instruments (named in BOL##) along the “torrent du Glacier Blanc”, the “torrent du Glacier Noir”, in the braided plain and at the output of the “Pré de Madame Carle” where the stream becomes highly turbulent due to a river gradient increase. To discriminate high-frequency human seismic noise from natural sources, we installed the station BOL02 in the vicinity of the road that borders the braided plain and which stands for the main source of human activity (Fig. 5.6). During the phase 2, we set all the stations (named in ECR0#) in the braided plain far from human disturbances along a profile perpendicular to the river. We used this geometry to investigate the attenuation properties of the potential river seismic sources. With these two geometrical settings, we built dedicated seismological arrays to monitor the hydrology of the river and to survey the bed load transport.

5.2.2 Stream Monitoring

Concurrently with the river seismic monitoring, we performed bed load and hydrologic measurements and used available rainfall and temperature data. During phase 1, we performed three campaigns of measurements during the three maintenance services of the seismic stations : from the 8th to 10th of July, from the 1st to 2nd of August and on the 2nd of September. During the four days of phase 2, we monitored the hydrodynamics of the stream as often as possible to assess the temporal variations of bed load transport associated to river discharge changes. During both phases, we measured the flow velocity with a propeller current meter OTT along a river section with a vertical and a horizontal sampling rate of 0.1 and 1 m, respectively. We performed at each bottom point of the river section a bed load estimate with a Helley-Smith sampler of a 15 cm × 15 cm entrance and 0.25 mm mesh sample bag [Helley & Smith, 1971]. The sampling time was set to 120 s but was sometimes reduced to 60 and 30 s when the hydrodynamics was too strong to perform a safe measurement. In addition, we recorded at each point the water level to evaluate the shape of the river section. A complete characterization of the

section could be realized in 45 to 90 min and we reproduced such a procedure 1 to 5 times a day.

During the phase 2 and in addition to the river section monitoring, we performed a continuous measurement of the water level at fixed point. The time sampling of less than 15 min during the day provides a well-recorded fluctuation of the water level. However, with the occurrence of a strong rain storm in the night of the 3rd to 4th of September, the induced turbulence of the stream has destroyed our water gauge height. We replaced it by a second one at the same location but this issue precludes having a complete absolute record of the water level during the phase 2. All these hydrological parameters have been performed at the output of the braided plain (Fig. 5.6), upstream to a bridge in order to avoid flow perturbations due to the concrete building. Following *Wolman* [1954], the grain size distribution of river bed material is also estimated by direct measurements. We collected 1075 samples along 1-m interval profiles for which we measured the minimum, the median and the maximum axis of each sediment particle. We also take advantage of the hourly precipitation rates monitored by Électricité De France (EDF), 6 km south-east of the “Pré de Madame Carle” during both seismic experiments.

Finally with the temperature sensor that equips the digital acquisition system of each seismological station, we can estimate the temperature fluctuations. This temperature data can only be interpreted in relative since each acquisition system is installed in a plastic box with a given insolation exposure. By averaging the temperature data at stations, we retrieve a reliable estimation of the temperature variations during the seismic experiments.

5.3 Data Analyses

5.3.1 Bed Load Distribution

The large amount of sediment particles (1075 samples) we collected, allows a reliable evaluation of the grain size distribution along the river banks. The minimum, median and maximum D_{90} that we obtain is of 6.2, 9.1 and 12.4 cm, respectively (Fig. 5.7). Our results are in good agreement with the median diameter distribution estimated by *Meunier et al.* [2006]. They find a D_{90} around 9 cm and a similar grain size distribution except slight discrepancies for fine grains ($D = 0.2\text{-}2$ cm). The bed load material collected over the two experiments gives a median diameter D_{90} of 2 mm and a grain distribution consistent with those obtained in 2002 [*Meunier et al.*, 2006, Fig. 5.7].

This confirms that despite a time-spacing of 6 years and a difference in the bed load sampling location of about 10 m, the Wolman’s method along river banks as well as the Helley-Smith sampler for bed load estimates, used to quantify the grain size distribution, are robust and give repeatable results [*Métivier et al.*, 2009]. The bed load distribution exhibits large discrepancies with the distribution in the braided plain. These differences can result from several factors. First, the number of bed load samples is quite low regards to the 1075 river bank samples and thus the bed load data might not be

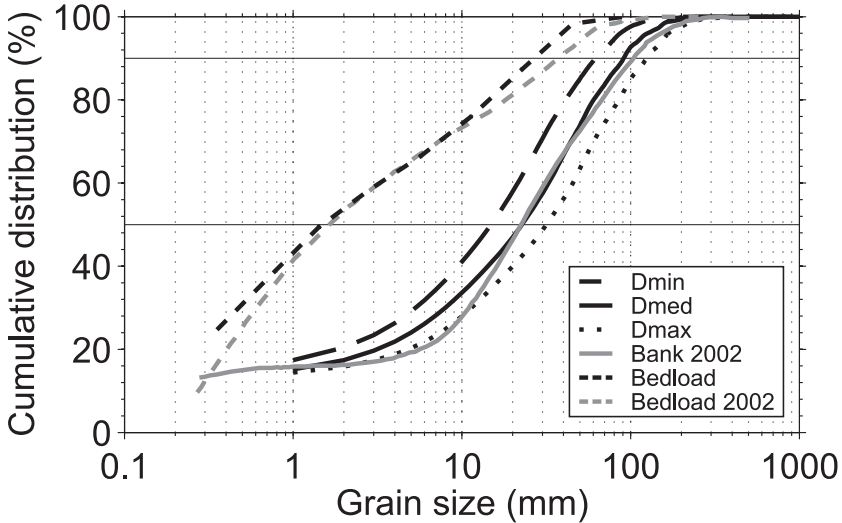


Fig. 5.7: Grain size distribution of the braided plain computed with 1075 samples collected along the banks and of the bed load material collected over all the study river sections. We present the obtained minimum, median and maximum diameter for the river bank and the bed load size distribution. Results from *Meunier et al.* [2006] correspond to “Bank 2002” and “Bedload 2002”.

representative. Second, the measured bed load is dependent from the transport capacity of the river. The hydrodynamics conditions we benefit during these experiments may have prevented the motions of largest particles. More data integrated over space and time might be necessary to collapse both curves. Finally, the observed differences can also denote an over-sampling of small grains by the Helley-Smith instrument.

5.3.2 Temporal Evolution of Sediment Transport

Following *Meunier et al.* [2006], we study the evolution of the water discharge and sediment transport rate estimated across some river sections that we assessed during both campaigns. Unsurprisingly our results suggest a relationship between sediment transport rate and water discharge : higher discharge leading to higher sediment transport rate (Fig. 5.8). This result is consistent with the study of *Meunier* and colleagues. However, one can notice that amplitudes of both water discharge and sediment load are lower than those obtained in 2002. These discrepancies may income from several elements, including the location of the sampling area or the interannual variability of the total water discharge. In July 2002, the sampling area was downstream the bridge at the output of the braided plain whereas in this study, we sample the main section of the river located upstream the bridge (Fig. 5.6). An alternative

explanation can be found in the thermal amplitude of the summer ablation season. *Stott & Mount* [2007] have shown large differences in water discharges and suspended loads between 2003 and 2004 summers, corresponding to exceptionally warm and cold, respectively [e.g. *Beniston*, 2004]. The discrepancy they monitored for each parameter is large. In 2003, a water discharge 3 times higher induces a sediment transport 4 times larger than in 2004. These results illustrate the potential at which the fluctuations of the stream hydrodynamics influence the sediment transport rate that we collect in the “torrent de St Pierre”.

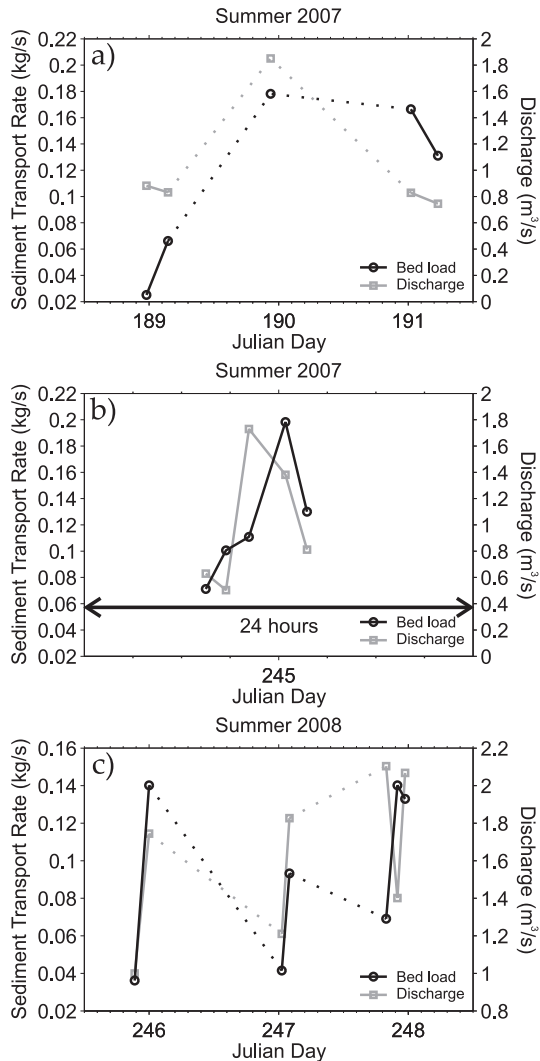


Fig. 5.8: Compilation of some mean water discharge (grey) and sediment transport rate (black) estimated over the assessed river section during the two summers of investigation.

Furthermore and as previously mentioned [Meunier *et al.*, 2006; Stott & Mount, 2007], our dataset of Julian day 246 supports a good correlation between temperature and water level changes in time (Fig. 5.9). More precisely, our data suggest that the water supply follows a trend similar to the temperature variation with a time lag of about 2 hours. This time lag is related to the daily melting of snow and ice from the two glaciers upstream. However during the next day this correlation is disrupted with the occurrence of rainfall episodes. Although the increase of water level coincides in the morning with a temperature increase, this latter falls down when first precipitation occurs and while water keeps growing (Fig. 5.9). This temperature decrease and its low amplitude in the following days denote the appearance of a dense cloud cover, reducing the duration of insolation periods and thus of glacier melting. This is well illustrated by the data of Julian day 248, which gives a large variation of 56 cm in the water level whereas the temperature fluctuation becomes insignificant (Fig. 5.9).

Altogether, the relations “bed load - water discharge” and “water level - temperature” suggest that temperature can be used as a proxy of the bed load transport during dry weather periods. Such a relation will be very useful to interpret seismic noise in terms of river discharge changes.

5.3.3 Spectral Analysis of Seismic Noise

The analysis of the continuous seismic signal consists in calculating the spectral energy radiated in frequency. To compute the Power Spectral Density (PSD) of the seismic records, we use a multitaper method [Thomson, 1982; Percival & Walden, 1993]. For each station, the continuous signals are cut in windows of 10-min length with 50% of overlap on which we calculate a PSD. Then, we compile the PSD estimates into a spectrogram where some examples are given in Figure 5.10. The spectrograms at BOL01, BOL05 and BOL07 (see Figure 5.6 for station locations) display a large high-frequency spectral content that depicts a 24-hr fluctuation with a maximum in the afternoon. The main excited frequency band ranges from 2 to 40 Hz and is more enhanced at BOL05 and BOL07 than BOL01 which is located at the output of the braided plain. Superposed to the 24-hr cyclicity, we can notice a trend in the signal with longer periods of 5 to 10 days, especially between 40 and 60 Hz at BOL05 and BOL07. These long period trends are interrupted by strong bursts of high-frequency seismic noise that are well revealed at BOL07. These sudden increases of seismic noise are spread over the entire 2-90 Hz frequency band (Fig. 5.10c). At BOL05, these bursts of seismic energy are seen but the extension to very high frequencies (> 60 Hz) is missing (Fig. 5.10b).

In the case of BOL02, the 24-hr periodicity shows a different behavior which may be linked to human activity since the station is located close to the road (Fig. 5.11). We illustrate this discrepancy in a daily spectrogram averaged over a period of 7 days where no rainfall is reported (from Julian day 207 to 213; Fig. 5.12d). By excluding days with precipitation, we limit the water supply of the “torrent de St Pierre” to the melting of glaciers. The comparison

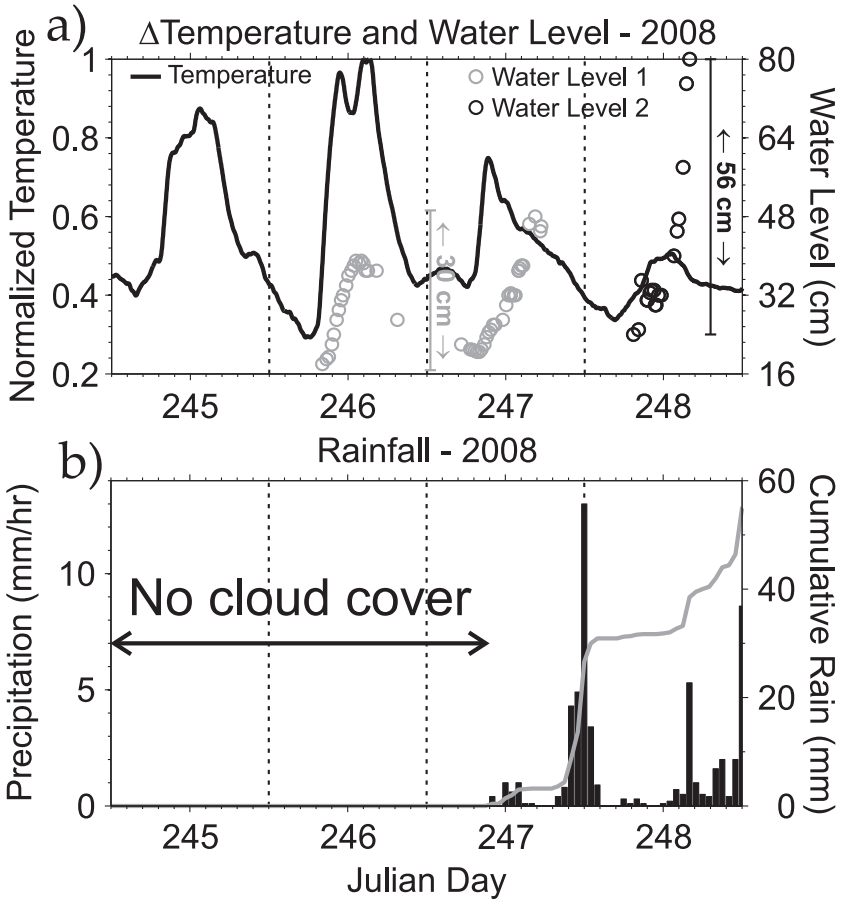


Fig. 5.9: (a) Comparison of the temperature variation (black) with the measured water level in cm (circle) during the phase 2. Water “Level 1” and “Level 2” stand for the data measured with the first and the second water gauge height, respectively. (b) Precipitation rate (mm/hr) measured at the EDF station of “Pelvoux - Les Claux”, 6 km south-east of the “Pré de Madame Carle” (black bars) and the cumulative rain in mm (grey line) during phase 2.

between BOL02 and BOL05 signals reveals : (1) a time delay of about 4 hours for the high-frequency seismic energy increase at BOL05, (2) a similar time at 3 p.m. (U.T.) for the maximum of energy and (3) a more persistent band of excited frequencies (10-30 Hz) at BOL05 than at BOL02. The mean noise level in a 2-60 Hz frequency band for both daily spectrograms highlights these observations (Fig. 5.11c). The energy variation at BOL05 and the temperature changes follow a similar pattern for the same period of time. In contrary, at

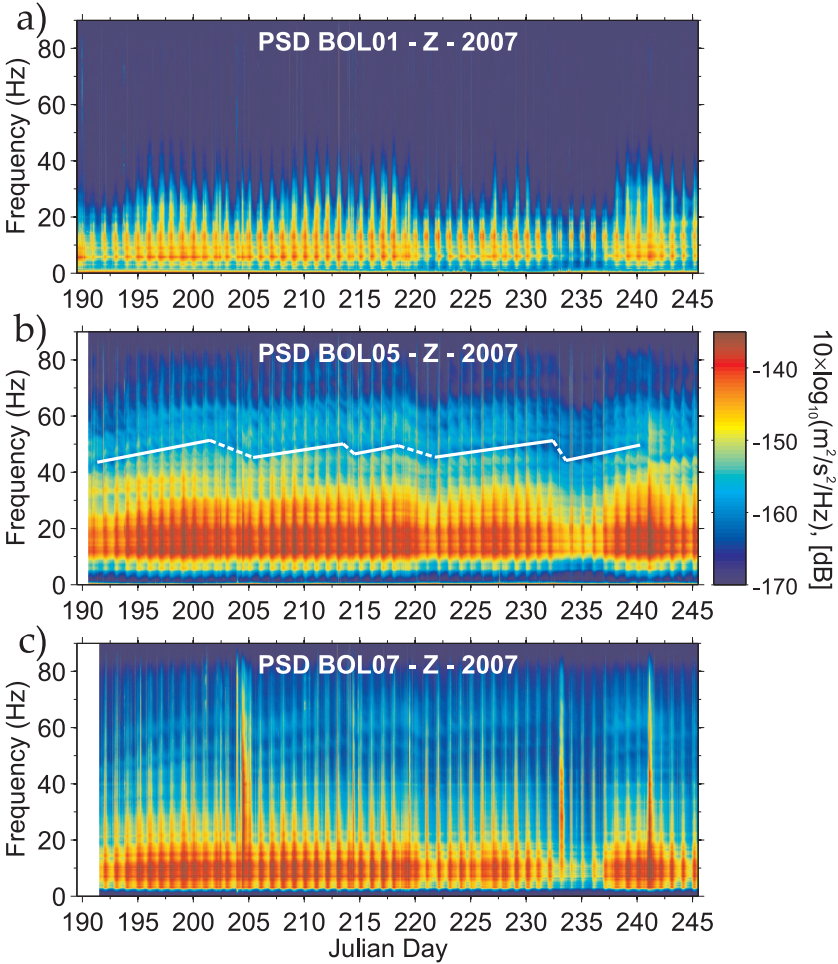


Fig. 5.10: Spectrograms of vertical seismograms at BOL01 (a), BOL05 (b) and BOL07 (c). The seismic energy is given in decibel (dB) in relative to the velocity. Red and blue colors stand for high and low amplitudes, respectively. A similar scale is used for all the spectrograms. Note the 24-hr periodicity of the spectral activity and the appearance of a longer period signal (highlighted with white lines on BOL05) between 40 and 60 Hz at BOL05 and BOL07. These long period signals are cut by transient events of high-frequency seismic noise.

BOL02 the variation of the seismic noise level exhibits shape closer to a step function with a maximum during the day which is typical of human-made seismic noise [McNamara & Buland, 2004]. Another discriminator is the time-signature of the contributor to high-frequency seismic noise. At BOL02, it is

induced by discontinuous, short (~ 20 s) and high-amplitude signals generated by traffic on the road while the signal at BOL05 is continuous and homogenous in amplitudes. Together these observations are useful to discriminate between human and natural sources in the high-frequency seismic noise and support that except BOL02, all stations are actually not disturbed by anthropogenic activities.

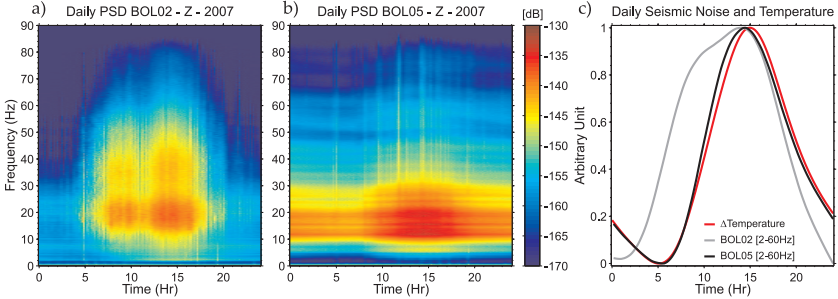


Fig. 5.11: Mean daily spectrograms computed over a period of 7 dry days (Julian day 207 to 213) at BOL02 (a) and BOL05 (b). The seismic energy is given in decibel (dB) in relative to the velocity. Red and blue colors stand for high and low amplitudes, respectively. A similar scale is used for both spectrograms. (c) Mean daily variation of the temperature (red) and mean seismic noise level in the 2-60 Hz frequency band at BOL02 (grey) and BOL05 (black) for the same period of time.

To assess the river effect in the natural sources of noise, we analyze the temporal variations of the mean seismic energy recorded at BOL01, BOL05 and BOL07 in the 2-60 Hz frequency band (Fig. 5.12). These fluctuations are also compared to the temperature variation for the same period of time. First, the daily and the long period evolution of about 10 days of the seismic energy are coherent from a station to another (Fig. 5.12). Besides, the comparison with the temperature variation reveals a good agreement for both time scales. Thus during the summer 2007, peaks of temperature are associated with large seismic energy bursts and the lowest high-frequency noise happens for cold days (Fig. 5.12). These observations suggest a strong link between the recorded seismic noise and the hydrodynamics of the stream for which the water supply is mainly controlled by melting. Nevertheless for some days (grey shaded areas in Figure 5.12), we record larger amplitudes of seismic noise than we expect to have if temperature was the only key-parameter. These anomalies of seismic energy actually occur while bursts of seismic noise are detected at BOL07. These transient events always happen for days with a weak diurnal thermal fluctuation. The comparison with precipitation rates indicates that these particularly “noisy” days are generated by large rainfall events. The cloud cover reduces the daily thermal amplitudes and the melting of glaciers. However, the amount of water brought by rains may fill and exceed the lack of water from melting since the highest peaks of seismic noise are during rainy days at BOL07 (Fig. 5.12). Finally, the relative amplitudes of these peaks, re-

gards to the entire time-series, are larger at BOL07 than at BOL05 and than at BOL01. This spatial pattern suggests an increased effect of these transient events with the distance from the outlet of the braided plain.

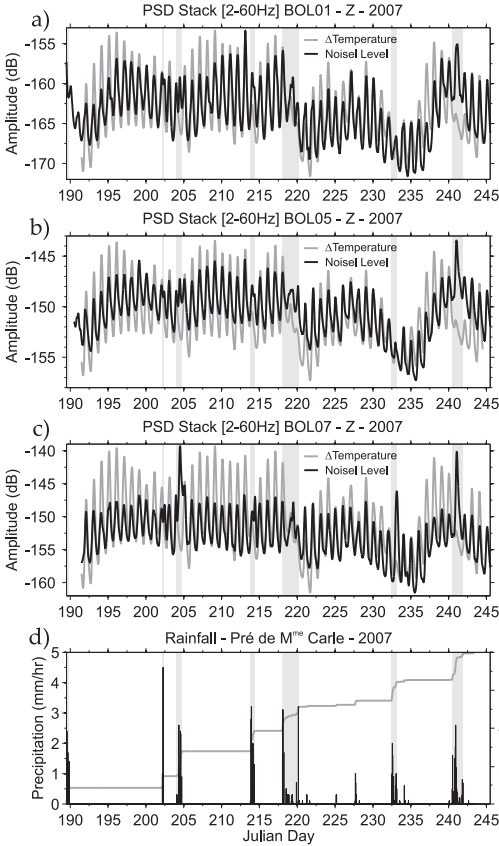


Fig. 5.12: Mean seismic noise level in the 2-60 Hz frequency band (black) at BOL01 (a), BOL05 (b) and BOL07 (c). The temperature variation for the same period is also indicated in grey. (d) Precipitation rate (mm/hr) measured at the EDF station of “Pelvoux - Les Claux”, 6 km south-east of the “Pré de Madame Carle” (black bars) and the cumulative rain in mm (grey line) during the same period. On each figure, a grey area marks a strong episode of rain.

During the phase 2, both dry and wet climatic conditions are encountered. On one hand, during Julian days 245 and 246 without rainfall the melting of glaciers is the only source of water (Fig. 5.9b). On the other hand, over Julian days 247 and 248 strong rainfalls occur with a rate peak at 13 mm/hr and a total cumulative rain of almost 60 mm, where only 80 mm were recorded during the two months of phase 1 (Fig. 5.12d). The spectrograms calculated at ECR01, ECR03 and ECR04 display similar spectral features and temporal evolution of the seismic noise than we had observed one year before (Fig. 5.13). As expected during the two first days of recordings, the spectral activity shows a daily fluctuation consistent with temperature and water level changes. In addition one can note a systematic decay of the energy and a shift of the maximum energy toward lower frequencies with the distance from the stream (see Figure 5.6 for station locations). Such a pattern may reflect the strong

attenuation of the highest frequencies of the seismic waves propagating in the unconsolidated sediments that composed the braided plain. Another feature is the occurrence of a more persistent frequency band at 2-10 Hz. This dominant frequency band was also noticed at the phase 1 stations like BOL01, BOL05 and BOL07 (Fig. 5.10).

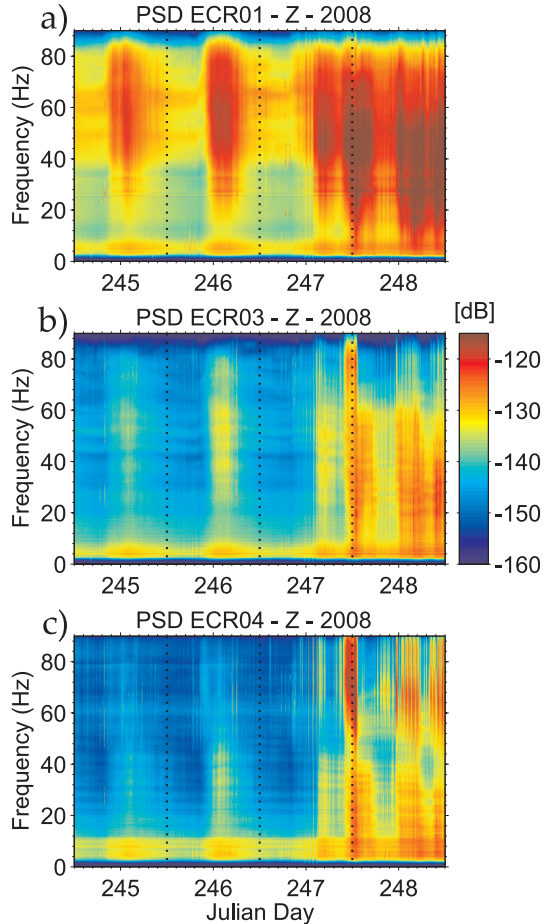


Fig. 5.13: Spectrograms of vertical seismograms at ECR01 (a), ECR03 (b) and ECR04 (c). The seismic energy is given in decibel (dB) in relative to the velocity. Red and blue colors stand for high and low amplitudes, respectively. A similar scale is used for all the spectrograms.

During the last two days of phase 2, intense rainfalls affect the daily fluctuation of the seismic energy. The spectral energy is distributed over a broad range of frequencies. The highest seismic noise levels are no more coherent with temperature variation (Fig. 5.9a and 5.13), but rather still consistent with the temporal variations of water level (Fig. 5.14). The highest water fluctuations on Julian day 248 corresponds with the largest seismic energy recorded at stations. Moreover for the largest rain episode (Julian day 247-248), we notice at ECR04 a large level of seismic noise in the 60-90 Hz frequency band. This level

does not agree with the energy decay we previously infer during days without precipitation. It therefore indicates a different source origin for this specific high-frequency noise. This seismic signal could be produced by the rain falling on the ground and the rock debris that are more distributed close to the steep slopes that board the braided plain.

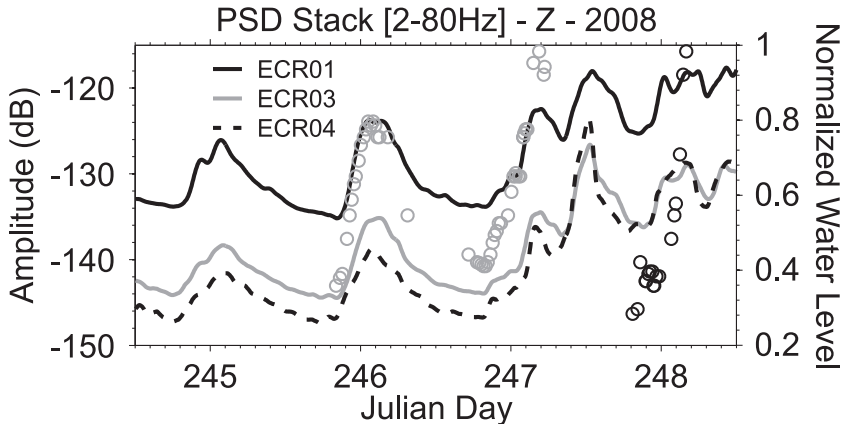


Fig. 5.14: Mean seismic noise level in the frequency band 2-80 Hz for the phase 2 at ECR01 (black), ECR03 (grey) and ECR04 (black dash). We also report on this figure both water level variations which are normalized to their maximum amplitude (Fig. 5.9).

Therefore, the data collected during the summers 2007 and 2008 suggest that the river hydrodynamics mainly control the variations of seismic noise level. In the following, we will discuss in details the relations between the measured seismic noise and the hydrodynamic parameters of the “torrent de St Pierre”.

5.4 Seismic Monitoring of Hydrology and Sediment Transport

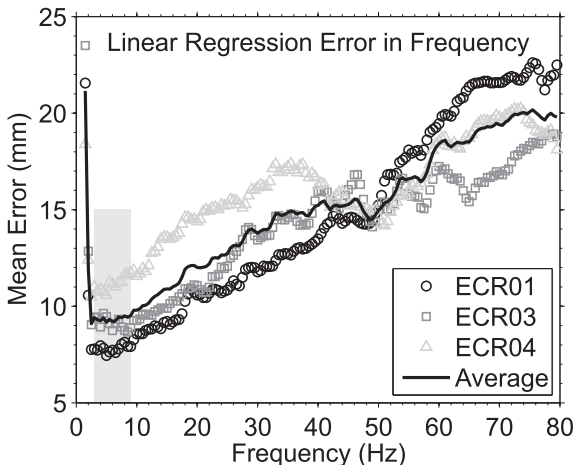
5.4.1 Water Level - Seismic Noise Relationship

In the previous section, the analyses of the seismic records have shown some agreements with the diurnal increase of both water discharge and sediment transport [Meunier *et al.*, 2006; Stott & Mount, 2007]. Furthermore we have also mentioned specific spectral energy contents for some stations, like the sudden bursts of high-frequency seismic noise observed at BOL07, ECR01, ECR03 and ECR04 during rainstorms (Fig. 5.10c and 5.13). We suspect that these features in seismic noise records are associated to the effect of flowing

water and bed load motion. To test this hypothesis, we carefully compare seismic observations with hydrological measurements.

Here, we take advantage of the high sampling rate hydrological data, collected during the phase 2, to realize a detailed comparison with the continuous seismic signals showing time and spectral content variations. We proceed to the calculation of the mean noise level around a given frequency f_0 and for a restricted band-width of 1 Hz. We then look, using the least square minimization, for a linear relationship between the measured water level and the estimated seismic energy. The misfit as a function of the frequency of the seismic signal is represented on Figure 5.15. Our results give for all stations similar

Fig. 5.15: Misfit function in frequency for the linear regression of a relationship between seismic noise and water level at ECR01 (black circle), ECR03 (grey square) and ECR04 (grey triangle). The black line marks the mean misfit function at these three stations. The grey shaded area represents the best frequency band to express this linear relationship.



patterns for the error distribution in the high-frequency band (> 1 Hz), where a better fit is obtained for decreasing frequencies. From this error analysis, we estimate a frequency band of 3-9 Hz that best explains a linear relationship between water level and seismic noise, which is displayed on Figure 5.16. The three stations give a similar result, especially for seismic noise amplitude lower than -126 (at ECR01) and -128 dB (at both ECR03 and ECR04) where the slope of the relationship is equivalent. This enables to obtain a full and absolute water level time-series by applying a shift of ~ 150 mm in the water height for the second gauge. Beyond these seismic noise values, the relation tends to a threshold behavior. Such a threshold in the seismic noise energy reminds the classical concept of critical shear stress used to describe the river transport capacity [e.g. *du Boys*, 1879; *Shields*, 1936]. If the stress of the flowing water is less than the critical shear stress, particles within the river will remain motionless. Only when the stress exerted by the flowing water exceeds the critical shear stress, movement will be observed. The fluvial shear stress τ exerted by the flowing water is defined as

$$\tau = \rho g S R, \quad (5.1)$$

where ρ is the fluid density, g is the gravity, S is the water surface slope, and

R the hydraulic radius, the ratio of the area of section flow to the wetted perimeter. Assuming a cross-sectional profile of a typical braid with a channel bounded by wide and nearly flat bars (Fig. 5.17a), we show that R increases with water level until a critical value H_c associated to the flattening of the stream profile (Fig. 5.17b). This suggests that the observed threshold in seismic noise energy in the frequency band 3-9 Hz can be related to the geometry of the braided river itself which leads to reduce the basal shear stress during channel overflow.

5.4.2 Sediment Transport - Seismic Noise Relationship

The previous result reveals a poor relationship between the measured water level and the estimated seismic energy at frequencies beyond 40 Hz. For these frequencies, the seismic noise may be induced by other contributors, as for instance the transport of sediments. Following a similar approach, we test a possible linear relationship between seismic noise energy and bed load transport by calculating the misfit function in frequency. We use the data collected along 7 river cross-sectional profiles during the phase 2 (Fig. 5.8c). Our results give for all stations various and complex patterns of the error distribution in frequency (Fig. 5.18). For lower frequencies (< 40 Hz) the pattern is equivalent between stations with a misfit function decrease from 15 to 40 Hz. Greater than 40 Hz, only ECR01, the closest station to the stream, exhibits an almost constant decrease of the error with an increasing frequency.

This result, as well as the measurements performed during the phase 1, underlines the difficulties to define the most appropriate frequency band for a seismic bed load monitoring. Many explanations can be proposed for these weak constraints on a linear relationship between sediment load and seismic noise. First, this relationship could be non-linear. Second, it could result from the small number of bed load estimates we use for this investigation. Third, the discrepancies could be due to the spatial variability of the sediment transport rate along the river. The seismic stations of the phase 2 were located more than 500 m upstream from the outlet of the braided plain where the bed load sampling site was located (Fig. 5.6). Our bed load measurements are probably not representative of the sediment transport over the “Pré de Madame Carle”.

5.4.3 Effect of Distance Between River and Stations

The spectrograms obtained during the phase 2 reveal clear variations in the amplitude as well as in the spectral content of seismic noise between the stations (Fig. 5.13). This can be related to the well-known geometric attenuation of the seismic waves with the distance d from the source. The seismic energy of a wave will decay with d in $1/d^2$ and $1/d$ for body and surface waves, respectively. We have recently shown that the seismic energy of river sources in the Himalayas is dominated by surface waves [Burtin *et al.*, 2009]. Here, the seismic noise level of ECR01, ECR03 and ECR04 over a large frequency band

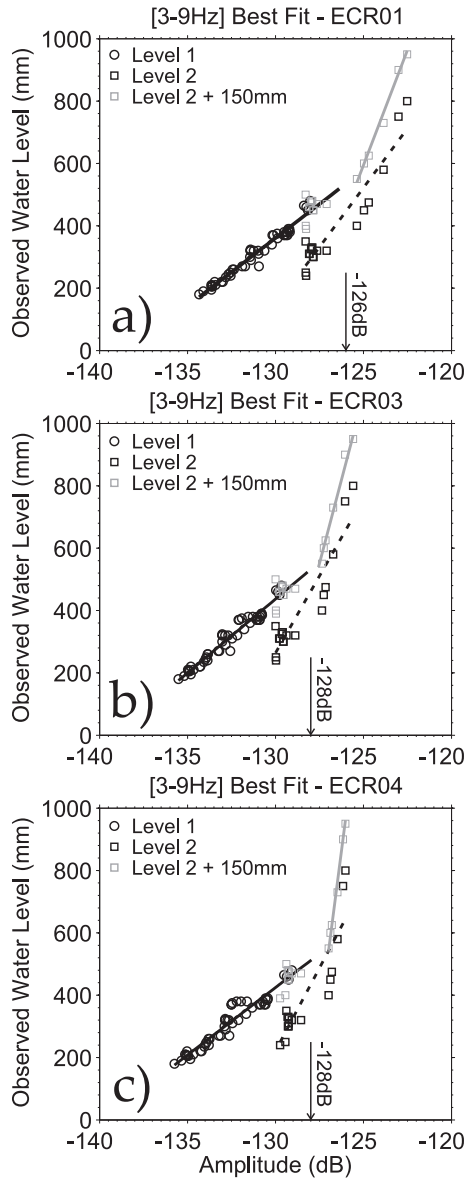


Fig. 5.16: Best fits for the linear relation of the seismic noise in the 3-9 Hz frequency band and the water level for gauge 1 (black) and for gauge 2 (dash line) at ECR01 (a), ECR03 (b) and ECR04 (c). The retained frequencies are previously determined from the error analysis (Fig. 5.15).

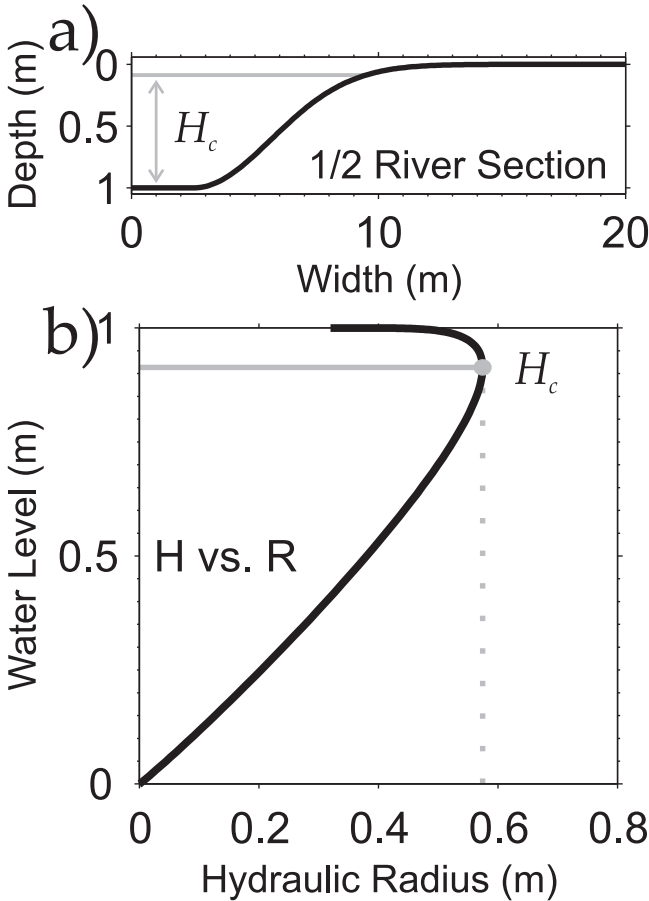


Fig. 5.17: (a) Cross-sectional river profile of a typical braid with a channel bounded by wide and nearly flat bars. (b) Variation of the hydraulic radius R with the water level H , associated with the profile displays in (a). H_c is the critical water level.

confirms that an increase in d leads to a decrease of the seismic noise energy (Fig. 5.14 and 5.19). However, the location of the three stations prevents to discriminate between a major extend of body or surface waves. Whatever the seismic attenuation, body or surface wave attenuation, our results indicate that d has a major effect on seismic noise amplitude for stations located close to river only ($d < 50$ m).

In addition to this effect on the amplitude, a seismic wave that has broad frequency content will strongly attenuate the highest frequencies along the travelled path. This is well-observed in our spectrograms (Fig. 5.13) and confirmed by the threshold values obtained, which depend on the river-station dis-

Fig. 5.18: Misfit function in frequency for the linear regression of a relationship between seismic noise and sediment transport rates at ECR01 (black circle), ECR03 (grey square) and ECR04 (grey triangle). The black line marks the mean misfit function at these three stations. Note that only ECR01 shows a constant trend with lower error values for higher frequencies.

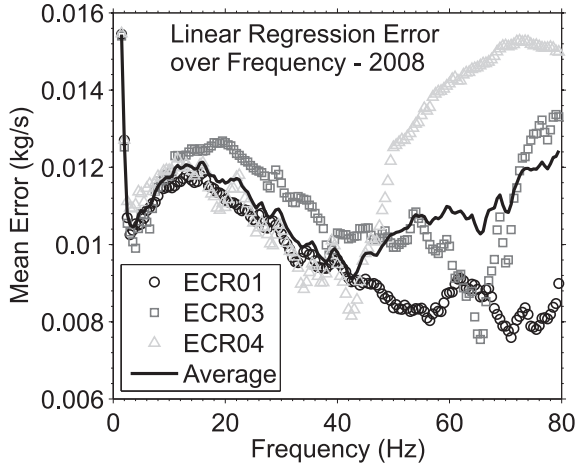
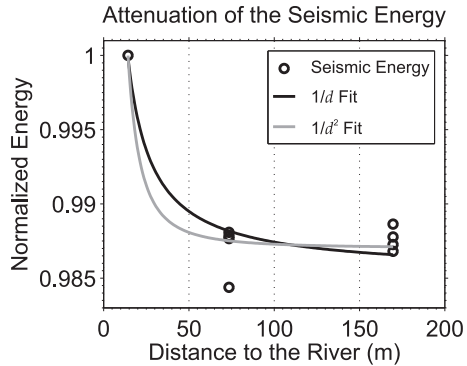


Fig. 5.19: Mean daily seismic energy in the 3-9 Hz frequency band with the distance to the river at stations of phase 2 (black dots). Seismic energy for each day is normalized to the maximum of the three stations. The position of the along the x-axis denotes the station to river distance in m. The grey and black curves stand for the geometric attenuation of body and surface waves, respectively.



tance (Fig. 5.16). The farther the station is from the river, the more we observe a low threshold in the seismic noise amplitude. Moreover based on a natural experiment in a river channel, *Huang et al.* [2007] have shown that the motions of large particles generate lower frequencies than fine sediments. The seismic sensor of a station far from the stream may not record the highest frequencies. It should be more sensitive to the low-frequency content produced by the ground vibrations of the largest boulders. As a consequence, there is a critical distance that might preclude observing the bed load motion, at least for the smallest particles. The spectral signature of particle sizes is highlighted at the stations of phase 2 (Fig. 5.20). For instance we notice a specific temporal feature for the emergence of seismic energy at the station ECR01. During Julian day 246, a constant level of seismic energy displays some delay to activate low frequencies. During the first half of the day, we initially record a seismic energy at high frequencies that shifts to lower ones consecutively to an increase in water discharge. The second half of the day is characterized by the extinction of

the lowest frequencies before the highest ones while water discharge decreases (Fig. 5.20). These observations are also made during days with rainfall as in the night of Julian day 247-248 where the supply of water from rain controls the spectral evolution of the observed seismic energy. This spectral pattern of the seismic energy is an evidence for ground vibrations produced by sediment transport. As previously discussed for $H < H_c$, a water level increase (decrease) can be related to a hydraulic radius increase (decrease), which leads to increase (decrease) the basal shear stress (see Equation 5.1). Thus an increase in water supply leads to put in motion grains with larger sizes resulting in the activation of lower frequencies. In opposite, a decrease of the water supply reduces the transport capacity of the stream and the largest particles within the river will remain motionless.

Due to the strong attenuation of the highest frequencies with the river-station distance the previous interpretation of the observed spectral pattern at ECR01 cannot be easily extended to the stations ECR03 and ECR04. Thus, in a moderate alpine river as the “torrent de St Pierre”, there might be a necessity of being close enough to the stream like ECR01, in order to record the main features of the sediment transport.

5.5 Conclusions

Our study demonstrates that the spectral analysis of seismic signals to monitor bed load transport, initially presented along a meandering and entrenched river in the Himalayas [Burtin *et al.*, 2008], can be applied to a braided river with a modest discharge (1-5 m³/s vs. 500-2000 m³/s for the Trisuli River), and smaller bed load grain sizes [$D_{90} \sim 0.1$ m vs. > 0.6 m in the Himalayas; Mezaki & Yabiku, 1984]. Over the 2007 and 2008 summers, our measurements indicate a similar content of the high-frequency seismic energy. For days with no rainfall, the spectral energy in the 2-60 Hz frequency band occurs with a 24-hr periodicity that follows a trend imposed by the daily glaciers melting due to the diurnal temperature variation. During the occurrences of rainfall events that lead to a sudden increase of the water discharge, we notice a similar increase in the seismic noise energy over a broad range of high frequencies, up to 80 Hz at some stations. This result points out the key control of the water supply in the seismic noise measurements. We demonstrate using water level and sediment transport data that the variations of the seismic noise for both amplitude and spectral content, at frequencies greater than 10 Hz, can be interpreted in term of bed load motion and distance from the river. We show that the commonly used concept of critical shear stress explained both the increase and the threshold behavior of the seismic noise energy with water level. Finally based on our study, we favor the use of near-field dedicated (< 50 m) seismic network to assess the spatial and temporal variations of the main sediment bed load transport features for rivers with low to intermediate water discharges.

Altogether, the studies along the Trisuli River and the “torrent de St Pierre” suggest that the analysis of high-frequency seismic noise is a relevant me-

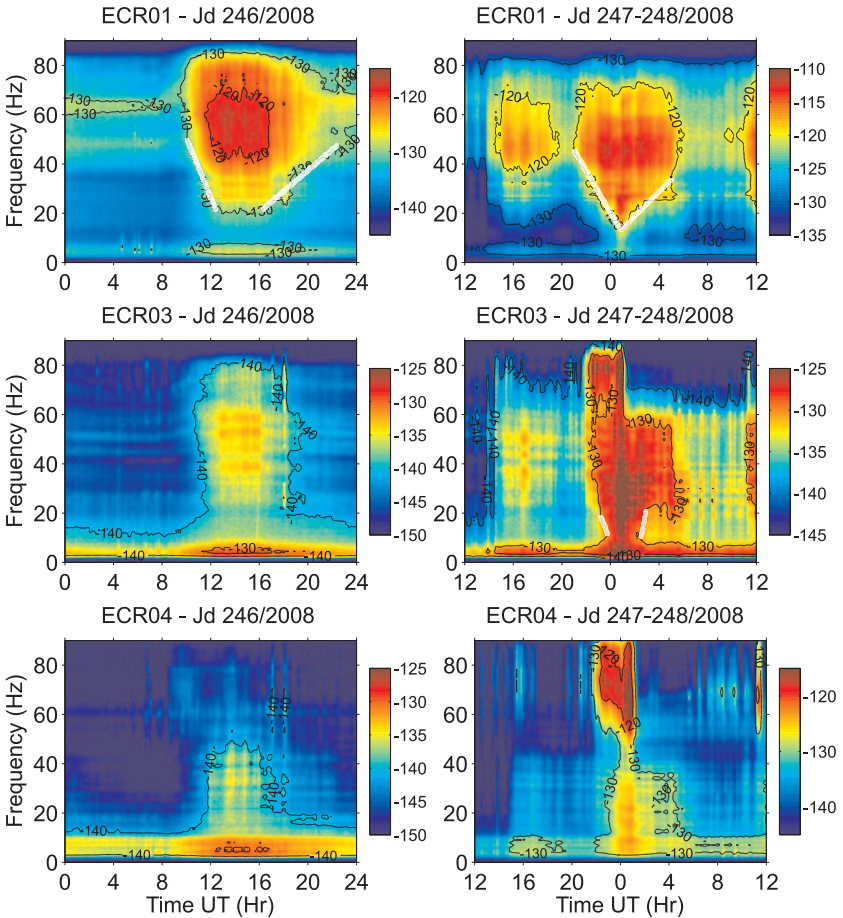


Fig. 5.20: Contour levels of the spectral energy recorded at ECR01, ECR03 and ECR04, from top to bottom, respectively. The left and right panels stand for the Julian day 246 and the night of Julian day 247-248, respectively. White lines highlight the spectral pattern that we discuss in section 5.4.3 and that infers bed load transport.

thod, which can be applied to all types of river channel. Compared to commonly used methods, the proposed seismic-based measurements of bed load presents many advantages because it is a non-invasive method and it provides a means to monitor continuously sediment transport along a river. Further measurements focused on well-documented rivers are now required to deepen our understanding of the associated spectrogram, specially the effect of the bed load grain size distribution.

Conclusions partielles

À la suite de l'expérience dédiée à un suivi sismique de la charge de fond, certaines des interrogations mentionnées après la première partie de ce manuscrit ont reçu une réponse. Concernant les autres questions, des éclaircissements ont été apportés mais de nombreux travaux sont encore nécessaires pour maîtriser cet outil de mesure du transport des sédiments.

- ✓ Malgré un débit en eau faible comparé à la rivière Trisuli, le bruit sismique du torrent de St Pierre enregistré par deux réseaux de stations confirme le potentiel de l'approche présentée ici.
- ✓ Une bande en fréquence (3-9 Hz) dans les spectres des signaux continus explique au mieux la turbulence de l'eau produite par le torrent.
- ✓ Une signature fréquentielle semble également être observée pour le transport de la charge de fond. Un contenu plus basse-fréquence est observé lorsque la rivière augmente sa capacité de transport, et pointe un lien avec la mise en mouvement des plus gros objets.
- ✓ Un critère de distance est mis en évidence dans l'étude sismique des rivières. Une distance inférieure à une cinquantaine de mètres semble suffisante pour enregistrer l'ensemble des fractions de la charge de fond en mouvement dans le torrent de St Pierre.
- ✗ La bande spectrale expliquant le transport de la charge de fond reste mal déterminée mais se trouve à plus haute-fréquence que le bruit de l'eau au Pré de Madame Carle.
- ✗ Une meilleure caractérisation temporelle de la charge de fond est nécessaire pour rechercher sa signature dans les enregistrements sismologiques.
- ✗ Une question sur la généralisation des signatures spectrales se pose, et la stratégie amenant à une quantification des flux sédimentaires par la sismologie reste à définir.

Conclusions et perspectives



6.1 Les points majeurs à retenir

Grâce aux données acquises par deux expériences sismologiques, aux caractéristiques différentes, et pour des contextes hydrologiques variés, extrême dans l'Himalaya et plus modéré dans les Alpes françaises, j'ai pu explorer le potentiel d'un suivi sismique du transport sédimentaire dans les rivières. L'approche détaillée dans ce manuscrit se base sur l'étude des vibrations produites par les grains qui, se déplaçant au voisinage du fond de la rivière et impactant le lit, transmettent une partie de leur énergie sous forme d'ondes sismiques. En analysant le contenu spectral des signaux continus enregistrés par les stations sismologiques en proximité des rivières, la perspective d'un suivi permanent et spatialement dense de la charge de fond devient possible. Ce paramètre responsable de l'incision des rivières et participant grandement à la dynamique des reliefs, est pour le moment très peu contraint par les méthodes classiques d'estimation en géomorphologie.

L'étude spectrale appliquée aux données acquises par l'expérience sismologique Hi-CLIMB le long de la rivière Trisuli au Népal, identifie clairement un signal dans le bruit sismique du cours d'eau qui est produit par la charge de fond. Durant la mousson, les stations montrent une augmentation du bruit à haute-fréquence qui s'opère suivant une fluctuation journalière cohérente avec la variation du débit de la rivière. L'observation d'une hystérésis entre l'énergie à haute-fréquence et la hauteur d'eau de la rivière, et sa similarité avec une autre étude de la charge sédimentaire au Népal, prouve qu'une part non-négligeable du bruit est induite par le transport solide. La même technique employée pour un petit torrent de montagne dans le Massif des Écrins présente les mêmes conclusions et confirme la faisabilité d'un suivi sismique pour estimer la charge de fond transportée. Cette dernière expérience permet d'appréhender les distances à observer pour détecter les fractions fines des sédiments dans les rivières. Ces distances faibles, de plusieurs dizaines de mètres, apparaissent comme un facteur limitant de la technique. Cependant, cette restriction n'est pas effective durant les épisodes de crues, quand le transport des sédiments est important et les processus d'érosion actifs.

Le second intérêt de l'analyse spectrale des enregistrements continus réside dans la détection des nombreux processus de pente qui se produisent chaque année lors de la saison des pluies en Himalaya. En étudiant, le cas particulier d'une coulée de débris où des observations de terrain ont été effectuées, l'analyse détaillée et les traitements appliqués aux signaux sismologiques permettent une localisation du phénomène. L'utilisation d'un réseau à la géométrie dédiée à la détection des processus de pente améliorera la résolution spatiale des localisations pour cartographier au mieux ces phénomènes. De plus, une étude comparée avec une approche géotechnique servira à transcrire le signal sismique en volume de matériel mobilisé. Ceci entrouvre la possibilité de mesurer sismiquement l'érosion des pentes et de quantifier les apports sédimentaires dans les rivières. Enfin en se basant sur la corrélation de bruit des signaux continus enregistrés le long des rivières, il est envisageable de localiser les portions d'un cours d'eau où le transport des sédiments est le plus

actif. Les résultats de cette méthode appliquée à la Trisuli, présentent une certaine cohérence avec les taux estimés d'incision de la rivière.

6.2 La nécessité d'une calibration

Après chaque étude, nous avons fait face à un constat récurrent d'impossibilité de traduire les observables sismologiques en données interprétables en géomorphologie, comme un flux sédimentaire ou un taux d'érosion. Afin d'effectuer une quantification de ces variables, des procédures de calibration dans un cadre naturel et en laboratoire doivent être pratiquées. Une telle démarche consiste à se placer dans un contexte simplifié et parfaitement contraint pour étudier l'influence d'un paramètre sur l'observable étudié. Dans ces situations idéalisées, il devient possible d'analyser les caractéristiques du signal sismique en fonction de la taille des sédiments transportés, ou encore la sensibilité des enregistrements aux vibrations induites par les grains les plus fins. Dans le cadre de cette thèse, une ébauche de calibration a été initiée.

6.2.1 Calibration au Pré de Madame Carle

À notre connaissance, peu d'études de calibration entre mesures sismiques et données géomorphologiques existent. Nous pouvons cependant citer les travaux effectués en laboratoire et sur le terrain de *Huang et al.* [2004, 2007]. Dans leurs études, les auteurs ont procédé, entre autres, à une analyse des caractéristiques des vibrations du sol produites par l'impact de particules de tailles variables. En lâchant sur le lit d'une rivière à sec, des pierres d'un poids de 9 à 50 kg, les auteurs ont montré que plus un impacteur est grand (ou lourd), plus le pic en fréquence du signal produit est bas. Pour une expérience de calibration sur le terrain, nous nous sommes inspirés de ce protocole.

Présentation de l'expérience

Lors de la deuxième mission dans le Massif des Écrins en Septembre 2008, nous avons fait une expérience comparable à celle décrite par *Huang et al.* [2007]. Pour différentes tailles de galets échantillonnés dans le pré et dont les caractéristiques sont mentionnées dans le Tableau 6.1, nous laissons tomber la particule d'une hauteur d'un mètre sur la plaine en tresse dénuée de couverture. Dans un second temps, les lâchers sont reproduits sur une couverture de galets (Fig. 6.21). Le point d'impact des pierres est situé à une distance de deux mètres du sismomètre de la station ECR02. Les données de cette station n'ont pas pu être exploitées suite à la panne du disque dur d'acquisition. Nous avons néanmoins pu utiliser les enregistrements de la station ECR01, localisée à 18 m de la zone d'impact.

Size Name	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7
Minimum Axis (cm)	30	17	20	10	10	10	5
Median Axis (cm)	30	17	22	17	12	10	5
Maximum Axis (cm)	45	35	22	20	18	12	10
Weight (kg)	57.3	14.3	12.4	4.8	3.1	1.7	0.4

Tab. 6.1: Tableau des caractéristiques des grains employés pour l'expérience de calibration dans le Pré de Madame Carle. Pour chaque pierre les axes minimum, médian et maximum sont mesurés. Le poids d'une particule est calculé en supposant, pour un volume d'ellipsoïde, une masse volumique de 2700 kg/m^3 .

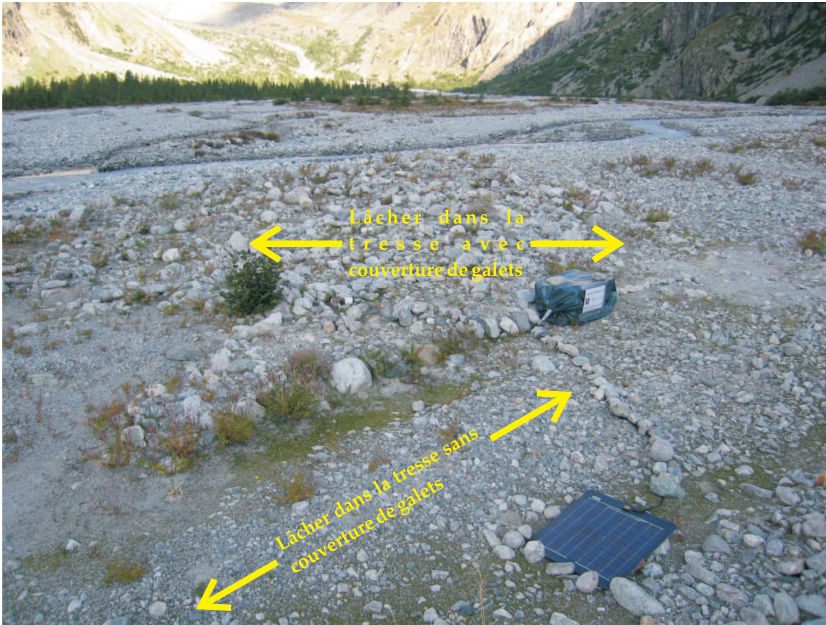


Fig. 6.21: Photographie de la station ECR01 illustrant pour l'expérience de calibration, les deux types de zones où nous laissons tomber les grains d'une hauteur d'un mètre. Les caractéristiques des grains sont décrites dans le Tableau 6.1.

Procédures d'analyses

Pour chaque taille d'objet et sur les trois composantes de l'instrument, nous extrayons dans le repère ZRT une fenêtre temporelle de 2 s centrée sur le pic d'amplitude associé à l'impact (Fig. 6.22 et 6.23). Les premières constatations montrent que plus une pierre est lourde, plus le pic d'amplitude du signal est fort. Nous notons aussi que la durée des vibrations est plus longue pour les lâchers en présence d'une couverture de galets. Les multiples rebonds sur les galets présents au sol peuvent expliquer l'allongement de la durée du signal.

Par la suite, nous procédons sur ces morceaux de traces à une analyse spectrale en utilisant la méthode de multitaper, décrite dans la Chapitre 1. La station ECR01, étant sous l'influence du bruit sismique en provenance du torrent St Pierre, nous effectuons un spectre de base du signal enregistré avant les lâchers et qui est soustrait aux spectres des vibrations produites par les impacts.

Résultats

Plus les objets sont grands, plus l'énergie sismique enregistrée est importante, et ce en présence ou absence de couverture. Les composantes verticale et radiale montrent des niveaux de bruit sismique plus élevés que sur la composante tangentielle (Fig. 6.24 et 6.25). Ce constat semble correct au vu du mécanisme de la source : un impact vertical.

Pour les grains impactant le lit de la plaine en tresse, plus une particule est petite, plus son pic spectral est à haute-fréquence. Sur les composantes Z et R , nous observons un saut de fréquence du pic d'amplitude avec le galet de taille S3 (Fig. 6.24). Le pic en fréquence passe d'une gamme 35-50 Hz à une gamme 60-75 Hz avec la diminution du poids et la taille de l'objet. Ajouté à cette évolution, un niveau d'énergie constant va exciter de plus basses fréquences pour les galets les plus lourds (Fig. 6.24).

L'évolution du contenu spectral, pour les pierres qui impactent une couverture de galets, montre une nouvelle fois un maximum d'énergie sismique enregistrée sur les composantes Z et R (Fig. 6.25). Pour les galets d'un poids de 57.3 et 14.3 kg (tailles S1 et S2), les pics d'amplitude dans les gammes 35-50 Hz et 60-70 Hz sont équivalents alors que dans les précédents lâchers seule la gamme 35-50 Hz dominait. Toujours pour ces deux tailles (S1 et S2), il apparaît une nouvelle bande d'énergie entre 15 à 30 Hz. Pour les galets d'une taille inférieure à S3, les pics d'amplitude se trouvent dans la bande 60-80 Hz. Comme avec les précédents lâchers, les plus basses fréquences sont excitées pour une taille croissante de grain (Fig. 6.25).

Bilan : Les quelques observations faites après ces expériences préliminaires au Pré de Madame Carle indiquent une possible signature en fréquence de deux types. Premièrement, le pic dominant dans le spectre est visible à plus basse-fréquence pour les objets de grande taille, comme dans les travaux de *Huang et al.* [2007]. Deuxièmement, seuls les plus gros objets sont capables d'exciter les plus basses fréquences. Par exemple, l'énergie sismique observée à 10 Hz avec une pierre de 57 kg est 20 dB plus élevée que pour le galet de 0.4 kg (Fig. 6.24).

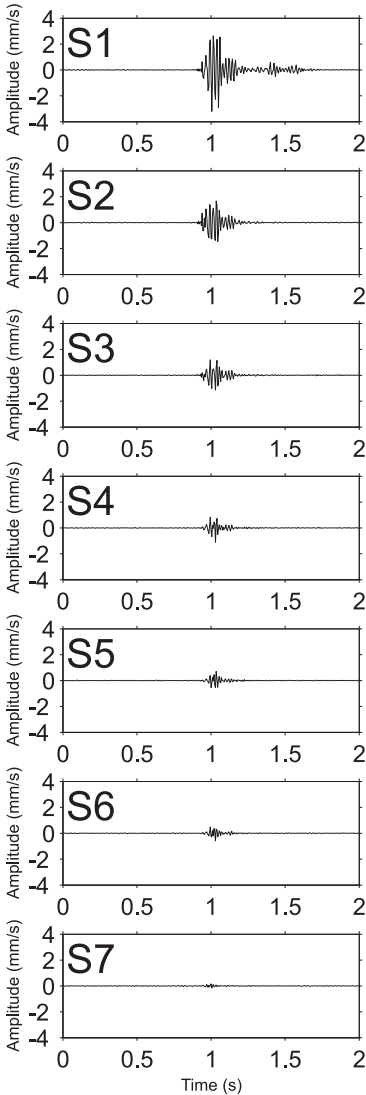


Fig. 6.22: Sismogrammes verticaux pour les grains impactant une zone sans couverture de galets. De haut en bas, la taille et le poids des objets diminuent. Le nom S# en haut à gauche de chaque enregistrement rappelle les caractéristiques de la pierre spécifiées dans le Tableau 6.1.

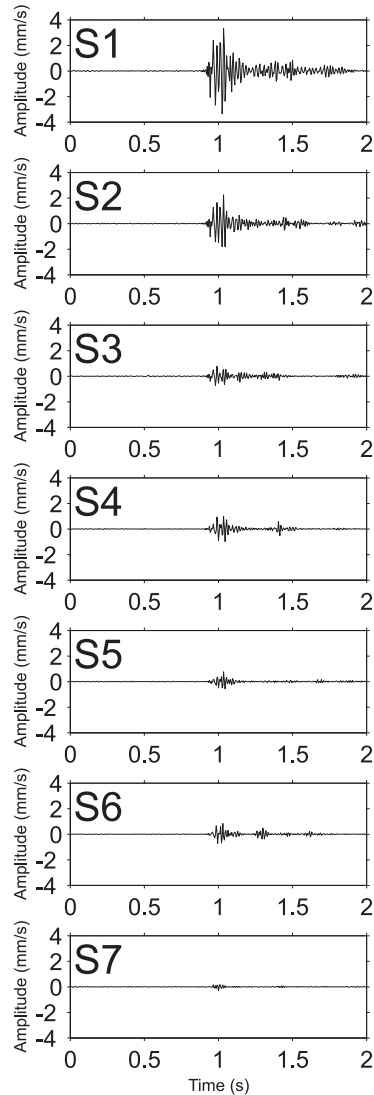


Fig. 6.23: Sismogrammes verticaux pour les grains impactant une zone avec une couverture de galets. De haut en bas, la taille et le poids des objets diminuent. Le nom S# en haut à gauche de chaque enregistrement rappelle les caractéristiques de la pierre spécifiées dans le Tableau 6.1.

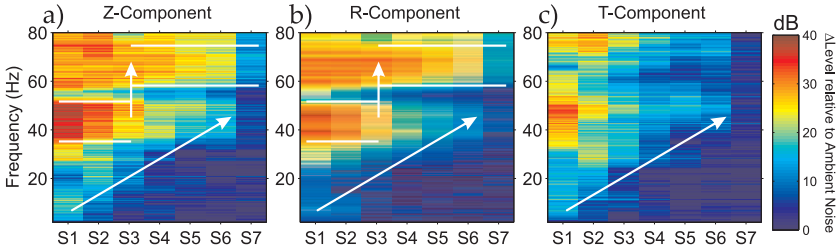


Fig. 6.24: Spectres relatifs au bruit ambiant sur la composante Z (a), R (b) et T (c) pour les grains impactant une zone sans couverture de galets. Noter les deux types de réponses en fréquence : (1) le pic dominant du spectre migre vers les hautes fréquences pour une taille croissante et (2) plus lourdes sont les pierres, plus basses sont les fréquences excitées.

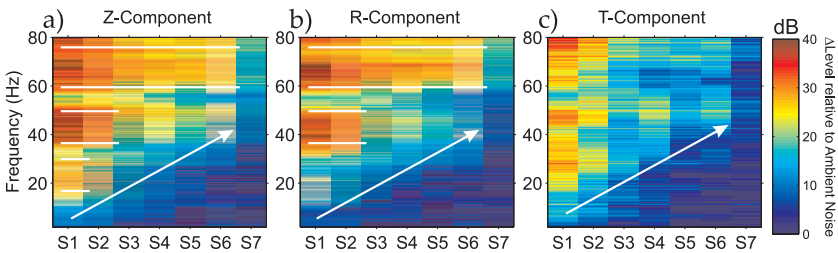


Fig. 6.25: Spectres relatifs au bruit ambiant sur la composante Z (a), R (b) et T (c) pour les grains impactant une zone avec une couverture de galets. Une unique réponse en fréquence est visible : plus le poids d'une pierre est grand, plus les fréquences excitées sont basses.

6.2.2 Calibration en laboratoire

Pour compléter cette étude des signatures sismologiques du transport sédimentaire, nous avons réalisé une expérience en laboratoire. L'utilisation d'un dispositif expérimental présente des intérêts multiples. Les paramètres pertinents à la compréhension des phénomènes sont mesurés en continu et la reproductibilité des expériences permet une estimation de leur précision. Enfin, l'opportunité d'isoler l'influence d'une variable est pour notre problématique un grand avantage.

Dispositif expérimental

Pour la réalisation d'une expérience en laboratoire, j'ai utilisé le dispositif conçu par Mikaël Attal durant sa thèse sous la direction de Jérôme Lavé. Ce dispositif est formé d'un canal circulaire de 1.5 m de diamètre avec un écoulement sur une section de 0.3 m de largeur (Fig. 6.26). De plus amples renseignements concernant la conception et les caractéristiques de ce canal sont présentés dans le manuscrit de thèse de M. Attal [Attal, 2003]. Originellement installé à Grenoble au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, le dispositif est désormais opérationnel au Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques de Nancy où mes expériences ont été effectuées.

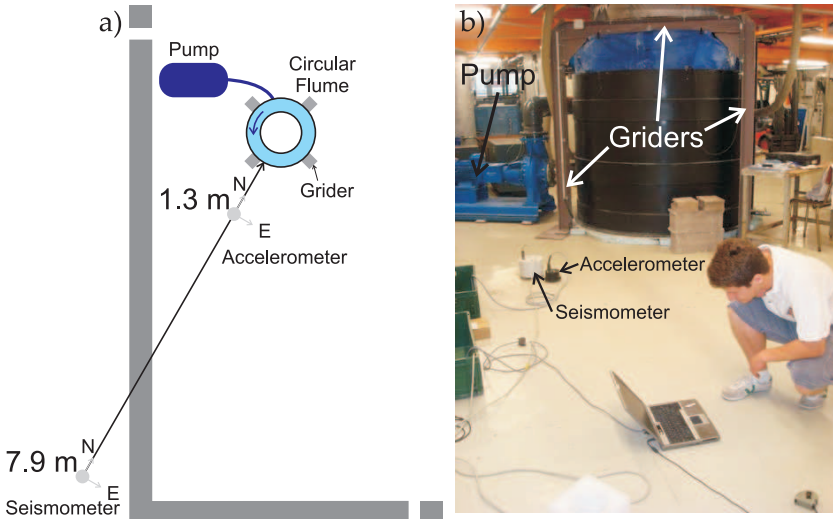


Fig. 6.26: (a) Schéma du dispositif expérimental en vue de dessus. Le canal repose sur des poutrelles métalliques et est alimenté en eau par une pompe. L'ensemble est placé à l'intérieur d'un bâtiment. Durant les tests, seul le sismomètre a été installé à l'extérieur du bâtiment, à l'exception d'une courte période où il a été posé à côté de l'accéléromètre. (b) Photographie prise à l'intérieur du bâtiment et illustrant les conditions d'expérimentation.

D'un point de vue sismologique, le canal circulaire présente trois principaux inconvénients. Le premier réside dans l'ancrage au sol du dispositif expérimental qui est fait par des poutrelles métalliques (Fig. 6.26). Les poutres agissent comme un filtre en fréquence et altèrent la réponse spectrale des vibrations produites par les mouvements des galets. Le second inconvénient concerne les vibrations générées par le moteur de la pompe qui est placé au sol et alimente le canal en eau. Enfin, l'ensemble du dispositif se trouve dans un bâtiment qui présente une signature "structurale" propre, indéterminée ici.

Protocoles d'expérimentation

À proximité du canal circulaire, nous avons installé un accéléromètre (Epi-sensor) et à plus grande distance un sismomètre (Lehnarzt - 20s), possédant tous deux trois composantes (Fig. 6.26). La composante N a été dirigée vers le dispositif pour représenter la composante radiale et la composante E , la tangentielle. Les données ont été enregistrées en continu durant l'expérience avec une fréquence d'échantillonnage de 250 points par seconde. Parmi les différents tests pratiqués, la machine a tourné à vide pour isoler le bruit mécanique du dispositif et de la turbulence de l'eau (T1). Trois types de granulométrie sont ensuite utilisés pour les tests en présence de galets (Tab. 6.2). La première série est constituée de 61.5 kg de galets d'une fraction 5-8 cm (T2), la deuxième de 37.1 kg d'une fraction inférieure à 2 cm (T3) et enfin une dernière de 41 kg d'une fraction 4-6 cm (T4). Pour ces tests, le débit est modulé afin d'observer pour une même fraction différentes capacités de transport. Le Tableau 6.2 détaille les caractéristiques et commentaires associés à ces expériences.

	Time (min:sec)	Discharge (m ³ /h)	Comments
Test T1	17:00	200	Empty flume
	23:00	285	Rotor = 33.5 Hz
	26:00		End Test T1
Test T2	32:20	200	Pebble fraction : 5-8 cm / 61.5 kg
	36:30	250	Rotor = 29.5 Hz
	42:00	300	Rotor = 34.0 Hz
	46:30	380	Rotor = 41.7 Hz
	52:40	400	Rotor = 43.5 Hz
	54:00	425	Rotor = 45.4 Hz
	72:00		End Test T2
Test T3	116:30	200	Pebble fraction : <2 cm / 37.1 kg
	122:15	300	Rotor = 34.0 Hz
	130:00	370	Rotor = 40.6 Hz
	135:30		End Test T3
Test T4	172:30	200	Pebble fraction : 4-6 cm / 41.0 kg
	176:45	300	Rotor = 34.0 Hz
	182:00	380	Rotor = 41.7 Hz
	209:50		End Test T4

Tab. 6.2: Description de la chronologie et des caractéristiques des expériences réalisées dans le canal circulaire. Le temps 00:00 représente le début de l'acquisition des données sismologiques.

Observations et analyses du signal sismologique

Avant d'effectuer une analyse spectrale sur les enregistrements, nous pré-traitons les traces en enlevant la moyenne et la tendance du signal puis en filtrant à l'aide un filtre passe-haut à 0.1 Hz. Les signaux sont alors normalisés par la *RMS* calculée sur la durée du test T1 pour chaque instrument et composante (Fig. 6.27 et 6.28). Les enregistrements de l'accéléromètre montrent pendant les tests une amplitude plus forte sur les composantes horizontales avec un maximum pour la composante radiale (Fig. 6.27). A contrario, la composante *Z* du sismomètre possède le niveau d'amplitude le plus élevé et la composante tangentielle reste très faible (Fig. 6.27). Se situant au plus proche de la machine, l'accéléromètre montre un niveau de bruit plus élevé que le sismomètre. En revanche, lorsque ce dernier est placé à côté de l'accéléromètre, entre les minutes 64 et 72 sur la Figure 6.28, nous notons un signal bien supérieur, notamment sur le vertical. Ces premières observations révèlent donc que plus le débit est important et la fraction de galets est grande, plus l'amplitude du bruit enregistré est élevée.

Pour l'analyse spectrale, le calcul des spectrogrammes se fait sur des séries temporelles de dix secondes en utilisant la méthode de multitaper. La Figure 6.29 illustre pour les trois composantes de l'accéléromètre les spectrogrammes obtenus. Le spectre du bruit à haute-fréquence n'est pas continu. Pour chaque test, le pic d'énergie sur la composante *Z* est observable autour de 50 Hz et de 105 Hz sur les composantes *R* et *T* (Fig. 6.29). De façon systématique, le contenu fréquentiel sur les composantes horizontales est plus haut que sur la verticale. Avec le sismomètre, les spectres haute-fréquence ne sont également pas continus et le pic dominant quelle que soit la composante est à 50 Hz (Fig. 6.30). En revanche, les très hautes fréquences sont moins enregistrées avec le sismomètre. Ceci illustre probablement l'atténuation intrinsèque du contenu haute-fréquence puisque le capteur est placé à plus grande distance. Une fois à distance équivalente de l'accéléromètre, nous enregistrons également une forte énergie pour les fréquences supérieures à 80 Hz (Fig. 6.30).

Pour s'affranchir de l'influence de l'eau et étudier un effet de la granulométrie, nous isolons les séries temporelles dont le débit en eau du canal a été fixé à 200 m³/h (Tab. 6.2, débit commun aux quatre tests) et nous calculons les spectres d'énergie (Fig. 6.31). Sur l'accéléromètre, les PSDs pour les tests T1 et T3 sont équivalents à l'exception d'un pic d'amplitude à 81 Hz pour T3 et uniquement visible sur la composante *Z* (Fig. 6.31a). Pour les tests avec une granulométrie plus grande, cette composante montre deux nouveaux pics à 26 et 49 Hz qui sont également visibles sur le radial avec d'autres pics à 89 et 108 Hz (Fig. 6.31a-b). Entre les tests T2 et T4 aucune différence n'est observée. Avec le sismomètre et quel que soit le test, aucune variation dans les pics n'émerge et seule une signature en amplitude est notée pour des fréquences supérieures à 40 Hz (Fig. 6.31c-d).

Les expériences pratiquées avec ce canal circulaire indiquent principalement qu'un message en amplitude est visible. Une énergie sismique plus élevée est enregistrée pour une granulométrie et des débits croissants. Une signature spectrale est tout de même visible sur l'accéléromètre mais reste équivalente

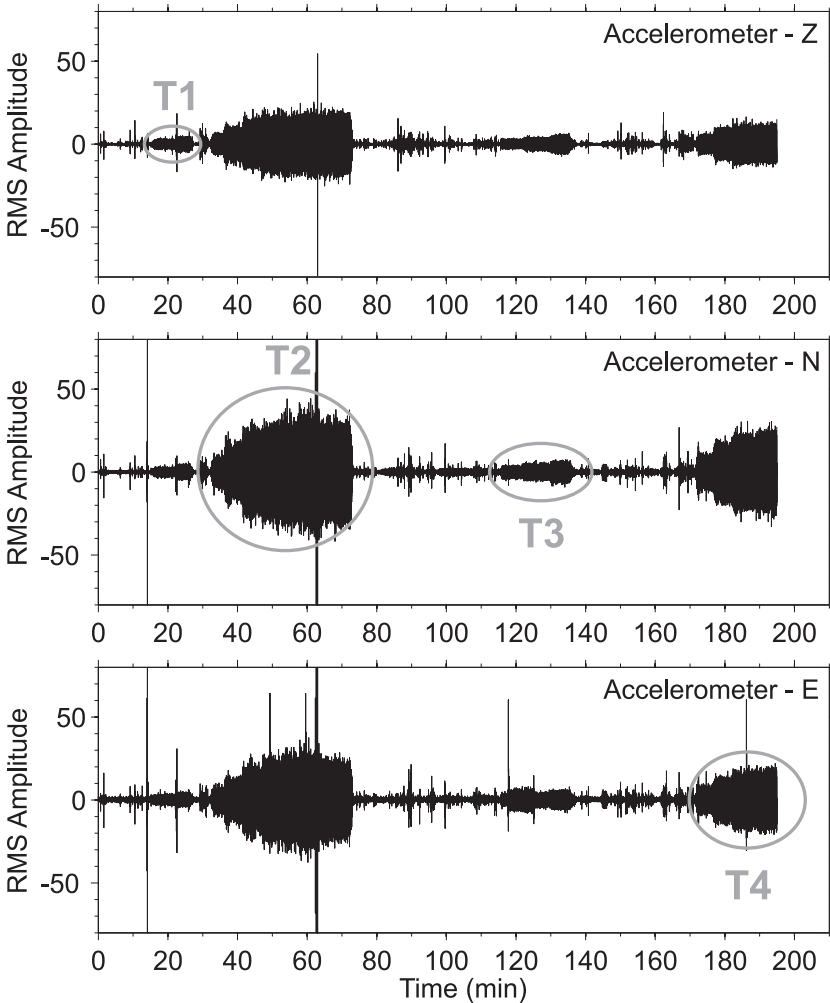


Fig. 6.27: Accélérogrammes en Z , N et E (de haut en bas) pour l'expérience de calibration en laboratoire. Les ellipses T1, T2, T3 et T4 marquent le moment où le canal fonctionne (Tab. 6.2). Noter le large accroissement du bruit sismique pendant ces périodes. Les enregistrements sont normalisés par la RMS du signal de T1, lorsque le dispositif a tourné à vide.

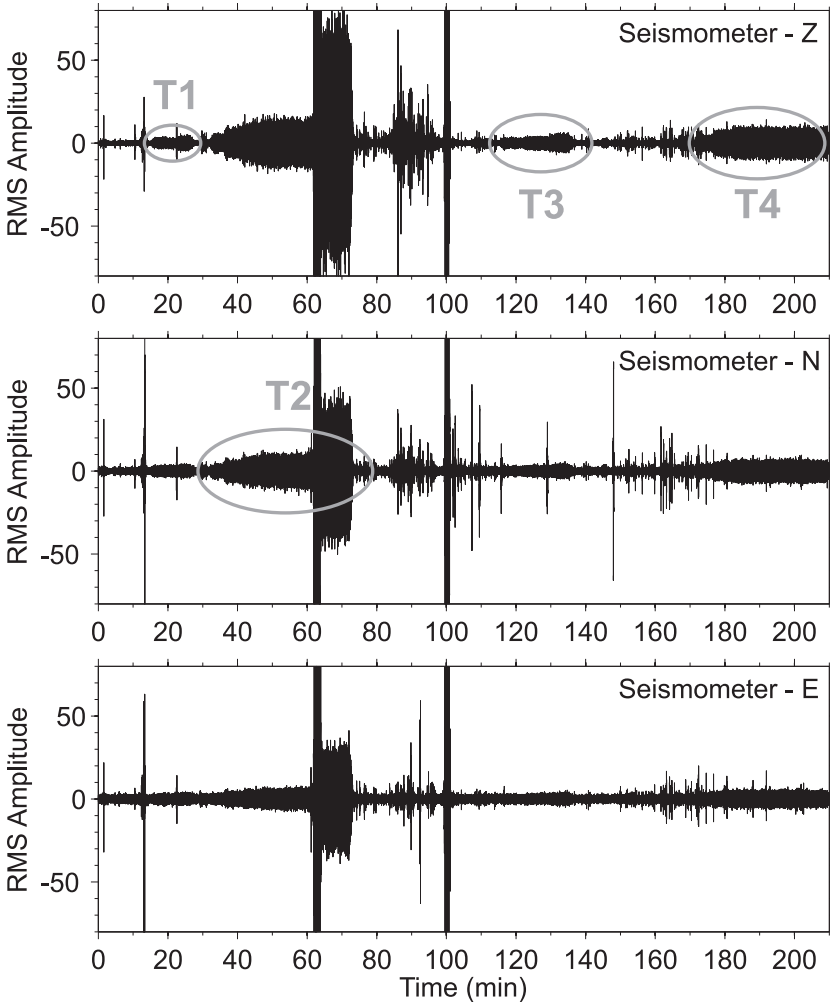


Fig. 6.28: Sismogrammes en Z , N et E (de haut en bas) pour l'expérience de calibration en laboratoire. Les ellipses T1, T2, T3 et T4 marquent le moment où le canal fonctionne (Tab. 6.2). Noter le large accroissement du bruit sismique pendant ces périodes. Les enregistrements sont normalisés par la RMS du signal de T1, lorsque le dispositif a tourné à vide.

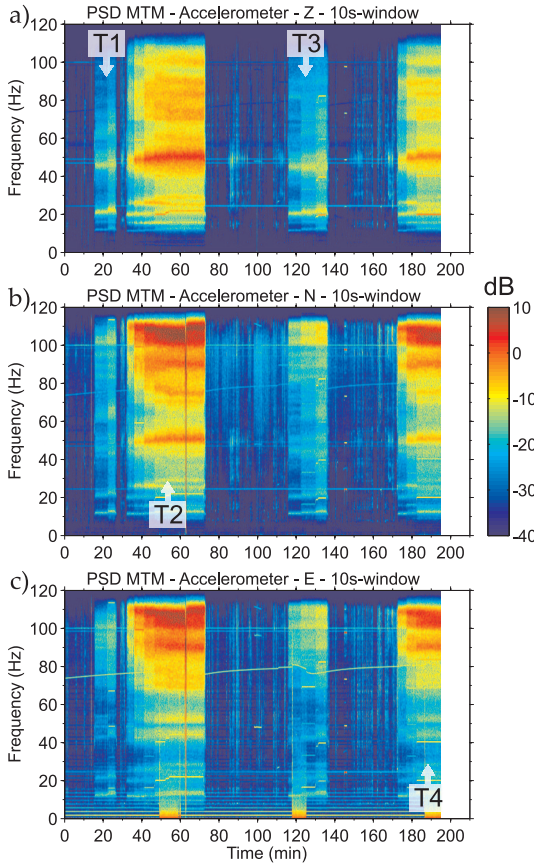


Fig. 6.29: Spectrogrammes calculés à partir des données accélérométriques en Z (a), N (b) et E (c). Chaque PSD est estimée par la méthode de multitaper sur des séries temporelles d'une durée de dix secondes. L'énergie est définie en décibel relative à l'amplitude normalisée par la RMS du signal enregistré pendant l'expérience T1.

entre les tests T2 et T4, c'est-à-dire d'une fraction 5-8 cm à 4-6 cm. Le test avec une machine tournant à vide (T1) et avec une fraction inférieure à 2 cm (T3) ne montre pas de différence notable.

Bilan : Les raisons expliquant des observations peu concluantes, quant à la signature en fréquence des galets, peuvent être multiples. La première peut faire intervenir le pas d'échantillonnage dans l'acquisition des données. Fixé à 250 Hz, il permet d'interpréter des fréquences jusqu'à 120 Hz. Avec une granularité relativement petite (2-8 cm), les fréquences caractéristiques peuvent être supérieures à 120 Hz. Les différences spectrales entre les tests T1 et T3 ne seraient détectables qu'au-delà de telles fréquences. Grâce à des capteurs dédiés et un échantillonnage plus élevé, non-disponible avec l'acquisition utilisée ici, une signature en fréquence des galets pourrait émerger. Dans un même registre, il est possible que la différence des tailles pour les trois fractions utilisées ne soit pas suffisante pour déceler une signature variable dans les spectres

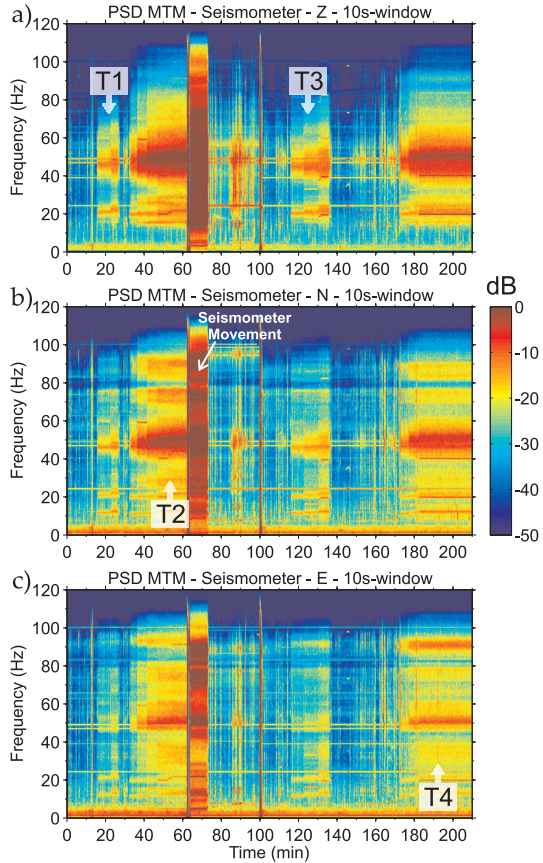


Fig. 6.30: Spectrogrammes calculés à partir des données vélocimétriques en Z (a), N (b) et E (c). Chaque PSD est estimée par la méthode de multitaper sur des séries temporelles d'une durée de dix secondes. L'énergie est définie en décibel relative à l'amplitude normalisée par la RMS du signal enregistré pendant l'expérience T1.

des enregistrements sismologiques. À cela, il faut ajouter l'influence des perturbations induites par le moteur de la pompe. Le sol du bâtiment, en filtrant les vibrations produites, va privilégier l'observation des certaines fréquences dans le spectre. Enfin, la perturbation majeure doit très probablement venir du couplage au sol du canal circulaire. Le filtre en fréquence des poutrelles métalliques doit empêcher la distinction d'une réponse spectrale variant avec la taille des galets transportés. Les tests pratiqués sur ce canal circulaire illustrent la difficulté d'effectuer une calibration en laboratoire.

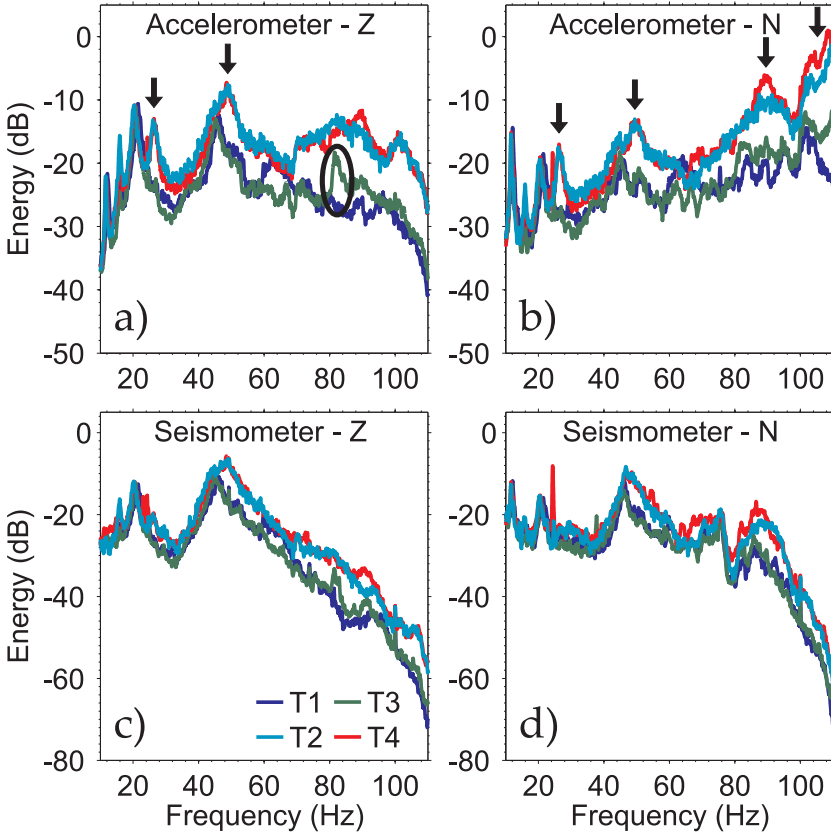


Fig. 6.31: Spectres d'énergie pour les tests T1 (bleu), T2 (bleu clair), T3 (vert) et T4 (rouge) pour un débit en eau fixé à $200 \text{ m}^3/\text{h}$. (a-b) PSDs calculées à partir des données accélérométriques et (c-d) à partir des données vélocimétriques en utilisant la méthode de multitaper.

6.3 Perspectives

Dans un avenir proche...

Dans une vision à court terme, je pense encore utile l'analyse des données acquises par les deux expériences sismologiques présentées dans ce manuscrit. Pour le réseau Hi-CLIMB, l'étude par corrélation de bruit des composantes horizontales doit être poursuivie. Conjointement, une amélioration des procédures pour modéliser les signaux sismiques et une prise en compte des corrélogrammes horizontaux dans la sélection des fonctions de corrélation, permettront d'achever les résultats préliminaires présentés. Toujours sur les aspects de corrélation de bruit, la prise en compte des amplitudes des enregistrements, au travers d'une normalisation temporelle adaptée, sera un premier pas vers une localisation et quantification du transport sédimentaire le long d'une rivière. La transposition en flux sédimentaire ne sera pas immédiate mais l'interprétation de la cohérence du bruit le long d'un profil sera probablement améliorée. Une enveloppe de corrélation issue de signaux dont les puissances sismiques sont faibles ne devra plus peser autant que celle estimée d'enregistrements aux puissances plus élevées.

Concernant les réseaux sismologiques dans le Massif des Écrins, nos diverses argumentations se sont majoritairement focalisées sur la phase 2 d'expérimentation, en raison du suivi temporel dense de la hauteur d'eau. Néanmoins, il doit être envisagé un retour aux données de la phase 1. En utilisant l'énergie sismique dans la bande 3-9 Hz, associée au bruit de l'eau, des comparaisons avec les niveaux d'énergie pour de plus hautes fréquences pourraient confirmer une signature spectrale de la capacité de transport du torrent de St Pierre. Enfin, l'approche de corrélation de bruit permettant la localisation des sources du type "rivières" est aussi à envisager sur les données de ces réseaux. Compte tenu des faibles distances inter-stations, si une cohérence peut être extraite de signaux horaires, un suivi des sources et de leur déplacement journalier serait possible.

À moyen terme...

Pour exploiter pleinement la richesse des informations contenues dans les enregistrements sismologiques, il est nécessaire de poursuivre les expériences de calibrations en laboratoire et sur le terrain. Dans les premières ébauches de calibration, nous avons été confrontés aux inconvénients résultant de la conception du dispositif expérimental. L'utilisation, voire la réalisation de dispositifs ne présentant pas de difficulté pour le suivi sismique est primordiale. De nouvelles expérimentations dans un cadre naturel sont également requises. Une rivière idéale pour calibrer notre méthode doit allier une caractérisation complète et quasi-continue de son hydrologie et de son transport sédimentaire. Ce site devra offrir une grande variabilité et récurrence dans les phénomènes afin d'estimer la pertinence des résultats. Le succès de ces travaux ouvrira au suivi sismique les possibilités de quantifier les flux de charges de fond.

Selon une même progression, la calibration des signaux sismologiques avec les processus de pente comme les coulées de débris autorisera un suivi sismique des volumes érodés et d'apport de sédiments dans les rivières. De nombreuses études géotechniques seront cruciales pour arriver à une telle finalité. Des travaux similaires sur l'incision des rivières permettront de ne plus délimiter des zones relatives de forte production de bruit mais une mesure directe des taux d'incision. Les données issues de ces nouveaux dispositifs d'acquisition apporteront de nouvelles contraintes pour discuter les diverses lois semi-empiriques comme celles reliant l'incision à la pente et l'aire drainée d'un bassin versant. Pour cela, il faudra tenir compte de la possible variabilité des lithologies et de leur résistance à l'abrasion (*i.e.* coefficient d'érodabilité). De telles informations seront à extraire des expériences de calibrations.

Pour la réussite de tous ces challenges, il sera nécessaire d'utiliser l'outil numérique pour modéliser les vibrations produites par l'impact d'un grain et pour les comparer avec les signaux observés. Une meilleure connaissance des vitesses d'impact, de l'endommagement et de l'énergie sismique transmise au sol est primordiale pour un raisonnement en absolu et non plus en relatif.

Dans le futur...

Une fois finalisée, l'approche du suivi sismique du transport sédimentaire et des phénomènes d'érosion pourrait bénéficier à de nombreux chantiers. Parmi lesquels, la Guadeloupe ou Taïwan, avec des événements extrêmes fréquents, montrent qu'une application est déjà possible (Fig. 6.32), mais aussi en France métropolitaine lors des crues torrentielles provoquées par les orages de montagne ou les épisodes cévenols.

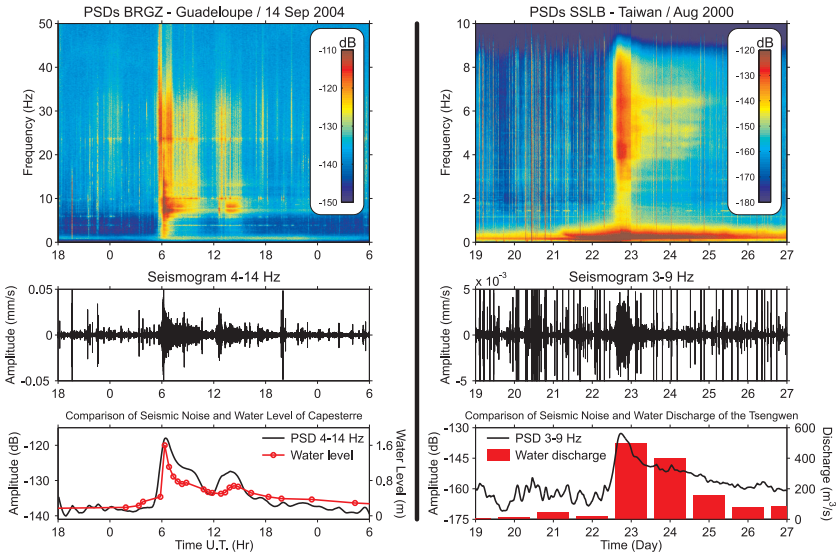


Fig. 6.32: Gauche : Illustration d'une application possible du suivi sismologique de la charge de fond en Guadeloupe pour la station sismologique BRGZ, Bois Riant près de la rivière Capesterre. Droite : Même illustration à Taïwan pour la station sismologique SSLB, Suanglung près de la rivière Choshui. Haut : Spectrogrammes estimés par la méthode de Welch montrant l'exemple d'un bruit sismique haute-fréquence produit par les rivières. Milieu : Sismogramme filtré dans la bande haute-fréquence où le bruit sismique de la rivière est observé. Bas : Comparaison entre le niveau moyen de bruit de fond dans la bande rivière (noir) et la hauteur d'eau de la rivière Capesterre (rouge, gauche) et le débit de la rivière Tsengwen (rouge, droite). Noter sur le spectrogramme à la station SSLB la bande d'énergie sismique pour des fréquences inférieures à un Hertz. Elle correspond au microséisme océanique (pic d'amplitude à 0.2 Hz ; fonction de l'activité de la houle) et illustre l'arrivée du typhon Bilis sur Taïwan.

Bibliographie

- Adhikari, D. P., & S. Koshimizu (2005), Debris flow disaster at Larcha, upper Bhotekoshi Valley, central Nepal, *The Island Arc*, 14(4), 410–423, doi :10.1111/j.1440-1738.2005.00495.x.
- Angeli, M. G., A. Pasuto, & S. Silvano (2000), A critical review of landslide monitoring experiences, *Engineering Geology*, 55(3), 133–147, doi :10.1016/S0013-7952(99)00122-2.
- Arattano, M. (1999), On the Use of Seismic Detectors as Monitoring and Warning Systems for Debris Flows, *Natural Hazards*, 20, 197–213.
- Arattano, M., & L. Marchi (2008), Systems and Sensors for Debris-flow Monitoring and Warning, *Sensors*, 8, 2436–2452.
- Attal, M. (2003), Erosion des galets des rivières de montagne au cours du transport fluvial : Étude expérimentale et application aux réseaux hydrographiques d'orogènes actifs, Ph.D. thesis, Université J. Fourier, Grenoble, France., 279 pp.
- Attal, M., & J. Lavé (2006), Changes of bedload characteristics along the Marsyandi River (central Nepal) : Implications for understanding hillslope sediment supply, sediment load evolution along fluvial networks, and denudation in active orogenic belts, *Special Paper-Geological Society of America*, 398, 143–171, doi :10.1130/2006.2398(09), in : Willett, S. D., Hovius, N., Brandon, M. T., Fisher, D. M. (Eds.).
- Avouac, J.-P., & P. de Wever (Eds.) (2002), *Himalaya-Tibet. Le choc des continents*, 192 pp., CNRS Éditions.
- Avouac, J.-P., L. Bollinger, J. Lavé, R. Cattin, & M. Flouzat (2001), Le cycle sismique en Himalaya, *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 330, 513–529.
- Bahavar, M., & R. North (2002), Estimation of Background Noise for International Monitoring System Seismic Stations, *Pure Appl. Geophys.*, 159, 911–944.

- Banerji, S. K. (1924), Microseisms associated with the incidence of the south-west monsoon, *Nature*, 114-2868, 576.
- Banerji, S. K. (1930), Microseisms Associated with Disturbed Weather in the Indian Seas, *Phil. Trans. Roy. Soc. London Ser. A*, 229, 287-328.
- Barros, A. P., & T. J. Lang (2003), Monitoring the Monsoon in the Himalayas : Observations in Central Nepal, June 2001, *Mon. Wea. Rev.*, 131(7), 1408-1427.
- Barros, A. P., M. Joshi, J. Putkonen, & D. W. Burbank (2000), A study of the 1999 monsoon rainfall in a mountainous region in Central Nepal using TRMM products and rain gauge observations., *Geophys. Res. Lett.*, 27(22), 3683-3686.
- Beauduin, R., P. Lognonné, J. P. Montagner, S. Cacho, J. F. Karczewski, & M. Morand (1996), The effects of the atmospheric pressure changes on seismic signal or how to improve the quality of a station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86(6), 1760-1769.
- Belleudy, P., A. Valette, & B. Graff (2009), Passive hydrophone monitoring of bed load in River beds : first trials of signal spectral analysis, *USGS. Scientific Investigations Report.*, in press.
- Beniston, M. (2004), The 2003 heat wave in Europe : A shape of things to come? An analysis based on Swiss climatological data and model simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02202, doi :10.1029/2003GL018857.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro, & Y. Yang (2007), Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239-1260, doi :10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- Bettinelli, P., J. Avouac, M. Flouzat, L. Bollinger, G. Ramillien, S. Rajaure, & S. Sapkota (2008), Seasonal variations of seismicity and geodetic strain in the Himalaya induced by surface hydrology, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 266, 332-344, doi :10.1016/j.epsl.2007.11.02110.
- Bollasina, M., L. Bertolani, & G. Tartari (2002), Meteorological observations at high altitude in the Khumbu Valley, Nepal Himalayas, 1994-1999, *Bull. Glaciol. Res.*, 19, 1-11.
- Bollinger, L. (2002), Déformation de l'Himalaya du Népal, Ph.D. thesis, Univ. Paris-Sud XI, Paris, 400 pp.
- Bollinger, L., J.-P. Avouac, O. Beyssac, E. J. Catlos, T. M. Harrison, M. Grove, B. Goffé, & S. Sapkota (2004), Thermal structure and exhumation history of the Lesser Himalaya in central Nepal, *Tectonics*, 23, TC5015, doi :10.1029/2003TC001564.
- Bollinger, L., F. Perrier, J.-P. Avouac, S. Sapkota, U. Gautam, & D. R. Tiwari (2007), Seasonal modulation of seismicity in the Himalaya of Nepal, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L08304, doi :10.1029/2006GL029192.
- du Boys, M. P. (1879), *Étude du régime du Rhône et de l'action exercée par les eaux sur un lit à fond de graviers indéfiniment affouillable*, 5, vol. 18, 141-195 pp., Annales des Ponts et Chaussées.

- Brardinoni, F., O. Slaymaker, & M. A. Hassan (2003), Landslide inventory in a rugged forested watershed : a comparison between air-photo and field survey data, *Geomorphology*, 54(3-4), 179–196, doi :10.1016/S0169-555X(02)00355-0.
- Braun, L., W. Grabs, & Rana (1993), Application of a Conceptual Precipitation-Runoff Model in the Langtang Khola Basin, Nepal Himalaya, *IAHS Publication No. 218*, pp. 221–237.
- Braun, L. N., Hottellet, Ch., M. Weber, & W. Grabs (1998), Measurement and simulation of runoff from Nepalese head watersheds, *IAHS Publication No. 248*, pp. 9–18.
- Bromirski, P. D., & F. K. Duennebier (2002), The near-coastal microseism spectrum : Spatial and temporal wave climate relationships, *J. Geophys. Res.*, 107(B8), 2166, doi :10.1029/2001JB000265.
- Brune, J. N., & J. Oliver (1959), The seismic noise of the earth's surface, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 49(4), 349–353.
- Brzak, K., Y. J. Gu, A. Ökeler, M. Steckler, & A. Lerner-Lam (2009), Migration imaging and forward modeling of microseismic noise sources near southern italy, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q01012, doi :10.1029/2008GC002234.
- Burbank, D. W., J. Leland, E. Fielding, R. S. Anderson, N. Brozovic, M. R. Reid, & C. Duncan (1996), Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature*, 379, 505–510, doi :10.1038/379505a0.
- Burtin, A., J. Vergne, L. Rivera, & P.-P. Dubernet (2009), Location of River Induced Seismic Signal from Noise Correlation Functions, submitted to *Geophys. J. Int.*
- Burtin, A., L. Bollinger, J. Vergne, R. Cattin, & J. L. Nábělek (2008), Spectral analysis of seismic noise induced by rivers : A new tool to monitor spatiotemporal changes in stream hydrodynamics, *J. Geophys. Res.*, 113, B05301, doi :10.1029/2007JB005034.
- Burtin, A., L. Bollinger, R. Cattin, J. Vergne, & J. L. Nábělek (2009), Spatiotemporal sequence of Himalayan debris flow from analysis of high-frequency seismic noise, *J. Geophys. Res. - Earth Surface*, in press.
- Campillo, M., & A. Paul (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299, 547–549.
- Craddock, W. H., D. W. Burbank, B. Bookhagen, & E. J. Gabet (2007), Bedrock channel geometry along an orographic rainfall gradient in the upper Marsyandi River valley in central Nepal, *J. Geophys. Res.*, 112, F03007, doi : 10.1029/2006JF000589.
- Dahal, R. K., & S. Hasegawa (2008), Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya, *Geomorphology*, 100(3-4), 429–443, doi :10.1016/j.geomorph.2008.01.014.
- de la Torre, T. L., & A. F. Sheehan (2005), Broadband Seismic Noise Analysis of the Himalayan Nepal Tibet Seismic Experiment, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95(3), 1202–1208, doi :10.1785/0120040098.

- Department of Hydrology and Meteorology (DHM) (2002), *Daily precipitation records of Nepal 1999-2000*, 274 pp., Department of Hydrology and Meteorology, Kathmandu, Nepal.
- Dhital, M. R. (2003), *Debris-Flow Hazards Mitigation : Mechanics, Prediction, and Assessment*, chap. Causes and consequences of the 1993 debris flows and landslides in the Kulekhani watershed, central Nepal, in *Debris-flow hazards mitigation : mechanics, prediction and Assessment*, pp. 931–942, Rotterdam Millpress, Davos, Switzerland.
- Dhital, M. R., B. N. Upreti, V. Dangol, A. N. Bhandari, & A. Bhattarai (1991), Engineering geological methods applied in mountain road survey : An example from Baitadi-Darchula road project (Nepal), *Jour. Nepal Geol. Soc.*, 7, 49–67.
- DHM, Nepal (1998), *Hydrological records of Nepal, streamflow summary*, 264 pp., Department of Hydrology and Meteorology, Kathmandu, Nepal.
- Dubille, M. (2008), Transport solide et abrasion dans les rivières à fond rocheux : De la mesure au modèle sur un exemple himalayen, Ph.D. thesis, Université J. Fourier, Grenoble, France, 392 pp.
- Duvall, J., T. L., S. M. Jefferies, J. W. Harvey, & M. A. Pomerantz (1993), Time-distance helioseismology, *Nature*, 362, 430–432, doi :10.1038/362430a0.
- Egger, J. (1987), Valley winds and the diurnal circulation over plateaus., *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2177–2185.
- Eugene, F. (1951), Measurement of bed-load sediment, *Transactions of the American Geophysical Union*, 32, 123–126.
- Evans, M. J., L. A. Derry, & C. France-Lanord (2004), Geothermal fluxes of alkalinity in the Narayani river system of central Nepal, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 5, Q08011, doi :10.1029/2004GC000719.
- Fukushima, Y., K. Kawashima, M. Suzuki, T. Ohata, H. Motoyama, H. Kubota, T. Yamada, & O. R. Bajracharya (1987), Runoff characteristics in three glacier-covered watersheds of Langtang Valley, Nepal Himalayas, *Bulletin of Glacier Research*, 5, 11–18.
- Gabet, E. J., D. W. Burbank, J. K. Putkonen, B. A. Pratt-Sitaula, & T. Ojhac (2004), Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal, *Geomorphology*, 63(3-4), 131–143, doi :10.1016/j.geomorph.2004.03.011.
- Gabet, E. J., D. W. Burbank, B. Pratt-Sitaula, J. Putkonen, & B. Bookhagen (2008), Modern erosion rates in the High Himalayas of Nepal, *Earth and Planetary Science Letters*, 267(3-4), 482–494, doi :10.1016/j.epsl.2007.11.059.
- Galy, A., & C. France-Lanord (1999), Weathering processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget, *Chemical Geology*, 159, 31–60, doi :10.1016/S0009-2541(99)00033-9.
- Galy, A., & C. France-Lanord (2001), Higher erosion rates in the Himalaya : Geochemical constraints on riverine fluxes, *Geology*, 29, 23–26, doi :10.1130/0091-7613(2001)029\$(\$0023:HERITH\$)\$2.0.CO:2.
- Govi, M., F. Maraga, & F. Moia (1993), Seismic detectors for continuous bed load monitoring in a gravel stream, *Hydrological Sciences*, 38(2), 123–132.

- Guo, Z., X. Gao, H. Yao, J. Li, & W. Wang (2009), Midcrustal low-velocity layer beneath the central Himalaya and southern Tibet revealed by ambient noise array tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *10*, Q05007, doi :10.1029/2009GC002458.
- Gutenberg, B. (1958), Microseisms, *Advances in Geophysics*, *5*, 53–92.
- Hasegawa, S., R. K. Dahal, M. Yamanaka, N. P. Bhandary, R. Yatabe, & H. Inagaki (2008), Causes of large-scale landslides in the Lesser Himalaya of central Nepal, *Environmental Geology*, doi :10.1007/s00254-008-1420-z.
- Helley, E., & W. Smith (1971), Development and calibration of a pressure-difference bedload sampler, *US Geological Survey Open-File Report*, *18*.
- Herrmann, R. B. (2002), *An Overview of Synthetic Seismogram Computation : Computer Programs in Seismology, Version 3.30*, chap. Wavenumber Integration, pp. 3–1 3–13.
- Hetényi, G. (2007), Evolution of deformation of the Himalayan prism : from imaging to modelling, Ph.D. thesis, École Normale Supérieure - Université Paris-Sud XI, 400 pp.
- Hetényi, G., R. Cattin, J. Vergne, & J. L. Nábělek (2006), The effective elastic thickness of the India Plate from receiver function imaging, gravity anomalies and thermomechanical modelling, *Geophys. J. Int.*, *167*, 1106–1118, doi : 10.1111/j.1365-246X.2006.03198.x.
- Hovius, N., C. P. Stark, C. Hao-Tsu, & L. Jiun-Chuan (2000), Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt : Central Range, Taiwan, *The Journal of Geology*, *108*(1), 73–89, doi :10.1086/314387.
- Howard, A. D., W. E. Dietrich, & M. A. Seidl (1994), Modeling fluvial erosion on regional to continental scales, *J. Geophys. Res.*, *99*(B7), 13,971–13,986.
- Huang, C. J., C. L. Shieh, & H. Y. Yin (2004), Laboratory study of the underground sound generated by debris flows, *J. Geophys. Res.*, *109*, F01008, doi :10.1029/2003JF000048.
- Huang, C.-J., H.-Y. Yin, C.-Y. Chen, C.-H. Yeh, & C.-L. Wang (2007), Ground vibrations produced by rock motions and debris flows, *J. Geophys. Res.*, *112*, F02014, doi :10.1029/2005JF000437.
- Itakura, Y., H. Inaba, & T. Sawada (2005), A debris-flow monitoring devices and methods bibliography, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *5*(6), 971–977.
- Iverson, R. M., M. E. Reid, & L. R. G. (1997), Debris flow mobilization from landslides, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, *25*, 85–138, doi : 10.1146/annurev.earth.25.1.85.
- The Kathmandu Post* (2003), Kathmandu, Sunday August 17th, 2003, Shrawan 32, 2060.
- Kedar, S., M. Longuet-Higgins, F. Webb, N. Graham, R. Clayton, & C. Jones (2008), The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean, *Royal Society of London Proceedings Series A*, *464*, 777–793.
- Kerman, B. R., & R. F. Mereu (1993), Wind-Induced Microseisms From Lake Ontario, *Atmosphere-Ocean*, *31*(4), 501–516.

- Landscan (2005),
<http://www.ornl.gov/sci/landscan/index.html>.
- Lane, E., & W. Borland (1951), Estimating bed load, *Transactions of the American Geophysical Union*, 32, 121–123.
- Lang, T. J., & A. P. Barros (2002), An Investigation of the Onsets of the 1999 and 2000 Monsoons in Central Nepal, *Mon. Wea. Rev.*, 130, 1299–1316.
- Lavé, J., & J.-P. Avouac (2001), Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal, *J. Geophys. Res.*, 106(B11), 26,561–26,592.
- Lavigne, F., J. C. Thouret, B. Voight, K. Young, R. LaHusen, J. Marso, H. Suwa, A. Sumaryono, D. S. Sayudi, & M. Dejean (2000), Instrumental lahar monitoring at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia, *J. of Volcanology and Geothermal Res.*, 100, 457–478, doi :10.1016/S0377-0273(00)00151-7.
- Leopold, L. B., & W. W. Emmett (1976), Bedload measurements, East Fork River, Wyoming, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 73(4), 1000–1004.
- Lobkis, O. I., & R. L. Weaver (2001), On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. Acoust. Soc. Am.*, 110, 3011–3017, doi : 10.1121/1.1417528.
- Longuet-Higgins, M. S. (1950), A theory of the origin of microseisms, *Phil. Trans. Roy. Soc.*, 243, 1–35.
- Malet, J. P., O. Maquaire, & E. Calais (2002), The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides : application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France), *Geomorphology*, 43(1-2), 33–54, doi :10.1016/S0169-555X(01)00098-8.
- Marchi, L., M. Arattano, & A. M. Deganutti (2002), Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps), *Geomorphology*, 46(1-2), 1–17, doi :10.1016/S0169-555X(01)00162-3.
- Marston, R. A., M. M. Miller, & L. P. Devkota (1998), Geoecology and mass movement in the Manaslu-Ganesh and Langtang-Jugal Himals, Nepal, *Geomorphology*, 26(1-3), 139–150, doi :10.1016/S0169-555X(98)00055-5.
- Marzorati, S., & D. Bindi (2006), Ambient noise levels in north central Italy, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 7(9), Q09010, doi :10.1029/2006GC001256.
- McNamara, D. E., & R. P. Buland (2004), Ambient Noise Levels in the Continental United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 94(4), 1517–1527, doi :10.1785/0120030011.
- Métivier, F., Y. Liu, C. Narteau, E. Lajeunesse, O. Devauchelle, B. Ye, M. Tal, & P. Meunier (2009), Overall bedload flux law in a heterogeneous, gravel-bed braided river : Emergence of a 3/2 power law with no threshold, submitted to *J. Geophys. Res.*
- Meunier, P., F. Métivier, E. Lajeunesse, A. S. Mériaux, & J. Faure (2006), Flow pattern and sediment transport in a braided river : The “torrent de St Pierre” (French Alps), *Journal of Hydrology*, 330, 496–505, doi :10.1016/j.jhydrol.2006.04.009.

- Mezaki, S., & M. Yabiku (1984), Channel morphology of the Kali Gandaki and the Narayani rivers in central Nepal, *J. Nepal Geol. Soc.*, 4, 161–176.
- Mohorovičić, A. (1916), Die Bestimmung des Epizentrums eines Nahbebens, *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, 14, 199–205.
- Monsalve, G., A. Sheehan, V. Schulte-Pelkum, S. Rajaure, M. R. Pandey, & F. Wu (2006), Seismicity and one-dimensional velocity structure of the Himalayan collision zone : Earthquakes in the crust and upper mantle, *J. Geophys. Res.*, 111, B10301, doi :10.1029/2005JB004062.
- Nábělek, J., G. Hetényi, J. Vergne, S. Sapkota, B. Kafle, M. Jiang, H. Su, J. Chen, B.-S. Huang, & the Hi-CLIMB Team (2009), Underplating in the Himalaya-Tibet collision zone revealed by the Hi-CLIMB experiment, *Science*, 325(5946), 1371–1374, doi :10.1126/science.1167719.
- Nábělek, J. L., J. Vergne, G. Hetényi, & the Hi-CLIMB Team (2005), Project Hi-CLIMB : Asynoptic view of the Himalayan collision zone and Southern Tibet, *EoS Trans. AGU*, 86(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T52A-02.
- Nakamura, Y. (1989), A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Sub-surface using Microtremor on the Ground Surface, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 30(1), 25–33.
- Oliver, J., & M. Ewing (1957), Microseisms in the 11- to 18-second period range, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 47(2), 111–127.
- Pandey, M. R., R. P. Tandukar, J.-P. Avouac, J. Lavé, & J. P. Massot (1995), Inter-seismic strain accumulation on the Himalaya crustal ramp (Nepal), *Geophys. Res. Lett.*, 22, 741–754.
- Pandey, M. R., R. P. Tandukar, J.-P. Avouac, J. Vergne, & T. Héritier (1999), Seismotectonics of Nepal Himalayas from a local seismic network, *J. Asian Earth Sci.*, 17, 703–712.
- Park, J., C. R. Lindberg, & F. L. V. III (1987), Multitaper Spectral Analysis of High-Frequency Seismogram, *J. Geophys. Res.*, 92(B12), 12,675–12,684.
- Paul, S. K., S. K. Bartarya, P. Rautela, & A. K. Mahajan (2000), Catastrophic mass movement of 1998 monsoons at Malpa in Kali Valley, Kumaun Himalaya (India), *Geomorphology*, 35(3-4), 169–180, doi :10.1016/S0169-555X(00)00032-5.
- Pedersen, H. A., F. Krüger, & the SVEKALAPKO Seismic Tomography Working Group (2007), Influence of the seismic noise characteristics on noise correlations in the Baltic shield, *Geophys. J. Int.*, 168, 197–210, doi :10.1111/j.1365-246X.2006.03177.x.
- Percival, D. B., & A. T. Walden (1993), *Spectral Analysis for Physical Applications : Multitaper and Conventional Univariate Techniques*, Cambridge University Press.
- Peterson, J. (1993), Observation and modeling of seismic background noise, *Open-File Report*, 93-322, 1–95.
- Pratt-Sitaula, B., M. Garde, D. W. Burbank, M. Oskin, A. Heimsath, & E. Gabet (2007), Bedload-to-suspended load ratio and rapid bedrock incision from Himalayan landslide-dam lake record, *Quaternary Research*, 68(1), 111–120, doi : 10.1016/j.yqres.2007.03.005.

- Putkonen, J. (2004), Continuous snow and rain data at 500 to 4400 m altitude near Annapurna, Nepal, 1999-2001, *Arct. Antarct. Alp. Res.*, *36*, 244–248.
- Reid, L. M. (1998), Calculation of Average Landslide Frequency Using Climatic Records, *Water Resour. Res.*, *34*(4), 869–877.
- Rhie, J., & B. Romanowicz (2004), Excitation of Earth's continuous free oscillations by atmosphere-ocean-seafloor coupling, *Nature*, *431*, 552–556, doi :10.1038/nature02942.
- Rhie, J., & B. Romanowicz (2006), A study of the relation between ocean storms and the Earth's hum, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *7*, doi :10.1029/2006GC001274.
- Rost, S., & C. Thomas (2002), Array seismology : Methods and applications, *Rev. Geophys.*, *40*(3), 1008, doi :10.1029/2000RG000100.
- Roux, P., K. G. Sabra, P. Gerstoft, W. A. Kuperman, & M. C. Fehler (2005a), P-waves from cross-correlation of seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L19303, doi :10.1029/2005GL023803.
- Roux, P., K. G. Sabra, W. A. Kuperman, & A. Roux (2005b), Ambient noise cross correlation in free space : Theoretical approach, *J. Acoust. Soc. Am.*, *117*(1), 79–84, doi :10.1121/1.1830673.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, & M. C. Fehler (2005a), Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L03310, doi :10.1029/2004GL021862.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, & M. C. Fehler (2005b), Surface wave tomography from microseisms in southern california, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L14311, doi :10.1029/2005GL023155.
- Schulte-Pelkum, V., P. S. Earle, & F. L. Vernon (2004), Strong directivity of ocean-generated seismic noise, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *5*, Q03004, doi :10.1029/2003GC000520.
- Schumm, S. (1986), *Studies in geophysics : Active tectonics*, chap. Alluvial river response to active tectonics, pp. 80–94, Washington D.C., National Academy Press.
- Shapiro, N., L. Campillo, M. and Stehly, & M. Ritzwoller (2005), High-Resolution Surface-Wave Tomography from Ambient Seismic Noise, *Science*, *307*(5715), 1615–1618, doi :10.1126/science.1108339.
- Shapiro, N. M., & M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L07614, doi :10.1029/2004GL019491.
- Shapiro, N. M., M. H. Ritzwoller, & G. D. Bensen (2006), Source location of the 26 sec microseism from cross-correlations of ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L18310, doi :10.1029/2006GL027010.
- Sharma, K., & N. Adhikari (2004), *Hydrological estimations in Nepal*, 104 pp., Department of Hydrology and Meteorology, Kathmandu.

- Shields, A. (1936), Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung, *Mitt. Preuss. Versuchsanst. Wasserbau Schiffbau*, 26, 26, (English translation by W. P. Ott and J. C. van Uchelen, 36 pp., U.S. Dep. of Agric. Soil Conser. Serv. Coop. Lab., Calif., Inst. of Technol., Pasadena, 1936.).
- Shrestha, S. B., J. N. Shrestha, & S. R. Sharma (1985), Geological map of central Nepal, 1 :250.000, *Department of Mines and Geology*.
- Shroder, J. F. (1998), Slope failure and denudation in the western Himalaya, *Geomorphology*, 26(1-2), 81–105, doi :10.1016/S0169-555X(98)00052-X.
- Singh, P., K. S. Ramasastri, N. Kumar, & N. K. Bhatnagar (2003), Suspended sediment transport from the Dokriani Glacier in the Garhwal Himalayas, *Nordic Hydrology*, 34(3), 221–244.
- Singh, P., U. K. Haritashya, K. S. Ramasastri, & N. Kumar (2005), Diurnal variations in discharge and suspended sediment concentration, including runoff-delaying characteristics, of the Gangotri Glacier in the Garhwal Himalayas, *Hydrological Processes*, 19(7), 1445–1457, doi :10.1002/hyp.5583.
- Sklar, L., & W. E. Dietrich (1998), *Rivers over rock : fluvial processes in bedrock channels*, vol. Monograph 107, chap. River longitudinal profiles and bedrock incision models : stream power and the influence of sediment supply, pp. 237–260, Washington, D.C., American Geophysical Union.
- Sklar, L. S., & W. E. Dietrich (2001), Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock, *Geology*, 29, 1087–1090.
- Slepian, D. (1978), Prolate spheroidal wave functions, Fourier analysis, and uncertainty, V, The discrete case, *Bell Syst. Tech. J.*, 57, 1371–1429.
- Sniieder, R. (2004), Extracting the Green's function from the correlation of coda waves : A derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, 69, 046,610, doi : 10.1103/PhysRevE.69.046610.
- Stehly, L., M. Campillo, & N. M. Shapiro (2006), A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, 111, B10306, doi :10.1029/2005JB004237.
- Stott, T., & N. Mount (2007), Alpine proglacial suspended sediment dynamics in warm and cool ablation seasons : Implications for global warming, *Journal of Hydrology*, 332, 259–270, doi :10.1016/j.jhydrol.2006.07.001.
- Stutzmann, E., G. Roult, & L. Astiz (2000), GEOSCOPE Station Noise Levels, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90(3), 690–701.
- Suriñach, E., I. Vilajosana, G. Khazaradze, B. Biescas, G. Furdada, & J. M. Vilaplana (2005), Seismic detection and characterization of landslides and other mass movements, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 5, 791–798.
- Takahashi, S., H. Motoyama, K. Kawashima, Y. Morinaga, K. Seko, H. Iida, H. Kubota, & N. R. Tradahr (1987), Summary of meteorological data at Kyangchen in Langtang Valley, Nepal Himalayas, 1985–1986, *Bulletin of Glacier Research*, 5, 121.

- Thomson, D. J. (1982), Spectrum estimation and harmonic analysis, *Proceedings of the IEEE*, 70(9), 1055–1096.
- Thouret, J. C. (1983), *Géodynamique des grands versants de l'Ankhu Khola, Népal central*, chap. Field research on slopes evolution in the Himalaya range : the example of the Ankhu Khola valley, Central Nepal, p. 231, CNRS ed.
- Tucker, G. E., & K. X. Whipple (2002), Topographic outcomes predicted by stream erosion models : Sensitivity analysis and intermodel comparison, *J. Geophys. Res.*, 107, B92179, doi :10.1029/2001JB000162.
- Turowski, J. M., D. Lague, & N. Hovius (2007), Cover effect in bedrock abrasion : A new derivation and its implications for the modeling of bedrock channel morphology, *J. Geophys. Res.*, 112, F04006, doi :10.1029/2006JF000697.
- Ueno, K., R. B. Kayastha, M. R. Chitrakar, O. R. Bajracharya, A. P. Pokhrel, H. Fujinami, T. Kadota, H. Iida, D. P. Manadhar, M. Hattori, T. Yasunari, & M. Nakawo (2001), Meteorological observations during 1994-2000 at the Automatic Weather Station (GEN-AWS) in Khumbu region, Nepal Himalayas, *Bull. Glaciol. Res.*, 18, 23–30.
- Upreti, B. N. (1999), An overview of the stratigraphy and tectonics of the Nepal Himalaya, *J. Asian Earth Sci.*, 17(5), 577–606, doi :10.1016/S1367-9120(99)00047-4.
- Upreti, B. N., & M. R. Dhital (1996), *Landslide Studies and Management in Nepal*, 87 pp., International Centre for Integrated Mountain Development (ICIMOD), Kathmandu.
- van den Berg, J. H. (1995), Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers, *Geomorphology*, 12(4), 259–279, doi :10.1016/0169-555X(95)00014-V.
- Varnes, D. J. (1978), *Landslides : Analysis and Control. Special Report 176, Transport Research Board*, chap. Slope movements and types and processes, pp. 11–33, National Academy of Sciences, Washington DC.
- Weaver, R. L., & O. I. Lobkis (2001), Ultrasonics without a source : thermal fluctuation correlations at MHz frequencies, *Phys. Rev. Lett.*, 87(13), 134,301, doi : 10.1103/PhysRevLett.87.134301.
- Weaver, R. L., & O. I. Lobkis (2004), Diffuse fields in open systems and the emergence of the Green's function (L), *J. Acoust. Soc. Am.*, 116, 2731–2734, doi :10.1121/1.1810232.
- Welch, P. D. (1967), The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra : A method based on time averaging over short, modified periodograms, *IEEE Trans. Audio Electroacoust.*, 15(2), 70–73.
- Whipple, K. X., & G. E. Tucker (1999), Dynamics of the stream-power river incision model : Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs, *J. Geophys. Res.*, 104(B8), 17,661–17,674.
- Wilcock, W. S. D., S. C. Webb, & I. T. Bjarnason (1999), The Effect of Local Wind on Seismic Noise near 1 Hz at the MELT Site and in Iceland, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89(6), 1543–1557.

- Willett, S. D., N. Hovius, M. T. Brandon, & D. Fisher (2006), Introduction, *Special Paper-Geological Society of America*, 398, vii–xi, doi :10.1130/2006.2398(00), in : Willett, S. D., Hovius, N., Brandon, M. T., Fisher, D. M. (Eds.).
- Wilson, D., J. Leon, R. Aster, J. Ni, J. Schlue, S. Grand, S. Semken, S. Baldrige, & W. Gao (2002), Broadband seismic background noise at temporary seismic stations observed on a regional scale in the southwestern United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92(8), 3335–3341, doi :10.1785/0120010234.
- Withers, M. M., R. C. Aster, C. J. Young, & E. P. Chael (1996), High frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86(5), 1507–1515.
- Wolman, M. (1954), A method of sampling coarse river-bed material, *Trans. Am. Geophys. Union. Hydraul. Res. Stn.*, 35, 951–956.
- Yang, Y., & M. H. Ritzwoller (2008), Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q02008, doi :10.1029/2007GC001814.
- Yao, H., R. D. van der Hilst, & M. V. de Hoop (2006), Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis - I. Phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, 166, 732–744, doi :10.1111/j.1365-246X.2006.03028.x.
- Young, C. J., E. P. Chael, M. M. Withers, & R. C. Aster (1996), A comparison of high frequency (> 1 Hz) surface and subsurface noise environment at three sites in the United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86(5), 1516–1528.
- Zhang, S., Y. Hong, & B. Yu (2004), Detecting infrasound emission of debris flows for warning purposes, in *Proc. 10 Congress INTERPRAEVENT 2004*, pp. Z/359–Z/364, Riva del Garda, Trento, Italy, 24–27 May 2004.
- Zürn, W., & R. Widmer (1995), On noise reduction in vertical seismic records below 2 mHz using local barometric pressure, *Geophys. Res. Lett.*, 22(24), 3537–3540.

RÉSUMÉ

L'érosion, au même titre que la tectonique et le climat, est un acteur majeur de l'évolution des paysages. En effet dans les zones non-englacées, les rivières sont responsables de l'essentiel de l'érosion et du transport de masse à la surface de la Terre, qui sont des processus clés dans la dynamique orogénique. La mise en mouvement des matériaux constituant la charge de fond des rivières (sables, galets...) est sans doute un des principaux agents de transport et d'incision fluviale. Malgré le rôle prépondérant de la charge de fond, aucune méthode n'est totalement satisfaisante pour sa quantification. Les nombreuses stratégies actuellement employées nécessitent une installation *in situ* (dans les rivières) des dispositifs de mesures, qui ne peuvent être mis en œuvre que ponctuellement pour des conditions hydrodynamiques faibles à modérés. Cette limitation est problématique car l'essentiel de la charge de fond est mobilisée lors d'événements extrêmes. Une meilleure compréhension des processus d'érosion fluviale implique donc le développement d'un outil autorisant un suivi temporel continu avec une large couverture spatiale. Cette thèse explore le potentiel offert par la mesure et l'analyse du bruit de fond sismique produit par les rivières.

À partir des données acquises au cours de l'expérience sismologique Hi-CLIMB, le potentiel d'une telle approche est testé le long de la rivière trans-himalayenne Trisuli (pour des sismomètres installés jusqu'à 2 km de la rivière). Pendant la mousson 2003, l'analyse spectrale des signaux continus montre une augmentation de plus de 20 dB et une cohérence entre la variation temporelle du bruit sismique dans la gamme en fréquence 3-15 Hz avec l'évolution temporelle des paramètres hydrologiques. En particulier, l'observation d'une hystérésis annuelle entre la hauteur d'eau et l'amplitude du bruit sismique prouve que la turbulence de l'eau n'est pas l'unique source de bruit et confirme la signature des mouvements de la charge de fond dans le signal sismologique. En appliquant des techniques basées sur la corrélation de bruit sismique entre paires de stations, et à l'aide de modélisations numériques, nous montrons également que ce transport solide se localise préférentiellement au front de la Haute-Chaine, là où les taux d'incision sont élevés. Enfin, l'analyse spectrale révèle également un intérêt pour la détection et la localisation des processus de pente, nombreux en Himalaya (46 coulées de débris observées le long de la Trisuli pendant la saison des pluies 2003). Cette étude ouvre la voix d'une nouvelle approche permettant le suivi spatio-temporel de ces phénomènes et l'estimation des volumes érodés qui alimentent les rivières en sédiments.

Afin d'explorer le domaine d'application de cette approche, le suivi sismique d'un torrent de montagne ayant une capacité de transport plus réduite a été réalisé dans le Massif des Écrins. Le traitement des données sismologiques et hydrologiques acquises durant les étés 2007 et 2008 met en évidence des corrélations entre la variation temporelle des débits liquides, solides et celles du niveau de bruit à haute-fréquence (2-90 Hz). Il apparaît que pour ce type de rivière les sismomètres doivent être installés à des distances de la rivière inférieures à 50 m pour détecter le signal généré par les fractions les plus fines de grains en mouvement. Un éloignement supérieur diminuera l'aptitude à les détecter. Cette dernière étude a mis en évidence la nécessité d'effectuer des expériences de calibration sur le terrain et en laboratoire. Partiellement initiée durant cette thèse, la calibration doit permettre de mieux exploiter la richesse du signal sismologique.

À l'avenir, la recherche d'un site naturel, où les suivis hydrologiques et géomorphologiques denses sont effectués, est nécessaire pour calibrer un outil permettant de quantifier le transport de la charge de fond dans les rivières.

Mots-Clés : érosion – charge de fond – transport fluvial – processus de pente – système de suivi – Himalaya