APPROCHES MULTISCALAIRES DE L'ÉROSION DU VOLCAN MERAPI, INDONÉSIE

Contribution à la compréhension du déclenchement et de la dynamique des lahars

---

Thèse de Doctorat

Présenté par :

SANDY BUDI WIBOWO

Pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne
(Spécialité : Géographie Physique)

École Doctorale de Géographie de Paris, ED 434
Préparée au Laboratoire de Géographie Physique, UMR 8591, CNRS



Thèse soutenue publiquement le 4 novembre 2016 devant le Jury composé de :

Franck LAVIGNE	Professeur, Université Paris 1 Panthéon - Sorbonne	Directeur de Thèse
Étienne COSSART	Professeur, Université Lyon 3 Jean Moulin	Président du Jury
Yanni GUNNELL	Professeur, Université Lumière Lyon 2	Rapporteur
Pierre-Gil SALVADOR	Professeur, Université de Lille	Rapporteur
Susanne ETTINGER	IR, Bureau de Recherches Géologiques et Minières	Examinateur
Candide LISSAK	MCF, Université de Caen Basse-Normandie	Examinateur
Danang Sri HADMOKO	MCF, Universitas Gadjah Mada	Examinateur

Lahar coupant la route nationale en 2011 *(Lahar shutting down a national route in 2011)*



Source : http://jcpoweryogyakarta.blogspot.fr/

Link externe : https://picasaweb.google.com/JC.Krajan/See#slideshow/5761343719740841218

APPROCHES MULTISCALAIRES DE L'ÉROSION DU VOLCAN MERAPI, INDONÉSIE : Contribution à la compréhension du déclenchement et de la dynamique des lahars

par Sandy Budi Wibowo

Résumé

L'érosion des édifices volcaniques résulte d'une série de processus géomorphologiques qui se produisent pendant, avant ou sans éruption. Ce processus implique également le terme « *lahar* » qui décrit un écoulement rapide de la zone sommitale vers l'aval amenant des matériaux volcaniques mélangés à de l'eau avec une évolution de la dynamique d'écoulement dans l'espace et dans le temps. L'érosion des édifices volcaniques est encore mal connue, particulièrement en raison de la difficulté d'acquisition de données sur le terrain. Pourtant, les lahars ont causé à eux seuls au moins 44 250 morts de 1600 à 2010 dont 52 % à cause d'un seul évènement en 1985 (Nevado del Ruiz, Colombie).

Cette étude propose une approche multiscalaire pour mieux comprendre la nature de l'érosion des édifices volcaniques sur le déclenchement et la dynamique des lahars. L'éruption du volcan Merapi (Indonésie) en 2010 fut l'occasion de produire de nouvelles données de terrain. La première partie de la thèse, relative au déclenchement des lahars, repose sur des données de terrain et des expérimentations en laboratoire. Le travail de terrain avait pour but de comparer un bassin versant bouleversé par l'éruption de 2010 et un autre bassin versant non bouleversé, par le biais d'observations in-situ et d'instrumentation de terrain. En laboratoire, l'approche expérimentale fut réalisée en utilisant 8 scénarios différents sur un plan incliné. La deuxième partie, liée à la dynamique des lahars en mouvement, fut étudiée à partir du couplage vidéo-signaux sismiques. Les dépôts liés à ces lahars furent également analysés et mis en regard de la chronologie des écoulements.

Trois ans après l'éruption du Merapi en 2010, les lahars se sont raréfiés. Cependant, les dépôts de cendres juvéniles issues d'une autre éruption d'un volcan voisin (Kelud à Java Est) eurent comme résultat une augmentation significative du nombre de lahars à partir de février 2014. Le déclenchement des lahars fut également favorisé par des glissements de terrain connectés aux thalwegs, comme celui produit dans la nuit du 6 au 7 décembre 2012, que nous avons étudié en détail. La dynamique des deux lahars observés et filmés les 28 février et 18 mars 2014 fut divisée en 4 phases : (1) écoulement hyperconcentré, (2) pic de coulée de débris, (3) corps du lahar, (4) queue du lahar. L'analyse vidéo et l'observation in-situ sur les lahars en mouvement a permis de créer des hydrogrammes détaillés indiquant la profondeur, la vitesse, le débit et le nombre des blocs métriques flottés. La dynamique des lahars sur les différentes topographies du chenal a provoqué une fréquence sismique très différente. La formation des dépôts de lahars fut corrélée à la dynamique des écoulements et nécessita une observation in-situ pour la validation d'interprétation.

Mots clés : géomorphologie volcanique, érosion, lahar, observation in-situ, enregistrement vidéo, instrumentation géophysique, couplage vidéo-sismique, modélisation physique, Merapi, Indonésie.

PENDEKATAN MULTI-SKALAR EROSI GUNUNG MERAPI, INDONESIA: Kontribusi terhadap pemahaman tentang pemicu dan dinamika aliran lahar

oleh Sandy Budi Wibowo

Abstrak Bahasa Indonesia

Erosi kerucut vulkanik merupakan hasil dari serangkaian proses geomorfologi yang terjadi baik selama, sebelum atau tanpa erupsi. Proses ini juga melibatkan "lahar" yang didefinisikan sebagai aliran cepat dari daerah puncak gunung menuju hilir dengan membawa material vulkanik yang bercampur dengan air dimana dinamika alirannya terus berubah secara spasial dan temporal. Erosi struktur vulkanik masih sedikit ditelaah, terutama karena sulitnya pengumpulan data di lapangan. Padahal, lahar telah menyebabkan setidaknya 44.250 kematian dari tahun 1600 sampai 2010, dimana 52% -nya terkait dengan bencana pada tahun 1985 di gunung Nevado del Ruiz (Kolombia).

Penelitian ini mengusulkan pendekatan multi-skalar untuk lebih memahami karakteristik erosi kerucut vulkanik terutama yang terkait dengan pemicu dan dinamika aliran lahar. Letusan Gunung Merapi (Indonesia) pada tahun 2010 memberikan kesempatan untuk menghasilkan data lapangan baru. Bagian pertama dari disertasi ini, mengenai pemicu lahar, dilakukan berdasarkan data lapangan dan experimen laboratorium. Kegiatan lapangan dimaksudkan untuk membandingkan DAS yang terdampak oleh letusan 2010 dan DAS alami, melalui pengamatan in-situ dan instrumentasi lapangan. Di laboratorium, pendekatan eksperimental dilakukan dengan menggunakan 8 skenario yang berbeda pada flume. Bagian kedua dari disertasi ini berkaitan dengan dinamika aliran lahar aktif yang dipelajari dari perpaduan rekaman video dan sinyal seismik. Proses sedimentasi juga dianalisis dengan dipertimbangkan kronologi aliran lahar.

Tiga tahun setelah letusan Merapi pada tahun 2010, frekuensi kejadian lahar berkurang. Namun, sedimentasi abu vulkanik yang berasal dari gunung api lain (Kelud di Jawa Timur) telah mengakibatkan peningkatan jumlah lahar yang signifikan sejak Februari 2014. Pembentukan lahar juga dipicu oleh tanah longsor yang terjadi pada pada malam 6 menuju 7 Desember 2012 dimana materialnya terhubung langsung ke thalweg. Dinamika dua aliran lahar diamati dan difilmkan pada tanggal 28 Februari dan 18 Maret 2014. Lahar tersebut dibagi menjadi empat fase: (1) aliran hyperconcentrated, (2) puncak aliran debris, (3) tubuh lahar, (4) ekor lahar. Analisis video dan pengamatan in-situ pada lahar aktif sangat membantu pembuatan hidrograf secara rinci terkait dengan kedalaman aliran, kecepatan, debit dan jumlah batu yang terapung. Dinamika lahar pada topografi sungai yang berbeda menimbulkan frekuensi seismik yang sangat berbeda. Proses sedimentasi lahar sangat berkaitan dengan dinamika aliran lahar dan diperlukan pengamatan in-situ untuk memvalidasi interpretasi yang dibuat.

Kata kunci : geomofologi vulkanik, erosi, lahar, pengamatan in-situ, rekaman video, instrumentasi geofisika, perpaduan video-seismik, model fisik, Merapi, Indonesia

MULTI-SCALAIRE APPROACHES ON MERAPI VOLCANIC EROSION, INDONESIA : contribution to the understanding of lahar generation process and dynamics

by Sandy Budi Wibowo

Abstract

The erosion of volcanic edifices is a series of geomorphological processes that occurs during, before or without eruption. This process also involves the term "lahar" which is characterized by dense mixtures of volcanic materials and water, rapidly flowing from a volcano with important spatio-temporal rheological changes. The erosion of volcanic edifices is still poorly understood, particularly because data collection in the field is difficult. However, lahars have caused at least 44,250 deaths from 1600 to 2010 of which 52% due to a single event in 1985 (Nevado del Ruiz, Colombia).

This study proposes a multi-scalar approach to better understand the nature of the erosion of volcanic edifices, especially on lahar initiation process and dynamics. The eruption of the Merapi volcano (Indonesia) in 2010 was an opportunity to produce new data. The first part of this thesis focused on the lahar initiation process, was based on field data and laboratory experiments. The field work was intended to compare a volcanically disturbed watershed by the eruption of 2010 and an undisturbed watershed, by conducting in-situ observations and field instrumentation. In the laboratory, an experimental approach was performed using 8 different scenarios on a flume. The second part of the thesis related to the dynamics of two lahars in motion was conducted using coupling between video footage and seismic signal. Lahar deposits were also analyzed based on the chronology of the flows.

Three years after the eruption of Merapi in 2010, the frequency of lahar occurrence decreased. However, juvenile ash fall deposits (volcanic ash) from another eruption of a nearby volcano (Kelud in East Java) in February 2014 resulted a significant increase of lahars occurrence. Lahars triggering process was also favored by a landslides occurring in the night of 6 to 7 December 2012, of which the deposit was connected to the thalweg. The dynamics of the two lahars were observed and filmed on 28 February and 18 March 2014. Those lahars were divided into four phases: (1) hyperconcentrated flow, (2) the peak of debris flow, (3) lahar body, and (4) lahar tail. Video analysis and in-situ observation on active lahars allowed us to create detailed hydrographs indicating flow depth, velocity, discharge and the number of floated boulders. Lahar dynamics on different topography of the channel caused a very different seismic frequency. The formation of lahar deposits was correlated with the flow dynamics and required an in-situ observation for the validation of the interpretation.

Keywords : volcanic geomorphology, erosion, lahar, in-situ observation, video recording, geophysical instrumentation, coupling video-seismic, physical modelling, Merapi, Indonesia

ACERCAMIENTO MULTIESCALAR DE LA EROSIÓN DE VOLCÁN MERAPI, INDONESIA : Contribución a la comprensión del descenso y la dinámica de lahares

por Sandy Budi Wibowo

Resumen en español

La erosión de los edificios volcánicos es el resultado de una serie de procesos geomorfológicos que ocurre durante, antes o sin erupción. Este proceso también involucra el término "lahar", un flujo rápido de la cumbre de volcán hacia el rio que contiene una mezcla de materiales volcánicos y agua con cambio espacial y temporal. La erosión de los edificios volcánicos aún es poco estudiado debido a las dificultades para la obtención de los datos en el campo y además es peligroso. Mientras, los lahares han causado 44 250 muertos desde 1600 a 2010, en el cual de 52% ha sido causado por un evento único en 1985 (Nevado del Ruiz, Colombia).

Esta investigación propone un acercamiento multiescalar para entender mejor las características de erosión de los edificios volcánicos, en particular el proceso de descenso y la dinámica de lahares. La erupción del volcán Merapi (Indonesia) en 2010 fue una oportunidad para generar nuevos datos. La primera parte de esta tesis enfocada al proceso de iniciación de descenso de lahares, que fue basada en la obtención de los datos de campo y experimentos en el laboratorio. El trabajo de campo fue realizado con el objetivo de comparar una cuenca hidrográfica afectada por la erupción de 2010 y una otra cuenca natural, a través de la observación in-situ y la instrumentación geofísica en el campo. En el laboratorio, el trabajo fue realizado con 8 escenarios diferentes usando un canal artificial. La segunda parte de esta tesis fue relacionada a la dinámica de movimiento de lahares que se realizó a través del acoplamiento de vídeos y señales sísmicas. Se analizó también el proceso de sedimentación basado en la cronología de los flujos de lahares.

Tres años después de la erupción del Merapi en 2010, la frecuencia de ocurrencia de lahares se disminuye. Sin embargo, la sedimentación de ceniza volcánica de otra erupción de un volcán cercano (Kelud en Java Oriental) causó un aumento significativo de la ocurrencia de lahares desde febrero de 2014. La formación de lahares también se provocó por deslizamiento de tierra que se ocurrió en la noche de 6 a 7 de diciembre de 2012, en la que los materiales se juntaron directamente a la vaguada. La dinámica de dos flujos de lahares fue observada y grabada en video el 28 de febrero y 18 de marzo 2014. Estos dos lahares se dividieron en cuatro fases: (1) flujo hiperconcentrado, (2) el pico de flujo de escombros, (3) cuerpo de lahar, (4) cola de lahar. El análisis de video y la observación in-situ de lahares activos nos han ayudado a crear los hidrogramas en detalle que muestran la profundidad del flujo, la velocidad, la descarga y el número de rocas flotadas. La dinámica de lahares en diferentes topografías del canal causó una frecuencia sísmica muy diferente. El proceso de sedimentación de lahares se correlacionó con la dinámica de flujo y se requiere una observación in-situ para validar la interpretación.

Palabras claves: geomorfología volcánica, erosión, lahar, observación in-situ, videograbación, instrumentación geofísica, acoplamiento video-sismica, modelo físico, Merapi, Indonesia

SOMMAIRE

Introduction Générale 1

PARTIE I 7
Chapitre 1. Intérêt de travailler sur l'érosion du volcan Merapi 8
Chapitre 2. Nécessité de comprendre l'aléa lahar 21
Chapitre 3. Objectifs et méthodologie générale 36
Conclusion de la première partie 77

PARTIE II 81
Chapitre 4. Étude in-situ de l'érosion dans deux petits bassins versants voisins 82
Chapitre 5. Modélisation physique de déclenchement des lahars 116
Conclusion de la deuxième partie 163

PARTIE III 167
Chapitre 6. Dynamique des lahars en mouvement 168
Chapitre 7. Impacts morphometriques et dépôts associés 213
Conclusion de la troisième partie 252

Conclusion Générale 254

Références Bibliographiques 259
Annexe .....
Liste des figures .....
Liste des tableaux .....
Table des matières .....

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'érosion des édifices volcaniques, qui est le thème de cette thèse, résulte d'une série de processus géomorphologiques qui se produisent pendant, avant ou sans éruption. En Indonésie et au niveau international, le plus remarquable de ces processus est appelé « lahar ». Il s'agit d'un écoulement rapide de matériaux volcaniques mélangés à de l'eau de la zone sommitale vers l'aval. Les catastrophes passées liées aux lahars dans le monde ont causé au moins 44 252 morts de 1600 à 2010 (Aucker *et al.*, 2013) dont 52 % au cours d'un seul évènement à la fin du 20ème siècle lorsque la ville d'Armero en Colombie fut ensevelie par un lahar qui fit environ 23 000 victimes (Baxter et Horwell, 2015). Les principales catastrophes décrites dans les sources historiques sont synthétisées dans le tableau 1. Elles ont permis d'attirer l'attention du public dans le monde entier sur le phénomène des lahars. On notera que le nombre total de victimes indiqué dans les bases de données est en réalité sous-estimé du fait des victimes non recensées (les événements au cours desquels le nombre de morts est relativement limité n'étant pas répertoriés en tant que catastrophes).

Tableau 1 - **Les principales catastrophes liées à la survenue de lahars**.

Volcan, Pays	Année(s)	Morts	Destruction(s)	Référence(s)
Nevado del Ruiz, Colombie	1985	22 942	Ville d'Armero	Mojica *et al.*, 1985a ; Mojica *et al.*, 1985b ; Baxter et Horwell, 2015
	1845	1000		
Kelud, Indonésie	1586	10 000		Koning, 1919 ; Kemmerling, 1921 ; Escher 1920 ; van Bemmelen, 1949 ; Alzwar, 1985
	1919	5 160	Région de Srengat ; Ville de Blitar	
Galunggung, Indonésie	1822	4 011	114 villages ; Terres agricoles (caféières) ; 87 Canaux d'irrigation	Anonymous, 1832 ; Lyell, 1867 ; Neumann van Padang, 1951 ; Bardintzeff, 2011
Awu, Indonésie	1711	3 177	Royaume Maselihe (Kendahe)	Wichmann, 1921 ; Kusumadinata, 1979 ; IAVCEI, 1990
	1812	2 806		
	1856	3 000		
	1892	1 532		
Casita, Nicaragua	1998	2 500	Ville d'El Porvenir; Ville de Rolando Rodriguez; Autoroute panaméricaine	Kerle *et al.*, 2001 ; *Kerle et al.*, 2003 ; Devoli *et al.*, 2009

Les lahars peuvent atteindre une distance de 230 km à partir du sommet (Simkin et Siebert, 1994 ; Rodolfo, 2000 ; Vallance, 2005). Or, de nos jours, 800 millions d'habitants vivent dans un rayon de 100 km autour du sommet des volcans (Loughlin *et al.*, 2015). Nos ancêtres ont appris les aléas de l'érosion volcanique par leurs expériences et avaient tendance à éviter les zones les plus exposées. En revanche, ce moyen d'adaptation n'est plus satisfaisant aujourd'hui (Jakob et Hungr, 2005) car la population exposée est en constante augmentation. La pression démographique est exercée sur les terres et les ressources, y compris dans les zones d'aléas liés à l'érosion en milieu volcanique. Parce qu'il semble illusoire de chercher à réduire significativement l'exposition des enjeux aux lahars pour réduire leur potentiel meurtrier, il est fondamental de se doter d'une meilleure compréhension des lahars en tant que processus géomorphologiques.

En effet les catastrophes se produisent quand le développement s'accélère si vite dans les zones à risque qu'il ne laisse pas suffisamment de temps pour construire une connaissance approfondie des processus géomorphologiques. Le besoin de mesures préventives rend le grand public d'aujourd'hui beaucoup plus exigeant et curieux. Les catastrophes attirent toujours l'attention massive du grand public, des médias, des gouvernements et des scientifiques. Sur internet, les nouvelles se diffusent largement en temps réel et les vidéos en ligne sur les catastrophes reçoivent un très grand nombre de vues. Cela montre la forte nécessité d'une meilleure compréhension de ce processus géomorphologique.

Nous avons donc consacré cette recherche à étudier le processus de déclenchement et la dynamique de mouvement des lahars actifs par le biais d'un travail intensif sur le terrain et de la mise en application de technologies récentes. Le travail quotidien durant une longue période (2 ans) nous a permis d'observer plusieurs fois en détail les processus géomorphologiques en cours sur le terrain. Nous avons eu l'occasion de filmer plusieurs lahars dont deux particulièrement volumineux. Le volcan Merapi a été choisi en tant que site d'étude en raison de la grande quantité de matériaux remobilisables suite à sa dernière éruption centennale en 2010. A mi-parcours de la

thèse, nous avons également vécu l'impact de l'éruption du volcan voisin (Kelud) qui a mis le Territoire Spécial de Yogyakarta en état de catastrophe naturelle et influencé l'érosion au volcan Merapi.

Cette recherche a été intégrée dans le programme de recherche AXA SEDIMER 2012-2015 (*Sediment-related disasters following the 2010 eruption of Merapi Volcano, Java, Indonesia*) dont le laboratoire de Géographie Physique - UMR 8591 CNRS était le coordinateur. Ce projet avait pour but d'effectuer une étude pluridisciplinaire sur les lahars du Merapi, englobant la géologie, la géomorphologie, la géophysique, les sciences sociales, la santé et l'économie. Les sept WPs (*Work Packages /* groupes de travail) dans ce programme se sont focalisés sur la nature et les impacts des lahars depuis l'amont jusqu'à l'aval.

Cette thèse s'intéresse à l'érosion de l'édifice volcanique et fait partie des WP2 « Déclenchement des lahars sur les flancs du Merapi » et WP3 « Dynamiques des lahars et modélisation numérique ». Au sein de ces deux WPs, cette étude a proposé un travail sur le terrain pendant 2 saisons des pluies consécutives (2012-2013 ; 2013-2014) afin de réaliser : (1) des observations in-situ des écoulements et des variations géomorphologiques, (2) des simulations physiques du déclenchement des lahars et (3) des instrumentations de terrain. À la mi-parcours de cette thèse, notre travail sur la dynamique des lahars a également bénéficié d'échanges scientifiques avec l'équipe de géophysiciens du programme ANR DOMERAPI (*Dynamique d'un volcan d'arc à dômes de lave, le Merapi (Indonésie) : du réservoir magmatique aux processus éruptifs*), coordonné par J.P. Métaxian (Institut de Recherche pour le Développement – IRD).

Le travail présenté dans cette thèse n'est pas seulement adressé aux scientifiques. Nous essayons également de satisfaire la curiosité du grand public sur la compréhension des lahars. Une des vidéos constituant notre base de données (https://www.youtube.com/watch?v=wlVssRoaPbw) a été mise en ligne dans cette optique. Consultée depuis plus de 25 pays différents, elle a fait l'objet de requêtes par

des gens intéressés par les milieux volcaniques et souhaitant utiliser cette vidéo à des fins éducatives dans plusieurs pays (Mexique, Dominique, Montserrat, Royaume Uni, France, Indonésie). En dehors des avancées que ce travail apporte en termes de compréhension des lahars, nous souhaitons ainsi souligner son caractère appliqué en matière de sensibilisation du grand public aux phénomènes érosifs, aux lahars en particulier et aux risques associés.

Cette thèse se structure de la façon suivante (Fig. 1) :

L'introduction générale présente le contexte général de l'étude, les objectifs de recherche et la structure de la thèse.

La première partie, intitulée « Intérêt du sujet et état de l'art », est composée de trois chapitres :

- le premier chapitre présente l'intérêt de travailler sur le volcan Merapi ;
- le second chapitre aborde la nécessité de comprendre l'aléa lahar ;
- le troisième chapitre se focalise sur les objectifs et la méthodologie générale de la thèse.

La deuxième partie, intitulée « Déclenchement des lahars au Merapi », contient deux chapitres :

- le quatrième chapitre est consacré à une étude in-situ et comparative sur un bassin-versant perturbé par l'éruption Merapi en 2010 et un bassin-versant non perturbé ;
- le cinquième chapitre se focalise sur la simulation physique du déclenchement des lahars.

La troisième partie, intitulée « Processus de transport des lahars au Merapi et dépôts associés», est composée de deux chapitres :

- le sixième chapitre est centré sur l'étude de la dynamique des lahars fondée sur le couplage vidéo - signal sismique ;
- le septième chapitre décrit la chronologie de l'évolution géomorphologique et de la sédimentation des lahars au niveau du site instrumenté.

Cette thèse s'achève par une **conclusion générale** présentant les apports et les limites de cette recherche.

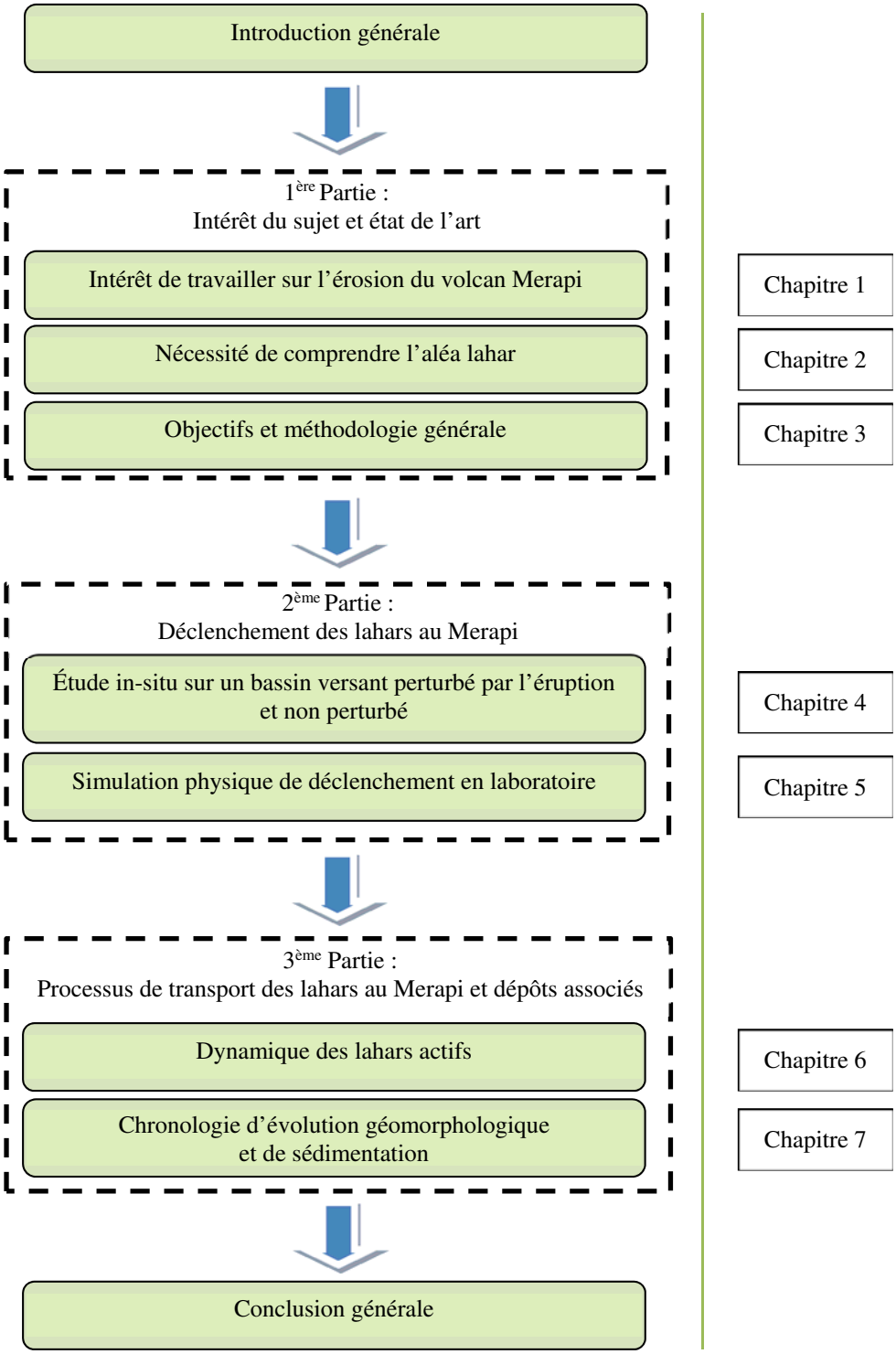


Figure 1 - **Structure de la thèse**. Le travail principal est divisé en trois parties : (1) l'intérêt du sujet et état de l'art, (2) le déclenchement des lahars au Merapi et (3) le processus de transport des lahars et dépôts associés.

PREMIÈRE PARTIE

Intérêt du sujet et état de l'art

Pourquoi le volcan Merapi est-il propice à l'étude de l'érosion d'un édifice volcanique ? Quel degré de connaissance des lahars avons-nous ? Quels sont les objectifs de cette thèse et comment les atteindre ?

Cette première partie de thèse se focalise sur le commencement de l'ensemble de la recherche effectuée pour répondre à ces trois questions de base. Il y a trois chapitres dans cette partie :

- Chapitre 1. Intérêt de travailler sur l'érosion du volcan Merapi
- Chapitre 2. Nécessité de comprendre l'aléa lahar
- Chapitre 3. Objectifs et méthodologie générale

CHAPITRE 1. INTÉRÊT DE TRAVAILLER SUR L'ÉROSION DU VOLCAN MERAPI

L'Indonésie a attiré l'attention des géographes, géologues et géophysiciens depuis bien longtemps (van Bemmelen, 1949). D'après Brown *et al.* (2015), ce pays possède 145 volcans qui ont produit 1 277 éruptions confirmées durant l'Holocène à l'échelle historique. Soixante-dix-neuf volcans ont fait 1 203 éruptions, parmi lesquels :

- 39 volcans ont engendré des coulées de lave (176 éruptions),
- 33 volcans ont engendré des coulées pyroclastiques (153 éruptions),
- 31 volcans ont engendré des lahars (108 éruptions), notés dans des rapports internes dans la littérature scientifique.

Parmi tous les volcans indonésiens, ceux de l'île de Java revêtent un intérêt spécial car leurs éruptions ont souvent provoqué des catastrophes majeures sur cette île très peuplée. Java a été le centre administratif du pays depuis l'époque des sultanats, puis à l'époque de la colonisation occidentale et de l'indépendance jusqu'à aujourd'hui. Cela explique que de nouvelles méthodes pour les aléas volcaniques aient été mises en œuvre là-bas (Neumann van Padang, 1983). Le Merapi est propice à l'étude de l'érosion d'un édifice volcanique car c'est un jeune stratovolcan actif (1.1) avec une dynamique hydro-géomorphologique active (1. 2) sous un climat tropical (1.3) qui se situe au milieu d'une région surpeuplée (1.4).

1.1. Un jeune stratovolcan actif : tectonique et géologie

1.1.1. Une subduction active

Les volcans actifs en Indonésie se situent dans 4 zones: (1) Arc de la Sonde, (2) Arc de Banda, (3) Arc de Halmahera et (4) Arc Sangihe (Fig. 2). Le volcan Merapi qui a une longue histoire éruptive fait partie de l'arc de la Sonde qui se trouve à 300 km au nord de la fosse de Java. Cette dernière est le résultat de la subduction active de la plaque australienne sous la plaque de la Sonde à une vitesse de 73 ± 0.8 mm/an (De Mets *et al.*, 2010). Sur le plan Wadati-Benioff, cette subduction se prolonge vers le nord jusqu'à au moins 1 500 km de profondeur et 2 000 km de largeur (plan horizontal) (Fig.

3). La pente qui varie de 40 à 60° à 100 km de profondeur, augmente avec la profondeur (Widiyantoro et van der Hilst, 1996).

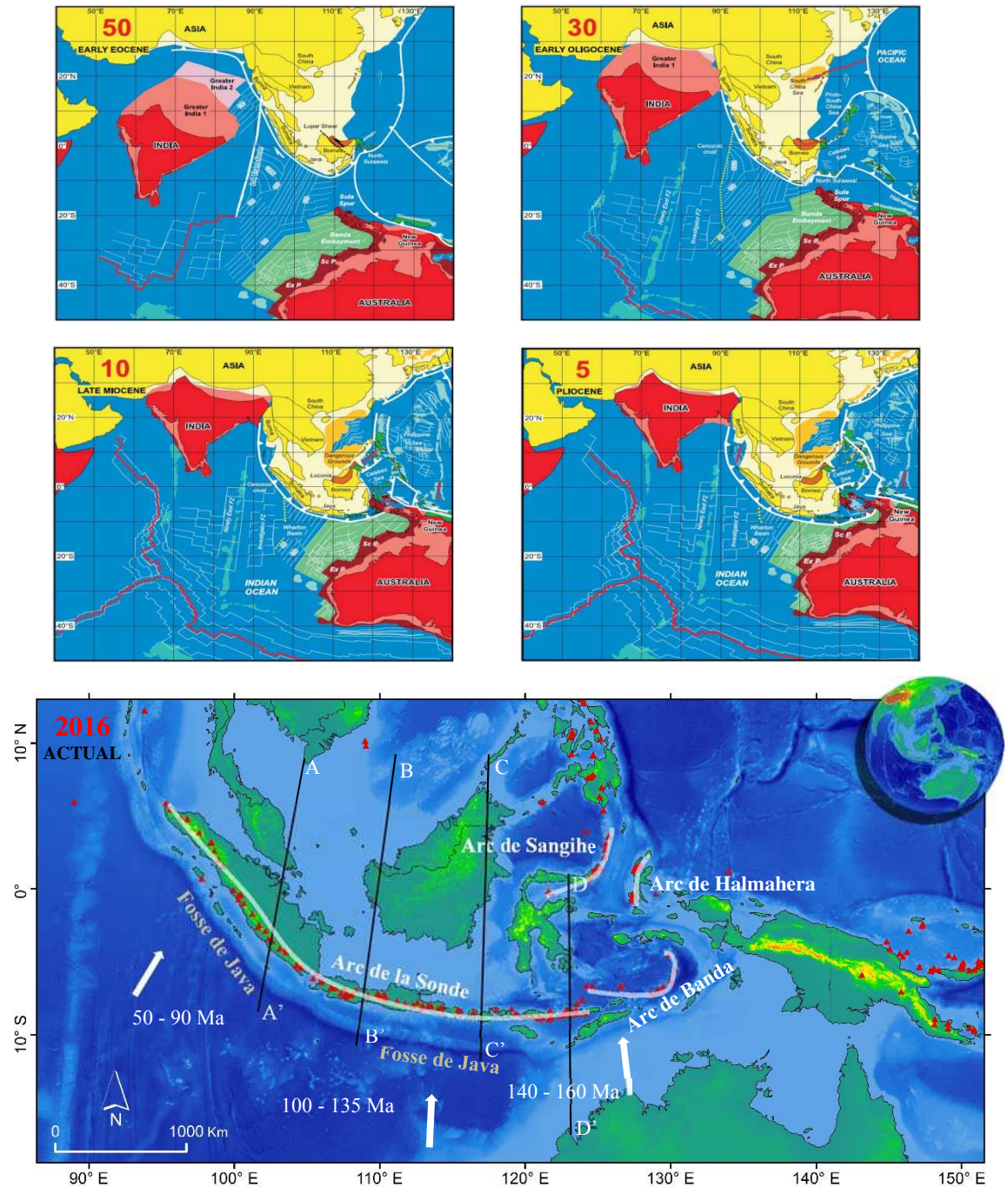


Figure 2 - **Paléo-reconstruction et carte actuelle de l'Indonésie**. L'ensemble des figures de la reconstruction depuis 160 Ma avec un intervalle de 5 Ma peut être consultés sur Hall (2012). Les 4 lignes noires sur la carte actuelle de l'Indonésie sont les coupes transversales pour la tomographie sismique effectuée par Widiyantoro et van der Hilst (1996).

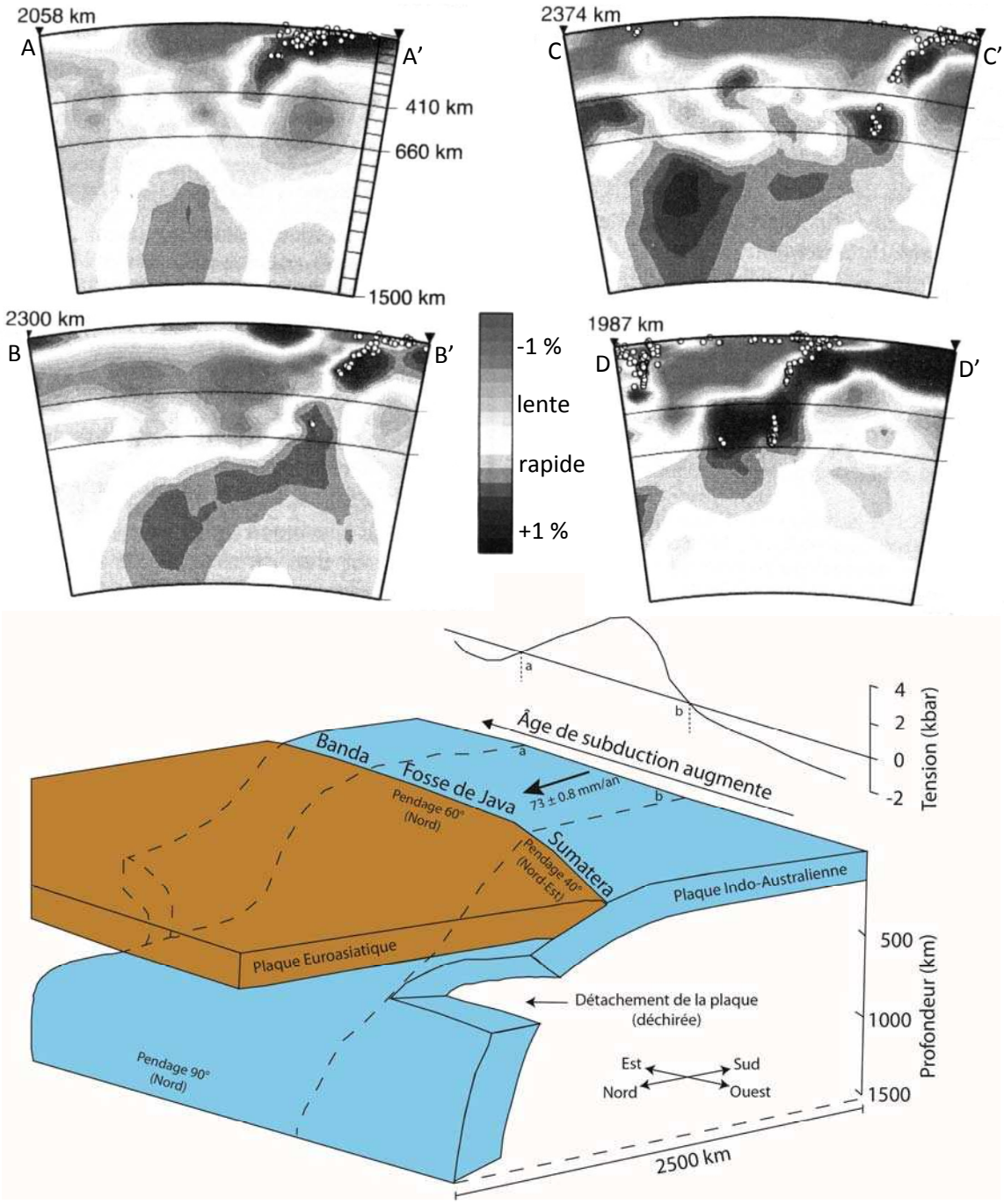


Figure 3 - **Subduction en Indonésie.** En haut : Coupe transversale de la tomographie sismique de l'arc de la Sonde (Widiyantoro et van der Hilst, 1996). Cela représente la vitesse d'ondes primaires (*P - wave*) relative au modèle IASP 91 (Kennett et Engdahl, 1991). Les points blancs sont des séismes ≥ 5,5 sur l'échelle de Richter.
En bas : Modèle conceptuel de la subduction, modifié d'après Widiyantoro et van der Hilst (1996). La vitesse de la subduction est calculée par de Mets *et al.* (2010).

La relation entre subduction et magmatisme est bien connue (Oxburgh et Turcotte, 1970). Dans le coin mantellique (*mantle wedge*), la plaque plongeante fond à cause du réchauffement frictionnel dans la zone Wadati-Benioff et la croûte continentale en-dessus se raccourcit et se compresse. La subduction au niveau de la fosse de Java a commencé il y a 110 Ma quand le bloc de Java Est s'est séparé totalement de la plaque Australienne et a commencé à être collé à la frontière de la plaque de la Sonde (Tab. 2). Cette subduction s'est arrêtée entre 85 Ma et 45 Ma lors de la collision d'un fragment continental à la frontière de la plaque de la Sonde. Cela explique l'absence de preuves de l'activité volcanique en Indonésie pendant cette période (Smythe *et al.*, 2008).

L'augmentation de la vitesse de déplacement de la plaque australienne vers le nord il y a 45 Ma a réactivé cette subduction (Hall et Smyth, 2008). Cela a formé l'ancienne chaîne montagneuse au sud de Java, entre l'Oligocène et le Miocène. Au début et au milieu du Miocène (20 Ma), l'ancien volcanisme à Java s'est arrêté ou a diminué. La collision entre la plaque australienne et la partie Est de la plaque de la Sonde a provoqué la rotation de Java et de Bornéo dans le sens antihoraire. Cette rotation a causé l'absence de nouveaux matériaux dans le coin mantellique et ensuite la fin du magmatisme.

Après la fin de cette rotation au milieu du Miocène (12 - 10 Ma), l'activité volcanique a recommencé et cela a formé le volcanisme moderne (dont le Merapi fait partie) au nord de l'ancienne chaîne montagneuse (Hall et Smyth, 2008). Étant donné que la vitesse et la direction de la subduction ne changent pas, la pérennité de l'activité éruptive du Merapi est assurée (Tab. 3), avec la production régulière de nouveaux matériaux pyroclastiques. Or, les dépôts de ces matériaux sur les flancs sont remobilisables par les lahars.

Tableau 2 - **Géochronologie de la région Java / Merapi depuis 160 Ma.** La formation du volcan Merapi est liée au développement de la section Est de Java.

	Echelle de Temps			Description	Référence(s)
	Age	**Période**	**Epoque**		
Merapi	6 500 BP	Quaternaire	Holocène	Nouveau Merapi : Formation de dômes de lave et leurs effondrements	Gertisser *et al.* (2012) ; Newhall *et al.* (2000) ; Camus *et al.* (2000) ; Berthomier (1990)
	30 000 BP		Fin Pléistocène	Ancien Merapi : Caldera d'avalanche	Gertisser *et al.* (2012)
	170 000 BP		Début Pléistocène	Proto Merapi : Mont Turgo et Plawangan (au sud) et Mont Bibi (au nord)	Gertisser *et al.* (2012)
Arc de la Sonde (Section Java Est)	5 Ma	Néogène	Pliocène	Extension de la superficie de Java jusqu`à aujourd'hui	Hall et Smyth (2008)
	12 - 10 Ma	Néogène	Fin mi-Miocène	Arrêt de la rotation de Java et réactivation du volcanisme plus au nord (volcanisme moderne)	Hall et Smyth (2008) ;
					Soeria-Atmadja *et al.* (1994)
	?	Néogène	Début mi-Miocène	Absence de changement de vitesse et de direction de la subduction	Hall et Smyth (2008) ;
				Rotation de la partie est de Java et de Bornéo et avancement de la zone de subduction et de la plaque plongeante (*hinge advance*) à l'est de l'arc de la Sonde, arrêt du volcanisme ancien	Soeria-Atmadja *et al.* (1994)
	20 Ma	Néogène	Miocène	Diminution du développement de l'ancienne chaîne montagneuse au sud du Java	Hall et Smyth (2008)
	?	Paléogène	Oligocène	Formation avancée de l'ancienne chaîne montagneuse au sud du Java	Hall et Smyth (2008)
	45 Ma	Paléogène	Mi-Eocène	Séparation entre la plaque australienne et la plaque antarctique, réactivation de la subduction à Java suivie de la formation de l'ancienne chaîne montagneuse au sud de Java	Vroon *et al.* (1993);
					Hall et Smyth (2008)
	45 - 85 Ma	?	?	Absence d'enregistrement d'activité volcanique, arrêt de la subduction	Smyth *et al.* (2008)
	85 Ma	Crétacé	Supérieur	Collision d'un fragment continental à la frontière de l'arc de la Sonde, arrêt de la subduction	Hall et Smyth (2008), Hall (2012)
	90 Ma	Crétacé	Supérieur	Collision de la section Java Est à la frontière de la plaque de la Sonde	Hall (2012)
	110 Ma	Crétacé	Inférieur	Séparation de la section Java Est de la plaque australienne et début de la subduction	Hall (2012)
	152 Ma	Jurassique	Supérieur	Datation de la plus vieille croûte de Java	Tregoning (1996)
	160 Ma	Jurassique	Supérieur	Début de déplacement du bloc Java Est vers l'équateur	Hall (2012)

Tableau 3 - **Chronologie des éruptions holocènes du volcan Merapi.** VEI = Indice d'Explosivité Volcanique ; Ex = explosions ; PF = coulées pyroclastiques ; PS = déferlantes pyroclastiques ; D = croissance du dôme ; LF = coulée de lave au sommet ; L = lahars ; Ph = activité phréatomagmatique (Siebert *et al.*, 2015 ; Gertisser *et al.*, 2011 ; Thouret *et al.*, 2000 ; Voight *et al.*, 2000).

	Année	Description	Victimes
Merapi (la suite)	2010	VEI 4 (Ex, PF, PS, D, LF, L)	341
	2006	VEI 1 (PF, D)	2
	1997	VEI 2 (Ex, PF, D)	1
	1994	VEI 2 (Ex, PF, PS, L)	56
	1992	VEI 2 (Ex, PF, D, L)	?
	1986	VEI ≤ 3 (D, Ex, LF)	1
	1984	VEI 3 (Ex, PF, PH, D, L)	?
	1976	VEI ≤ 3 (LF, PF, L)	29
	1972 - 1975	VEI 3 (Ex, PF, LF, D, L)	9
	1969	VEI 3 (Ex, PF, D, PS, L)	1
	1961	VEI 2 (Ex, PF, LF, PS, L)	6
	1953-1956	VEI 3 (Ex, PF, PH, LF, D)	64
	1943	VEI 2 (Ex, PF, LF, D)	?
	1934	VEI 3 (Ex, PF, LF, D)	?
	1930-1931	VEI 3 (Ex, PF, LF, D, PS, L)	1369
	1922	VEI 2 (Ex, D, LF)	?
	1920-1921	VEI 3 (Ex PF, D, L)	35
	1908-1913	VEI 2 (Ex, D, L, PF)	?
	1902-1904	VEI 2 (Ex, D, LF, PF)	16
	1887-1889	VEI 3 (Ex, PF, LF, D)	?
	1871-1872	VEI 4 (Ex, TF, PF, D)	?
	1862-1864	VEI 2 (Ex, PF, LF, D)	?
	1849	VEI 3 (Ex, PF, LF)	centaines
	1846-1847	VEI 3 (Ex, PF, LF, D)	?
	1837-1838	VEI 3 (Ex, PF, LF, D)	?
	1832-1835	VEI 3 (Ex, PF, LF, D)	32
	1822-1823	VEI 3 (Ex, PF, L, D)	100
	1811	VEI 1 (?)	?
	1810	VEI 1 (?)	?
	1807	VEI 2 (?)	?
	1797	VEI 1 (?)	?
	1786	VEI 1 (?)	?
	1768	VEI 2 (?)	?
	1755	VEI 2 (?)	?
	1752	VEI 2 (?)	?
	1745	VEI 2 (?)	?
	1679	VEI 3 (?)	?
	1678	VEI 3 (?)	?
	1672	VEI 3 (Ex, PF, L)	3000
	1663	VEI 3 (?)	?
	1658	VEI 3 (?)	?
	1587	VEI 3 (?)	?
	1584	VEI 3 (?)	?
	1560	VEI 3 (?)	?
	1554	VEI 3 (?)	?
	1548	VEI 3 (?)	?
	1480±300	VEI ≤ 3 (?)	?
	1440±100	VEI ≤ 3 (?)	?
	1380±300	VEI ≤ 3 (?)	?
	1300±75	VEI ≤ 3 (?)	?
	1230±200	VEI ≤ 3 (?)	?
	1190±30	VEI ≤ 3 (?)	?
	1140±150	VEI ≤ 3 (?)	?
	1090±100	VEI ≤ 3 (?)	?
	1010±25	VEI ≤ 3 (?)	?
	940±100	VEI ≤ 3 (?)	?
	870±100	VEI ≤ 3 (?)	?
	680±200	VEI ≤ 3 (?)	?
	630±30	VEI ≤ 3 (?)	?
	540±50	VEI ≤ 3 (?)	?
	480±75	VEI ≤ 3 (?)	?
	410±150	VEI ≤ 3 (?)	?
	280±150	VEI ≤ 3 (?)	?
	190±300	VEI ≤ 3 (?)	?
	120±75	VEI ≤ 3 (?)	?
	20±300	VEI 4 (?)	?
	-340±500	VEI ≤ 3 (?)	?
	-700±150	VEI ≤ 3 (?)	?
	-1010±200	VEI ≤ 3 (?)	?
	-1180±75	VEI ≤ 3 (?)	?
	-1410±50	VEI ≤ 3 (?)	?
	-1770±75	VEI ≤ 3 (?)	?
	-1890±55	VEI ≤ 3 (?)	?
	-2910±150	VEI ≤ 3 (?)	?
	-4690±75	VEI ≤ 3 (?)	?
	-7310±300	VEI ≤ 3 (?)	?
	-8780±150	VEI ≤ 3 (?)	?

1.1.2. Géologie du volcan Merapi

Le Merapi est un volcan à l'histoire complexe ayant compris une alternance d'épisodes effusifs et explosifs (c.f. Tab. 3). Afin de déterminer les phases de construction de l'édifice du Merapi, les volcanologues ont utilisé principalement l'approche stratigraphique et les datations K-Ar, Ar-Ar et ^{14}C (pour la période la plus récente <50 ka) (van Bemmelen, 1949; Bahar, 1984; del Marmol, 1989; Wirakusumah *et al.*, 1989; Berthommier, 1990 ; Newhall *et al.*, 2000 ; Gertisser *et al.*, 2012). Si son histoire éruptive récente est désormais bien connue, l'interprétation de la formation du Merapi est encore débattue.

L'étude la plus récente sur la formation du volcan Merapi propose trois étapes simplifiées: Proto Merapi, Ancien Merapi et Nouveau Merapi (Gertisser *et al*, 2012). Le Proto Merapi, établi à partir de 170 ka (kilo années), a vu la formation des deux collines basaltiques (Mont Turgo : 138±3 ka ; Mont Plawangan : 135±3 ka) au sud du cône volcanique actuel. Cette étape est également caractérisée par un petit édifice volcanique d'andésite basaltique (Mont Bibi : 109 ± 60 ka) au nord du volcan.

L'étape suivante est l'Ancien Merapi daté de 30 ka. Cette étape est marquée par le développement d'un stratovolcan de type andésite basaltique, qui a ensuite été détruit par une ou plusieurs avalanches de débris et a laissé au nord du cône actuel une trace de caldera d'avalanche datée à 4.8±1.5 ka.

L'étape du Nouveau Merapi commence après cet évènement et est caractérisée par la construction continue d'un dôme de lave andésitique dans le cratère sommital. Cette construction de dôme s'accompagne périodiquement de sa destruction partielle ou totale. Les causes de cette destruction sont la déstabilisation gravitaire du dôme au cours de l'extrusion ou de violentes explosions qui forment des écoulements pyroclastiques (Gertisser *et al*, 2012; Newhall *et al*., 2000; Camus *et al*., 2000; Berthomier, 1990). La géométrie du dôme et le climat influencent également le processus de destruction sous forme des mouvements gravitaires (Beauducel, 1998). Ce cycle de construction-destruction du dôme est à l'origine des dépôts de matériaux pyroclastiques sur les

pentes du volcan, dans des zones où les cours d'eau prennent leur source. Ces matériaux pyroclastiques sont alors remobilisables par les lahars.

1.2. Des précipitations intenses propices au déclenchement des lahars

Le Merapi est situé dans la zone tropicale. La période des précipitations est divisée en 2 saisons : (1) la saison sèche d'avril à septembre, et (2) la saison des pluies d'octobre à mars. La formation de ces deux périodes de précipitations est liée au positionnement du soleil qui varie entre 23,5° Nord et 23,5° Sud (Fig. 4).

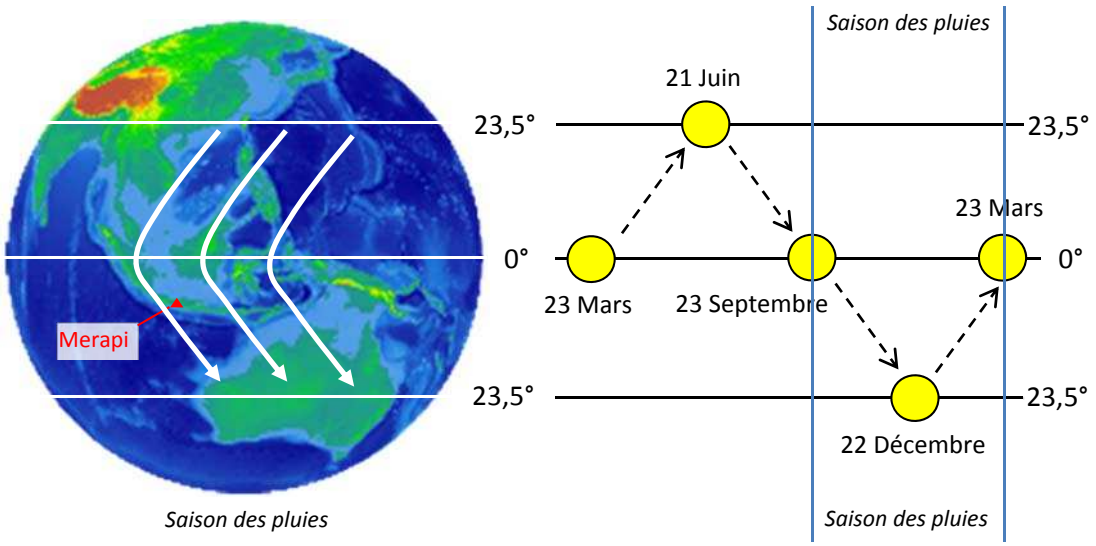


Figure 4 – **Direction des vents humides près de la surface de la Terre pendant la saison des pluies et positionnement du soleil.** La force de Coriolis provoque la déviation de la direction des vents. Ce phénomène est connu en tant que mousson. Le Merapi est indiqué par un triangle rouge dans le globe.

Du 23 septembre au 23 mars, le soleil se positionne dans l'hémisphère sud. Cela entraine le réchauffement de l'air dans la partie sud de la Terre. Du point de vue thermodynamique, ce réchauffement change les valeurs de la pression et du volume de l'air dans l'équation suivante :

$$P.V = n.R.T \qquad (1)$$

où P est la pression (Pa), V est le volume (m3), n est la quantité de matière (mole), R est le constant des gaz (8,314 J K^{-1} mol^{-1}), T est la température (K).

Selon le principe de thermodynamique, l'augmentation de la température est suivie par l'augmentation du volume et la diminution de la pression de l'air dans l'hémisphère sud, si la quantité de matière ne change pas. Cela explique le fait que l'air chaud se déplace en hauteur car sa densité diminue. L'air froid de l'hémisphère nord se déplace vers le sud car sa pression est plus élevée. Cet air froid reste à proximité de la surface de la Terre car sa densité est supérieure à celle de l'air chaud. Ce déplacement d'air créé les vents qui amènent également l'humidité issue de l'évaporation de la mer de Chine Méridionale et de l'Océan Pacifique. C'est pour cette raison qu'il y a une saison des pluies en Indonésie et donc au Merapi.

Les précipitations pendant le pic de la saison des pluies sont très fortes. Les précipitations mensuelles peuvent dépasser 400 mm en saison des pluies (Lavigne et Thouret, 2002 ; de Bélizal, 2012). Près de 70 % des pluies et donc des lahars qui en résultent se produisent dans l'après-midi entre 14h et 19h (Lavigne, 1998 ; Suwa, 2004 ; Lavigne *et al.,* 2000). Les lahars déclenchés pendant la nuit et le matin correspondent à des précipitations intenses répétées sur plusieurs jours (de Bélizal, 2012). En raison des pluies abondantes et du stock quasi permanent de matériel disponible, le déclenchement des lahars est toujours assuré en saison des pluies normale, que ce soit avec ou sans éruption.

À l'échelle globale, le Merapi subit également l'impact de l'évènement climatique El Niño, qui peut réduire la fréquence et la magnitude des lahars, comme ce fut le cas après l'éruption du volcan Galunggung à Java en 1981 (Hamidi, 1983 ; Philander, 1983 ; Canbby, 1984 ; Sudrajat et Tilling, 1984). En revanche, l'effet de La Niña favorise le déclenchement de lahars car les précipitations se multiplient par rapport à la saison des pluies normale, dépassant de plus de 1000 mm/mois la quantité moyenne de précipitations (de Bélizal, 2012).

1.3. Hydro-géomorphologie du volcan

L'édifice volcanique est divisé en trois zones (amont, intermédiaire, aval) définies en fonction des caractéristiques hydro-géomorphologiques du volcan.

1.3.1. Zone amont (> 1000 m d'altitude)

Cette zone se trouve dans un rayon de 5 km du sommet. Le processus de destruction de dôme, que ce soit pendant ou après une éruption, et les dépôts les plus proches de matériaux non-consolidés issus de ce processus se situent dans cette zone. À proximité du cratère, cette zone est caractérisée par une pente très raide (supérieure à 45 %). Plus éloignée du sommet, la pente est plus faible (15%) avec des vallées profondes pouvant atteindre 70 m. Des gorges étroites dévoilent l'existence de tufs volcaniques plus anciens. L'érosion du versant est causée non seulement par l'incision du lit des vallées, mais aussi par les effondrements des berges de la rivière. Le dépôt colluvial est ensuite facilement emporté par les lahars pendant la saison de pluie.

Dans la zone amont se trouvent les sources des cours d'eau du Merapi. Comme sur les autres stratovolcans, le réseau hydrographique du Merapi est de type radial et il contient 21 cours d'eau au total. L'ouverture du cratère vers le sud-est est connectée directement à la source de la rivière Gendol. Quant à la densité de la couverture végétale, elle est très variable d'un lieu à l'autre, diminuant en général à proximité du sommet.

1.3.2. Zone intermédiaire (300 - 1000 m d'altitude)

Cette zone s'étend de 5 à 20 km du sommet. La pente moyenne de la zone intermédiaire atteint 15%. Des dépôts plus éloignés de matériaux éruptifs non-consolidés se trouvent dans la zone intermédiaire. Ces matériaux ont été transportés lors de coulées, déferlantes ou bien retombées pyroclastiques. Des dépôts anciens de coulées de lave basaltique ou andésitique bien consolidées sont recouverts par des dépôts non-consolidés d'écoulements pyroclastiques plus récents. Les vallées sont généralement moins profondes (10 - 50 m) par rapport à la zone amont.

Après l'éruption de 2010, les 17 chenaux dans la zone intermédiaire furent empruntés par les lahars. Dans cette zone, les lahars débordent parfois de la rivière, comme ce fut le cas pour la Putih (de Bélizal, 2012) et la Gendol (Solikhin, 2015). L'activité alluvio-colluviale est toujours existante dans ce talus et a causé aux agriculteurs des pertes de terre dues au recul des berges des rivières. Les lahars de faible magnitude s'arrêtent dans cette zone, mais les lahars très volumineux continuent en zone aval.

1.3.3. Zone aval (< 300 m d'altitude)

Au Merapi, les lahars peuvent aller dans toutes les directions et très loin jusqu'à la zone aval. Cette dernière est caractérisée par une pente très faible (< 4 %) et des versants réguliers. Dans cette zone, les 17 chenaux empruntés par les lahars se jettent dans le fleuve Progo à l'ouest et le fleuve Opak au sud. Puisque la pente est très faible, ces cours d'eau tendent à être à méandres. Les matériaux des lahars se déposent donc facilement. Dans cette zone, ils se mélangent aux dépôts alluviaux fluviatiles.

1.4. Un volcan surpeuplé

Le volcan Merapi a été catégorisé par L'Association Internationale de Volcanologie et de Chimie de l'Intérieur de la Terre (*IAVCEI*) comme l'un des 16 « volcans de la décennie » en 1990, à savoir les volcans considérés comme étant les plus à risque dans le monde (Newhall, 1999). En effet, le Merapi a une histoire riche en éruptions et il est situé dans une région surpeuplée. Lors de la dernière grande éruption en 2010 (VEI = 4), plus de 50 000 personnes habitaient à moins de 4 km du sommet, situé à la limite de la zone dite « interdite » (BPS, 2010). La répartition spatiale de la densité de population autour du Merapi est présentée sur la figure 5.

Même si la répartition de la population est caractérisée par une décroissance classique des densités avec l'altitude, la densité de population sur le volcan varie entre 935 et 1901 habitants au km^2 avec le taux de croissance entre 0,37% et 1,02% (BPS, 2008). Ces fortes densités s'expliquent par le fait que le Merapi est une montagne

volcanique fertile et possède une place très importante dans la culture traditionnelle javanaise (Lavigne *et al.*, 2008 ; Lavigne *et al.*, 2015).

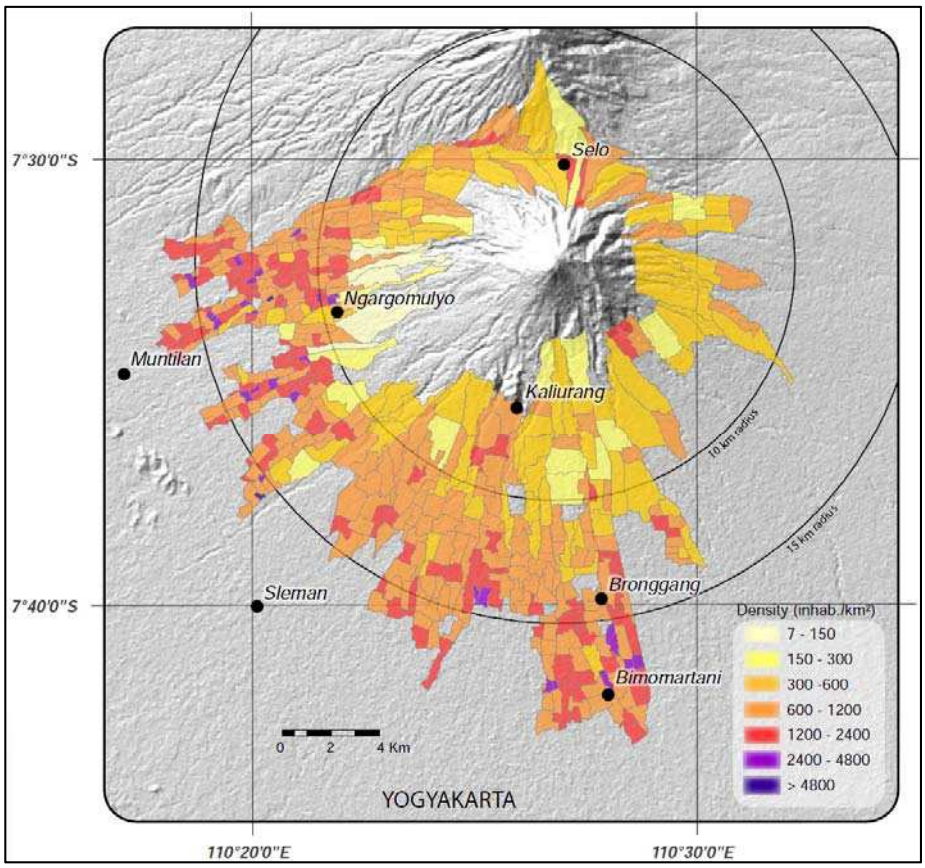


Figure 5 - **Densité de population autour du Merapi.** La population la plus exposée aux lahars se trouve de l'ouest au sud. (Lavigne *et al.*, 2015).

Dans la zone amont, la population la plus exposée aux lahars est celle qui habite au bord des vallées. Dans les zones intermédiaires et aval, l'agglomération de Yogyakarta (3,6 millions d'habitant en 2015 ; densité de plus de 4800 habitants/km^2) se développe parmi les 17 corridors de lahars. Cette agglomération, située 25 km au sud du Merapi, constitue l'une des principales destinations touristiques, commerciales et pour l'enseignement supérieur du pays, attirant ainsi des gens de l'extérieur (nationaux, voire internationaux). Or, les zones bâties sont construites sur les dépôts anciens d'écoulements pyroclastiques et de lahars.

1.5. Conclusion

Ces explications ci-dessus montrent que le volcan Merapi est propice à l'étude de l'érosion d'un édifice volcanique car ce jeune stratovolcan actif possède des caractéristiques hydro-géomorphologiques très dynamiques à cause du climat tropical. La pérennité de l'activité éruptive du Merapi est assurée, avec la production régulière de nouveaux matériaux pyroclastiques en moyenne tous les 4 ans. Or, ces matériaux déposés sur les flancs sont remobilisables par les lahars. Ce processus géomorphologique devient très important car il y a une population dense autour de ce volcan en tant qu'enjeux. Cette condition pourrait également être trouvée sur d'autres volcans dans le monde.

CHAPITRE 2. NÉCESSITÉ DE COMPRENDRE L'ALÉA LAHAR

Le terme Indonésien « *Lahar* » décrit un processus d'érosion d'édifice volcanique. Il est caractérisé par un écoulement rapide de la zone sommitale vers l'aval amenant des matériaux volcaniques mélangés à de l'eau avec une évolution de la dynamique d'écoulement dans l'espace et dans le temps (Schmidt, 1934 ; Escher, 1931a,b ; van Bemmelen, 1949; Smith et Fritz, 1989; Voight, 1990; Neall, 2004; Vallance, 2005). Le comportement des écoulements des lahars englobe celui des écoulements hyperconcentrés et des coulées de débris qui peuvent passer de l'un à l'autre au cours d'un seul événement. Les lahars sont également caractérisés par une très large variation de magnitude et une haute fréquence d'occurrence car ils peuvent se produire pendant une éruption, après une éruption ou bien sans éruption (syn-, post-, et non-éruptifs) (Crandell, 1971 ; Lavigne et Thouret, 2000 ; Vallance et Iverson, 2015).

2.1. Terminologie

L'occurrence des lahars est déjà décrite dans la littérature ancienne javanaise en Indonésie, notamment le récit épique appelé *Pararaton*. Des commerçants chinois, arabes et les navigateurs portugais ont également mentionné ce phénomène dans leurs carnets de voyage avant les années 1600. Les hollandais, qui sont arrivés plus tard à l'époque de la colonisation, ont rapporté ce phénomène sans mentionner le terme local, par exemple dans les écrits de Valentijn (1724) sur l'éruption du volcan Awu en 1711 et du volcan Api Siau en 1712 ; Horsfield (1816a, b) sur une éruption du volcan Butak Patarangan et du Gouverneur Anglais Raffles (1817) sur une éruption de Kelud.

La terminologie « lahar » (équivalent du terme hollandais « *Zandstroom* ») est introduit largement dans la littérature hollandaise suite au volumineux rapport de Junghuhn (1854) sur une expédition au volcan Kelud et sur l'éruption du Galunggung en 1822. Les autres auteurs ont ensuite également confirmé le terme lahar au volcan Kelud (Arriëns, 1854) et au volcan Ijen (Reinwardt, 1858). À la même période (années 1850), le *Dienst van het Mijnwezen* (bureau néerlandais d'études géologiques) a été créé

et les événements volcaniques commençaient à être systématiquement documentés dans des revues scientifiques hollandaises sur l'Indonésie (ou Indes orientales néerlandaises), telles que *Natuurkundig tijdschrift voor Nederlandsch-Indië*, *Tropisch Nederland*, ou bien *Tijdschrift voor Neêrlands Indië.* Les recherches en sciences de la Terre au sens large ont été de mieux en mieux documentées et en 1932 il y avait déjà 5518 publications dans la seule revue *Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap*.

En 1922, Escher a introduit des références d'études de lahars aux volcans indonésiens (notamment Kelud, Semeru, et Galunggung), qui n'étaient pas encore connues par les Américains, probablement à cause de la barrière linguistique (Escher, 1922). Cette publication avait pour but de corriger les interprétations sur l'origine des dépôts chauds et les fumeroles de la *Valley of Ten Thousand Smokes* proposée par Griggs (1917; 1918a, b, c ; 1921 ; 1922). Cette vallée est en effet le résultat de la plus grande éruption du 20ème siècle à l'origine du volcan Novarupta et Katmai en Alaska. Cela a attiré l'attention du *National Geographic Society,* le financeur des premières expéditions post-éruptives menées par Griggs. Cet établissement est aujourd'hui connu par son logo d'un cadre jaune, son *National Geographic Channel* et son magazine *National Geographic*. Les dépôts en question ressemblent beaucoup à ceux des lahars syn-éruptifs au Kelud qui avaient déjà été observés bien plus tôt. Depuis, la communauté scientifique internationale, y compris anglophone, a utilisé le terme lahar. Avant les années 1950, ce terme était déjà adopté très largement dans la littérature scientifique comme souligné par van Bemmelen (1949).

Dans cette littérature, il existe aussi le terme islandais « *Jökulhlaup* » qui décrit un écoulement rapide à l'origine de l'eau de fonte d'un glacier comme au Groenland, en Islande, au Norvège, et en Antarctique. Ce phénomène n'a normalement rien à voir avec les volcans (Gudmundsson, 2015). En revanche, les « Jökulhlaups volcanogéniques», qui transportent des sédiments volcanoclastiques, constituent des jökulhlaups hyperconcentrés. Ils sont par conséquent associés aux lahars, malgré des différences fondamentales au niveau de la magnitude (volumes et débits le plus souvent plus élevés

que ceux des lahars), la fréquence d'occurrence (plus rares) et leur évolution rhéologique (plus limitée) (Fisher, 2004 ; Edwards *et al*., 2015).

D'autres phénomènes plus ou moins similaires aux lahars existent dans les régions montagneuses d'autres parties du monde, tels que *Debris Flows* (pays anglophones), Laves Torrentielles (pays francophones), *Corrientes de Derrubios* ou *aluvión de lodo* (pays hispanophones), *Colata di Detrito* ou *frana* (Italie), *Dosekiryu* / 土石流 (Japon), *Níshíliú* / 泥石流 (Chine). Étant donné que les matériaux des régions montagneuses sont différents de ceux des régions volcaniques, ces phénomènes se produisent avec une fréquence et une magnitude beaucoup moins élevée par rapport à celles des lahars (Vallance, 2005).

2.2. Modes de déclenchement des lahars

Anderson (1933), MacDonald (1972), Neall (1976a, b), l'UNDRO (1976), Crandell (1971), Scott (1988), van Wyk de Vries *et al.* (2000), Lavigne et Thouret (2000), Scott *et al.* (2005), Witham (2005), Gudmundsson *et al.* (2008), de Benedetti *et al.* (2008), Zobin (2009), Wibowo *et al.* (2015) identifient que les lahars au sens large peuvent être déclenchés par les neuf phénomènes suivants (auxquels cette étude propose d'en rajouter un) :

1. Eruption explosive dans un lac de cratère ou d'un maar (Indonésie : Galunggung en 1822, Kelud en 1919 ; Nouvelle Zélande : Ruapehu en 1969 ; Italie : Colli Albani en 398 av. J.-C.)
2. Ouverture d'une brèche dans un lac de cratère à cause d'une défaillance structurale de la paroi (Nouvelle Zélande : Ruapehu en 1953 et 2007; France : Montagne Pelée en 1902 ; Philippines, Parker en 1995)
3. Glissement de terrain (Nouvelle Zélande : Whakaari/White Island en 1914 ; Nicaragua : Casita en 1998)
4. Liquéfaction du dépôt d'avalanche de débris saturé en eau (États-Unis : St. Helens en 1980), parfois aggravée par des tremblements de terre (Guatemala : Fuego en 1917 ; Japon : Ontake en 1984 ; État-Unis : Mauna Loa, 1868)

5. Fonte superficielle de la neige et de la glace par des retombées de cendres (États-Unis : St. Helens en 1980, Redoubt en 2009 ; Colombie : Nevado del Ruiz en 1985 ; Équateur : Cotopaxi, 1877 ; Japon : Tokachidake en 1926)
6. Éruption sous-glaciaire (Islande : Öraefajökull en 1727 ; Katla en 1918 ; Grímsvötn en 1954 ; Eyjafjallajökull en 2010)
7. Contact entre un écoulement pyroclastique et la neige et/ou la glace (Japon : Tokachidake en 1926),
8. Intrusion d'une coulée pyroclastique dans un cours d'eau (Japon : Asamayama en 1783 ; Guatemala : Santa Maria en 1929 ; États-Unis : St. Helens en 1980 ; Russie : Bezymianny en 1956)
9. Forte averse pendant une éruption (Indonésie : Merapi en 1976, Agung en 1963) ou forte pluie voire tempête sur des dépôts plus anciens après une éruption (Nicaragua : Casita en 1998 ; Guatemala : Santa Maria en 1902 ; Costa Rica : Irazú après 1964 ; Mexique : Colima après 1991 ; Philippines : Pinatubo après 1991, Mayon après 1968 et 1984 ; Indonésie : Merapi après 1994 et après 2010, Semeru après 1981, Gamalama après 2011, Papandayan après 2002, Kelud après 2014, Sinabung après 2013)
10. Averse sur le dépôt des cendres volcaniques très fraîches issues de l'éruption d'un volcan voisin (Indonésie : Agung en 1816 suite à l'éruption du Tambora en 1815; Merapi en 2014 suite à l'éruption du Kelud la même année - *Cette étude, Chapitres 6 et 7*).

Ces modes de déclenchement sont synthétisés par la figure 6 en respectant leur numérotation.

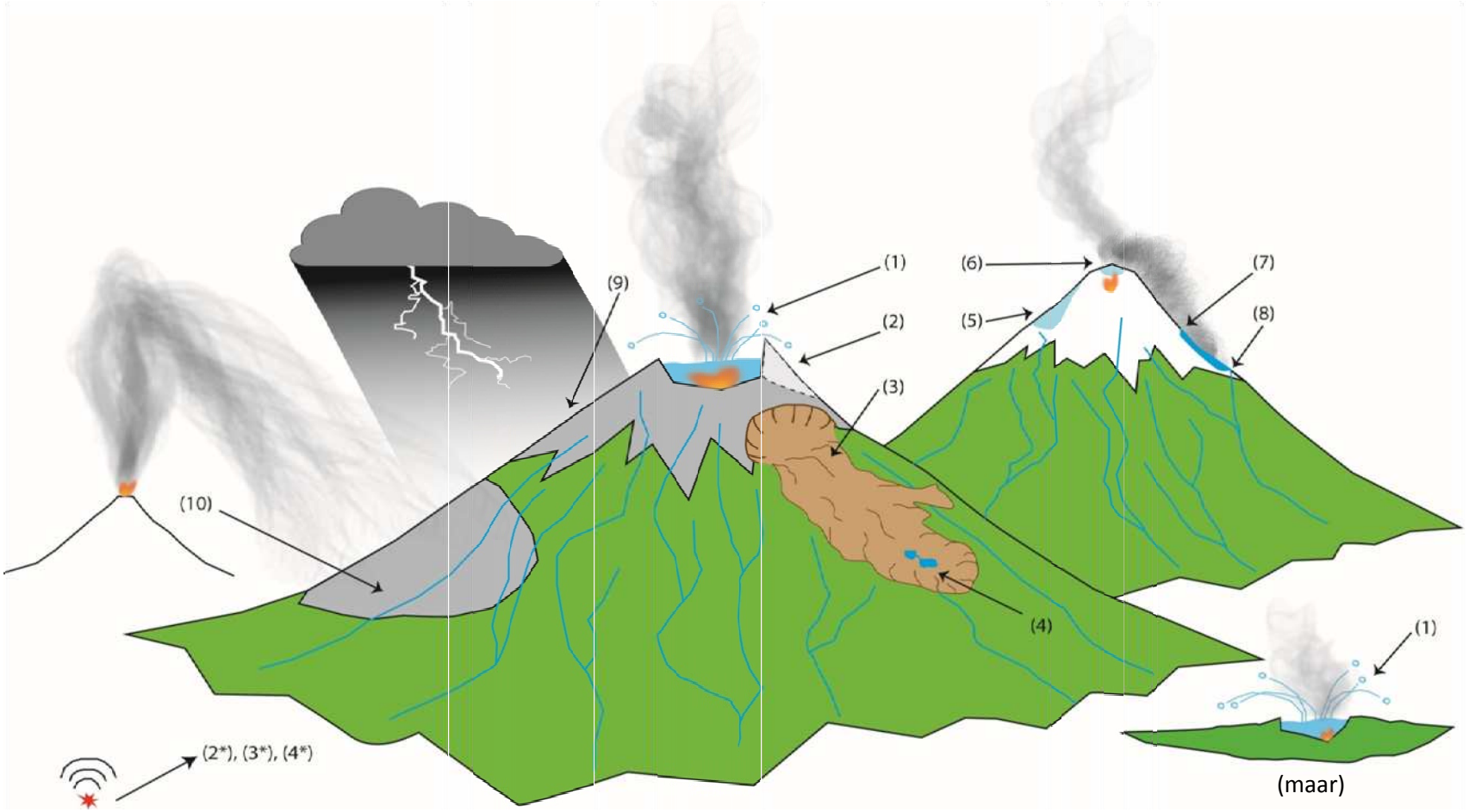


Figure 6 - **Schéma des types de déclenchement des lahars**. (1) Éruption explosive dans un lac de cratère ou un maar; (2) Ouverture d'une brèche du lac de cratère ; (3) Glissement de terrain ; (4) Liquéfaction du dépôt d'avalanche de débris ; (2*, 3*, 4*) Tremblement de terre qui aggrave le type de déclenchement numéro 2, 3, 4 ; (5) Fonte surfacique de la neige et de la glace par les retombés de cendre; (6) Éruption sous-glaciaire ; (7) Contact entre un écoulement pyroclastique et la neige et/ou la glace et de l'eau ; (8) Intrusion d'une coulée pyroclastique dans un cours d'eau (9) Averse pendant une éruption ou après une éruption ; et (10) Averse sur le dépôt des cendres d'un volcan voisin (Cette étude – Chapitres 6 et 7).

2.3. Dynamique des lahars

Selon Lavigne et Thouret (2000), les lahars englobent trois phases d'écoulement, nommées (1) coulée de débris, (2) écoulement hyperconcentré, (3) écoulement fluviatile. Une coulée de débris contient un mélange d'eau et de matériaux volcanoclastiques dont le pourcentage de la partie solide est supérieur à 60 % en volume et 80 % en poids (Pierson et Costa, 1987). Un écoulement hyperconcentré est classifié par un pourcentage de matériaux de 20 - 60% en volume et 40 - 80% en poids (Beverage et Culbertson, 1964). Cronin *et al.* (1997, 1999, 2000), Pierson et Scott (1985) et Pierson (2005) ont proposé un pourcentage plus faible (11 - 54 % en volume) en précisant également les pourcentages en poids des matériaux (fines : 20 - 60 % ; sables : 30 - 70 % ; graviers : 0 - 15 %). Un écoulement fluviatile est, quant à lui, défini par le pourcentage de la partie solide le plus faible entre ces trois phases, c'est-à-dire inférieur à 4 % en volume et 10 % en poids (Waananen *et al.,* 1970). Cependant, ils ne sont présent qu`à l'extrême fin de certains lahars qui se diluent progressivement et qui se transforment en écoulement fluviatile.

Du point de vue hydrodynamique, les lahars possèdent des comportements remarquables au niveau vitesse et débit. La vitesse des lahars varie de 2 à 40 m/s et le débit peut atteindre jusqu'à six millions de m^3/s (Tab. 4). Les variations de vitesse et de débit dépendent de la charge solide, la nature de la matrice, la topographie et la rugosité du chenal.

Tableau 4 - **Comparaison simplifiée de vitesses et de débits de lahars passés dans le monde.**

Paramètre	Valeur	Volcan	Référence(s)
Vitesses instantanées (m/s)	15	Merapi	Lavigne *et al.* (2000a)
	30	St Helens	Cummans (1981)
	40	Tokachidake	Mizuyama et Miyamoto (1989)
Débits (millions m^3/s)	0,25	St Helens	Janda *et al.* (1981)
	0,64 - 4,8	Aniakchak	Waythomas *et al.* (1996)
	2,6 - 6	Cotopaxi	Mothes *et al.* (1998)

La compétence des lahars est si forte qu'ils peuvent transporter des blocs de plusieurs dizaines de tonnes jusqu'à quelques kilomètres de leur source. Cette compétence est liée très fortement à (1) la flottabilité, (2) les forces de dispersion et (3) la cohésion de la matrice (Lavigne et Thouret, 2000). La flottabilité (*Buoyancy* en anglais) indique une faible différence de densité entre la partie solide et liquide des lahars. Les forces de dispersion (*dispersive pressure* en anglais) entrainent l'élévation des blocs vers la surface de l'écoulement à cause des collisions entre les particules en suspension. La cohésion de la matrice influence également la pression du fluide.

L'anatomie d'un lahar est généralement divisée en trois parties : (1) le front, (2) le corps et (3) la queue. Le front est caractérisé par un manque de pression du fluide, alors que le corps et la queue possèdent une pression du fluide respectivement très forte puis bien plus faible. Les interprétations existantes tendent à lier les trois anatomies et les trois phases des lahars (Lube *et al.*, 2012 ; Vázquez *et al.*, 2014). Le front est interprété comme une coulée de débris, alors que le corps et la queue correspondent souvent à un écoulement hyperconcentré. D'un point de vue géophysique, la phase de coulée de débris est caractérisée par des signaux sismiques d'une grande amplitude de $2.3\times\ 10^{-3}$ m/s et des basses fréquences de 10 à 30 Hz. La phase d'écoulement hyperconcentré est définie par des signaux de plus petite amplitude de $7{,}8 \times 10^{-4}$ m/s et des fréquences plus élevées de 30 à 50 Hz (Vázquez *et al.*, 2016).

En fait, ce schéma théorique n'a jamais été véritablement prouvé par manque d'observations de terrain. Il est seulement fondé sur les données instrumentales obtenues sur les volcans Semeru (Doyle *et al.*, 2010 ; Cole, 2011), Colima (Zobin et al., 2009 ; Vásquez *et al.*, 2016), et Ruapehu (Cole *et al.,* 2009). D'un autre côté, les observations, parfois accompagnées de prélèvements, n'ont que rarement été confrontées à des données instrumentales, comme le cas de Semeru (Lavigne *et al.,* 2003), Merapi (Lavigne et Thouret, 2002 ; Lavigne, 2004) et Papandayan (Lavigne *et al.,* 2004). Par ailleurs, les prélèvements ne sont effectués que sur les côtés et à la surface des lahars de petite magnitude, le plus souvent dans la zone intermédiaire (Lavigne *et al.,* 2004 ; Lavigne et Suwa, 2004). Le prélèvement devient difficile voire

impossible car dangereux pour les gros lahars dans la zone amont où les vallées sont étroites et profondes. La comparaison entre ces deux méthodes (observations et instrumentation) a été faite au Merapi (Lavigne *et al.*, 2000) mais il a manqué une interprétation détaillée car l'observation n'a pas été pas accompagnée d'une analyse vidéo.

L'anatomie d'un lahar est instable. Un lahar peut contenir plusieurs pulsations qui induisent des variations très brusques de débit à l'intérieur d'un évènement. Ces pulsations sont d'origine climatique, éruptive, rhéologique, géomorphologique ou composite : variation d'intensité des pluies, explosions phréato-magmatiques d'un lac de cratère, instabilité de comportement d'écoulement, interruption topographique d'un chenal et surtout provenance de différents tributaires (Lavigne et Thouret, 2000).

Les pulsations rendent le pouvoir érosif des lahars beaucoup plus fort qu'un écoulement fluviatile normal car elles augmentent de façon instantanée la concentration sédimentaire, la densité du fluide et la profondeur d'écoulement. Selby (1993) estime que le pouvoir érosif des lahars atteint six fois celui des écoulements fluviatiles. C'est pour cela que les lahars sont considérés comme le premier agent d'érosion des édifices volcaniques.

2.4. Dépôt des lahars

Les dépôts de lahars résultent de la remobilisation de dépôts pyroclastiques par l'eau sont aussi appelés dépôts volcanoclastiques. Ces dépôts sont généralement caractérisés par une épaisseur d'ordre métrique par événement et peuvent atteindre jusqu'à plusieurs mètres. La taille des matériaux transportés varie de plusieurs mètres pour les blocs à quelques microns pour la fraction argileuse. La stratification d'un dépôt volcaniclastique peut contenir un granoclassement (1) normal, (2) inverse, (3) symétrique inverse à normal, (4) symétrique normal à inverse, (5) multi-normal et (6) multi-inverse (Fig. 7). Uniquement pour les lahars qui contiennent des ponces suite à une éruption importante (VEI $\geq$ 4), il y a un mélange entre un granoclassement normal

pour les lithiques et une absence de granoclassement pour les ponces vésiculées, uniformément réparties à l'intérieur du dépôt.

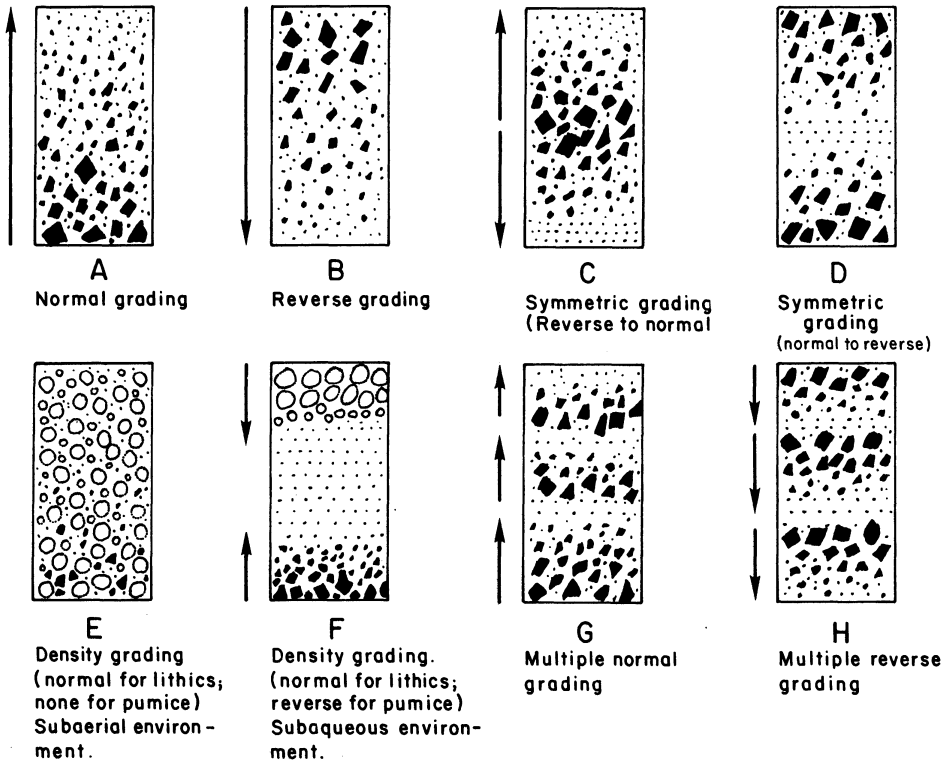


Figure 7 – **Granoclassement des lahars (Fisher et Schmincke, 1984).**

Un dépôt stratifié avec un granoclassement normal résulte d'une aggradation progressive qui commence par les gros blocs à la base et les matériaux fins au sommet d'un dépôt volcanoclastique. Le granoclassement inverse est caractérisé par les matériaux fins en bas et les gros blocs en haut. Les granoclassements symétriques inverse à normal et normal à inverse sont une combinaison entre ces deux derniers types dans la partie basse et la partie haute d'un dépôt.

L'interprétation des dépôts de lahars est classiquement catégorisée comme suit : (1) dépôts mal triés avec une distribution bimodale voire trimodale, correspondant à une phase de coulée de débris. Cette distribution est calquée sur celle des dépôts de coulées pyroclastiques (généralement bimodale au Merapi) ; (2) dépôt mieux triés (distribution

unimodale) résultant d'un écoulement hyperconcentré. Cette interprétation se base uniquement sur la granulométrie.

Fortement lié à la dynamique des lahars (point 2.3), la formation d'un dépôt volcanoclastique s'effectue soit en masse, soit par aggradation progressive. Le dépôt en masse est suggéré par les publications anciennes (Middleton, 1967 ; Johnson, 1970 ; Sparks, 1976 ; Pierson, 1981 ; Costa, 1984 ; Major et Voight, 1986 ; Whipple, 1994), pour accommoder une idée d'aggradation instantanée de l'ensemble des strates. Une interprétation plus récente, celle d'une aggradation progressive, est fondée respectivement sur les résultats des simulations physiques sur le plan incliné (*flume simulation*) de l'USGS (Major, 1997) et sur des évidences de l'évolution géomorphologique avant et après les lahars au Merapi (Lavigne, 1998).

L'interprétation de dépôt en masse fait encore débat car elle est fondée seulement sur une analyse stratigraphique, alors que l'interprétation d'aggradation progressive par la simulation physique à l'USGS n'est représentative que de petits chenaux très pentus. L'analyse de l'évolution géomorphologique nécessite obligatoirement une présence à deux moments clés, juste avant et juste après le lahar, afin d'avoir la preuve que le dépôt observé résulte d'un seul lahar. La comparaison avec les données hydrologiques relevées pendant un lahar en mouvement dans un chenal actif devient fondamentale afin d'arriver à une meilleure interprétation de la formation d'un dépôt volcanoclastique.

Quant à l'interprétation sédimentologique, liée à la reconstruction des phases de lahars, les publications existantes ont tendance à se fonder sur la taille granulométrique des strates de dépôts (Lavigne et Thouret, 2002). Or, ces interprétations ne sont pas accompagnées par des analyses vidéo détaillées. La question qui apparaît est donc : le seul critère sédimentologique est-il suffisant pour interpréter les phases de lahars ?

2.5. Evolution des méthodes d'étude des lahars

La chronologie de l'évolution des méthodes d'étude des lahars est synthétisée en quatre groupes : avant l'éruption du Kelud en 1919 (2.5.1), après l'éruption du Kelud en 1919 (2.5.2), après les éruptions successives de cinq volcans avant 2000 (2.5.3) et après les années 2000 - jusqu'à aujourd'hui (2.5.4).

2.5.1. Avant l'éruption du Kelud en 1919 : observations de terrain après les lahars, description, témoignages, mesures de prévention

L'étude des lahars a débuté par des observations de terrain après des lahars syn-éruptifs qui ont causé des milliers de victimes. En dehors de la littérature ancienne javanaise et probablement romaine, ce type d'étude est utilisé depuis le 18ème siècle (Valentijn, 1724) où les ouvrages scientifiques commencent à être mieux documentés. Ce type d'étude est toujours mis en œuvre à l'heure actuelle. Les observations non détaillées sont celles qui se font par hasard, alors que les observations plus détaillées sont réalisées après une catastrophe majeure liée à un lahar. En général, il s'agit principalement de descriptions de terrain quelques jours ou semaines après l'événement (Junghuhn, 1854 ; Arriëns 1854) et secondairement de témoignages des populations locales (Anonyme, 1832).

La quantification d'un grand nombre de victimes et de dégâts fait apparaitre le besoin de mesures de prévention. L'exemple qui est préservé jusqu'à aujourd'hui est le tunnel de drainage dans la paroi du Maar de Colli Albani construit par les Romains en 394 av. J.-C. (de Benedetti *et al.*, 2008). L'autre exemple est la migration de l'ancien royaume de Mataram du pied du volcan Merapi en direction de Java Est (van Hinloppen Labberton, 1921 ; Andreastuti *et al.*, 2006). Cette migration, dont une des raisons serait l'activité intense du Merapi, est datée de 928 d'après une étude historique (Boechari, 1976) et correspond à la datation ^{14}C de l'éruption de 940 ± 100 (Siebert *et al.*, 2015). Cette interprétation est cependant débattue, d'autres causes pouvant aussi bien expliquer la migration (Murwanto *et al.*, 2010).

2.5.2. Après l'éruption du Kelud en 1919 : description approfondie et officielle, photos de terrain, photos aériennes, cartographie, prévention

Le tristement célèbres lahars du volcan Kelud en 1919 ont initié une phase d'observations plus attentives. Afin de faciliter ce travail, le premier établissement volcanologique gouvernemental dans le monde a été créé en Indonésie. Ce service fut le seul du même type jusqu'à ce que le Japon, les États-Unis et l'Italie créent le leur presque 20 ans après (Neumann van Padang, 1983). La description plus approfondie de lahars est couplée avec des photos de terrain après certains évènements (Anonyme, 1920), et également intégrée dans la cartographie (Escher, 1931a, b). La description qualitative est accompagnée par des informations quantitatives sur le volume d'écoulement et la superficie de dépôt.

Des mesures préventives, qui avaient été acceptées sur le papier jusque-là sans être réalisées, ont finalement été mises en œuvre sur le terrain. Par exemple, le lac de cratère du Kelud a été vidangé par le biais de tunnels à différentes altitudes (van Rummelen, 1953a, b, c ; Neumann van Padang, 1960) dont la maintenance a ensuite été assurée (Zen et Hadikusumo, 1965). Les autres mesures préventives ont été la construction de les collines d'évacuation, ou en Indonésien *Gumuk Pelarian* (Suryo, 1986 ; Thouret *et al.*, 2007) et la mise en place du système *Sabo*, c'est-à-dire des barrages pour contrôler la vitesse et le débordement d'un écoulement (Itoh *et al.*, 2013). Les premiers appareils sismiques ont été installés. L'armée a facilité l'acquisition de photos aériennes et a organisé des survols par les volcanologues pour étudier la région. Les études sédimentologiques et la comparaison de coupes transversales ont été mises en place (Gorshkov, 1962 ; Tedesco, 1965 ; Bloomfield *et al.,* 1977).

2.5.3. Après les éruptions successives du Mont St. Helens en 1980, Galunggung en 1982, Nevado del Ruiz en 1985, Kelud en 1990 et Pinatubo en 1991 : études approfondies et instrumentales

Les articles scientifiques de cette période traitent des évènements catastrophiques. Etant donné que ces évènements impliquent des enjeux très importants (beaucoup des victimes et de dégâts), ils ont attiré l'attention du grand public. Ces

recherches sont également la base d'avancement des connaissances contemporaines des lahars. Il s'agit de la mise en application:

- d'observations visuelles sur le terrain en aval d'un cours d'eau (Scott, 1988) ;
- de capteurs acoustiques et sismiques (Haldey et LaHusen, 1995 ; Marcial *et al.* 1996 ; Tuñgol et Regalado, 1996) ;
- de modèles expérimentaux physiques (Major, 1997) et numériques (McEwen et Malin, 1989 ; Vignaux et Weir, 1990 ; Pareschi, 1992 ; Caruso et Pareschi, 1993 ; Schilling, 1998) ;
- des analyses des précipitations (Rodolfo *et al*, 1989; Thouret *et al*, 1998), ;
- de SIG (Janda *et al.*, 1981 ; Cummans, 1981 ; Pierson, 1985 ; Crandell, 1987 ; Houghton, 1987 ; Scott, 1988 ; Scott, 1989 ; Waitt, 1989 ; Rodolfo *et al*., 1989 ; Pierson *et al.*, 1990 ; Thouret, 1990 ; Best, 1992 ; Pierson *et al.*, 1992 ; Dorova et Meyer, 1994 ; Thouret *et al.,* 1998 ; Lavigne, 1999) ;
- d'approches socio-économiques (Hall, 1992 ; Verstappen, 1992 ; Mothes, 1992 ; Leone et Gaillard, 1999) ;
- de photos aériennes (Janda *et al.*, 1981 ; Cummans, 1981 ; Pierson, 1985 ; Houghton, 1987 ; Scott, 1988 ; Major et Newhall, 1989 ; Waitt, 1989 ; Pierson *et al*., 1990 ; Best, 1992 ; Verstappen, 1992 ; Dorova et Meyer, 1994 ; Scott et al, 1995) ;
- d'études de comportement d'écoulement des lahars (Cummans, 1981 ; Pierson, 1985 ; Pierson et Costa, 1987 ; Scott, 1988 ; Scott, 1989 ; Rodolfo *et al.*, 1989 ; Pierson *et al.,* 1990 ; Pierson, 1995 ; Iverson, 1997; Pierson, 1998).

2.5.4. Après les années 2000 - jusqu'à aujourd'hui : l'ère de la modélisation et de l'instrumentation high-tech

Depuis les années 2000, les scientifiques n'attendent plus d'évènements majeurs pour faire évoluer la connaissance sur les lahars. Les recherches se font régulières avec des publications plus nombreuses par rapport aux périodes précédentes. Fondamentalement, les méthodes mises en œuvre sont le développement des approches précédentes à l'aide de l'avancement technologique. Les méthodes utilisées sont :

- des modèles expérimentaux physiques (Iverson *et al.,* 2010 ; Paik *et al.*, 2012) ;
- des modèles mathématiques et numériques (Aguilera *et al.*, 2004 ; Kelfoun et Druitt, 2005 ; Carranza et Castro, 2006 ; Begueria et al., 2009 ; Hungr et McDougall, 2009 ; Carrivick *et al.*, 2009) ;
- la télédétection (Solikhin *et al.*, 2015) ;
- des analyses vidéo (Lavigne *et al.,* 2003 ; Gomez et Lavigne, 2010 ; Starheim *et al.,* 2013) ;
- la combinaison des capteurs géophysiques (Doyle *et al.,* 2010) ;
- l'tilisation de sismomètres larges bandes (Zobin, 2009) ;
- du SIG (Thouret *et al.*, 2007) ;
- des mesures de prévention (Massey *et al.*, 2010) ;
- l'étude de la dynamique d'écoulement des lahars (Ter-Stepanian, 2002).

Les protocoles précédents sont bien évidement encore utilisés, par exemple :

- les observations de terrain post événements (Lavigne, 2004, de Bélizal, 2012) ;
- les observations visuelles sur le terrain (Lavigne *et al.,* 2003, de Bélizal, 2012) ;
- les preuves sédimentologiques (Lecointre *et al.,* 2004 ; Thouret *et al.,* 2007 ; Ettinger *et al.,* 2007 ; Paguican *et al*., 2009) et études morphologiques des vallées (Ville *et al.*, 2015).

2.6. Conclusion

La connaissance sur les lahars est développée depuis longtemps dans les régions volcaniques. Malgré les récentes avancées scientifiques dans ce domaine, il demeure quelques lacunes dans cette connaissance à cause de manque d'observations directes sur le terrain. Aux nombreux modes de déclenchement des lahars rapportés dans la littérature, nous avons identifié un nouveau mode : la remobilisation de cendres déposées par une éruption lointaine. L'interprétation sur la dynamique des lahars est encore très dépendante de l'instrumentation géophysique. Le processus de sédimentation est seulement interprété à partir de la granulométrie des strates des

dépôts, sans chronologie détaillée. Cela montre une espace à développer pour perfectionner les connaissances géomorphologiques sur l'érosion des édifices volcaniques.

CHAPITRE 3. OBJECTIFS ET MÉTHODOLOGIE GÉNÉRALE

3.1. Objectifs

Afin de déterminer les objectifs puis la méthode de la thèse, nous avons dressé un état des lieux de l'étude de l'érosion des édifices volcaniques dans le monde en utilisant l'approche 5W-1H (*What, Why, Where, When, Who* et *How* / ou en français : Quoi, Pourquoi, Où, Quand, Qui, et Comment (Fig. 8). De nos jours, la compréhension de l'érosion des édifices volcaniques est limitée du fait de la reconnaissance des processus, de la difficulté d'accès à certaines zones et du manque d'enregistrements vidéo automatisés (*Caméra IP*) des processus en cours. Or, la compréhension du déclenchement, de la dynamique et des impacts géomorphologiques des lahars est importante pour l'étude de l'érosion des édifices volcaniques car elle donne des indications précieuses sur le volume de matériaux érodés en amont (blocs de lave et matériaux fins remobilisés).

Sur le sujet de l'érosion des édifices volcaniques, la majorité des études traitent principalement de la situation après le passage des lahars (impacts des lahars passés). D'autres se focalisent sur la situation avant l'évènement en proposant des modélisations et des scénarios sur les prochains lahars. En revanche, les études approfondies et les évidences sur ce qui se passe pendant l'évènement (déclenchement et dynamique des lahars) ne sont pas encore suffisantes. Or, ce type d'étude est indispensable pour répondre aux besoins de la connaissance scientifique sur les lahars et également pour améliorer la gestion des risques induits.

Le cadre scientifique de la thèse s'articule autour de ces trois grands objectifs :

a. analyser les processus de déclenchement des lahars en amont du cours d'eau et en laboratoire;
b. étudier la dynamique des lahars en mouvement;
c. mieux appréhender les processus d'érosion et de dépôt des matériaux volcaniques remobilisés.

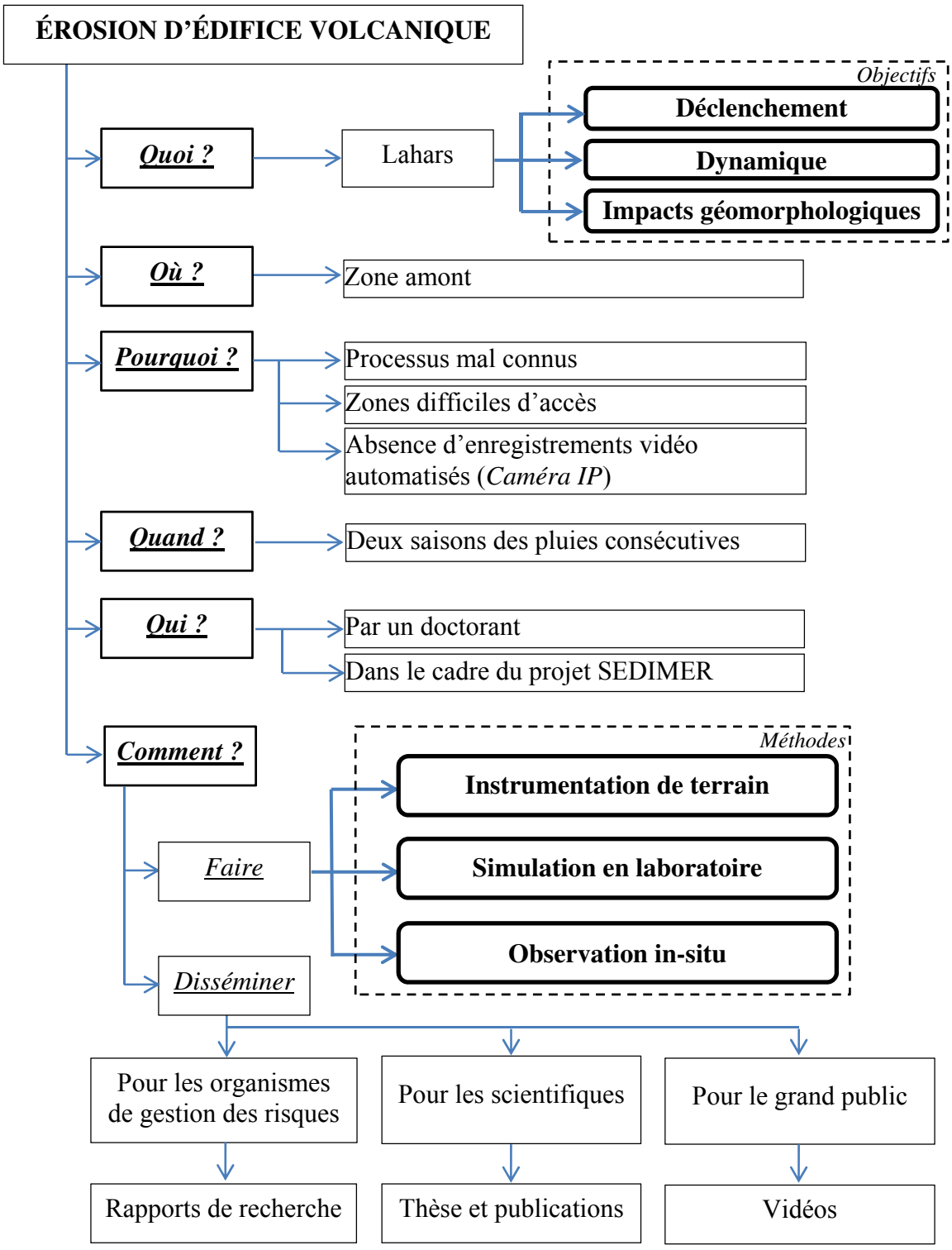


Figure 8 - **Approche 5W-1H appliquée à cette étude**. Les questions « Quoi, Pourquoi, Où, Quand, Qui et Comment » facilitent à déterminer les objectifs et les méthodes pertinentes pour la thèse (rectangles en gras).

Afin d'atteindre ces objectifs, cette recherche a besoin d'observations in-situ, d'instrumentation de terrain et de simulations en laboratoire (Fig. 8). Ces méthodes ont nécessité un travail intensif sur le terrain pendant deux années consécutives. La mise en place de ces méthodes a fait l'objet d'une analyse SWOT (*Strengths, Weaknesses, Opportunities, Threats* ; ou en français : Forces, Faiblesses, Opportunités, Menaces) présentée dans le tableau 5. C'est important car la réussite d'un travail de terrain intensif et long dépend des facteurs internes et externes, qu'ils soient positifs ou négatifs.

La force de cette étude a été d'effectuer des mesures précises dans la zone amont sur le déclenchement et la dynamique des lahars à partir d'observations in-situ, d'instrumentations de terrain et de simulations en laboratoire. L'intégration dans le projet international SEDIMER a permis de mener à bien cette étude et d'établir des échanges scientifiques concernant les dépôts pyroclastiques remobilisables et l'impact des lahars dans la zone aval. En revanche, cette étude a nécessité une longue durée de travail quotidien sur le terrain pendant deux ans. L'intégration dans le projet a donc dû être appuyée par une bonne coordination des missions de terrain et des démarches administratives liées au visa de recherche pour les partenaires étrangers. Un temps important a aussi été consacré : (1) à la demande d'autorisations auprès de plusieurs institutions pour l'importation définitive des instruments et (2) l'installation des appareils sur le terrain pendant la phase de préparation de cette étude.

Les opportunités consistent en un bon site d'étude et une période adaptée pour cette recherche. Le Merapi est en effet un volcan jeune et actif qui fait partie d'une chaîne volcanique. Avant et pendant cette étude, deux éruptions se sont produites, celle du Merapi en 2010 et celle du Kelud en 2014 dont les cendres ont recouvert les versants du Merapi. Cela donne scientifiquement un très bon contexte pour atteindre les grands objectifs mentionnés auparavant. Peu d'études similaires ont été réalisées en Indonésie, sinon dans le monde. Les contacts très proches avec d'une part le STC (*Sabo Technical Center*) qui s'occupe des Sabo dams ainsi que de la surveillance des lahars, et d'autre part avec le BPPTKG (*Balai Penyelidikan dan Pengembangan Teknologi Kebencanaan Geologi*) qui est en charge de la surveillance du volcan Merapi, ont grandement facilité

cette étude. Grâce à cette étude, nous avons également réussi à créer un MoU avec l'Université Tribhuwana Tunggadewi en Indonésie qui produit des études sur les risques naturels, ce qui a permis de mettre en place des échanges scientifiques avec les personnels de l'Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Laboratoire de Géographie Physique UMR 8591 CNRS jusqu'à 2018.

Tableau 5 - **Analyse SWOT de cette étude**. Il s'agit des points forts et faibles pour la mise en œuvre de cette étude. Les facteurs externes donnent des opportunités mais présentent aussi des menaces pour l'avancement de cette étude.

	Positifs	**Négatifs**
Interne	*Forces:* - Observation in-situ - Instrumentation du terrain - Travail en laboratoire - Intégration dans un projet international	*Faiblesses:* - Longue durée d'acquisition des données (longueur du travail) - Coordination et visa - Importation du matériel
Externe	*Opportunités:* - *Temporelle* : bon moment (éruption du Merapi en 2010 puis du Kelud en 2014) - *Spatiale* : volcan propice à une telle étude - Peu d'études similaires - Bon contacts avec STC et BPPTKG - Curiosité du grand public - Création d'un accord (*MoU*)	*Menaces:* - Problèmes techniques et maintenances - Raréfaction des lahars 3 ans après l'éruption de 2010 - Risque volcanique incluant ceux liés aux lahars (étude dangereuse) - Vandalisme sur nos stations - Laboratoire du STC longtemps inactif

Malgré ces opportunités, nous avons vécu des situations défavorables pour cette étude. L'instrumentation de terrain pendant une longue durée a impliqué des problèmes techniques qui nous ont obligés à faire des maintenances régulières dans les zones éloignées. Les lahars se sont raréfiés trois ans après l'éruption de 2010. Travaillant au plus près d'un volcan actif, nous étions obligés d'adapter notre méthode de travail et nos instruments aux changements de niveau d'activité volcanique. Nous devions également prendre en considération les risques liés aux lahars. Sur certaines stations, le vandalisme a été considéré comme une menace sérieuse pour la réussite de cette étude. Quand nous

nous sommes focalisé sur les simulations en laboratoire, nous avons découvert que le laboratoire du STC était resté inactif pendant une longue période, ce qui a nécessité une remise aux normes des appareils.

3.2. Méthodologie

Une méthodologie spécifique a été mise en œuvre pour chacune des cinq grandes étapes du travail : préparation de l'appareillage (3.2.1) ; étude du déclenchement des lahars (3.2.2) ; simulation physique du déclenchement (3.2.3), dynamique des lahars (3.2.4) et impacts géomorphologiques (3.2.5).

3.2.1. Préparation de l'appareillage

La majorité des instruments de terrain installés au Merapi ont été envoyés depuis la France (pluviomètres, capteur d'humidité du sol, enregistreur des données, lasers, relais électroniques). Certains d'entre eux ont relevé de l'importation permanente pour la collaboration scientifique. Les procédures administratives devaient donc être régularisées auprès : du Directorat General de l'Enseignement Supérieur (*N° d'autorisation: 3777/E2.4/T/2012*) ; du Ministère de l'Éducation Nationale de l'Indonésie (*N° d'autorisation: 48549/A.A1/3/LK/12*), du Directorat Général des Douanes du Ministère des Finances de l'Indonésie (*N° d'autorisation: KM-44/BC.3/2012*), de l'Unité de Logistique Internationale Services et Soutien aux Expériences (ULISSE) du CNRS, des agences de livraison internationale, des entrepôts de l'aéroport international de Yogyakarta, et de la Douane Régionale à Yogyakarta (Fig. 9). L'ensemble des procédures a pris environ trois mois et devait être finie avant le jour de livraison.

Le reste des capteurs et les outils pour l'installation des appareils sur le terrain sont vendus en Indonésie. Les composants du système indépendant de l'alimentation électrique peuvent également être trouvés facilement sur place. Il a fallu environ trois semaines pour les faire venir et les installer sur le terrain. Les outillages à main et les outils d'électricien pour les installations des appareils sont également vendus en Indonésie.



Figure 9 – **Contrôle des douanes dans l'entrepôt de l'aéroport international de Yogyakarta.** Le douanier (portant un gilet noir « customs ») a contrôlé les appareils notés dans la lettre d'autorisation d'importation permanente pour la recherche.

3.2.2. Déclenchement des lahars

Le processus de déclenchement des lahars a été étudié à partir de l'instrumentation de terrain et d'observations in-situ. La méthodologie est divisée en trois étapes : choix des sites étudiés (3.2.2.1), acquisition des données (3.2.2.2), et traitement des données (3.2.2.3).

3.2.2.1. Choix des sites étudiés

Le but de ce travail est d'observer fréquemment un petit bassin versant de moins de 100 000 m^2 (10 ha) qui a été recouvert de retombées volcaniques en 2010, que nous qualifions de « perturbé ». La comparaison a été effectuée avec un bassin versant « non perturbé » par l'éruption de 2010 (Fig. 10). Le bassin versant perturbé représente une zone source de lahars, tandis que le bassin versant non perturbé permet de connaître la caractéristique initiale de la zone source. Ces deux bassins versants devaient donc se trouver bien en amont et posséder des caractéristiques identiques au niveau localisation, altitude, superficie, périmètre, pente et, si possible, orientation. De plus, afin de faciliter l'observation in-situ, il a fallu que ces deux sites soit accessibles pour le travail quotidien.

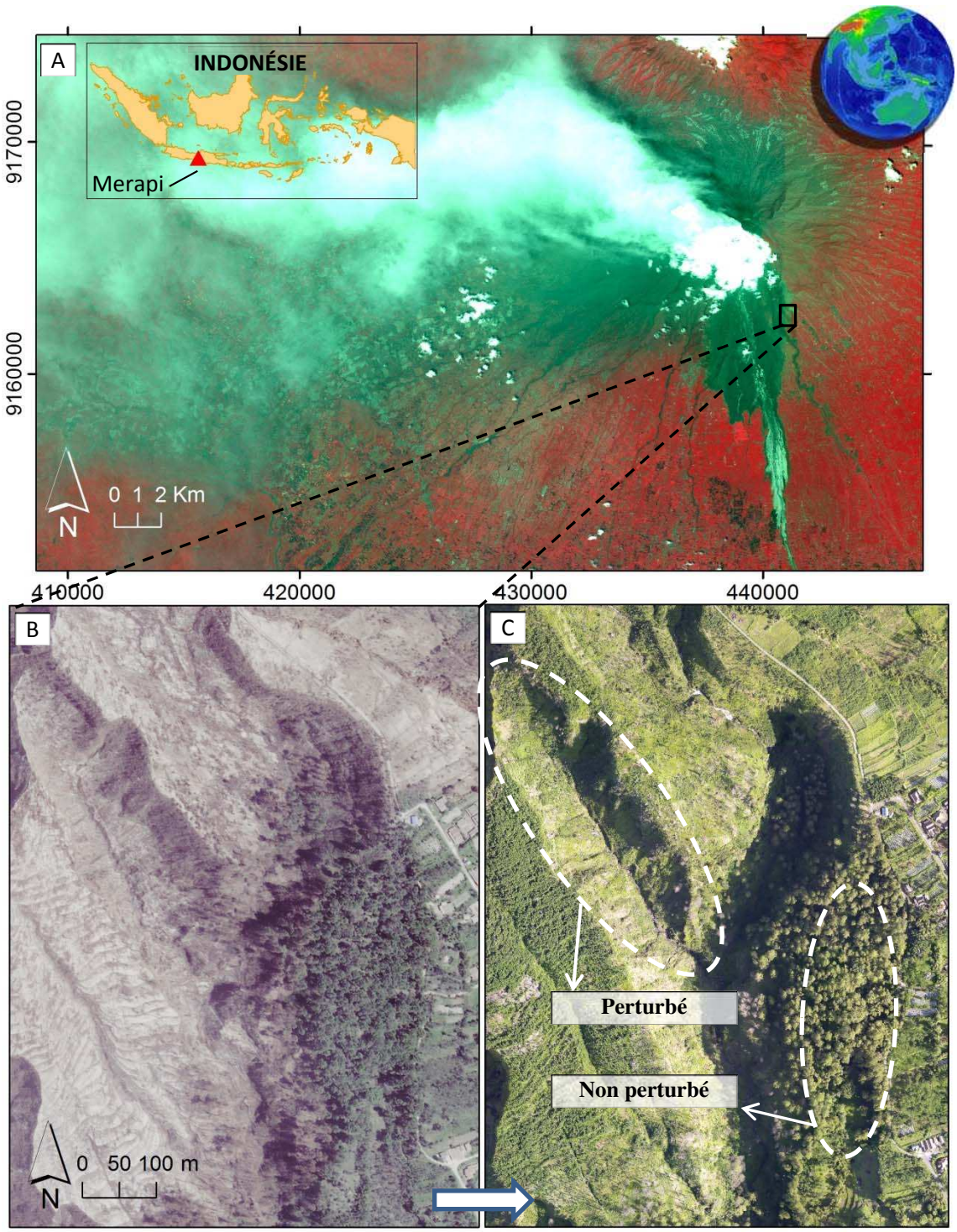


Figure 10 - **Images satellites et photo aérienne des sites étudiés**. (A) Image SPOT5 en 2010 en fausse couleur montrant l'éruption du Merapi et les dépôts de matériaux pyroclastiques. (B) Image WorldView2 en 2010 en vraie couleur indiquant la partie détruite par la déferlante pyroclastique en gris. (C) Photo aérienne en 2012 qui présente les bassins versants perturbé et non perturbé. L'échelle et l'orientation de l'image B et C sont identiques.

Le choix du bassin versant a été fondé principalement sur un repérage de terrain et à partir d'images satellite. Les deux bassins versants se trouvaient sur le flanc sud-est à 4,1 km du sommet, séparés par une distance de 150 m seulement (c.f. Fig. 10). L'altitude de ces deux bassins versants varie de 1 100 en aval à 1 200 m en amont du bassin versant. Le gradient de pente s'étend de 8° sur le thalweg en aval à plus de 80° sur les versants de deux côtés. La superficie et le périmètre du bassin versant perturbé sont respectivement de 64 655 m^2 et 1 310 m, ceux du bassin versant non perturbé de 46 547 m^2 et 958 m. Le bassin versant perturbé est orienté vers le sud-est, tandis que le bassin versant non perturbé est orienté vers le sud. Ces deux bassins versants sont accessibles grâce à un sentier de randonnée. Le studio de la radio communautaire locale (*Radio Komunitas Lintas Merapi*) a constitué notre camp de base qui facilitait le séjour et la logistique lors du travail quotidien.

3.2.2.2. Acquisition de données

L'acquisition de données a reposé sur l'instrumentation de terrain (3.2.2.2.1) et l'observation in-situ (3.2.2.2.2). La synthèse de données récoltées est présentée en tableau 6.

Tableau 6 - **Synthèse des méthodes et outils dans l'étude des processus de déclenchement des lahars**

	Paramètre	**Outil**	**Méthode**
Acquisition de données	Pluie cumulée	Pluviomètre auget à basculeur	Mesure automatique
	Humidité du sol	Capteur d'humidité du sol	Mesure automatique
	Profondeur d'écoulement	Limnigraphe, laser	Mesure automatique
	Concentration d'écoulement	Capteur de force	Mesure automatique
	Sol	Pelle, Mètre ruban, charte de couleur *munsell*, couteau, pissette, caméra	Étude de sol
	Végétations (canopée, racines)	Mètre ruban, Caméra	Mesure manuelle
	Altitude du glissement de terrain	Télémètre laser, altimètre barométrique, GPS, caméra	Mesure manuelle

Traitement des données	MNT du glissement de terrain	ArcGIS	Rasterisation des nuages de points du glissement de terrain
	LiDAR	SAGA	*Point Cloud Viewer*
	MNT du site d'étude	SAGA	*DTM filter (slope-based), Spline Interpolation, Multi Direction Lee Filter*
	Ombrage	ArcGIS	Module *Spatial analysis tools* > Surface > hillshade
	Pluie cumulée (*isomap*)	ArcGIS	Module *Spatial analysis tools* > *Interpolation* > *Inverse distance weighted* (IDW)
	Intensité de pluie (*isomap*)	ArcGIS	Module *Spatial analysis tools* > *Interpolation* > *Inverse distance weighted* (IDW)
	Durée de pluie (*isomap*)	ArcGIS	Module *Spatial analysis tools* > *Interpolation* > *Inverse distance weighted* (IDW)
	Début de pluie (*isomap*)	ArcGIS	Module *Spatial analysis tools* > *Interpolation* > *Inverse distance weighted* (IDW)

3.2.2.2.1. Instrumentation de terrain

Chaque bassin versant a été instrumenté par une centrale d'acquisition consistant en un enregistreur de données Campbell Scientific CR1000 connecté à un pluviomètre, trois capteurs d'humidité du sol, un limnigraphe, un télémètre laser et un capteur de force. Le principe de base d'instrumentation de terrain a été élaboré en collaboration à distance avec les chercheurs de *Cascades Volcano Observatory* de l'USGS (*United States Geological Survey*) (Jon J. Major et Thomas C. Pierson). Le transfert de connaissance sur le terrain dans le cadre d'un projet pilote sur l'instrumentation du bassin versant perturbé au début de cette étude a été opéré par un géophysicien, directeur de Myotis S.A.S. (Philippe Mourot). L'installation de l'ensemble des instruments et la maintenance pendant toute la durée de l'étude ont été menées de façon autonome. La localisation de l'installation des appareils est présentée sur la figure 11. La programmation d'enregistrement des données et le schéma de câblage sont synthétisés en annexes 1, 2 et 3.

Tous les matériaux ont été installés dans les bassins versants perturbé et non perturbé pour mesurer automatiquement :

1. la distribution de la pluie dans chaque bassin versant en utilisant un réseau de pluviomètres à auget basculeur. Ce réseau consiste en quatre pluviomètres pour bassin versant perturbé et cinq pour bassin versant non perturbé,
2. la profondeur des écoulements à l'aide des limnigraphes et de la télémétrie laser,
3. les variations de taux d'infiltration en utilisant des capteurs d'humidité du sol à trois profondeurs (10 cm, 20 cm, 30 cm),
4. la concentration sédimentaire pour chaque écoulement par les capteurs de force.

L'enregistreur de données CR1000 de la centrale d'acquisition possède un processeur Hitachi H8S 2322 (16 bit avec une architecture interne de 32 bit) et une mémoire interne de 4 Mo pour recevoir des signaux sous forme de tension analogue faible provenant des capteurs. La tension électrique pour alimenter cet appareil est de 12 Vcc (courant continu). Cet enregistreur de données est plus ou moins adapté sur le

terrain pendant une longue période car il pouvait toujours fonctionner sous la tension électrique de 9,6 Vcc (batterie faible) à 16 Vcc (batterie surchargée). L'alimentation électrique était fournie par un module photovoltaïque polycristallin de 150 W (bassin versant perturbé) en direction de nord ou par trois panneaux solaires polycristallins de 50 W (bassin versant non perturbé) installés à différentes orientations : est, nord, et ouest. Ce deuxième type d'installation (trois panneaux) a constitué une modification du premier système d'alimentation (un panneau) pour capter l'ensoleillement efficace pendant toute la journée. Les panneaux solaires ont été installés à 3 m de la surface de la terre sur les mats galvanisés de 3,5 m de longueur.

Une batterie GS MF 55D23L de 12 Vcc, 60Ah a été utilisée pour stocker le courant électrique. Cette batterie MF (*maintenance free* / sans entretien) a été scellée pour éviter la perte de l'eau intérieure par évaporation et était étanche pour éviter l'infiltration de l'eau extérieure. La tension électrique de la sortie du panneau solaire a été régularisée par un régulateur de charge solaire *Shinyoku* SC-20 (20 A - 12/24 Vcc). Cela a été important pour éviter la surcharge pendant la journée ou bien la décharge du système pendant la nuit.

La durée d'ensoleillement a été d'environ 12 heures par jour avec un ensoleillement efficace pendant 5 heures en raison de l'orientation des panneaux solaires. En revanche, les averses ou les brouillards piégés entre les versants pentus ont souvent réduit cette durée. L'état de la batterie devait donc être vérifié régulièrement. La première étape pour restaurer une batterie épuisée (< 5 Vcc) était d'augmenter brusquement sa tension électrique en la connectant directement au panneau solaire en plein ensoleillement ou à une autre batterie de 12 Vcc. Une fois la tension augmentée jusqu'à au moins 7 Vcc, l'ensemble de système d'alimentation pouvait être connecté comme avant pour la recharge automatique. En revanche, pour une batterie bien épuisée (< 3 Vcc), le seul moyen était de la recharger chez un mécanicien automobile en ville.

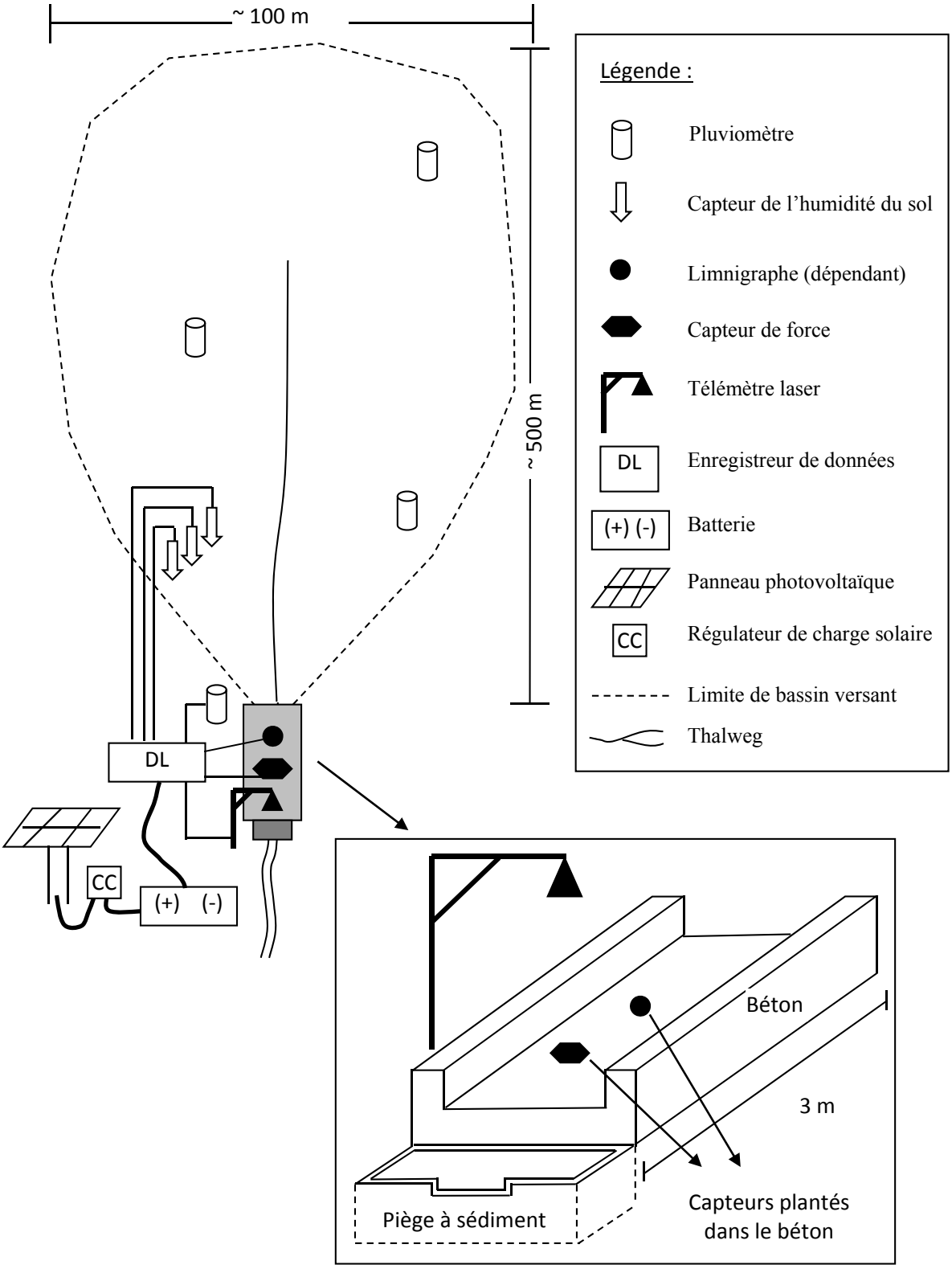


Figure 11 - **Installation des instruments sur chaque bassin versant.** Le nombre d'appareils est identique**,** sauf pour les pluviomètres (quatre sur le bassin versant perturbé, cinq sur le bassin versant non perturbé).

3.2.2.2.2. Observation in-situ

Le travail de terrain s'est déroulé pendant deux saisons des pluies consécutives (2012/2013 et 2013/2014) de novembre jusqu'à juin. Ce travail a constitué un complément à l'instrumentation de terrain. L'observation in-situ des écoulements a été réalisée en aval des bassins versants (Fig. 12), de midi jusqu'au coucher du soleil à 18h00 car généralement les averses tombent l'après-midi. Cela nous a donné l'occasion d'identifier l'évolution de l'ensemble des bassins versants et de procéder à la maintenance des instruments le matin. L'observation in-situ des écoulements a été effectuée tour à tour entre les deux bassins versants. Lors de ce travail de terrain, nous avons mesuré manuellement:

1. le temps du commencement et de la fin de la pluie,
2. le temps du commencement et de la fin des écoulements,
3. la profondeur d'écoulement,
4. le volume d'érosion après écoulement,
5. le changement de surface du versant.

Le temps du commencement et de la fin de la pluie a été identifié manuellement pour calibrer la mesure automatique par les pluviomètres à auget basculeur. C'est important car le principe du fonctionnement de ce type de pluviomètres est fondé sur le cumul de précipitations de 0,2 millimètres. Il est donc mieux adapté pour les averses car en cas pluies légères, il manque de précision sur le temps exact du début et de la fin de l'épisode pluvieux. Dans ce cas, le seul moyen était donc de noter manuellement ces temps. Le temps du début et de la fin d'écoulement ont également été identifiés lors d'observations in-situ. Cela a permis de les comparer à ceux de la pluie pour connaître le temps nécessaire au processus de déclenchement des lahars.

La dernière chose dans l'observation in-situ a été de surveiller les changements de la surface des versants. Ces changements pouvaient concerner la topographie à cause des mouvements de versant ou bien l'évolution de la couverture végétale (herbes). Les changements topographiques ont été mesurés par télémètre laser, tandis que l'évolution de la couverture végétale a été appréhendée par des photos obliques de terrain.



Figure 12 - **Photo de site d'étude**. La centrale d'acquisition se trouve sous la tente bleue.

3.2.3. Simulation physique du déclenchement

Le travail de laboratoire a été réalisé au *Sabo Technical Center* (STC) du Ministère des Travaux Publics de l'Indonésie (précédemment *Volcanic Sabo Technical Center / VSTC*) à Sleman, Territoire Spécial de Yogyakarta.

3.2.3.1. Inspection intégrale et réparation modérée du système

Il s'agit d'un ancien laboratoire construit suite à un accord de coopération entre les gouvernements indonésien et japonais (*JICA / Japan International Cooperation Agency*) en 1982. Ce laboratoire a pour but de faciliter des simulations physiques de grande taille. Son système est originaire du Japon et assemblé en Indonésie. Le contrôle est centralisé électroniquement sur un panneau de configuration. Malheureusement, ce laboratoire est resté inactif pendant plusieurs années pour des raisons administratives et financières. Malgré cela, les équipements dans ce laboratoire sont toujours opérationnels pour des simulations physiques de qualité. Avant leur utilisation, quelques réparations et tests ont été nécessaires pour réactiver les appareils de haute qualité. Nous avons donc dû effectuer une inspection intégrale, une réparation modérée et une calibration pour réactiver l'ensemble du système (Fig. 13).

Les trois types de *nozzle* (petit, medium, grand) installés sur les 10 points d'arrosage à 8 m de hauteur ont été inspectés, maintenus, voire changés afin d'assurer la pulvérisation du simulateur de pluie. Le système d'alimentation en eau lié au puits, à la pompe extérieure, à l'électricité, au réservoir d'eau et à la pompe de simulateur de pluie a également été évalué. Le panneau de configuration a été calibré en fonction de deux pluviomètres installés en-dessous du simulateur de pluie.



Figure 13 - **Préparation des simulations au laboratoire lahar du STC.** (A) Réparation des *nozzles* ; (B) Placement des appareils ; (C) Dimension du plan incliné ; (D) Panneau de contrôle de simulateur de pluie.

3.2.3.2. Protocole de simulation

Un volume d'environ 16 m^3 de dépôts pyroclastiques primaires a été acheminé par camion au STC. Ces dépôts proviennent de deux endroits différents du Merapi : 8 m^3 de la Gendol et 8 m^3 de la Putih. Ils sont dominés par les matériaux fins et grossiers. Les cendres du volcan Kelud déposées sur le Merapi en 2014 ont également été stockées pour ce travail. Les simulations ont été réalisées sur un plan incliné de 3 m (longueur) par 1,5 m (largeur). La pente a été fixée à 8° et 20° avec une rupture de pente au milieu du plan incliné, la longueur de chaque pente étant alors de 1,5 m. Ce plan incliné peut contenir 0,675 m^3 de matériaux (1,5 m x 3 m x 0,15 m). Les rebords en arrière et sur les côtés mesurent 25 cm de hauteur, le rebord en face mesure 15 cm de hauteur. Le rebord en face a été renforcé par deux plaques en métal perpendiculaires installées aux deux coins pour consolider l'ensemble à cause du poids des matériaux. Le bois Bengkiraï utilisé pour la construction du plan incliné est connu pour sa force et son imperméabilité si bien que son utilisation est pertinente pour bien tenir les dépôts mouillés lors de la simulation. Six points d'évacuation d'eau sur le rebord d'en face ont été connectés au tuyau d'infiltration.

Les matériaux pyroclastiques ont été mis en place manuellement sur le plan incliné à l'aide d'une brouette de chantier de 65 litres. Un petit pont a été utilisé pour monter sur le plateau métallique à 50 cm de hauteur sur lequel le plan incliné en bois était posé. La mise en place des matériaux s'est faite doucement en évitant la compaction. Ensuite, la surface des matériaux a été taillée horizontalement à 15 cm de profondeur. Nous avons construit également quatre lignes de cailloux de différentes couleurs placées à une distance de 55 cm entre elles et une largeur de 10 cm chacune.

Huit scénarios avaient été prévus pour effectuer les simulations physiques, en faisant varier l'intensité des précipitations (30 et 90 mm/h), l'origine des matériaux (Gendol et Putih) et la présence des cendres (sans et avec). Les cendres ont été distribuées sur la surface de dépôt jusqu'à 0,5 cm d'épaisseur en utilisant un tamis à farine capable de bien imiter la chute de cendre.

Nous avons installé deux pluviomètres à différents endroits pour enregistrer l'intensité des précipitations (c.f. Fig. 13B). Deux caméras ont été mises en place afin d'enregistrer le processus avec deux angles de vue différents (face et côté). Un capteur de niveau d'eau (limnigraphe) corrigé par un baromètre a été utilisé pour surveiller le niveau du puit d'alimentation en eau. Un chronomètre était aussi employé pendant les simulations qui ont duré jusqu'à maximum 2 heures 15 minutes.

Avant les simulations, les échantillonnages ont été opérés à 15 endroits différents sur le plan incliné. Le même type d'échantillonnage a eu lieu après la simulation aux mêmes endroits. Cela avait pour but de déterminer les variations de la propriété physique des matériaux (densité apparente, densité des particules, porosité, granulométrie).

Le travail pendant la simulation a consisté à faire des mesures d'infiltration, de percolation et de ruissellement. Nous avons également analysé l'évolution spatio-temporelle du MNT, l'érosion en cours et la formation des réseaux hydrographiques. Ces mesures constituent des mesures directes et des observations visuelles en utilisant des boîtes en plastique, vidéos, photos et des schémas avec une échelle de temps grâce au chronomètre. Les simulations ont été arrêtées brièvement (pendant 1-2 minutes) toutes les 15 minutes afin de disposer de temps pour surveiller de plus près des évolutions surfaciques (fissures ou réseaux hydrographiques) et de prendre des photos verticales.

Après les simulations, le déplacement des matériaux (distance et direction) a été mesuré directement à partir des quatre lignes colorées et de l'analyse des photos obliques et verticales. Une autre mesure est celle de l'évolution topographique. Un MNT (modèle numérique de terrain) à haute résolution (< 5 mm) a été construit manuellement à l'aide d'une grille. Ce MNT est projeté dans un système de coordonnées cartésiennes. Le nombre des points d'altitude est calculé grâce à l'équation suivante :

$$n_{min} = \left(\frac{L_F}{L_N} + 1\right) x \left(\frac{W_F}{W_N} + 1\right) \quad (2)$$

où n_{min} est le nombre minimum des points de hauteur mesurés, L_F est la longueur du plan incliné (cm), L_N est la longueur de la grille (cm), W_F est la largeur du plan incliné (cm), et W_N est la largeur de la grille (cm). Étant donné que la dimension de la planche inclinée est de 150 x 300 cm et celle de la grille est de 10 x 10 cm, le nombre minimum des points d'élévation mesurés est de 496. Ce nombre peut être augmenté en réduisant la longueur de la grille jusqu'à quatre fois à certains endroits qui concernent des changements brusques de la topographie. L'ensemble de mesures effectuées est synthétisé dans le tableau 7.

Tableau 7 - **Synthèse des méthodes et outils dans la simulation de déclenchement des lahars.**

Etape	paramètre		Méthodes	Outils
1	Avant simulation	Densité apparente	échantillonage	four, balance
		Densité des particules	échantillonage	four, balance
		Porosité	échantillonage	four, balance
		Granulométrie	tamisage sec	tamis à différentes tailles
		MNT	mesure directe	grille MNT
2	Pendant simulation	Infiltration	mesure directe	boîte en plastique
		Percolation	mesure directe	boîte en plastique
		Ruissellement	mesure directe	boîte en plastique
		Evolution spatio-temporelle du MNT	observation visuelle	vidéo, chronomètre
		Glissements	observation visuelle	vidéo
		Formation du réseau hydrographique	observation visuelle	photo, vidéo, schéma
3	Après simulation	Densité apparente	échantillonage	four, balance
		Densité des particules	échantillonage	four, balance
		Porosité	échantillonage	four, balance
		Granulométrie	tamissage sec	Tamis à différentes tailles
		MNT	mesure directe	grille MNT
		Distance de déplacement des matériaux	mesure directe	mètre ruban, photos
		Direction de déplacement des matériaux	mesure directe	photos verticales

3.2.3.3. Traitement des données des simulations

Les données des simulations ont été traitées afin de construire une base de données diachronique des simulations physiques de lahar sous forme de tableaux, graphiques, cartes topographiques et captures d'écran. Le traitement des données quantitatives, topographiques et visuelles a été fait respectivement sous les logiciels Microsoft Excel, ArcGIS, et Avidemux.

3.2.4. Dynamique des lahars

Nous proposons une étude des lahars en mouvement à partir d'une méthodologie originale sur un chenal naturel (Fig. 14), fondée sur le couplage d'images vidéo, d'enregistrements sismiques et pluviométriques (Tab. 8). Le site sélectionné est situé à 1100 m d'altitude et localisé à 4,6 km au sud du volcan Merapi. Cette portion de la rivière Gendol est entaillée dans les dépôts de coulées pyroclastiques issues de l'éruption de 2010. Le volume de ce dépôt dans la vallée Gendol est estimé à 45 x 10^6 m^3. La largeur du chenal atteignait 26 m pour une pente d'environ 14 % (ou 8°).

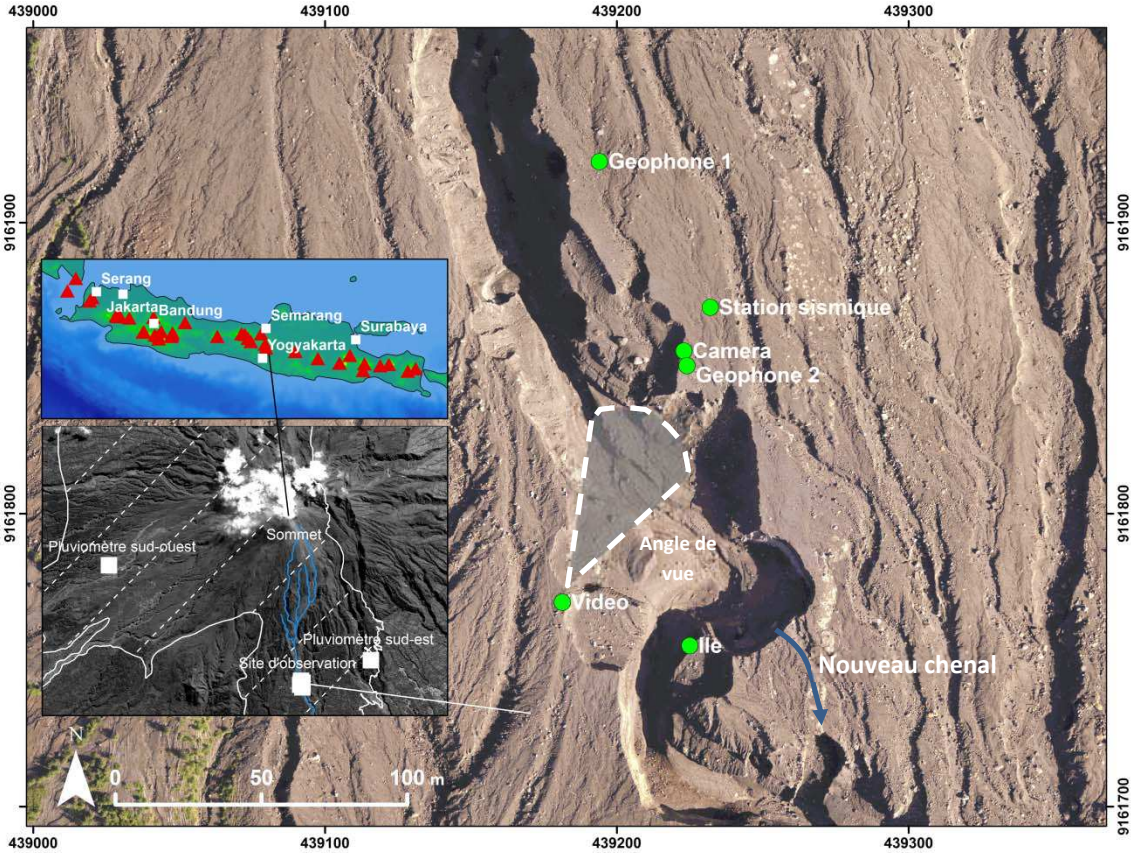


Figure 14 - **Carte du site d'étude.** Le site d'observation se trouve à 4,6 km au sud du volcan. La forme de chenal méandre est U. La profondeur du chenal est 30 m.

Tableau 8 - **Synthèse des étapes de travail pour l'étude de la dynamique des lahars**. (*) L'outil est visualisé en ligne par l'Agence Météorologique, Climatologique et Géophysique d'Indonésie (BMKG). (**) L'outil est accessible en ligne grâce à l'observatoire du volcan Merapi (BPPTKG).

Étape	Objectif/paramètres		**Méthodes**	**Outils / logiciels**
1	Surveillance intensive en temps réel	Formation des nuages	Télédétection	Images satellite de MTSAT *
		Formation des nuages	Visuelle	Observation in-situ
		Formation des nuages	Visuelle	Caméra en ligne**
		Intensité des pluies	Visuelle	*Twitter***
		Seuil d'alarme	STA / LTA	SAFIR
		Alarme	Télémétrie (*SMS*)	Modem GSM
		Suivi d'écoulement	Son représentant les signaux sismiques	Radiocommunication analogique**
2	Précipitations	Intensité	Mesure automatique	Pluviomètres
		Durée	Mesure automatique	Pluviomètres
		Cumul	Mesure automatique	Pluviomètres
		Déplacement	Comparaison pluviométrique, télédétection	Pluviomètres, image satellites
3	Dynamique d'écoulement	Date	Observation	Calendrier, vidéo
		Heure de passage	Observation	Montre, vidéo
		Type du lahar	Observation visuelle	Vidéo
		Durée	Observation visuelle	Chronomètre, vidéo
		Profondeur	Observation visuelle, mesure après le passage des lahars	Mètre, vidéo
		Largeur	Observation visuelle, mesure après le passage des lahars	Mètre, vidéo
		Vitesse	Observation visuelle	Mètre, chronomètre, vidéo
		Débit	Calcul	MS excel
		Volume du lahar	Calcul	MS excel
		Nombre de blocs visibles	Observation visuelle, calcul	MS excel, vidéo
		Débit de blocs visibles	Calcul	MS excel
		Effondrements de berge	Observation visuelle	MS excel, vidéo
4	Caractéristiques géophysiques	Vitesse d'onde	CAN / convertisseur analogique numérique	Géophones
		Durée	Sismogramme	Géophones
		Gamme de fréquence	Spectrogramme	Géophones
		Classement de fréquence	Passe bande, sismogramme	Géophones
		Forme d'onde	Sismogramme	Géophones
		Vitesse moyenne d'écoulement	Sismogramme	Géophones
		Heure de déclenchement	Sismogramme	Sismomètre

3.2.4.1. Surveillance en temps réel

La surveillance des lahars d'une façon intensive en temps réel a été effectuée 24/24 en utilisant les approches dépendantes et indépendantes. Les approches dépendantes sont liées à deux établissements : l'Agence Météorologique, Climatologique et Géophysique d'Indonésie (BMKG) et le Bureau de Surveillance du volcan Merapi (BPPTKG). Les approches dépendantes sont fondées sur nos propres instrumentations de terrain.

3.2.4.1.1. Surveillance dépendante

Le site web du BMKG (http://www.bmkg.go.id/BMKG_Pusat/Informasi_Cuaca/Pengindraan_Jauh/Citra_Satelit.bmkg) a fourni des images satellites de MTSAT qui sont accessibles en ligne. Une série d'images satellites de MTSAT a permis de connaître le développement des cumulonimbus autour du volcan à petite échelle spatiale (résolution 4 km) mais à grande échelle temporelle (1 heure, temps réel). Le BMKG a fourni également la prévision météorologique des prochains jours. Le site web de BPPTKG (http://merapi.bgl.esdm.go.id/aktivitas_merapi.php?page=aktivitas-merapi&subpage=laharan) fournit des vidéos en ligne sur la situation récente des cours d'eau et des nuages dans la zone sommitale. Le compte Twitter du BPPTKG (https://twitter.com/BPPTKG) mettait à jour les photos du sommet et l'intensité des pluies depuis cinq observatoires autour du Merapi.

Les sismomètres sommitaux de BPPTKG ont été surveillés 24/24 heures (le jour – depuis le terrain ; le soir - depuis notre base) en utilisant la radiocommunication Starcom SC-2000 (5 watts, bande des très hautes fréquences, canal double) liée à un connecteur BNC (*Bayonet Neill–Concelman*), une antenne externe NH-31 (50 ohm, 3dB, 20 watt, 144 mHz, taille min. 23 cm, taille max. 130 cm) et un système d'alimentation électrique. Les signaux sonores de cette radio communication n'étaient pas numérisés et enregistrés en tant que signaux sismiques, car cela peut limiter la fonction de communication à deux sens de cette radio. Les fréquences de transmission et de réception de cette radio communication sont configurées séparément (duplex Tx -

Rx). Cela a permis de contacter des différentes communautés d'observation à l'aide des répétiteurs.

3.2.4.1.2. Surveillance indépendante

La surveillance indépendante des lahars a été faite grâce au système d'alerte composé par un modem GenPro10e (80 - 105 mA, 12V), une antenne planaire AG250 (50 ohm, 2.3 dB, large bande du 750 MHz à 2.4 GHz, épaisseur 10 mm) et une carte SIM de l'opérateur XL (Fig. 15). Ce modem a permis d'envoyer des messages (SMS) à trois numéros de portable via le réseau GSM 2G bi-bandes (900/1800MHz) sur l'amplitude maximale des signaux sismiques, le temps de début d'enregistrement et la durée d'un évènement. Ce système d'alerte a nécessité un crédit de communication suffisant et la qualité du signal de réception d'opérateur GSM entre -93 dbm (suffisant) et -53 dbm (parfait). Le connecteur Sub D Haute Densité 15 broches femelle est utilisé pour la connexion lien série RS-232 pour le réglage du modem en utilisant l'HyperTerminal dans le système Windows. Le seuil de déclenchement d'alarme a été configuré à partir d'un ratio STA/LTA (*Short Time Average / Long Time Average*) des signaux sismiques.

Nous avons également équipé la station sismique avec une lampe d'alarme après avoir reçu des requêtes des villageois concernant l'alarme des lahars, qui pouvait fonctionner dans la nuit mais qui ne créait pas la panique. Ce système composé du relais (12 V, 12 A) était connecté à la sortie alarme de la station sismique (12V, 1A), à une batterie supplémentaire (12 V, 7 Ah) et à une lampe de motocyclette de 35 W.



Figure 15 - **Instruments de surveillance indépendante**. (A) Modem GSM; (B) Carte SIM; (C) Système d'alimentation; (D) Batterie; (E) Antenne NH-31; (F) Connecteur BNC; (G) Radio communication; (H) Relais

3.2.4.2. Acquisition des données

Les données récoltées sont des données pluviométriques, hydrologiques et sismiques pour analyser la dynamique d'écoulement des lahars.

3.2.4.2.1. Données pluviométriques

Afin d'enregistrer l'intensité réelle de la pluie, nous avons installé deux pluviomètres à auget basculeur (*tipping bucket rain gauges*) de marque HOBO sur les flancs sud-ouest et sud-est du Merapi à environ 1100 m d'altitude, soit à la même altitude que celle du site d'observation (Fig. 16). Ils ont été fixés au sommet de mâts anti corrosion (galvanisés) à 1,5 m au-dessus du sol et éloignés de la végétation arbustive. Ces pluviomètres contiennent un tamis, un entonnoir, un auget basculeur et un enregistreur de données (*datalogger*). Les augets basculent s'ils sont remplis par 0.2 mm de précipitations. Ce basculement est accompagné par le mouvement d'un aimant proche d'un interrupteur reed (*reed relay*). Cela permet d'identifier et de calculer le nombre et le temps des basculements en tant que précipitations.

L'installation de ces instruments pendant une longue période nécessite une maintenance régulière toutes les deux à trois semaines pour assurer leur fonctionnement. Les feuilles des arbres, les insectes, les mousses et les cendres volcaniques constituent des facteurs qui peuvent gêner le basculement de l'auget. C'est pour cela que les données n'étaient pas télémétrées. L'enregistreur des données HOBO Pendant Event était équipé d'une mémoire de 64 000 octets et d'une pile au lithium CR2032 (3V, 225 mAh). Cela a permis d'assurer l'autonomie de l'enregistreur des données pendant trois mois (saison de pluie) ou plus (saison sèche). En revanche, les données ont été téléchargées au moment de la maintenance. Après chaque téléchargement, la pile a été vérifiée, l'heure synchronisée avec l'heure d'internet et la capacité de la mémoire toujours remise à zéro. Ainsi, si jamais il y avait un retard de maintenance, l'enregistreur des données pouvait toujours enregistrer jusqu'au maximum de sa capacité (25 000 - 30 000 points des données).



Figure 16 - **Pluviomètres utilisés dans cette étude.** (A) Installation du pluviomètre au sommet d'un mât de 1,5 m de hauteur ; (B) Couverture du pluviomètre composé d'un tamis de 15,5 cm en diamètre et d'un entonnoir ; (C) Composants à l'intérieur d'un pluviomètre ; (D) Dérangement par les insectes ; (E) Bouchage de l'entonnoir par des tephras suite à une éruption phréatique mineure ; (F) Matériaux d'un glissement de terrain sur le tamis.

3.2.4.2.2. Données hydrologiques

La station d'observation a été équipée d'une caméra vidéo manuelle et d'un appareil photo fixe (Fig. 17). Cela permet d'acquérir des données hydrologiques sur les lahars (profondeur, débit, vitesse, nombre de blocs flottés de tailles métriques et processus d'écoulement). L'observation s'est faite depuis les deux rives. La présence lors des évènements de lahars et la visite régulière sur le terrain ont été importantes pour assurer la réussite de l'acquisition des données.

La rive droite, caractérisée par un accès facile, a été équipée par une station caméra portable. Cette dernière consiste en une caméra manuelle Sony DCR-SX22 (25 images par seconde, 720 x 480 pixels, 60x zoom optique, 9 Mbps), deux batteries NP-FV 70 (6,8 V 1 960 mAh) et NP-FV 30 (6,8 V 980 mAh) et une carte SD SanDisk Ultra de classe 10 (32 Go) qui a permis de filmer toute la durée des lahars. Des repères ont été mis en place sur le terrain pour faciliter l'analyse vidéo. Cette caméra a été emballée dans un boitier plastique étanche, montée sur un trépied et protégée sous un parapluie. L'heure de cette caméra a été synchronisée avec l'heure d'internet. Pour des raisons de sécurité, la radio communication pour la surveillance des lahars était toujours active pendant la durée opérationnelle de cette station caméra portable. Par ailleurs, une motocyclette était toujours prête à proximité de la station.

Un problème technique sur l'objectif de la caméra à cause des éclaboussures de lahars nous a obligé à la remplacer par une deuxième caméra, JVC GZ E305 BAG. Cette dernière possède une spécification supérieure (25 images par seconde, 1920 x 1080 pixels, 40x zoom optique, 17 Mbps). Cette caméra a été équipée par une batterie principale BN-VG121U (3,6 V, 2100 mAh), une batterie de réserve BN-VG108E (3,5 V, 860 mAh) et une carte SD SanDisk Ultra de classe 10 (32 Go). Une petite adaptation a été faite sur la boîte en plastique étanche pour s'accommoder à la dimension de cette caméra. Cette fois-ci, la station a également été complétée par un appareil photo numérique pour prendre des images de l'environnement périphérique à l'angle de vue de la caméra. La station a été déplacée pour pouvoir toujours filmer la même portion du chenal. En revanche, l'angle de vue de la caméra visait le même endroit que la première

caméra. Des fils jaunes de 2 m de longueur ont été installés partout sur le terrain en tant que repères. Sur le lit du chenal actif, trois fils jaunes ont déployés en respectant les trois axes (X, Y, Z).

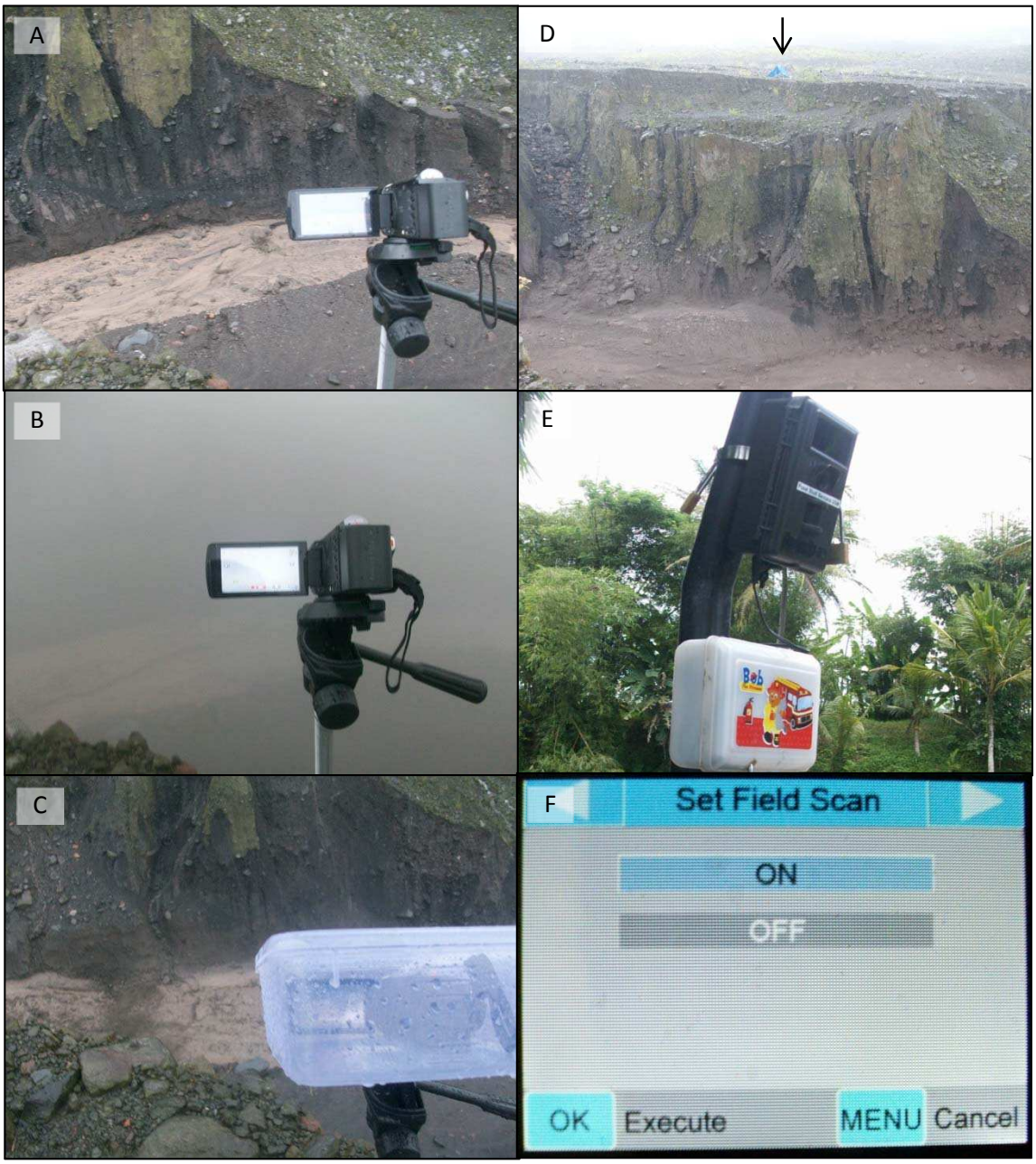


Figure 17 - **Installation de caméra et d'appareil photo.** (A) Caméra sur la rive droite; (B) Chenal invisible à cause de brouillard; (C) Caméra dans une boîte en plastique lors d'un lahar; (D) Vue de la rive gauche montrant l'appareil photo automatique à côté de la station sismique; (E) Appareil photo automatique sur un mât; (F) Fonction scanner de l'appareil photo.

La rive gauche, caractérisée par un accès très difficile et sans route d'évacuation, a été équipée d'une caméra Bushnell Trophy Cam HD - 119437. Cet appareil photo automatique a été réglé pour prendre des photos de 5 Mega Pixels (2560x1920) toutes les 30 minutes. La prise des photos n'était pas fondée sur un capteur d'infrarouge car la distance entre le lit du chenal et la caméra était supérieure à sa capacité (> 15 m). De plus, le brouillard a également empêché le fonctionnement de ce capteur (c.f. Fig. 17B). L'angle de vue de cet appareil photo visait le même endroit que les deux caméras précédentes. Le stockage dépend d'une carte SD SanDisk Ultra de classe 10 (32 Go).

L'alimentation électrique de cet appareil photo était pris de la batterie 12V, 60 Ah qui servait également pour alimenter la station sismique. Étant donné que le système électronique de l'appareil photo a nécessité 6V, la tension électrique devait être adaptée en utilisant un régulateur de tension positive en circuit intégré (*IC regulator*) 7806. Ce processus d'adaptation transformait l'excès de tension électrique en chaleur. C'est pour cela que le circuit intégré devait être bien collé sur un dissipateur thermique (*heatsink*) pour faciliter le refroidissement par convection. En revanche, ce système électronique de tension électrique très faible a attiré les insectes et était très sensible à l'humidité du site d'étude, si bien que cela a nécessité une maintenance régulière toutes les deux semaines.

3.2.4.2.3. Données sismiques

Nous avons installé une station sismique de marque MYOTIS au bord du cours d'eau à 4,6 km au sud du sommet (1 090 m d'altitude). Cette station sismique passive a été emballée dans une valise Pelicase PC 1170 avec une protection contre la poussière et l'intrusion d'eau (IP 67). Elle se compose d'une alimentation par batterie 12V-60Ah, panneau solaire 50 Watts, d'un enregistreur MYOTIS 16 bits avec une dynamique de 85 dB, un compact flash industriel WD de 2 Go, et de deux géophones GeoSpace GS-11D (fréquence propre 4,5 Hz ; sensibilité 32 mV/mm/s) distants de 76 m l'un de l'autre et parallèles au cours d'eau. Ces géophones GS-11D sont capables de mesurer les hautes fréquences jusqu'au moins 500 Hz. Cette station a été reliée à un modem GSM qui

envoyait des alertes SMS pour la surveillance indépendante. Le contrôle à partir d'un ordinateur a été possible grâce à l'émulateur terminal *Motocross*.

Cette station sismique utilisait les paramétrages qui devaient être enregistrés sur SAFIR.cfg (Fig. 18 et Annexe 4). Le réglage se focalisait sur la façon d'enregistrer les données, les capteurs, le contrôle de la température de boitier et le contrôle de la batterie. L'enregistrement des données s'est fait à une fréquence d'échantillonnage de 500 Hz (ou 0,002 s). La durée d'enregistrement de chaque détection était de 1 800 000 ms (30 minutes). Lors du démarrage de la station, la durée d'écoute bruit sismique était 10 secondes. Le déclenchement d'enregistrement était réglé à partir d'un ratio STA/LTA.

Les deux capteurs géophones ont occupé deux des trois ports d'entrées. La liaison de ces capteurs a été inspectée chaque jour à partir de leur impédance (± 370 Ω). Le gain analogique a été réglé à 100 pour amplifier les valeurs de signaux détectés par le géophone, car la distance verticale entre les capteurs sur la berge et les écoulements sur le lit était de plus de 40 m. Ces valeurs de signaux ont été utilisées pour la détection d'un évènement à partir d'un ratio STA/LTA des signaux sismiques enregistrés par chaque géophone. La durée moyenne du calcul STA est de 300 ms, alors que celle pour LTA est de 10 000 ms. Le seuil de détection du ratio STA/LTA est de 3, tandis que le seuil de la fin de détection est de 2. Cela a permis de détecter et d'enregistrer également des signaux sismiques de faible amplitude.

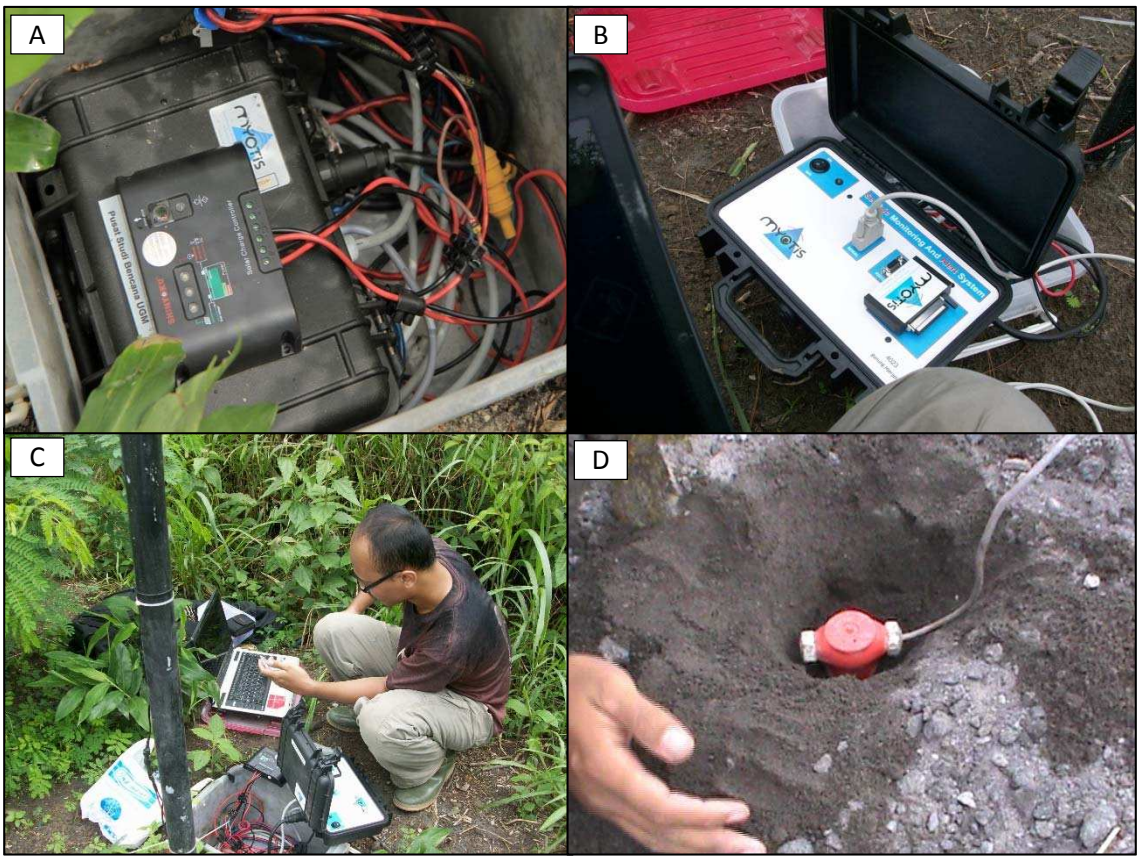


Figure 18 - **Station sismique Myotis.** (A) *Charge controler* pour régulariser l'alimentation électrique par le panneau solaire. (B) Station sismique. (C) Station sismique connectée à l'ordinateur pour envoyer le code SAFIR. (D) géophone.

3.2.4.3. Traitement des données

Nous avons analysé les caractéristiques hydrologiques des lahars fondées sur le traitement d'images vidéo en utilisant un protocole de mesure spécifique : le chenal a été divisé en trois axes (un axe central entouré de deux axes le long de chaque berge). Les vidéos ont été enregistrées à une fréquence de 25 images par seconde. La taille du caméraman et auteur de cette thèse (1,76 m) et aussi des fils jaunes (2 m) ont été utilisés en tant qu'échelle. Nous avons également défini une distance sur le terrain pour aider à calculer la vitesse surfacique par l'analyse image par image. Pour chaque axe, la base de données contient, à une fréquence de 15 secondes, des données de profondeur, largeur et

vitesse du front et de la surface du fluide, qui nous ont permis de calculer les variations de débit. La vitesse de surface a été calculée en comptant le nombre d'images nécessaires pour qu'un marqueur flottant (petits blocs ou débris) traverse la zone de l'analyse vidéo équivalente à une distance réelle de 7,8 mètres sur le terrain. La vitesse de surface a été obtenue selon la formule suivante :

$$Vs = 7,8 / (N / 25) \quad (3)$$

où Vs = vitesse instantanée de surface (m/s) ; 7,8 = distance connue sur le terrain ; et N = nombre d'images.

En revanche, il est impossible de calculer la vitesse moyenne du lahar (qui tient compte des forces de frottements internes) qui a donc été estimée à 4/5 de la vitesse surfacique (Lavigne *et al.*, 2003). Le débit a été ainsi calculé à partir de l'équation suivante :

$$Q = L \times P \times 4/5 \, (Vs) \quad (4)$$

où Q = débit moyen (m^3/s), L = largeur (m), P = profondeur (m), Vs = vitesse surfacique (m/s).

Nous avons quantifié manuellement le nombre de blocs visibles (diamètre > 1 m). Nous avons également mesuré la dimension (largeur x longueur x hauteur) du plus grand bloc visible afin de calculer son volume et ainsi la compétence du lahar. En multipliant ce volume par la densité de la roche andésite (2,5 - 2,8 ton/m^3), nous avons estimé le poids maximum des blocs transportés.

Concernant les données sismiques, les valeurs analogiques ont été tout d'abord converties aux valeurs numériques pour avoir l'unité physique des signaux (m/s). Cette conversion est liée à la sensibilité des géophones, au système d'enregistreur des données, à la gamme de tension d'entrée et au gain. Afin d'isoler les signaux qui nous intéressaient, nous avons d'abord appliqué un filtre passe-haut 5 Hz car la fréquence en dessous de 5 Hz est liée aux signaux d'activité volcanique. Un deuxième filtrage a été fait pour séparer les signaux qui correspondaient aux gammes de fréquence de lahars : 5 - 50 Hz (basse), 50 - 100 Hz (moyenne) et 100 - 240 Hz (haute).

Nous nous sommes ensuite intéressés à l'évolution du contenu fréquentiel des signaux en fonction du temps par l'analyse temps-fréquence (*Time-Frequency Analysis*/TFA) afin de construire un spectrogramme. L'analyse temps-fréquence a été réalisée à partir : (1) de la division des longues signatures sismiques des lahars sur certains segments en utilisant un fenêtrage ; (2) du calcul de transformation de fourrier rapide de chaque segment ; (3) du chevauchement de ces segments ; (4) et de l'accumulation d'amplitude sous forme d'une table consistant en temps (lignes) et gammes de fréquences (colonnes). Les données d'entrée sont les fichiers ASCII qui avaient été transformés depuis les fichiers HDD enregistrés par la station sismique MYOTIS. Le calcul utilisait la largeur de chaque segment de 256, type du fenêtrage *hamming*, discrétisation de la fréquence de 512, chevauchement de temps entre les segments de 128, fréquence d'échantillonnage de 500 Hz.

En plus de l'analyse du sismogramme, l'enveloppe des signaux sismiques de basse, moyenne et haute fréquences a également été calculée. Cette dernière est fondée sur les signaux sismiques dont la fréquence d'échantillonnage a été réduite à 1 Hz. Le calcul a été réalisé à partir de la racine carrée du total du carré des signaux sismiques plus le carré de leur transformation *hilbert*. Ensuite le résultat a été raffiné par une moyenne mobile de 30 secondes.

3.2.5. Impact géomorphométrique et dépôts associés

3.2.5.1. Acquisition des données

Les coupes transversales sont utilisées dans cette étape du travail pour représenter d'une façon simple l'évolution rapide de la topographie avant, pendant et après le passage des lahars (3.2.5.1) et les dépôts associés (3.2.5.2).

3.2.5.1.1. Impact géomorphométrique

A. Endroit précis : technologie laser, mesure manuelle, et vidéo

Le contrôle de la topographie des dépôts pyroclastiques issus de l'éruption de 2010 est déterminé à partir des données LiDAR(*Light Detection and Ranging*) avec une résolution de 20 mm accompagnées par des photos aériennes. Ces données secondaires

ont été acquises en 2012 par *PT. SURVAI UDARA PENAS* et *PT. AIRBORNE INFORMATICS* en utilisant le système de LiteMapper 5600 déployé sur un avion CESSNA 402 B. Les données ont été traitées par le *BPPTKG* (Observatoire du Volcan Merapi) avant de les transmettre au propriétaire final, *BNPB* (Conseil National Indonésien pour la Gestion des Catastrophes) le 27 février 2013 dans le cadre du programme RAHASIA MERAPI (**R**isk **A**nalysis, **H**azard **As**sessment, **I**nformation based on Warning System and Communities **A**wereness of **Merapi**).

La topographie avant le passage des lahars a été mesurée à l'aide d'un télémètre laser à partir d'un point de référence unique (île au milieu du chenal ; c.f. Fig. 14). Ce dernier a d'abord été géolocalisé en coordonnées UTM (Transverse Universelle de Mercator) par un récepteur GPS (global positioning system) DAKOTA 20 avec une précision de 3 m. Les coordonnées ont été calibrées en utilisant les données secondaires (Lidar et photo aérienne). L'altitude du point de référence a été mesurée par un altimètre THOMMEN HM 30 avec une précision de 1 m. Cet appareil a été calibré avec un point d'élévation connu au plus proche (Musée du volcan Merapi ; 738,426 m d'altitude). Le télémètre laser (LaserAce 1000) utilisé est capable de mesurer un objet jusqu'à 600 m à haute résolution (laser 1 cm ; boussole 0,1° ; clinomètre 0,1°) et est alimenté par une batterie rechargeable de 1100 mAh et 7,2 Vcc. Cet appareil fonctionne à partir du temps nécessaire par le rayonnement laser (*light amplification by stimulated emission of radiation*) pour aller à un objet, être reflété et revenir au télémètre. La vitesse de la lumière est toujours identique dans le vacuum (presque 3 $x10^8$ m/s), mais elle peut varier en fonction de l'environnement. C'est pour cette raison que toutes les mesures télémétriques ont été effectuées le matin pour avoir à peu près la même température ambiante et pour éviter l'humidité, le brouillard, voire les averses, qui impactent les valeurs produites.

La mesure topographique pendant chaque phase de lahar a été réalisée à partir des mêmes enregistrements vidéo que pour l'étude de la dynamique des lahars (c.f. Chapitre 6). Des repères sur le terrain (blocs, auteur) et les fils jaune de 2 m (axe X, Y,

Z) ont été utilisés en tant qu'échelle. Le visionnage des vidéos a été fixé sur un endroit précis dans le chenal durant tout le passage des lahars.

La mesure après les lahars s'est faite manuellement à l'aide d'un mètre ruban directement après l'évènement (fin d'après-midi) afin d'éviter une perturbation topographique possible par un autre lahar dans la nuit et l'échec de mesure télémétrique à cause de la pluie ou des matériaux encore mouillés dans le chenal. La mesure était répétée le lendemain matin un utilisant un télémètre laser, une fois que les matériaux étaient plus secs.

B. Environnement aux alentours : photos diachroniques

Les mesures topographiques de qualité par la technologie laser et la calibration manuelle sont pertinentes pour un seul endroit précis. La faiblesse de ce type de mesures est qu'elles sont extrêmement chronophages. En conséquence, nous manquons de mesures pour d'autres endroits où les lahars peuvent provoquer une évolution topographique (érosion ou aggradation). Le moyen le plus adapté pour le besoin de mesures topographiques rapides, simples et représentatives, est de prendre des photos diachroniques à plusieurs endroits et altitudes en utilisant une caméra de poche. La seule faiblesse de cette méthode est la distorsion de perspective de l'image.

Afin de minimiser cette faiblesse, le principe de la prise des photos pour SfM (Structure from Motion) a été adopté dans cette étude. Malheureusement, l'essai sur le traitement SfM et le développement de nuage de points ont été un échec à cause de plusieurs contraintes (chenal très profond et large ; manque de photos aériennes journalières ; pluie ; sécurité). La technique photographique la plus pertinente pour cette étude a été la fusion des images avec une correction géométrique à l'aide du télémètre laser, des échelles statiques (repère, fils) et mobiles (personnes).

3.2.5.1.2. Dépôts associées

Du point de vue scientifique, les études précédentes depuis 30 ans (Pierson et Scott, 1985 ; Lavigne et Thouret, 2002 ; de Bélizal, 2012 ; Vázquez *et al.,* 2014) ont toutes montré la même tendance granulométrique des dépôts de lahar : mal triés, avec un graphique polymodal et une forte domination en pourcentage du poids des matériaux grossiers. Afin d'effectuer la même mesure, les échantillonnages doivent inclure également les différentes tailles des blocs difficiles à déplacer. Cela nécessite donc une présence trop prolongée dans le chenal.

Malheureusement, l'arrivée soudaine des lahars et la perte des signaux radio de surveillance dans le chenal posent des questions de sécurité. La topographie du chenal sur le terrain (profonde, étroite et en méandres) ne nous a pas permis d'y rester longtemps. Nous nous sommes fixés une durée maximale de dix minutes pour descendre dans le chenal, effectuer l'ensemble de l'identification - documentation - échantillonnages avant de remonter sur la berge.

Fort des caractéristiques granulométriques connues depuis plus de trois décennies et en jugeant de la faisabilité des mesures sur le terrain, nous avons évité une large gamme granulométrique. La limite de fraction grossière a été préconfigurée au maximum -3,3 φ (9,5 mm). Nous nous focalisons donc sur les fractions fines des lahars. Cette pré-limitation nous a permis d'apporter un nouvel aspect dans l'étude des lahars, liée aux cendres du volcan voisin Kelud qui ont été impliquées dans deux des lahars étudiés au sein de cette thèse.

L'échantillonnage a été fait en fonction de chaque phase d'écoulement. La topographie de dépôt a été repérée pendant les observations in-situ des lahars et l'enregistrement vidéo. Les banquettes (sorte de *terrasses*) sur le lit du chenal représentent les phases des lahars. Le changement brusque, rapide, quelques fois imprévisible du temps et aussi la question de notre sécurité constituent des défis d'échantillonnage de dépôt de lahar. L'échantillonnage et la mesure topographique

doivent être effectués au bon endroit le plus vite possible avant que le prochain lahar n'arrive.

L'analyse granulométrique a été faite au Laboratoire de Mécanique des Sols au sein de la Faculté de Génie Civil de l'Université Gadjah Mada en utilisant le protocole de tamisage sec des matériaux grossiers. Le diamètre refus des tamis varie de -3,3 φ (9,5 mm) à 4 φ (0,07 mm) sur 9 classes des particules. Nous avons simplement pesé le poids des matériaux refus par les différents diamètres de tamis.

L'analyse des cendres du volcan Kelud a été réalisée au Laboratoire de Géographie Physique (UMR 8591, CNRS, Meudon) en utilisant le Granulomètre *Beckmann-Coulter LS230* qui est connecté à un module d'entrée d'échantillons *(Variable Speed Fluid Module Plus)*. Cet appareil mesure la taille des matériaux de -1 φ (2 mm) à 14,6 φ (0,04 μm) sur 117 classes de particules en fonction de la diffusion du rayonnement laser. Le protocole de travail a été synthétisé comme suit :

1. Les échantillons de sédiments ont été pesés à 5 g.
2. Du peroxyde d'hydrogène (H_2O_2) 25 ml avec une concentration de 30 % a été utilisé pour détruire la matière organique. Le traitement a été effectué à 110 °C pendant au moins 30 minutes jusqu'à ce que la réaction s'arrête et les sédiments soient secs. L'éthanol (C_2H_5OH) a été utilisé seulement en cas d'urgence si la réaction était incontrôlable.
3. De l'hexa-métaphosphate de sodium ($Na_6O_{18}P_6$) 5 ml avec une concentration de 5 % a servi à disperser l'échantillon / séparer les grains. Le traitement a été réalisé sur l'agitateur rotatif pendant 6 heures.
4. Les sédiments dispersés ont été versés dans un bécher équipé par un agitateur magnétique.
5. La solution a été prise en utilisant une pipette automatique et remise dans l'entrée d'échantillons dans le *Variable Speed Fluid Module Plus* pour la mesure automatique de la granulométrie.
6. La mesure a été répétée trois fois. Les données en sortie sont en format ASCII.

3.2.5.2. Traitement des données

Les données LiDAR de 2012 pour le contrôle de la topographie contiennent des fichiers bruts dont l'extension est *.xyz sur une surface très large autour du volcan. Ces données ont dû être coupées pour se focaliser sur notre zone d'étude (1 331 820 points) et pour s'adapter à la spécification de notre ordinateur (Intel Xeon E5-2609v2 2.5 GHz 4 cœurs et threads, RAM 8 Go, NVIDIA Quadro K600 128 bit 1Go DDR3). Cette extraction de données a été très importante car le nuage de points dans les données LiDAR demande souvent une haute spécification des matériaux informatiques. Ces données ont ensuite été transformées au format *.las pour pouvoir être importées dans l'ArcMap en utilisant le module *LAS dataset* dans le *3D Analyst tools*. L'étape suivante a été le protocole standard du développement de TIN (*Trianggulated Irregular Network*) et la formation de MNT (Modèle Numérique de Terrain). La visualisation des photos aériennes sur ArcScene avec les valeurs d'altitude du MNT facilite la présentation de la topographie.

Les données de télémètre laser ont été utilisées pour créer des points d'altitude. Ces données brutes contiennent la distance horizontale, la distance verticale et l'azimut par rapport au point de référence. Le principe de la trigonométrie a permis de calculer les points topographiques (coordonnées X, Y, Z) le long de la coupe transversale en respectant la distance horizontale, la distance verticale et l'azimut acquis par le télémètre laser. Ces points d'élévation géolocalisés ont ensuite été visualisés dans l'ArcMAP en utilisant les graphiques de *point profile*.

L'analyse vidéo constitue l'approche principale pour la mesure topographique pendant le passage des lahars. Cette mesure a été réalisée au début et à la fin de chaque phase d'un lahar. Les données traitées sont l'évolution topographique et la durée d'occurrence pour ensuite calculer la vitesse de changement géomorphométrique vertical et latéral dans le chenal.

La technique de la photographie a été utilisée pour visualiser la topographie autour du site d'étude. Le chevauchement des photos est d'au minimum 40 % pour la

fusion automatisée des photos sur Photoshop. Cela permet de produire une description qualitative sur la topographie du chenal. Les données quantitatives concernant les photos fusionnées sont fondées sur la mesure rapide des repères sur le terrain en utilisant le télémètre laser ou des échelles statique et mobile.

L'évolution géomorphométrique du chenal a ensuite été synchronisée avec les dépôts associés à chaque phase des lahars à l'aide de l'analyse vidéo. Cette synchronisation chronométrée a été indispensable pour l'analyse diachronique sur les impacts topographiques et sédimentologiques des lahars avant, pendant et après l'évènement. La caractéristique des dépôts des lahars a été étudiée en utilisant des données granulométriques. Deux approches ont utilisées dans cette phase de travail: la statistique (*Moyenne, Kurtosis, Skewness, Standard deviation*) et la description qualitative.

3.3. Conclusion

Les objectifs et la méthodologie de cette thèse sont abordés d'une façon détaillée dans ce troisième chapitre. Cette thèse a pour objectif de :

1. comprendre les processus de déclenchement des lahars en amont du cours d'eau et en laboratoire ;
2. étudier la dynamique des lahars en mouvement ;
3. mieux appréhender les processus d'érosion et de dépôt des matériaux volcaniques remobilisés.

Une méthodologie de la recherche originale a ainsi été construite et développée pour atteindre ces objectifs. Les processus de déclenchement des lahars a été étudié de deux manières : d'abord sur le terrain, en comparant deux bassins versants voisins (perturbé par l'éruption en 2010 et non perturbé) à l'aide d'une instrumentation pour effectuer des mesures automatisées ; puis en laboratoire, par le biais de simulations physiques sur un plan incliné qui ont permis d'étudier d'autres processus de déclenchement des lahars qui ne peuvent pas être observés directement sur le terrain.

Une étude détaillée de la dynamique des lahars actifs dans un chenal naturel a été effectuée grâce au couplage entre des enregistrements vidéos pendant toute la durée de deux lahars observés et des signaux sismiques obtenus à la suite de l'instrumentation de notre site d'observation. Cette approche a également permis d'observer et de comprendre le processus et la chronologie de mise en place de dépôts des lahars et l'alternance érosion-sédimentation lors de ce processus, phénomènes non décrits dans la littérature scientifique jusqu'à aujourd'hui à cette échelle (spatiale comme temporelle) d'analyse.

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE :

Choix de site d'étudie, aléa lahars, objectifs et méthodologie de la thèse

Le volcan Merapi est propice à l'étude de l'érosion d'un édifice volcanique car ce jeune stratovolcan actif possède une caractéristique hydro-géomorphologique très dynamique à cause du climat tropical. Étant donné que la vitesse et la direction de la subduction ne changent pas (73 ± 0.8 mm/an vers le nord), la pérennité de l'activité éruptive du Merapi est assurée, avec la production régulière de nouveaux matériaux pyroclastiques en moyenne tous les 4 ans. Or, les dépôts de ces matériaux sur les flancs sont remobilisables par les lahars.

Ce volcan se situe également au milieu d'une région surpeuplée. Les 3,6 millions d'habitants avec une densité de plus de 4800 habitants/km^2 vivent dans les zones bâties qui sont construites sur les dépôts anciens d'écoulements pyroclastiques et de lahars. Le cadre tectonique, géologique, climatique et démographique du Merapi est commun à beaucoup d'autres volcans dans le monde. Donc cela rend l'étude géomorphologique du Merapi reproductible aux autres volcans à l'échelle globale.

La nature de l'aléa lahar dans la région volcanique est connue depuis longtemps. Il existe neuf modes de déclenchement des lahars : (1) éruption explosive dans un lac de cratère ou d'un maar, (2) ouverture d'une brèche dans un lac de cratère, (3) glissement de terrain (4) liquéfaction de dépôt d'avalanche de débris saturé en eau, (5) fonte superficielle de la neige et de la glace par les retombées de cendres, (6) éruption sous-glaciaire, (7) contact entre un écoulement pyroclastique et la neige et/ou la glace, (8) intrusion d'une coulée pyroclastique dans un cours d'eau et (9) forte averse pendant une éruption. Cette étude propose de rajouter un nouveau mode, c'est-à-dire une averse sur le dépôt des cendres volcaniques très fraîches issues de l'éruption d'un volcan voisin.

Les lahars sont déjà allé jusqu`à 230 km en aval d'un volcan à une vitesse instantané de 15 à 40 m/s. Le débit d'un lahar peut atteindre jusqu`à 6 millions m^3/s.

Les lahars englobent trois phases d'écoulement, nommées coulée de débris, écoulement hyperconcentré, puis écoulement fluviatile à l'extrême fin des événements. Une coulée de débris contient un mélange d'eau et de matériaux volcanoclastiques dont le pourcentage de la partie solide est supérieur à 60 % en volume et 80 % en poids. Un écoulement hyperconcentré est classifié par un pourcentage de matériaux de 11 – 60 % en volume et 40 - 80% en poids. Le pourcentage des particules fines, sables et graviers varie respectivement de 20 à 60 %, de 30 à 70 % et de 0 à 15 %). Un écoulement fluviatile est quant-à-lui défini par un pourcentage de la partie solide inférieur à 4 % en volume et 10 % en poids.

D'un point de vue sismique, seulement deux de ces trois phases sont identifiées. La phase de coulée de débris est caractérisée par des signaux d'une grande amplitude de 2.3×10^{-3} m/s et des basses fréquences de 10 à 30 Hz. La phase d'écoulement hyperconcentré est définie par des signaux de plus petite amplitude de $7{,}8 \times 10^{-4}$ m/s et des fréquences plus élevées de 30 à 50 Hz. La dynamique des lahars connu dans la littérature scientifique englobe trois parties (front, corps, queue) avec un schéma théorique de phase (coulée de débris, écoulement hyperconcentré, écoulement fluviatile) et de gamme de fréquence sismique qui n'a jamais véritablement été prouvé par manque d'observations de terrain.

L'interprétation sédimentologique liée à la reconstruction des phases de lahars se fonde généralement sur la granulométrie des dépôts, sans être accompagnée par des analyses vidéo détaillées pour en vérifier la validité. La question qui se pose est de savoir si une étude strictement sédimentologique est suffisante pour interpréter les différentes phases d'écoulement des lahars.

Axé sur l'aléa lahar, le cadre scientifique de la thèse s'articule autour de ces trois objectifs spécifiques :

1. analyser les processus de déclenchement des lahars en amont du cours d'eau et en laboratoire;
2. étudier la dynamique des lahars en mouvement;

3. mieux appréhender les processus d'érosion et de dépôt des matériaux volcaniques remobilisés.

L'approche 5W-1H et l'analyse SWOT sont utilisées pour déterminer la méthode qui a été adoptée dans cette étude. Le déclenchement des lahars fut étudié sur le terrain et en laboratoire. Sur le terrain, deux bassins versants (perturbé par l'éruption en 2010 et non perturbé) furent instrumentés avec pluviomètres, enregistreur de données, limnigraphe, laser, et capteur de force. Une programmation fut effectuée pour contrôler automatiquement l'enregistrement des données. Le travail quotidien sur le terrain engloba également la maintenance des appareils et l'observation in-situ lors de la pluie. En laboratoire, la modélisation physique de déclenchement des lahars fut effectuée sur un plan incliné en utilisant 8 scénarios sur la pluie, le type de matériaux et l'existence de cendres sur la surface des matériaux.

Quant à la dynamique de lahars actifs, il nous faut une présence sur le terrain au bon moment. Nous avons utilisé un système de surveillance en temps réel, qui consista en une surveillance dépendante et indépendante. La surveillance dépendante a été effectuée grâce aux images satellite de MTSAT, les rapports quotidiens du BPPTKG téléchargés sur twitter et la radiocommunication connectée aux sismomètres sommitaux du BPPTKG. Pour la surveillance indépendante, nous avons utilisé un système d'alerte (modem GSM) lié à notre station sismique contenant un géophone amont et un géophone aval. Ces deux géophones ont été installés avec une distance de 76 m l'un de l'autre et parallèles au cours d'eau. Une caméra vidéo a été utilisée pour acquérir des données hydrologiques sur les lahars et pour étudier l'alternance érosion-sédimentation des lahars.

DEUXIÈME PARTIE

Déclenchement des lahars au Merapi

Comment les lahars se déclenchent-ils sur le terrain ?
Peut-on étudier d'autres processus de déclenchement des lahars en laboratoire ?

Cette deuxième partie de thèse aborde les processus de déclenchement des lahars que nous avons étudiés sur le terrain et en laboratoire. Cela est décrit d'une façon détaillée dans deux chapitres suivants:

- Chapitre 5. Étude in-situ de l'érosion dans deux petits bassins versants voisins
- Chapitre 6. Modélisation physique de déclenchement des lahars

CHAPITRE 4. ÉTUDE IN-SITU DE L'ÉROSION DANS DEUX PETITS BASSINS VERSANTS VOISINS

Cette recherche a été effectuée pour étudier le processus de déclenchement des lahars en utilisant une analyse comparative sur deux bassins versants côte à côte (perturbé par l'éruption et non perturbé), situés à 1100 m d'altitude sur le flanc est du Merapi (c.f. Fig. 10). Nous avions trois centrales d'acquisition : RG1 pour le bassin versant perturbé, RG10 pour bassin versant non perturbé et RG5 pour le site 500 en aval de deux derniers bassins versants. Les mesures ont été effectuées automatiquement à l'aide des instrumentations de terrain (c.f. Chapitre 3, point 3.2.2. pour la méthodologie détaillée) et de la programmation de l'enregistreur des données (Annexe 2). Cette étude a pour but d'étudier :

a. la caractéristique des bassins versants perturbé et non perturbé.
b. le changement des caractéristiques d'écoulement en raison d'un glissement de terrain connecté au chenal.

4.1. Résultats

Les résultats obtenus dans cette étude englobent deux points importants : l'identification des sites étudiés (4.1.1) et le changement de caractéristique des écoulements à cause d'un glissement de terrain (4.1.2).

4.1.1. Identification des sites d'études

4.1.1.1. Configuration topographique

Le bassin versant perturbé car impacté par une déferlante pyroclastique de l'éruption en 2010 se situe à côté du chenal principal de la rivière Woro (Fig. 19). Les pentes sont de 25° (direction amont-aval) et de 60° (vers les versants). Le profil topographique est présenté par la figure 20. Ce bassin versant s'oriente vers le sud-est. En raison des pentes très fortes, nous avons pu facilement observer des cicatrices d'anciens glissements de terrain sur les deux côtés de la vallée. La largeur de ces mouvements de versant ne dépasse pas 15 m. La trace de déplacement des dépôts longe le pied du versant avec deux types : connecté et non connecté au chenal.

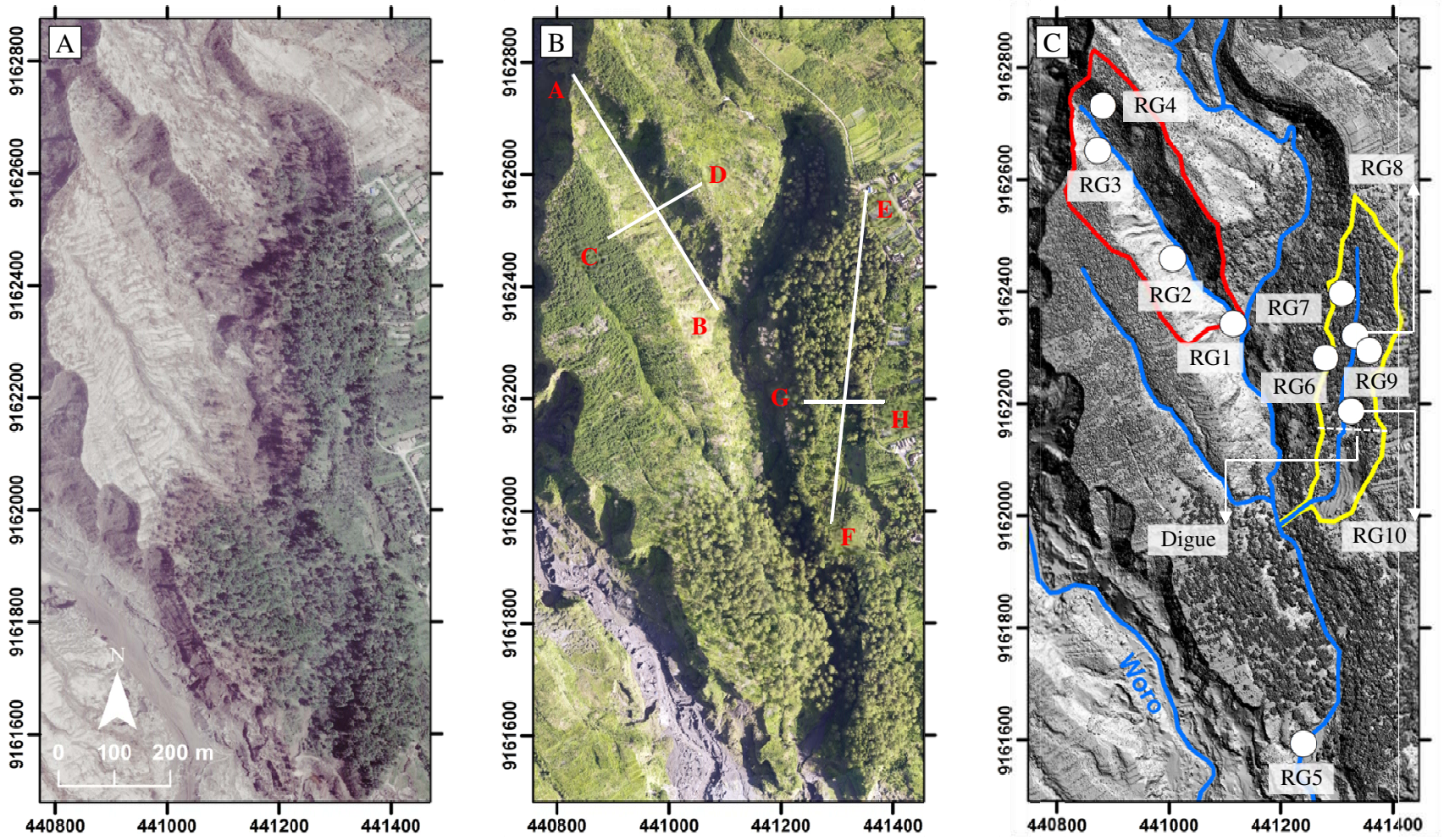


Figure 19 – **Images diachroniques des deux bassins versants instrumentés.** Image satellite en vraies couleurs en 2010 (A) et photo aérienne en 2012 (B). Les localisations des 10 pluviomètres sont présentées sur le modèle numérique de terrain/MNT (C). Le bassin versant perturbé et non perturbé sont consécutivement délimités par la ligne rouge et jaune. L'échelle et l'orientation des images sont identiques.

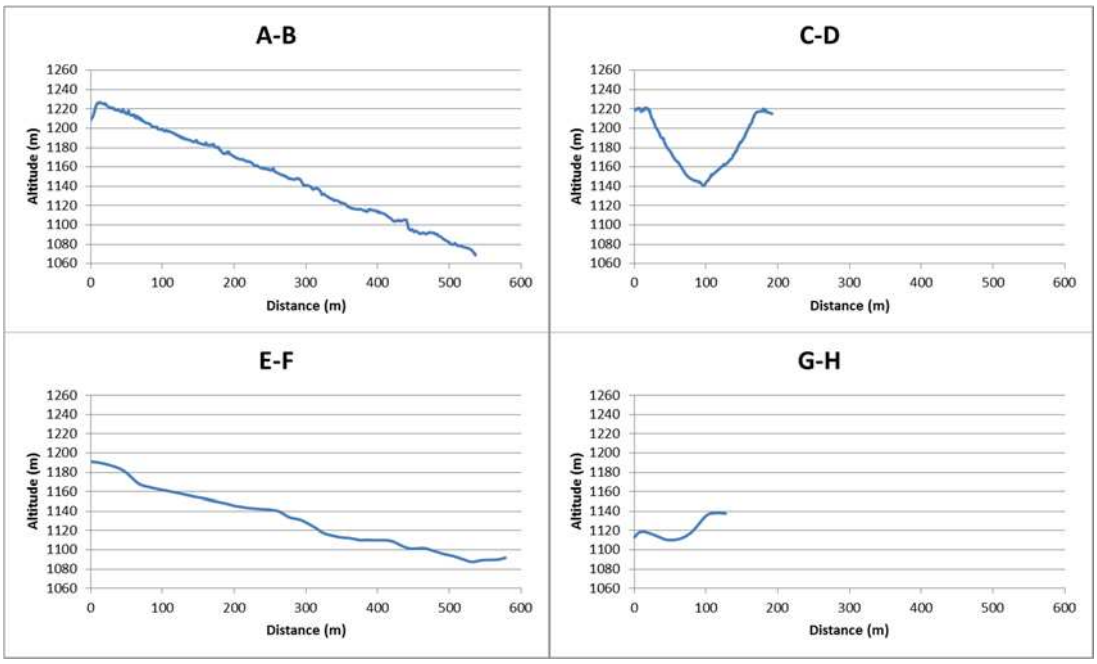


Figure 20 – **Profils topographiques des sites d'études associées à la figure 19B**.

Le bassin versant non perturbé se situe à 400 m à l'est de la Woro. La figure 19A représente la limite claire de la zone non impactée par la déferlante pyroclastique. Le profil topographique de la figure 20 montre que les pentes sont de 15° (direction amont aval), 50° (versants de la rive gauche) et 20° (versant de la rive droite). Le bassin versant s'oriente vers le sud. La trace d'anciens glissements de terrain est absente dans l'ensemble du bassin versant. Il y a un petit lac naturel (8,3 m de largeur x 9,4 m de longueur) au milieu du bassin versant qui n'est pas connecté au chenal.

Les données LiDAR ont servi à représenter la topographie d'une façon détaillée. Le bassin versant perturbé a pu être facilement représenté par ces données après avoir filtré la végétation qui fait partie de nuage des points bruts/non-classifié (Fig. 21). En revanche, pour le bassin versant non perturbé où la couverture végétale est très dense sur les versants non identiques et non réguliers, le traitement des nuages des points fut beaucoup plus difficile. Les données LiDAR n'ont pas réussi à représenter correctement la topographie car la plupart des nuages des points ne représentent pas le terrain (*ground points*), mais la canopée situé à 25 m de hauteur (c.f. Fig 19C). Le Modèle Numérique

de Terrain (MNT) s'est avéré trop général, si bien qu'il manquait des détails topographiques qui étaient visibles sur le terrain. Malgré cela, les données LiDAR ont pu être utilisées pour produire une carte de la topographie avec des courbes de niveau à un intervalle de 2,5 m (Fig. 22).

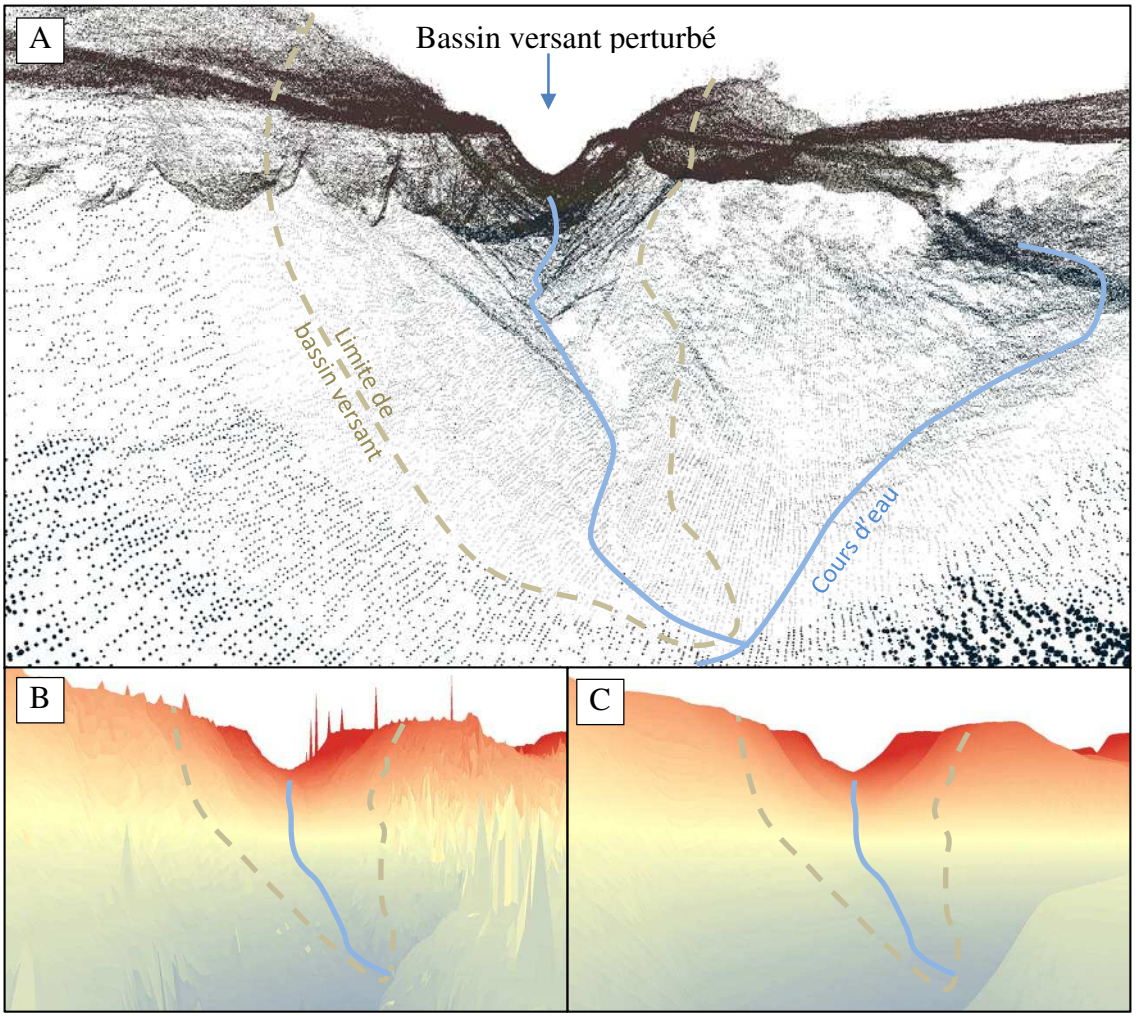


Figure 21 – **Visualisation 3D de la topographie du bassin versant perturbé**. Nuage des points bruts (A); Modèle Numérique de surface/MNS avec végétations et bruits (B); Modèle Numérique de Terrain/MNT (C).

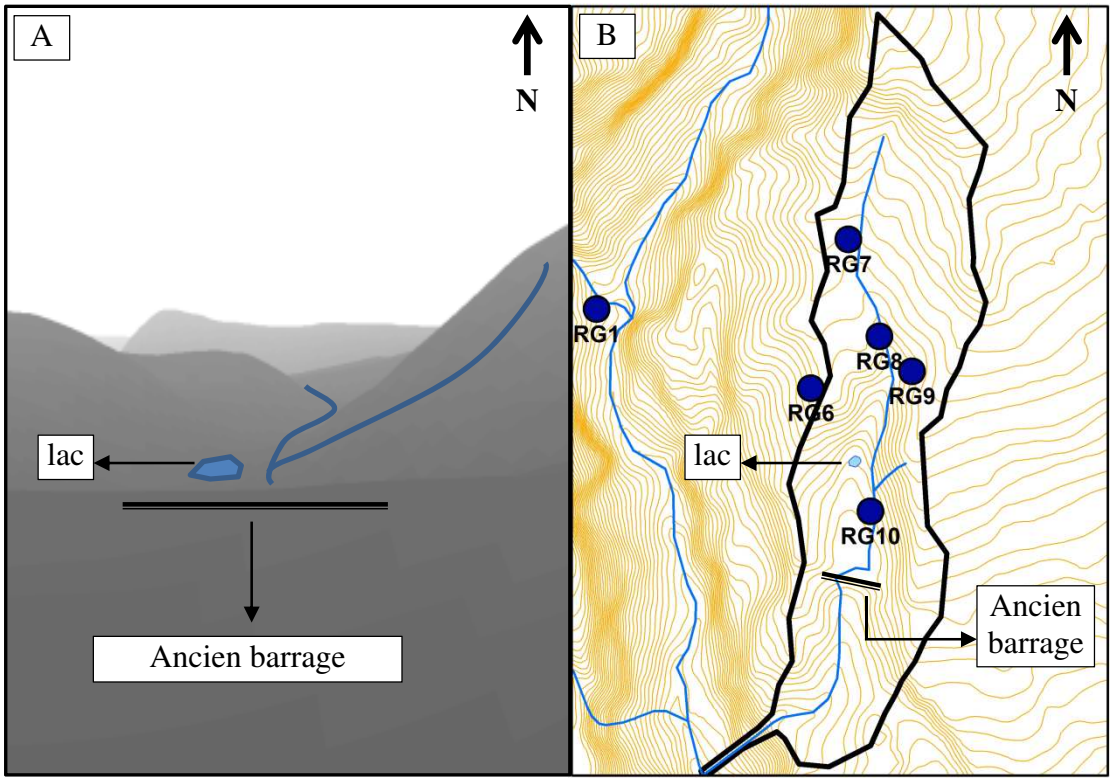
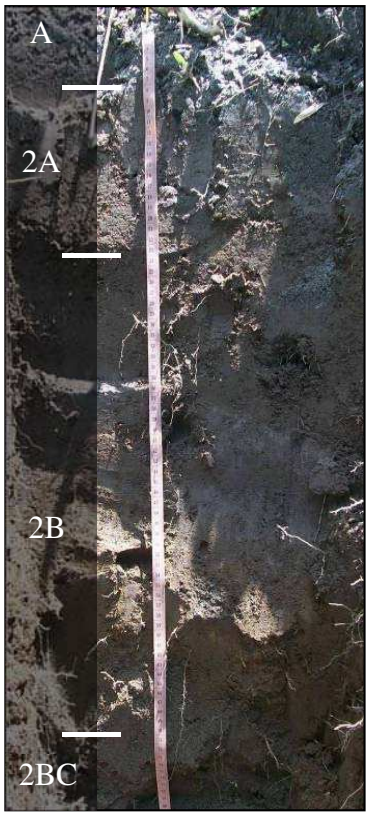


Figure 22 – **Modèle Numérique de Terrain/MNT du bassin versant non perturbé (A) et courbes de niveau à un intervalle de 2,5 m (B).**

4.1.1.2. Le cadre pédologie

Malgré la distance faible entre les deux bassins versants, les profils du sol inférieurs de 1 m furent très contrastés. À l'intérieur du bassin versant perturbé, l'horizon superficiel (*top soil*) est couvert par des sables gris clair (10 YR 7/1 du Charte *Munsell* de Couleurs de Sols / *Munsell Soil Color Chart*). Cela correspond au dépôt de la déferlante pyroclastique en 2010 qui commence à se pédogénéiser. L'ensemble du mince dépôt de cette déferlante en tant que matériel parental se transforme en horizon A avec une présence très visible des nouvelles activités biologiques (racines fibreuses). Malgré cela, la discontinuité lithologique est très claire par rapport aux horizons sous-jacents qui ont été enterrés mais qui étaient génétiquement plus développés avant l'éruption en 2010 (Fig. 23). Étant donné que l'épaisseur de ce dépôt est inférieure à 50 cm, elle suit les conditions de la classification du sol de USDA (*United States Department of Agriculture*), les sols au-dessous n'ont pas pu être identifiés en tant que

sols enfouis, même si l'âge cette enfouissement est connu (2 ans, lors de l'étude pédologique en 2012).



Horizon A (0-7 cm) : Gris clair (10 YR 7/1) ; sec; sable; grenue ; non-collant, non-plastique; beaucoup de racines fibreuses (1-2 mm); gravier (2-5 cm); limite irrégulière vers l'horizon inférieur.

Horizon 2A (7-23 cm) : Brun (10 YR 4/3) ; sec; limon argilo-sableux; grumeleuse; légèrement collant, légèrement plastique; peu de racines fibreuses (1-2 mm); limite claire et lisse vers l'horizon inférieur.

Horizon 2B (23-70 cm) : Brun jaunâtre foncé (10 YR 3/4) ; humide; limon; subanguleuse moyen; légèrement collant, légèrement plastique; peu de racines fibreuses (1-2 mm); limite claire et lisse vers l'horizon inférieur.

Horizon 2BC (> 70 cm) : Brun grisâtre (10 YR 5/2) sec; sable; grenue ; non-collant, non-plastique; racines brûlées (> 30 mm); graviers (5-10 cm).

Figure 23 – **Description du profil du sol du bassin versant perturbé**.

Les horizons en-dessous du dépôt de déferlante pyroclastique (horizon A) possèdent des caractéristiques d'*Inceptisols* avec la propriété typique de l'horizon diagnostic *Cambic* (altération physique avec une épaisseur de 16 cm ; sables très fins ; sans régime hydrique *aquic* (saturé en eau) à une profondeur de 50 cm ; sans structure de roche ; l'intensité (4) plus élevé que la clarté (3) dans le couleur Munsell 10 YR (Fig. 24)). Étant donné que le matériel parental est différent et plus ancien, les horizons ont été nommés 2A-2B-2BC. Le résultat de l'illuviation et de l'accumulation des particules fines est visible, montrant la relation pédogénétique entre les horizons 2A (limon argilo-sableux) et 2B (limons). À l'intérieur de l'ensemble de l'horizon 2B, la propriété est uniforme, sans caractéristique distinctive spécifique accumulée à une certaine profondeur (par exemple : couleur, structure ou accumulation d'argile silicate).

L'horizon BC constitué à la base l'horizon B possède une caractéristique du matériel parental (ou sédiment géologique) avec un peu de compaction. La texture du sol est sableuse. Cet horizon contint des racines brulées indiquant le réchauffement brutal du sol jusqu'à plus de 70 cm de profondeur.

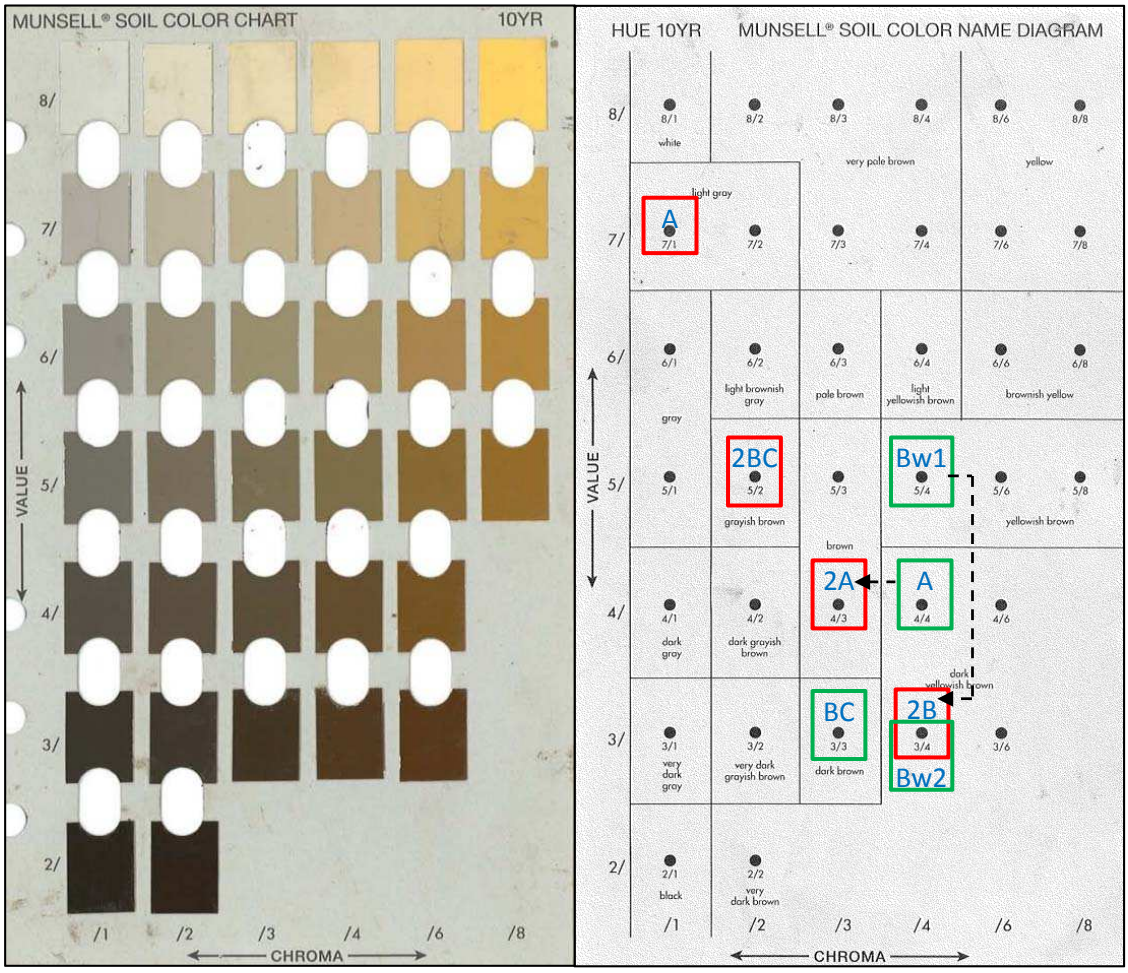


Figure 24 – **Charte Munsell de Couleurs de Sols (*Munsell Soil Color Chart*) utilisé pour la détermination de la couleur des horizons des bassins versants perturbé (rectangle rouge ; A-2A-2B-2BC) et non perturbé (rectangle vert ; A-Bw1-Bw2-BC) dans cette thèse.** Ce code de référence standardisé inclut la teinte de base (*hue*), la clarté (*value*) et l'intensité (*chroma*). La teinte de base 10YR indique le mélange entre les couleurs jaune (Y ou *yellow*) et rouge (R ou *red*). En théorie, la clarté s'éteint de 0 à 10 pour décrire respectivement le noir absolu et le blanc absolu. L'intensité varie de 0 à 20 pour décrire le niveau de gris. En pratique, les sols de couleur 10 YR ne possèdent jamais de couleurs absolus. La clarté varie seulement de 2 à 8 et l'intensité est notée de 0 à 8. Les changements de couleur des horizons pour le première 30 cm de profondeur sont représentés par les deux flèches.

À l'intérieur du bassin versant non perturbé, le type de sol est à l'origine identique à celui du bassin versant perturbé. L'absence de dépôt de la déferlante pyroclastique en 2010 n'a pas changé la pédogenèse car il n'y a pas de discontinuité lithologique (Fig. 25). Le type de sol est l'*Inceptisol* avec la séquence d'horizons A-Bw1-Bw2-BC. La caractéristique d'horizon diagnostique *Cambic* se trouve dans le *solum*. L'horizon B est divisé en deux (Bw1 et Bw2) pour montrer le développement de couleur (10 YR 5/4 vers 10 YR 3/4) et de structure (grumeleuse fine vers subangulaire moyen). Les racines existent dans tous les horizons pédologiques. En revanche, les racines brulées sont inexistantes.



Horizon A (0-8 cm) : Brun jaunâtre foncé (10 YR 4/4) ; humide; limon fin; grumeleuse fine; légèrement collant, modérément plastique; beaucoup de racines fibreuses (1-2 mm); limite claire et irrégulière vers l'horizon inférieur.

Horizon Bw1 (8-41 cm) : Brun jaunâtre foncé (10 YR 5/4) ; humide; limon fin; grumeleuse fine; légèrement collant, modérément plastique; beaucoup de racines fibreuses (1-2 mm); limite claire et irrégulière vers l'horizon inférieur.

Horizon Bw2 (41-87 cm) : Brun jaunâtre foncé (10 YR 3/4) ; humide; limon; subanguleuse moyenne; légèrement collant, plastique ; racines (> 2 mm) ; limite claire et irrégulière

Horizon BC (> 87 cm) : Brun foncé (10 YR 3/3) ; humide; limon argilo-sableux; subanguleuse moyenne; légèrement collant, modérément plastique; racines (> 2 mm); graviers (5-10 cm).

Figure 25 – **Description du profil du sol du site du bassin versant non perturbé**.

4.1.1.3. Une végétation différentiellement affectée par l'éruption

La déferlante pyroclastique de 2010 a presque totalement détruit la végétation dans le bassin versant perturbé. La seule végétation originale qui a résisté sous le souffle brûlant fut le pin (*Pinus merkusii*). Nous avons observé beaucoup de troncs de pin qui ne furent pas emportés, même s'ils furent partiellement coupés et calcinés. Les feuilles de pin n'ont alors pas pu repousser. La croissance massive et importante d'une espèce envahissante, l'Acacia (*Acacia decurrens*) s'est manifestée juste après l'éruption. La rapidité de cette croissance et l'espace très serré entre les Acacias ne fut pas accompagnée par une structure forte des troncs d'arbre et des racines. Lorsque le souffle fort s'abattit sur les arbres, les troncs s'incurvèrent et se collèrent aux autres troncs. Parfois, les troncs basculèrent, dévoilant un réseau des racines faibles (Fig. 26). La surface du sol fut également recouverte par de l'herbe à éléphant (*Pennisetum purpurium*). La hauteur de ces herbes a rapidement augmenté lors de la saison des pluies. En revanche, pendant la saison sèche, ces herbes se sont déshydratées.

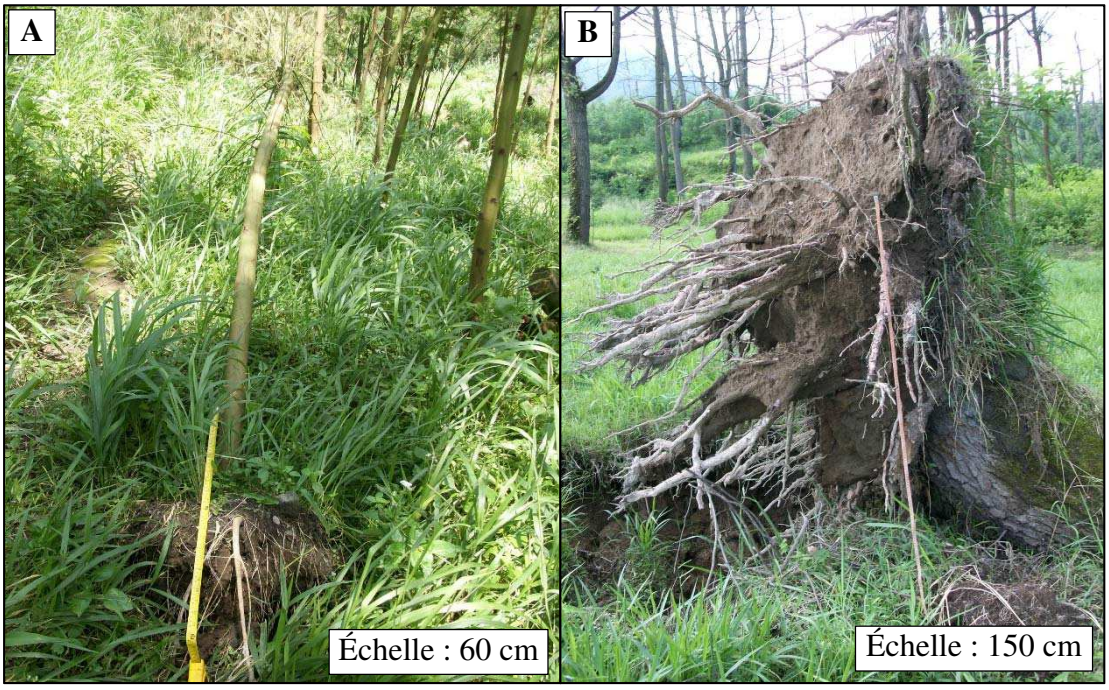


Figure 26 – **Ravines voilées des deux espèces dominantes dans les sites étudiés à cause de vents forts.** L'acacia (*Acacia decurrens*) de 10 cm de diamètre et de 5,5 m de hauteur dans le bassin versant perturbé (A). Le pin (*Pinus merkusii*) de 75 cm de diamètre et de 18 m de hauteur dans le bassin versant non perturbé (B).

Dans le bassin versant non perturbé, deux espèces végétales dominent : le pin et l'herbe à éléphant. Les racines principales de pins pénètrent jusqu`à environ 2 m de profondeur, sans racine pivot observée / *taproot* (Fig. 26B), tandis que celles des herbes à éléphant reste inférieur de 40 cm. L'acacia ne peut pas pousser en raison de la canopée dense du bassin versant naturel. Autour du lac, des Ficus (*Ficus benjamina*) ont poussé et leur partie haute a recouvert la surface du lac si bien que ce dernier est toujours à l'ombre.

4.1.2. Changement de caractéristique des écoulements à cause d'un glissement de terrain

La première saison des pluies a commencé un peu tardivement le 10 novembre 2012 au lieu de début octobre. Un glissement de terrain s'est produit dans le bassin versant perturbé (Fig. 27) après la pluie du 6 décembre 2012. La pluie cumulée enregistrée par la centrale d'acquisition RG1 s'est élevée à 104 mm pendant 3 heures 40 minutes (de 15h20 à 19h00). L'heure exacte du déclenchement de ce mouvement de versant est inconnue car l'observation in-situ pendant cette pluie après 18h30 a été très limitée par la nuit tombant à 17h30. Le lendemain matin (le 7 décembre 2012 à 8h00) les matériaux de ce glissement de terrain s'étaient déjà déposés dans le chenal du bassin versant perturbé. Malgré cela, ce dépôt ne forma pas un lac qui aurait pu retenir l'écoulement de l'eau, mais plutôt de petits replats en forme d'escaliers dans le chenal. La dimension de ce glissement de terrain est de 34,7 m de largeur, 55,2 m de longueur et 1 m de profondeur. Le volume total du glissement est quant à lui estimée à 1083 m^3.

L'installation de plusieurs pluviomètres sur les bassins versants perturbé et non perturbé a facilité l'identification détaillée de la pluie du 6 décembre (c.f. Fig. 19C pour leur localisation). Les cartes de pluie cumulée, d'intensité de pluie, de durée de pluie et de début de pluie sont présentées dans la figure 28. En effet, les 10 pluviomètres n'ont pas mesuré les mêmes valeurs. Dans le bassin versant perturbé, la pluie cumulée s'est étendue de 104 à 107,2 mm et l'intensité de pluie a varié de 29,7 à 34,8 mm/h sur une durée de 187 à 216 minutes. La pluie a débuté aux alentours de 15h35 à 15h40. Le

glissement de terrain s'est produit proche du pluviomètre RG2 du bassin versant perturbé qui, parmi tous les pluviomètres du même bassin versant, a également enregistré la pluie cumulée la plus importante, l'intensité de pluie la plus forte, la durée de pluie la plus courte et la pluie la plus précoce. Le pluviomètre RG2 a également mesuré deux pics de l'intensité instantanée de pluie presque 250 mm/h à 16h21 et à 18h06 (Annexe 5). Au vu de l'heure du début de la pluie, le sens de l'arrivée de la pluie a été estimé : (1) depuis le nord ou (2) depuis le sud-ouest du bassin versant.



Figure 27 - **Glissement de terrain après la pluie du 6 décembre 2012.**

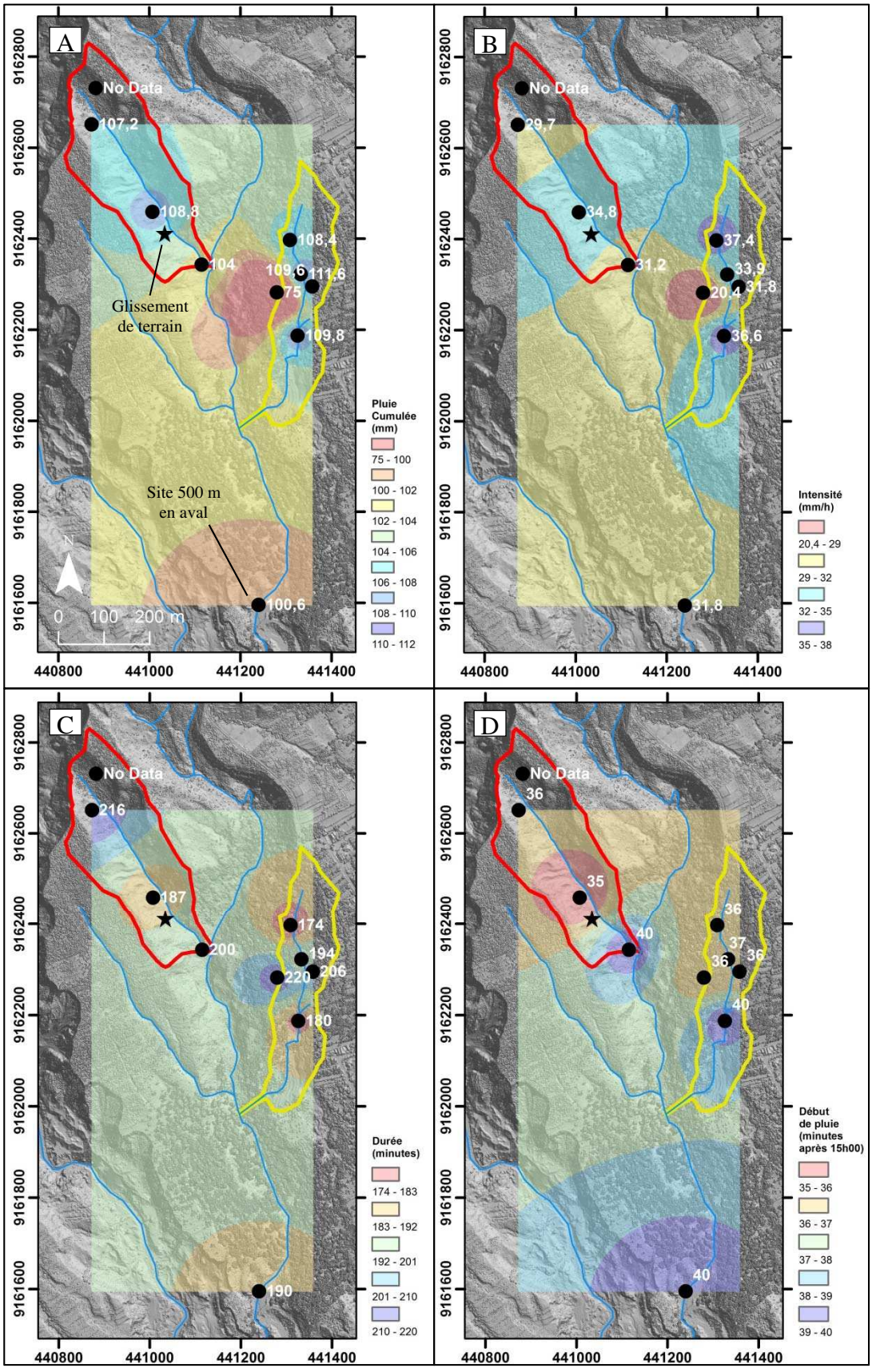

A
No Data
107,2
108,8
104
108,4
109,6
111,6
75
109,8
Glissement de terrain
Site 500 m en aval
100,6
N
0 100 200 m
Pluie Cumulée (mm)
75 - 100
100 - 102
102 - 104
104 - 106
106 - 108
108 - 110
110 - 112
B
No Data
29,7
34,8
31,2
37,4
33,9
31,8
20,4
36,6
31,8
Intensité (mm/h)
20,4 - 29
29 - 32
32 - 35
35 - 38
C
No Data
216
187
200
174
194
206
220
180
190
Durée (minutes)
174 - 183
183 - 192
192 - 201
201 - 210
210 - 220
D
No Data
36
35
40
36
37
36
36
40
40
Début de pluie (minutes après 15h00)
35 - 36
36 - 37
37 - 38
38 - 39
39 - 40
9162800
9162600
9162400
9162200
9162000
9161800
9161600
440800
441000
441200
441400

Figure 28 – **Caractéristique générale des pluies du 6 décembre 2012.** A : Pluie cumulée, B : Intensité de pluie, C : Durée de pluie, D : Début de pluie après 15h00. Les classifications sont irrégulières (*Natural break*) pour A et B, et sont régulières pour C et D (*Equal interval*). Les bassins versants perturbé et non perturbé sont délimités consécutivement en rouge et jaune. Le glissement de terrain est représenté par l'étoile. L'intensité détaillée de la pluie est présentée dans l'Annexe 5.

Dans le bassin versant non perturbé, la pluie cumulée a varié de 75 à 109,8 mm tandis que son intensité s'est étendue de 20,4 à 37,4 mm/h. La durée de pluie fut enregistrée de 174 à 220 minutes et son début est estimé entre 15h36 en 15h40. Le canopée très haute et dense a réellement impacté les caractéristiques de pluies enregistrées. Même si dans un rayon de 3 m (soit 6 m de diamètre) les pluviomètres étaient dégagés de la végétation, la hauteur de pins de 20 à 25 m a forcé les gouttes de pluie à tomber verticalement. Nous avons remarqué un décalage entre la pluie réelle et les gouttes de pluie tombées au sol. Ce décalage était de 2 à 3 minutes au début de pluie et de 5 à 10 minutes après la pluie.

4.1.2.1. Bassin versant perturbé

Les données avant (Fig. 29) et après (Fig. 30) le glissement de terrain ont pu être enregistrées. Un mois avant le déclenchement de ce glissement de terrain, nous avons identifié une période contenant 2 évènements pluviaux au début de la saison, une période contenant 4 évènements pluviaux au milieu du mois de novembre, une période contenant 3 pluies à la fin de novembre et une autre période contenant 4 pluies au début de décembre. La pluie du 6 décembre fut la première averse de cette saison des pluies.

Les capteurs d'humidité du sol ont réussi à mesurer la teneur en eau. À la fin de la saison sèche, les trois profondeurs du sol (10 et 20 cm) possédaient une capacité au champ d'une valeur d'environ 0,15 m^3/m^3, tandis que le stress hydrique (0,11 m^3/m^3) se trouvait à 30 cm de profondeur. Le teneur en eau a légèrement augmenté au début de la saison des pluies, mais la situation est restée semblable : capacité au champ (10 et 20 cm) et stress hydrique (30 cm). Cette augmentation est liée aux deux averses marquant le commencement de la saison des pluies le 10 et 11 novembre.

A partir du 15 au 19 novembre, la période des pluies a progressivement mené les sols d'une profondeur de 10 à 20 cm vers une saturation en eau (> 0,4 m^3/m^3), tandis que ceux situés à une profondeur au-delà de 30 cm n'ont pas été impactés (< 0,4 m^3/m^3). Quelques jours après ces pluies, les sols aux trois profondeurs possédaient la capacité au champ (0,25 m^3/m^3). La troisième période des pluies du 22 au 28 novembre a présenté un même taux d'humidité du sol. La quatrième période des pluies du 2 au 5 décembre a provoqué la saturation du sol en surface (10 cm), mais sans impact pour les sols aux profondeurs de 20 et de 30 cm. Malgré tout, ces pluies ont ajouté de l'eau pour atteindre la capacité de champ après la pluie (légèrement moins de 0,3 m^3/m^3). L'averse du 6 décembre a constitué la première pluie amenant les deux profondeurs de sol (10 et 30 cm) à saturation avec une valeur identique de 0,42 m^3/m^3, tandis que le sol à la profondeur de 20 cm fut presque saturé (légèrement moins de 0,4 m^3/m^3).

Lors de cette averse du 6 décembre, le capteur laser a réussi à mesurer l'écoulement du ruissellement à 0,06 m de profondeur. L'enregistrement de données exploitables va jusqu'aux prémices de la pluie, le reste ne constituant que des valeurs correspondant à une faille du retour du laser vers le capteur. En revanche, le limnigraphe poursuivit la mesure de l'écoulement à 0,07 m pour la phase du pic et 0,03 m pour la queue de l'écoulement. La pression de cet écoulement fut de 0,06 kPa. Etant donné que l'averse a débuté à la fin d'après-midi, cette mesure calibrée ne fut pas impactée par la pression du béton réchauffé par le soleil, sur lequel le capteur de force avait été installé.

Après le glissement de terrain, la saison des pluies s'est poursuivie. Des pluies tombèrent régulièrement (Fig. 30), maintenant constante la rétention en eau dans la capacité au champ légèrement au-dessous de 0,3 m3/m3. Il n'y eut qu'une seule averse qui se produisit le 27 décembre, semblable à celle du 6 décembre. L'intensité de cette pluie fut de 25,4 mm/h sur 4h30 (de 14h40 à 19h10), aboutissant à une pluie cumulée de 114,4 mm. Cependant, cette pluie ne déclencha pas de glissement de terrain. Cette pluie saturé les sols (0,42 m3/m3) aux profondeurs de 10 et de 30 cm et presque saturé (légèrement moins de 0,4 m3/m3) à la profondeur de 20 cm.

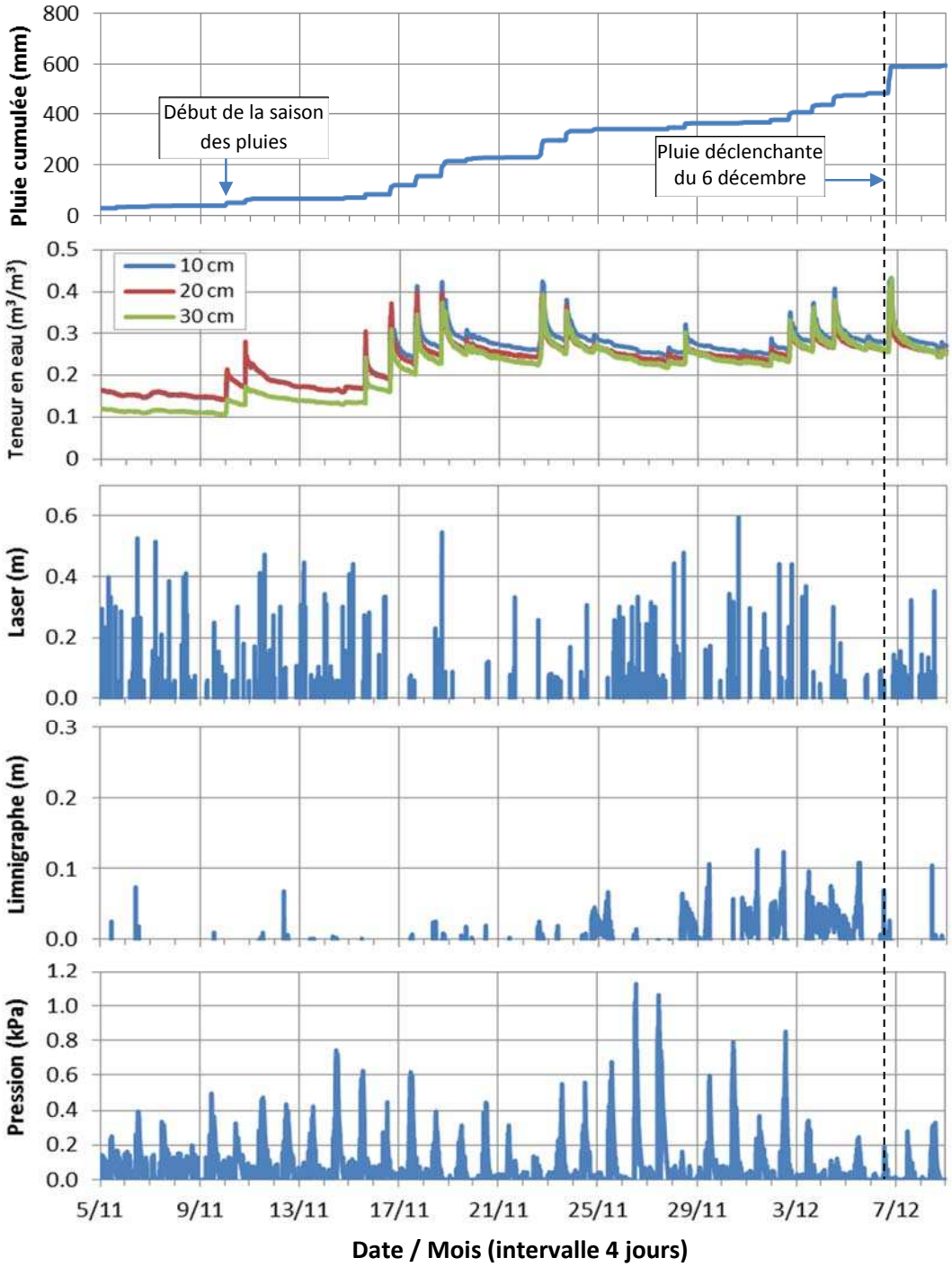


Figure 29 – **Données intégrées au bassin versant perturbé du 5 novembre au 9 décembre 2012.** Le début de la pluie ayant déclenché le glissement de terrain du 6 décembre à 15h40 est présenté par la ligne pointillée. Le moment exact du déclenchement du glissement de terrain est inconnu.

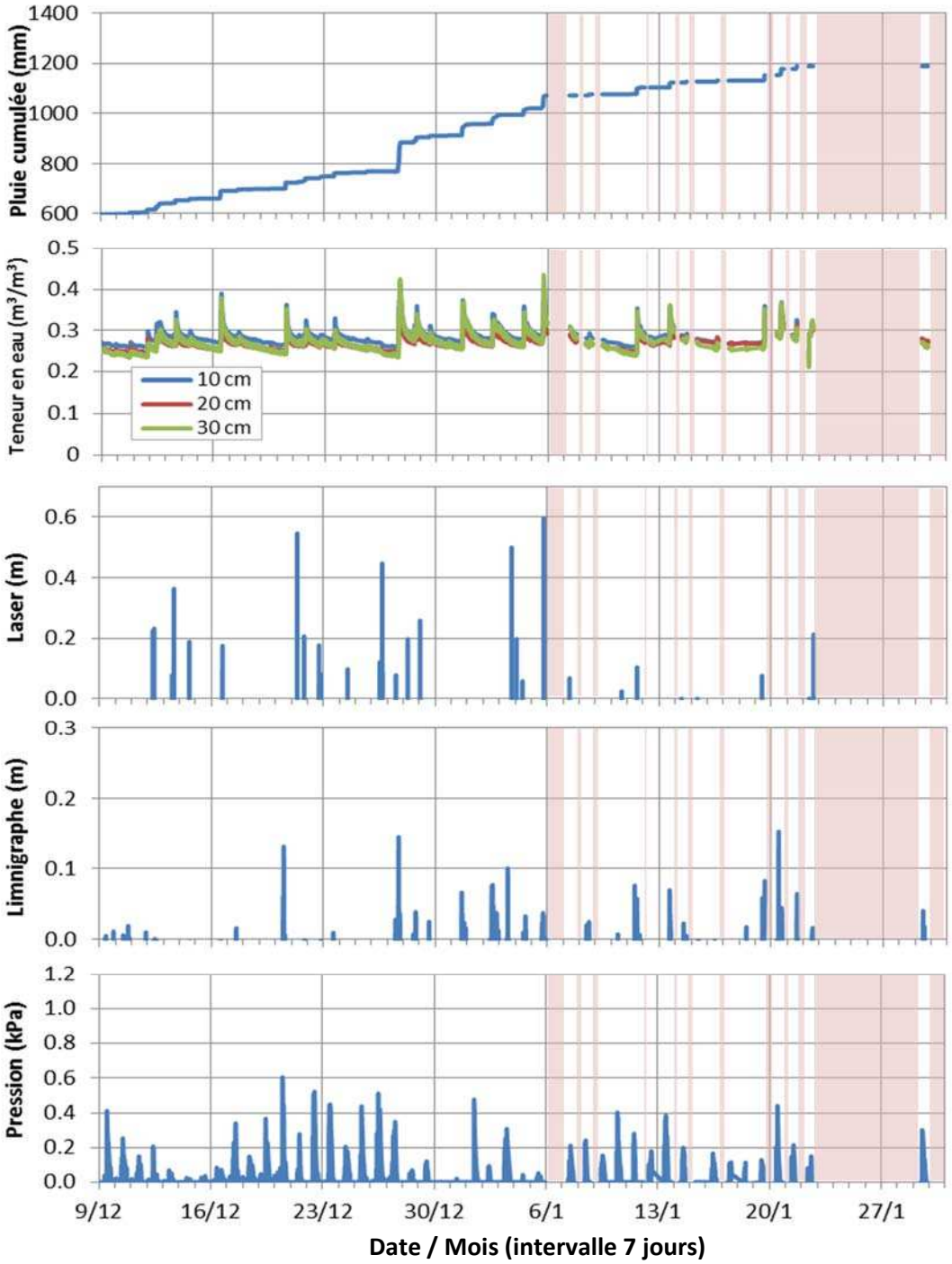


Figure 30 – **Données intégrées au bassin versant perturbé du 9 décembre 2012 au 31 janvier 2013.** La zone rose pâle représente les périodes d'échec d'enregistrement des données (*no data*) à cause de problèmes électroniques.

Le capteur laser a mesuré un écoulement de 0,08 m de profondeur, mais le limnigraphe a enregistré un pic d'écoulement de 0,14 m. Le capteur de force a mesuré une pression de 0,13 kPa au fond de l'écoulement, ce qui indique que le même type d'averse après le glissement de terrain a provoqué un écoulement deux fois plus profond et plus concentré dans le bassin versant bouleversé.

Une autre pluie remarquable fut celle du 5 Janvier 2013. L'intensité de cette pluie a été mesurée à 10,2 mm/h sur 4h50 (de 14h50 à 19h40) pour une pluie cumulée de 49,4 mm. Cette pluie a rendu les sols aux profondeurs de 10 et 30 cm saturés, respectivement à 0,4 et 0,43 m^3/m^3. La rétention d'eau du sol à la profondeur de 20 cm fut de 0,37 m^3/m^3. Le capteur laser mesura la profondeur de l'écoulement de 0,6 m, tandis que, d'après le limnigraphe, la profondeur fut de 0,04 m. Malheureusement, la mesure de profondeur de l'écoulement par le laser ne correspondait pas à l'observation sur le terrain et à la trace de l'écoulement. La pression mesurée par le capteur de force fut de 0,03 kPa, montrant que la moitié de l'intensité des pluies du 6 décembre produisit également la moitié de l'écoulement du même jour.

4.1.2.2. Bassin versant non perturbé

Dans le bassin versant non perturbé, l'enregistrement s'est arrêté le 3 novembre et a repris le 21 novembre (Fig. 31). Avant le glissement de terrain, seulement deux périodes de pluies furent enregistrées (3ème période du 22 au 28 novembre et 4ème période du 2 au 5 décembre). Ces deux périodes augmentèrent généralement l'humidité des sols aux profondeurs de 10 cm et 20 cm (le capteur pour la profondeur de 30 cm était en panne). Au début, le sol à la profondeur de 10 cm était en stress hydrique avec moins de 0,1 m^3/m^3 de rétention en eau. Au contraire, le sol à la profondeur de 20 cm était en capacité au champ avec plus de 0,2 m^3/m^3. Ces deux périodes des pluies n'ont pas saturé les sols, elles ont seulement transformé l'humidité du sol à la profondeur de 10 cm du stress hydrique vers la capacité au champ. Tandis que l'humidité du sol à la profondeur de 20 cm fut légèrement augmentée et resta toujours à la capacité au champ.

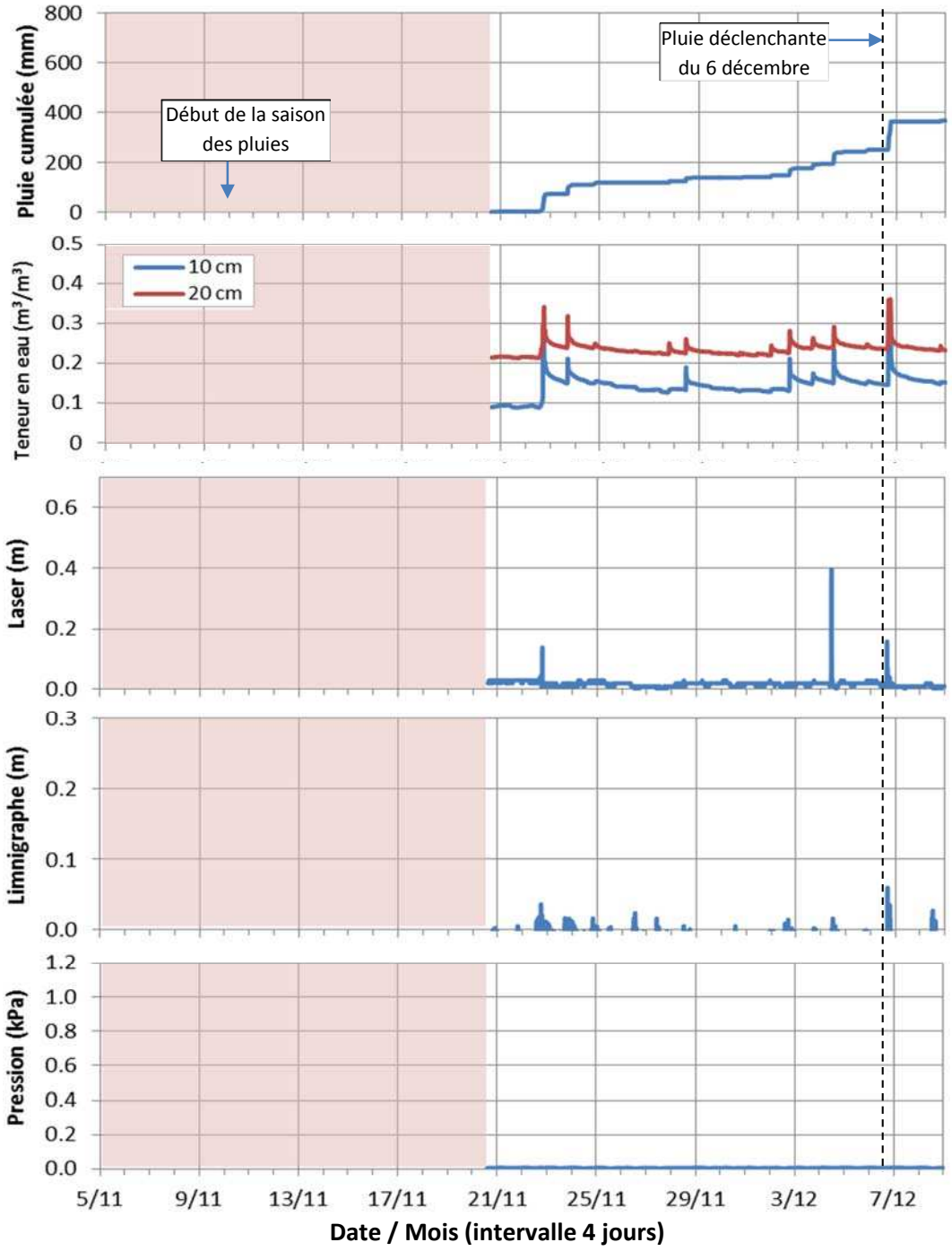


Figure 31 – **Données intégrées du bassin versant non perturbé du 5 novembre au 9 décembre 2012**. Le début de la pluie déclenchante du glissement de terrain au Merapi 1 est présenté par la ligne pointillée. Les données de teneur en eau sont seulement disponibles pour la profondeur de 10 et 20 cm. Les périodes d'échec d'enregistrement des données (*no data*) ont pour cause des problèmes électroniques.

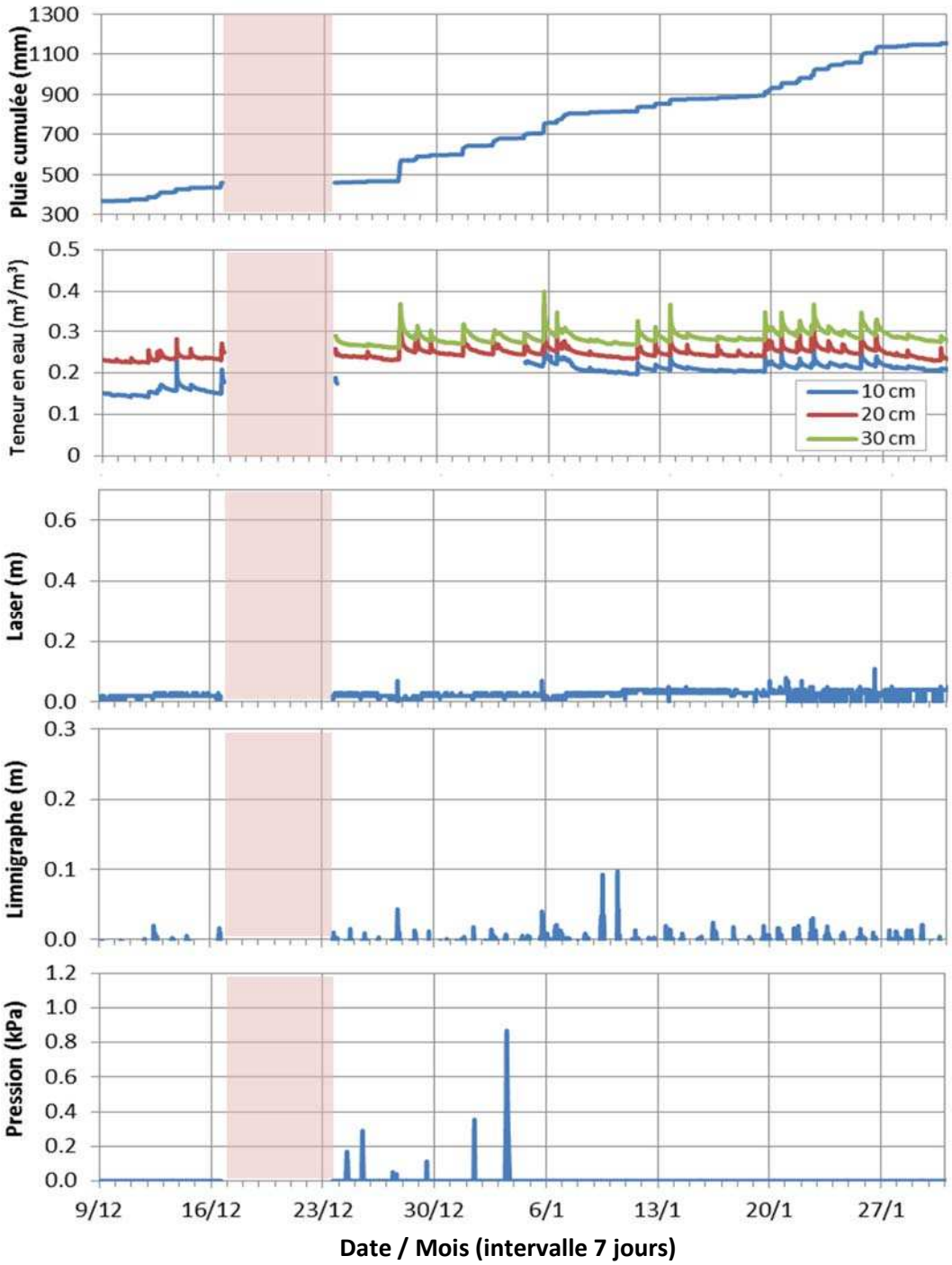


Figure 32 – **Données intégrées du bassin versant non perturbé du 9 décembre 2012 au 31 janvier 2013**. Les données de teneur en eau pour la profondeur de 10 et 30 cm furent enregistrées partiellement. La zone rouge transparente représente les périodes d'échec d'enregistrement des données (*no data*) ont pour cause des problèmes électroniques.

Lors de l'averse du 6 décembre, l'humidité des sols a augmenté, même si le taux de saturation n'était pas atteint (0,31 et 0,34 m^3/m^3 respectivement à 10 et 20 de profondeur). Le capteur laser a mesuré un écoulement de 0,16 m de profondeur, tandis que le limnigraphe enregistra 0,03 m. Le capteur de force, quant à lui, a mesuré 0 kPa. Cela montre que l'écoulement fut léger sans la présence de matériaux sédimentaires.

Après le glissement de terrain qui se produisit dans le bassin versant perturbé, nous avons remarqué que la caractéristique hydrologique du bassin versant non perturbé est restée identique (Fig. 32). L'enregistrement des données fut interrompu pendant une semaine du 16 au 23 décembre, mais à la suite de ça, les caractéristiques hydrologiques ont pu être observées plus clairement. Dans ce bassin versant, la pluie du 27 décembre fut plus légère que celle du 6 décembre. L'intensité de cette pluie fut de 20,9 mm/h sur 5 heures (de 14h30 à 19h30), soit une pluie cumulée de 104,8 mm. Cette pluie ne provoqua pas non plus de glissement de terrain dans le bassin versant non perturbé. Les capteurs d'humidité du sol enregistrèrent 0,37 m^3/m^3 pour les profondeurs de 20 et 30 cm (le capteur pour la profondeur de 10 fut inactif). Cela indiqua que les sols étaient toujours à la capacité au champ. La profondeur de l'écoulement fut de 0,07 m (laser) ou 0,04 m (limnigraphe). Malgré cela, la pression au fond de l'écoulement était de 0,04 kPa, qui montre qu'il y a eu des matériaux sédimentaires transportés.

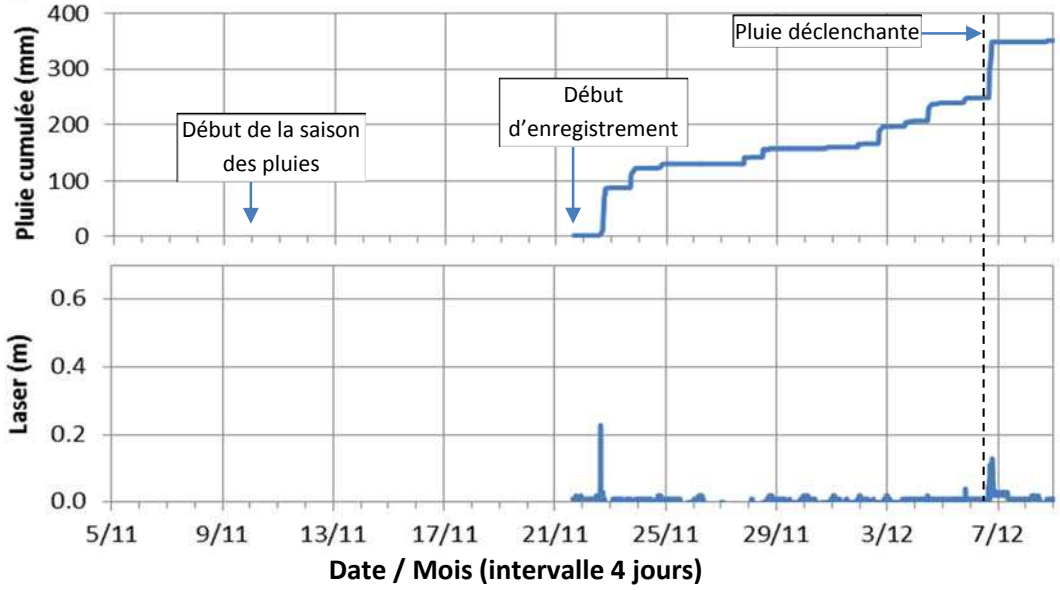
La pluie du 5 Janvier 2012 avait une intensité de 10,3 mm/h sur 4h50 (de 14h50 à 19h40), soit une pluie cumulée de 49,8 mm. Cette pluie a provoqué l'augmentation de la rétention en eau des sols aux profondeurs de 10 et 20 cm, respectivement de 0,28 et 0,37 m^3/m^3. Le sol à la profondeur de 30 cm avait atteint le seuil de rétention en eau maximum au début de l'enregistrement (0,4 m^3/m^3), il fut presque saturé. Le capteur laser et le limnigraphe mesurèrent respectivement 0,07 m et 0,04 m de profondeur de l'écoulement. Le capteur de force enregistra 0 kPa pour ce type d'écoulement car il n'y avait pas des matériaux sédimentaires incorporés.

4.1.2.3. Site 500 m en aval

Quant au site 500 en aval de ces deux bassins versants, l'enregistrement fut commencé le 21 novembre 2012. Le bassin versant perturbé fut connecté à ce site, mais

le bassin versant non perturbé ne le fut pas suite à la présence d'un ancien barrage artificiel juste en aval de notre site d'observation (c.f. Fig. 19). La pluie du 6 décembre 2012 a provoqué un écoulement de 0,13 m de profondeur, tandis que la pluie du 5 janvier 2013 a entraîné un écoulement de 0,19 m de profondeur (Fig. 33).

(A) 5 novembre au 9 décembre 2012



(B) 9 décembre 2012 au 31 janvier 2013

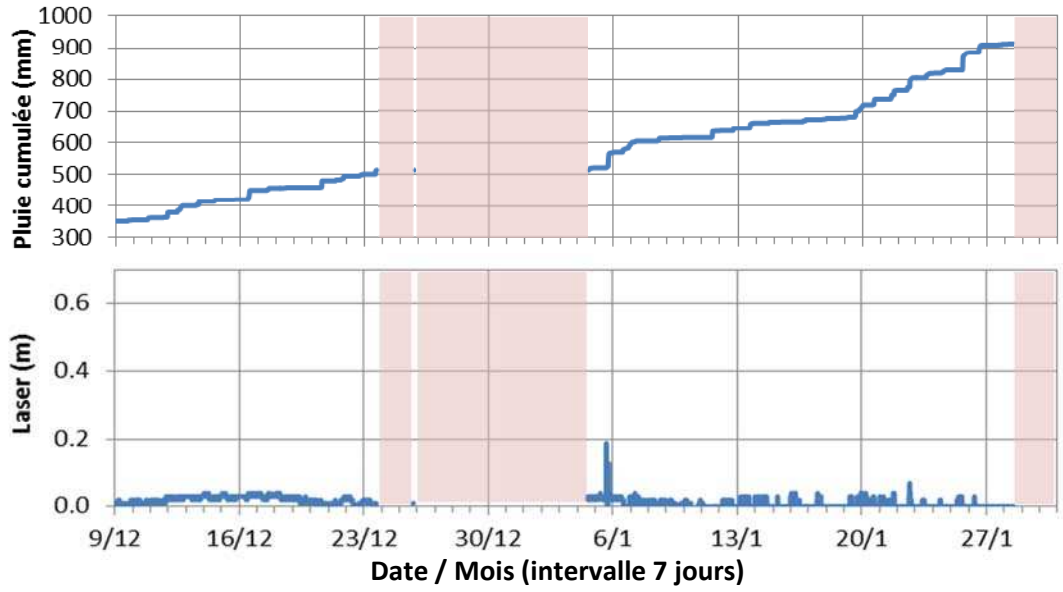


Figure 33 – **Données intégrées 500 m en aval des deux bassins versants du 9 décembre 2012 au 31 janvier 2013.** La zone rouge transparente

représente les périodes d'échec d'enregistrement des données (*no data*) à cause de problèmes électroniques.

4.2. Discussion

4.2.1. Glissement de terrain, pluie déclenchante, et estimation du temps de déclenchement

La pluie du 6 décembre 2012 montre des caractéristiques intéressantes liées au déclenchement d'un glissement de terrain et au ruissellement. Il y a deux origines éventuelles à l'arrivée de pluie : le nord et le sud-ouest. Dans le bassin versant perturbé où se produisit le glissement de terrain, cela a abouti à un indice important de la chronologie du processus d'infiltration. Si la pluie venait du nord du bassin versant, cela signifie que le début de l'infiltration se produisit au pied du versant en premier. Au contraire, si l'origine de l'arrivée était le sud-ouest, cala signifierait que la pluie s'est infiltrée en premier en tête du glissement de terrain. L'observation de l'environnement était très limitée dans le bassin versant bouleversé en raison des versants pentus aux parois très hautes. Le front de la pluie n'était pas aisément distinguable car il fut masqué par un brouillard très dense. Fort heureusement, l'absence d'une grande canopée rend l'enregistrement plus précis (sans délai du début et de la fin de pluie).

Cette thèse propose donc une approche très localisée pour identifier le seuil de déclenchement d'un glissement de terrain à l'aide des plusieurs pluviomètres dans deux bassins versants de moins de 0,1 km^2. La distance entre le glissement de terrain avec le pluviomètre le plus proche est de seulement de 55 m avec une différence d'altitude de 17 m. Les recherches précédentes traitant des seuils de pluie déclenchante se focalisaient surtout dans des régions plus vastes de 50 à 1000 km^2 (Antinao et Farfán, 2013 ; Nolasco-Javier *et al*., 2015, Zêzere *et al*., 2015 ; Nikolopoulos *et al.,* 2015 ; Vessia *et al.*, 2016). Cette méthodologie s'explique aisément car il est difficile de localiser précisément un glissement de terrain qui va se produire dans le futur.

Concernant la pluie déclenchante, cette étude montre que le glissement de terrain est lié à une pluie cumulée de 107,2 mm avec une intensité de 34,8 mm/h pendant 187

minutes (c.f. Fig. 28). Malheureusement, l'occurrence exacte du glissement de terrain n'est pas connue, car pendant l'observation directe, il n'y a pas eu d'indices du glissement à venir. Les travaux que nous avons effectués dans le passé (Wibowo, 2007 ; Wibowo *et al.,* 2014) ont réussi à identifier le moment exact des glissements de terrain étudiés en calculant la durée entre le temps de la saturation du sol et le déclenchement du glissement de terrain à l'aide d'une simulation physique. La durée moyenne est de 288 secondes pour un pendage pédologique de 70° et de 1152 secondes pour un pendage pédologique de 40°. Ces deux pendages pédologiques représentent l'inclinaison des limites entre les horizons superposés du sol. Ces simulations ont été effectuées sous une pluie constante de 50 mm/h.

Selon les mesures prises par les capteurs d'humidité du sol, le temps de saturation du sol à chacune des trois profondeurs a été identifié à 18h20. Étant donné que le type du sol entre le site étudié dans cette thèse et l'étude effectuée par Wibowo *et al.* (2014) est identique (*Inceptisols*), l'heure exacte du déclenchement de ce glissement de terrain peut-être estimé entre 18h23 et 18h39, selon le pendage pédologique dans le profil du sol (respectivement 70° ou 40°). Contrairement nos travaux antérieurs, l'intensité instantanée n'est pas constante sur le terrain après la saturation du sol à 18h20. Elle est toujours située au-dessus de 50 mm/h avec un pic à 102,9 mm/h jusqu`à 18h24 à la suite de quoi l'intensité de pluie baisse progressivement (Annexe 5). L'observation directe sur le terrain par l'auteur fut arrêtée un peu avant 18h30 et, pendant cette observation, il n'y a pas eu d'indice de glissement de terrain. L'absence du glissement de terrain avant 18h30 est expliquée par le pendage d'horizon du sol dans le bassin versant bouleversé qui n'atteint pas 70°. L'heure estimée du glissement de terrain devrait donc se trouver aux alentours de 18h39.

Cette pluie déclenchante du 6 décembre 2012 n'a pas provoqué de glissement de terrain dans les autres endroits du bassin versant perturbé, à l'exception du versant orienté vers le nord. Ce versant est concave, ce qui correspond aux autres glissements de terrain étudiés par Ding *et al.* (2012), Mugagga *et al.* (2012), et Teixeira *et al.* (2015). La combinaison entre la haute altitude et les deux parois hautes du bassin versant

perturbé rend la pluie stationnaire par un effet de piège topographique. Le phénomène de pluie stationnaire est également identifié par Papa *et al.* (2013).

Dans le bassin versant non perturbé, deux types de précipitations se distinguent : (1) directes / *rainfall* et (2) indirectes ou bouleversé par la canopée / *throughfall.* Les pluviomètres sont installés à une distance de 3 mètres de la canopée. Une grande partie du bassin versant est recouverte par une canopée très dense. C'est pour cette raison que les horaires de début et de fin des pluies se retrouvent décalés. La canopée élimine également l'implication des vents, si bien que les gouttes de pluie tombent seulement d'une façon verticale vers les pluviomètres. Ce phénomène correspond aux études de Robinson *et al.* (2004), Onozawa *et al*. (2009), Kowalska *et al*. (2016) qui ont remarqué la différence de précipitation au-dessus de la canopée (*rainfall*) et par terre (*throughfall*). Mais ces deux types de précipitations ne dérangent pas le processus de déclenchement du ruissellement car dans le bassin versant végétalisé, la canopée fait également partie du système hydrologique.

L'identification in-situ de mouvements de terrain est importante dans le cadre de l'étude de lahars car ces mouvements peuvent se produire : avant le déclenchement de lahars (Graettinger *et al.,* 2010), lors du déclenchement de lahars (Massey *et al*., 2010 ; Lube *et al.*, 2012), et pendant le passage des lahars (Wibowo *et al.*, 2015). Les lahars initiés par les glissements de terrain sont souvent très volumineux, par exemple un glissement rétrogressif s'est produit sur une paroi du lac de cratère de Ruapehu au Nouvelle Zélande avant qu'il ne déclenche un lahar de gros volume en 2007 (Massey *et al*., 2010 ; Lube *et al.*, 2012). D'autres glissements de terrain ont également provoqué un lahar au volcan Izu Oshima au Japon en 2013 (Miyabuchi *et al.*, 2015) et un lahar catastrophique au volcan Casita au Nicaragua en 1998 (van Wyk de Vries *et al.,* 2000 ; Devoli *et al*., 2009). Enfin, les glissements de terrain se produisant avant le déclenchement ou lors du passages des lahar, peuvent changer la dynamique de lahar par l'incorporation des matériaux déposés (Graettinger *et al.,* 2010 ; Wibowo *et al.*, 2015).

4.2.2. Caractéristique de l'humidité du sol très opposée

La présence d'une végétation boisée avec son système de canopée dans le bassin versant non perturbé tend à homogénéiser le taux d'humidité dans le sol aux différentes profondeurs. Les profondeurs de 10, 20, 30 cm possèdent des niveaux d'humidité qui sont bien différenciés, respectivement du moins humide au plus humide. Cette tendance classique est également trouvée par Hawke et McConchie (2011) et Deb *et al.* (2013) à cause de l'évapotranspiration. Ces trois niveaux d'humidité du sol ne se mélangent pas, sauf pendant la pluie où l'humidité dans les trois profondeurs du sol augmente brusquement. En revanche, les sols sont rarement saturés en eau.

Contrairement au bassin versant non perturbé, il n'existe pas trois niveaux d'humidité des sols classés et triés dans le bassin versant perturbé. Il subsiste le mélange entre les trois profondeurs, surtout depuis le début de la saison des pluies où les quatre premières pluies consécutives rendent le sol en saturation pour la première fois. Après ça, le sol atteint plus facilement son état de saturation à chaque fois que les précipitations sont importantes. De plus, tous les gouttes de pluie arrivent jusqu'au sol sans interception massive. Cette caractéristique favorise le déclenchement de glissements de terrain peu profonds comme ce qui étudié dans cette thèse.

La caractéristique de l'humidité du sol du bassin versant perturbé est différente de celle observée à la suite d'une tempête en Nouvelle-Zéaland par Hawke et McConchie (2011), qui ont mesuré une humidité du sol limoneux à 3 profondeurs plus espacées (25, 50 et 100 cm) que dans cette thèse. Cela a pour but d'observer le déclenchement des glissements de terrain peu profonds. L'humidité du sol à ces trois profondeurs a rarement atteint rarement le même niveau, mais toujours en capacité au champ (> 0,2 m^3/m^3). En situation normale, l'ordre croissant de l'humidité du sol est respectivement à 25, 100 et 50 cm de la profondeur. Le sol à la profondeur de 50 cm est souvent saturé (0,5 m^3/m^3). En cas de tempête (dont l'intensité rapportée est encore moins de 20 mm/jour), le sol à toutes les profondeurs est saturé. Le déclenchement des glissements de terrain fut donc lié à cette tempête (Fig. 27).

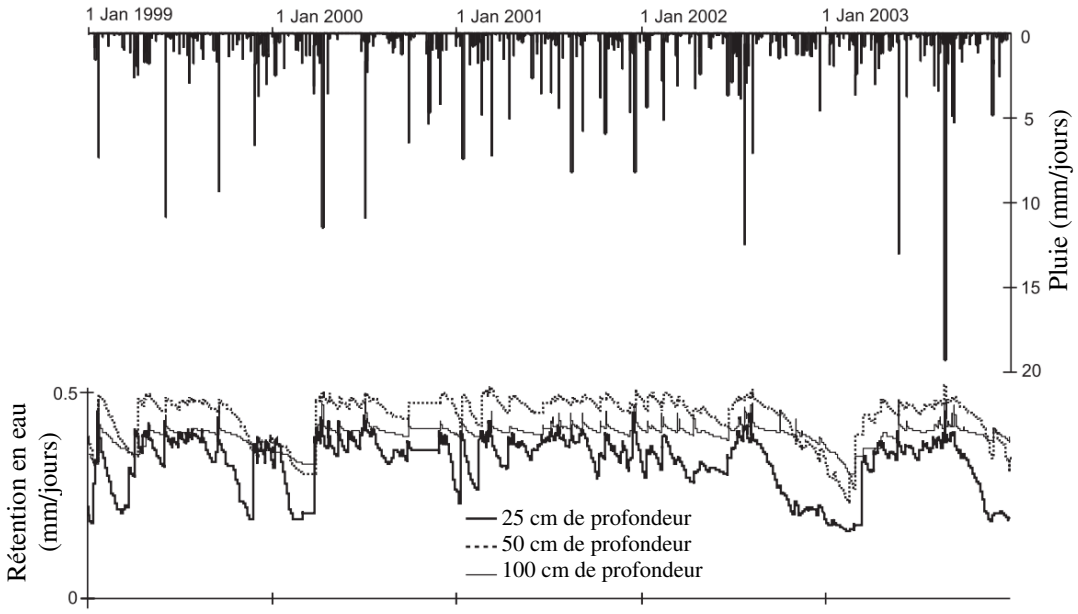


Figure 34 – **Intensité de pluie et rétention en eau pour la surveillance des glissements de terrain dans le bassin versant du lac Tutira au Nouvelle Zélande (Hawke et McConchie, 2011).** Le glissement de terrain le plus volumineux se produisit en Août-Septembre 2003, avec une dimension de 5,7 m de longueur, 3,8 m de largeur et 0,46 m de profondeur.

Les causes de cette différence sont (1) la texture du sol, (2) la couverture végétale, et (3) le bouleversement par un processus extérieur. Les textures du sol dans le bassin versant perturbé au Merapi est plus grossier. Les texture des horizons A-2A-2B-2BC sont respectivement sable, limon argilo-sableux, limon, et sable. Nos trois capteurs sont installés sur les trois premiers horizons du sol (A-2A-2B) et sur un versant pentu. L'existence des sables rendent la rétention en eau plus faible par rapport à celle du sol limoneux observé par Hawke et McConchie (2011) car le sol est simplement moins poreux (Shukla, 2013 ; Deb *et al.,* 2013).

Si la rétention des horizons A-2A-2B est comparée entre eux, à la fin de la saison sèche où le sol est en général sec (stress hydrique), les horizons A et 2A sont légèrement plus humides que l'horizon 2B. Cela est causé par l'existence de la couverture végétale des herbes à éléphant (*Pennisetum purpurium*) qui conservent l'humidité provenance de la rosée (Moratiel *et al.*, 2013, Zhang *et al.,* 2015). Cette

dernière est souvent amenée par le brouillard piégé dans le bassin versant perturbé ou la pluie légère qui ne peut pas être enregistrée par les pluviomètres à auget basculant (< 2 mm de pluie cumulée).

À 30 cm de profondeur, il semble que la perméabilité du sol diminue après la brûlure directe et/ou le réchauffement indirect du sol (Certini, 2005 ; Inbar *et al.*, 2014) par la déferlant pyroclastique dont la température typique varie de 400 à 600 °C lors de son dépôt (Brown et Andrews, 2015). Ce réchauffement instantané se produit jusqu`à au moins 70 cm de profondeur, prouvé par l'existence des racines brûlées dans cette profondeur. Si l'on compare l'horizon Bw1 du bassin versant non perturbé et l'horizon 2B du bassin versant perturbé, le couleur du sol assombri de la clarté 5 à la clarté 3 (c.f. Fig. 24) à cause de la formation de charbon / *soil charring process*. La structure d'agrégats du sol évolue également. La structure grumeleuse fine se transforme en structure subanguleuse moyenne, qui est plus dure et moins plastique, et en poussières (probablement limon) qui se délibèrent très facilement des agrégats principaux. La formation des poussières est également observée par Gabet (2014) après un incendie de forêt dont la température atteint au moins 425 °C.

Malgré cela, l'étude de Hawke et McConchie (2011) et cette thèse et partagent le même résultat que la mesure directe de l'humidité du sol sert à mieux caractériser le déclenchement d'un glissement de terrain quand les capteurs sont installés proche de ce dernier. Le niveau d'humidité du sol devient très important en cas de prévention de glissement de terrain, surtout quand c'est lié au déclenchement des lahars. À part les mesures directes, les images satellites peuvent être utilisées pour mesurer l'humidité des sols, comme AMSR-E (Ray *et al.,* 2010), la combinaison entre SMOS et MODIS (Sánchez-Ruiz *et al.,* 2014), et ASCAT (Griesfeller *et al*., 2016). Cette approche de télédétection pourrait être utile pour mesure l'humidité du sol de la zone de déclenchement des lahars où l'accès sur le terrain est souvent difficile et dangereux (très instable).

4.2.3. Changement de caractéristique d'écoulements avant et après le glissement de terrain

Le changement de caractéristique d'écoulement pourrait être influencé par la source de ruissellement (4.2.3.1) et la magnitude d'écoulement (4.2.3.2).

4.2.3.1. Source de ruissellement

Ces écoulements sont d'origine de l'eau accumulée de ruissellement dont le type est divisé en deux catégories en fonction de son processus de déclenchement: (1) ruissellement par saturation et (2) ruissellement Hortonien. Le ruissellement par saturation se produit à cause d'exfiltration de la nappe d'eau provoquée par une combinaison des pentes contrariées. Les pentes douces à l'extérieur du bassin versant perturbé qui sont directement adjacente aux pentes raides à l'intérieur (c.f. Fig. 20 et 21), facilite l'exfiltration de cette nappe d'eau, montrée par la sortie de l'eau sur la tête de ces versants raides lors de la pluie. Cette sortie est très visible sur quelques endroits où le versant n'est pas couvert par l'herbe à l'éléphant. En revanche, dans le bassin versant non perturbé, ce type de déclenchement n'est pas visible à cause de couverture dense de la surface du sol par ces herbes. Gomi *et al.* (2008), Loos et Elsenbeer (2011), et Peñuela *et al.* (2015) observent également l'influence des micro-topographies sur le ruissellement. Dans le bassin versant perturbé, le LiDAR montre clairement ces micro-topographies qui constituent la pente raide sur la tête du versant, la pente douce vers la partie base du versant et la mini-terrasse sur le pied du versant.

Le ruissellement Hortonien (*Horton overland flow*) dans nos sites d'étude se produit quand l'intensité de pluie est plus importante que le taux d'infiltration du sol si bien que la pluie n'est pas absorbée par le sol. Ce phénomène est causé par la saturation de l'eau prouvée par la mesure de l'humidité du sol (> 0,4 m3/m3). L'ajoute de l'eau pluviale sur le sol saturé provoquant une condition sursaturée où les gouttes d'eau s'infiltrent très lentement voire reste en surface du sol. L'accumulation de l'eau pluviale qui ne s'infiltre pas coule sur le long du versant en tant que ruissellement. Dans les deux bassins versants, ce type de déclenchement de ruissellement est facilement remarqué.

Butzen *et al.* (2015) observe le temps d'infiltration de gouttes d'eau qui varie de moins de 5 secondes à plus de 900 secondes, ça dépend de la condition de la surface du sol.

Ces deux types de ruissellement s'accumulent et se transforment facilement à un écoulement dans un chenal si la distance est suffisamment courte entre la zone de déclenchement de ruissellement et le chenal principal. Cela est important pour éviter l'infiltration le long du parcours (Yang et Chu, 2015). Au contraire, cette distance peut être ignorées si le sol dans l'ensemble de microphotographie est tous saturée ou le ruissellement traverse une surface de roche imperméable. D'après l'observation sur le terrain, le type du déclenchement de ruissellement ne change pas avant et après le glissement de terrain. Cela signifie que la réponse des bassins versants à la pluie reste identique.

Le ruissellement a été observé également par Pierson et Major (2014), Wibowo *et al.* (2015), et Jones *et al*. (2015) quelques minutes avant le passage des lahars. Ce ruissellement se produit sur le versant et dans le chenal. Sur le versant, le processus de déclenchement ressemble plutôt au ruissellement Hortonien. Wibowo *et al.* (2015) a rajouté également que L'arrivé du lahar dans le chenal est aussi précédée par un écoulement calme qui ressemble à l'accumulation de ruissellement provenant du versant. Le volume de cet écoulement augmente lors le ruissellement se jette dans le chenal principal.

4.2.3.2. Écoulement dans le bassin versant perturbé et non perturbé

Les écoulements dans les deux bassins versants de moins de 0,1 km^2 se déclenchent généralement 10 à 30 minutes après le début et s'arrêtent 10 à 20 minutes après la fin de la pluie. Leur magnitude est réduite avec une profondeur de moins de 15 cm et une largeur de 1 m mesurées sur le seuil rectangulaire. L'arrivée du front des écoulements est plutôt calme, sans agitation, et sans transport des matériaux grossiers (graviers, galets, ou blocs). La caractéristique de cette arrivée du front d'écoulement ressemble à l'arrivée de l'écoulement hyperconcentré précédant le front du lahar observée par Wibowo *et al.* (2015). En revanche, cela ne correspond pas aux études de

Lavigne *et al.* (2003) ou Vázquez *et al.* (2014) où l'arrivée d'écoulement de lahar est représenté directement par un front du lahar de type « barrage de blocs » qui se déplace en aval. Le point commun que l'on peut cependant tirer est le décalage de l'écoulement par rapport à la pluie, qui représente la réponse hydrologique de chaque bassin versant. Cela est lié à l'humidité du sol (c.f. 4.2.2), le processus de déclenchement de ruissellement (c.f. 4.2.3.1) et aussi le mouvement de la pluie. Dans nos bassins versants, le mouvement de la pluie n'est pas visible car la taille des bassins versant est petite. La différence de la caractéristique de pluie d'un endroit à l'autre n'est pas importante, sauf s'il y a dérangement par la canopée. En revanche, dans les bassine versante plus grands, le mouvement de la pluie influence bien plus la réponse hydrologique (Volpi *et al.*, 2013).

Avant le glissement de terrain du 6 décembre 2012, la caractéristique de l'écoulement dans les deux bassins versants étudiés, où la concentration sédimentaire es faible, est identique. La différence est que dans le bassin versant perturbé, l'écoulement est plus profond que dans le bassin versant non perturbé. Cela est causé par la couverture végétale dans le bassin versant perturbé qui se raréfie à la fin de la saison sèche et qui est moins dense par rapport au bassin versant perturbé. Cela correspond à l'étude de Ferreira *et al.* (2016) qui montre que la couverture végétale très dense réduit le volume de ruissellement. Malgré cela, ce volume est encore faible pour engendrer de l'érosion, ce qui est conforme à l'étude de Wang *et al.*, (2014) où l'érosion tend à se produire facilement quand le ruissellement est volumineux.

Après le glissement de terrain, la réponse hydrologique du bassin versant perturbé est à la base toujours similaire au niveau du temps. Cela est montré par le décalage identique de l'occurrence de l'écoulement par rapport au début et à la fin de pluie. En revanche, la réponse hydrologique du bassin versant perturbé change au niveau de la magnitude. Le dépôt de matériaux du glissement de terrain qui est connecté au thalweg change la caractéristique d'écoulement. La même intensité de pluie produit un écoulement qui est deux fois plus profond et deux fois plus concentré qu'avant le glissement de terrain. La moitié de l'intensité de la pluie produit la même profondeur

d'écoulement et la même concentration sédimentaire qu'avant le glissement de terrain. Cela n'est pas trouvé dans le bassin versant non perturbé où la réponse hydrologique reste similaire au niveau du temps et de la magnitude par rapport à avant le glissement de terrain.

Les causes du changement de la réponse hydrologique dans le bassin versant perturbé sont : (1) le changement de la microtopographie du thalweg, (2) les matériaux non consolidé du glissement de terrain et (3) la localisation de glissement de terrain. La microtopographie du thalweg change à cause de dépôt du glissement de terrain. Ce dépôt est constitué de sol, de blocs et de morceaux de bois. Cela ne produit pas un lac de barrage, mais plutôt des petits escaliers qui font des mini-cascades. Le gradient du thalweg n'est donc plus régulier. Cela évite une libération brutale et instantanée d'un volume important d'eau. Mais les chutes d'eau lors du passage de l'écoulement sur les mini-cascades favorise l'érosion de matériaux non consolidés de glissement de terrain et préserve l'agitation de ces matériaux à l'intérieur de l'écoulement. En effet, l'importance de la microtopographie est déjà été étudiée par Loos et Elsenbeer (2011) et Peñuela *et al.* (2015). Cela est également modélisé par Liang *et al.* (2015), Rossi et Ares (2016) et Zhang *et al.* (2016). Dans ces exemples, la microtopographie est fixe et stable. Tandis que dans notre étude, la microtopographie est instable, surtout dans le thalweg sédimenté par les matériaux non consolidés où l'écoulement se concentre. C'est pour cela que la microtopographie favorise également l'érosion et l'incorporation de matériaux dans l'écoulement. Cela entraîne finalement un changement de réponse hydrologique au niveau de magnitude. Au contraire, la localisation qui est proche du point d'observation empêche le changement de réponse hydrologique au niveau du temps.

Ce changement de la réponse hydrologique au niveau de la magnitude nous renseigne sur le processus de déclenchement de lahar. L'absence de lac de glissement de terrain ne donne pas d'explication sur le processus de déclenchement de lahar par l'expulsion instantanée d'un volume important d'eau, comme ce qui s'est déjà passé au Kelud (Escher, 1922), au Ruapehu (Massey *et al.*, 2010 ; Lube *et al.*, 2012), ou au

Tongariro (Walsh *et al*., 2016). En revanche, cette étude montre la formation de lahar causé par un ruissellement important (soit Hortonien et soit par exfiltration) qui évolue d'amont en aval à cause de l'incorporation de matériaux (*bulking*) surtout quand cet écoulement rencontre un dépôt de matériaux non consolidé. La magnitude initiale de l'écoulement ne doit pas être importante, car même un petit écoulement peut changer leur comportement à cause de cette incorporation de matériaux. Cela correspond aux résultats de Doyle *et al.* (2010), Graettinger *et al.* (2010), Pistolesi *et al.* (2013) et Wibowo *et al.* (2015) qui montrent le phénomène d'incorporation de matériaux de lahars. À part ceux issus des glissements de terrain, les matériaux non consolidés peuvent être également produits également par l'activité d'extraction des sables en laissant des accumulations des graviers et des blocs non utilisés dans le chenal où les lahars s'écoulent (de Bélizal, 2012).

4.3. Limites de l'étude

Cette étude apporte seulement des résultats sur le rôle joué par les glissements de terrain dans le déclenchement de lahars, ainsi que celui de l'incorporation de matériaux non consolidé dans le thalweg après la pluie. Pour les bassins versants plus grands, la réponse hydrologique au niveau magnitude et temps pourrait être diffèrente. Le transfert d'échelle doit être effectué avec prudence car il faut prendre en compte l'effet du site, comme la topographie, la microtopographie, la vitesse d'écoulement, l'existence de la végétation, etc. En dehors des processus étudiés ici, il y a aussi d'autre processus de déclenchement des lahars, par exemple les éruptions explosives dans un lac de cratère, l'ouverture d'une brèche dans un lac de cratère, la fonte superficielle de la neige, ou l'intrusion d'une coulée pyroclastique dans un cours d'eau (c.f. Chapitre 2).

La mise en place de l'instrumentation géophysique avec un système automatisé d'enregistrement de données facilite le travail de terrain pour les géomorphologues. En revanche, cela possède également des points faibles. Sur le terrain, les limnigraphes doivent être adaptés à l'écoulement transportant des matériaux. Cela est très important car au début, les limnigraphe sont calibrés pour mesurer de l'eau sans matériaux transportés afin d'éviter un blocage de capteur et une erreur lors de la compensation

barométrique. Le capteur laser a du mal à mesurer un écoulement clair et peu profond, car il n'y a pas de retour le laser. En autre, les gouttes de pluie ou l'effet du splash peuvent devenir source d'erreur lors de la mesure de profondeur d'écoulement. Quant au capteur de force, bien que l'effet de température sur le capteur ait déjà été prise en compte, la pression du béton réchauffé par le soleil est difficile à corriger et sortirait du domaine de la géomorphologie.

C'est pour cela que la mesure automatisée doit être accompagnée et validée par l'observation directe sur le terrain, même si cela nécessite beaucoup de temps pour attendre une forte pluie qui provoque un évènement géomorphologique intéressant. La visite de terrain d'une façon régulière est également importante pour vérifier si les batteries des enregistreurs de données sont toujours en bon état car la durée d'ensoleillement efficace pour les panneaux solaire est réduite pendant la saison des pluies.

4.4. Conclusion

Les lahars se déclenchent dans les parties hautes d'un volcan, ce qui rend difficile les études in-situ sur leurs processus de déclenchement. Notre étude utilise une approche comparative sur deux bassins versants côte à côte à 4 km du sommet à 1100 m d'altitude. Un bassin versant perturbé par la déferlante pyroclastique lors de l'éruption en 2010 est comparé avec un bassin versant non perturbé. Le gradient du chenal de ce deux bassins versants est plus de 15°.

Les bassins versants possèdent le même type du sol (*Inceptisols*). La séquence des horizons pédologiques du bassin versant perturbé est A-2A-2B-2BC, tandis que celle du bassin versant non perturbé est A-Bw1-Bw2-BC. *Pinus merkusii, Acacia decurrens,* et *Pennisetum purpurium* poussent dans le bassin versant perturbé sans une dense couverture végétale. En revanche, le bassin versant non perturbé possède une dense couverture végétale de *Pinus merkusii, Pennisetum purpurium* et *Ficus benjamina*.

Un glissement de terrain s'est produit dans le bassin versant perturbé au soir du 6 au 7 décembre 2012 à la suite d'une pluie de forte intensité (34,8 mm/h). Son déclenchement est estimé à 18h39, s'est produit après une saturation de sol sur une tranche de 30 cm de profondeur. En revanche, à la fin de la saison sèche le sol est très sec. Les matériaux glissés se déposent dans le thalweg. Dans le bassin versant non perturbé, il n'y a pas eu de glissement de terrain, ni de saturation identique dans les 3 profondeurs du sol. Le niveau d'humidité du sol fut toujours, dans un ordre croissant, de 10, 20, et 30 cm de profondeur. Les variations d'humidité sont liées au changement de la structure du sol à cause de réchauffement brutal jusqu`à plus de 400°C lors du dépôt des matériaux de la déferlante pyroclastique.

Il y a deux types de ruissellement qui se produisent, le ruissellement par saturation et le ruissellement Hortonien. Les eaux de ruissellement s'accumulent dans le thalweg afin de former un écoulement. L'arrivée de l'écoulement est plutôt lente et cela ressemble à l'écoulement précédant les lahars. Dans le bassin versant perturbé, il y a une augmentation de la réponse hydrologique au niveau de profondeur d'écoulement après le glissement de terrain. Au contraire, la réponse hydrologique au niveau du temps reste identique, avec un décalage par rapport au début et à la fin de la pluie. Dans le bassin versant non perturbé, la réponse hydrologique ne change pas ni au niveau de la profondeur, ni au niveau du temps. Le ruissellement pluvial, qui est à la base de la formation des lahars, évolue d'amont en aval du fait de l'incorporation de matériaux non consolidés. Le débit initial de l'écoulement ne doit pas être important, car même un écoulement faible peut changer de comportement à cause de cette incorporation de matériaux.

CHAPITRE 5. MODÉLISATION PHYSIQUE DE DÉCLENCHEMENT DES LAHARS

Des modélisations physiques en laboratoire ont été effectuées au *Sabo Technical Center* pour étudier le processus de déclenchement des lahars dans la zone sommitale, processus qui ne peuvent pas être observés par l'observation directe sur le terrain. La caractéristique de cette zone est l'absence de l'activité végétale et les matériaux non consolidés et instables. Afin de mener à bien ce travail, le cadre scientifique de cette recherche s'articule autour des objectifs suivants :

1. Étudier les influences des cendres sur les dépôts volcaniques liées à la formation de croûte de battance et de croûte de ruissellement,
2. Identifier les processus surfaciques et sous-surfaciques des dépôts volcaniques,
3. Étudier l'évolution topographique,
4. Appréhender l'évolution de la distribution granulométrique au début et à la fin de simulation,
5. Comprendre la reproductibilité et les limites de la simulation physique.

Nous avons utilisé un plan incliné avec huit scénarios qui englobent des matériaux de deux provenances différentes (Gendol et Putih), soumis à deux intensités de pluie (50 et 65 mm/h) et la présence ou non en surface de retombées de cendres volcanique. Des matériaux d'un volume de 675 L ont été déposés sur une dimension de 15 cm d'épaisseur, 1,5 m de largeur et de 3 m de longueur. Le plan incliné disposait de 2 versants différents inclinés à 8° et 20° et présentant une rupture de pente en leur milieu. La surface soumise à l'expérimentation fut de 4,5 m^2 (surface réelle) soit de 4,34 m^2 (surface projetée). La surface "projetée" fut utilisée dans ce chapitre (Tab. 6). Le plan incliné a été placé sous un simulateur de pluie de 8 m de hauteur dans le laboratoire. Les échantillonnages pour l'analyse granulométrique ont été fait avant et après les simulations (c.f. Chapitre 3, point 3.2.3. pour la méthodologie détaillée).

La durée de simulation s'étend du début de la pluie jusqu`à l'apparition d'un glissement de terrain ou jusqu`à un maximum de 2 heures 15 minutes s'il n'y a pas de

glissement de terrain. Le volume de matériaux a été calculé en dm^3 ou Litre (L) pour faciliter la comparaison avec la quantité de pluie utilisé en Litre (L) et en millimètre (mm) par m^2. Au démarrage de chaque simulation, le volume des matériaux pour les 8 scénarios fut identique (675 L).

Tableau 6 - **Dimension du plan incliné**. La longueur projetée a permis de calculer le volume de pluies. Elle sert également à calculer la surface d'érosion et de sédimentation sous le SIG avec le système de coordonnées cartésiennes.

	Angle (°)	**Longueur réelle (m)**	**Longueur projetée (m)**
Plan aval	8	1,50	1,49
Plan amont	20	1,50	1,41
Longueur total (m)		3,00	2,89
Largeur (m)		1,50	1,50
Surface (m^2)		4,50	4,34

5.1. Résultats

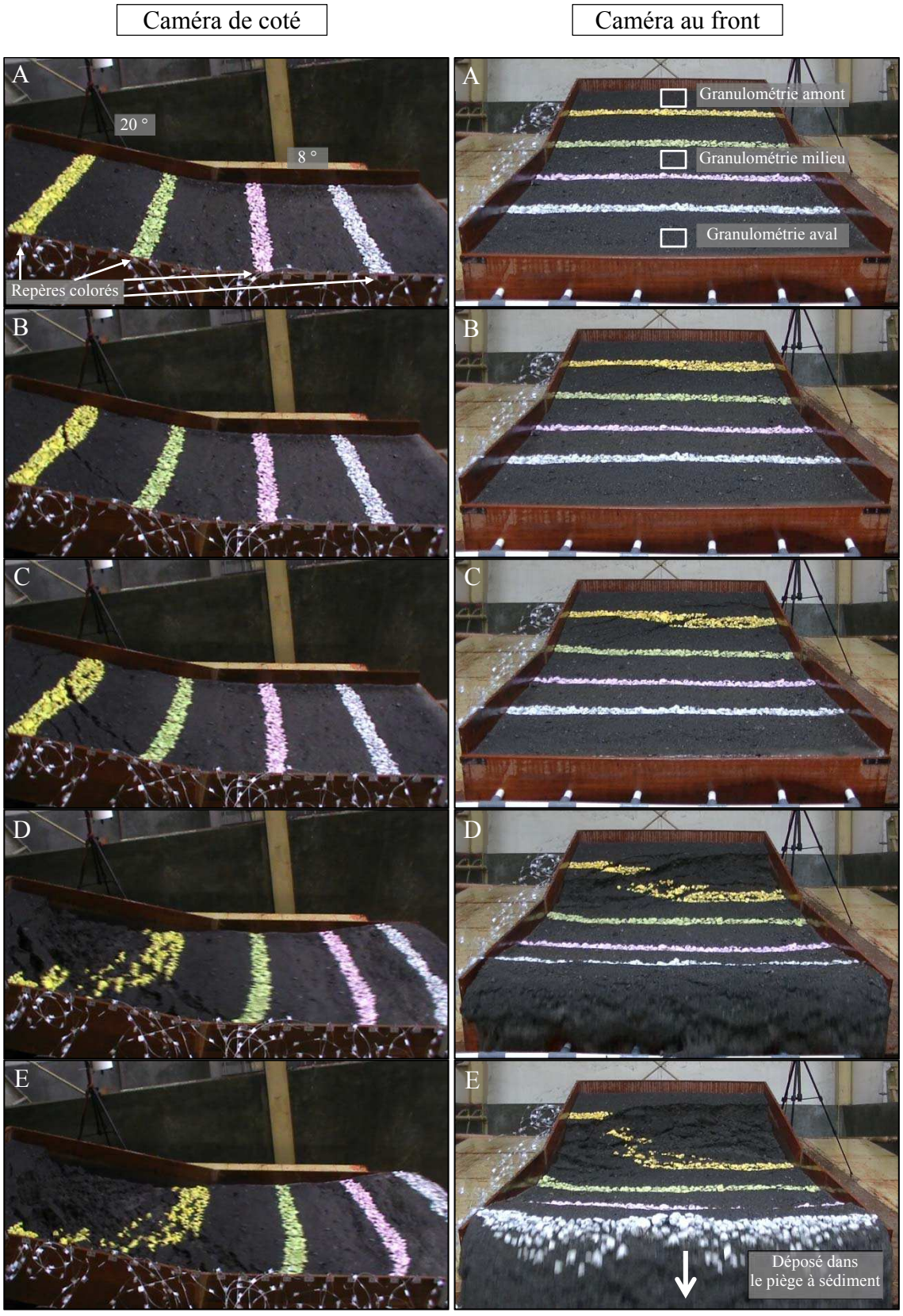
Les résultats d'analyse se focalisent sur la quantité de pluie nécessaire pour un changement topographique brusque (5.1.1), le ruissellement, la percolation et les glissements de terrain (5.1.2), la granulométrie au début et à la fin de la modélisation (5.1.3). Le résultat est synthétisé dans le tableau 7.

5.1.1. Quantité de pluie nécessaire pour un changement topographique

Le scénario 1 (matériel de la Gendol, sans cendres volcaniques recouvrant la surface soumis à une intensité de pluie (I) de 50 mm/h) s'arrêta à 54 minutes à cause du déclenchement d'un glissement de terrain (Fig. 35). La quantité totale de pluie pour le scénario 1 fut de 209,49 L (46,55 mm). Le scénario 2 (Gendol, sans cendres volcaniques, I : 65 mm/h) dura 30 minutes jusqu'au déclenchement de deux glissements de terrain consécutifs. Le scénario 2 a nécessité une quantité d'eau de 143,37 L (31,86 mm), soit moins de 1/5 du volume de matériaux). Le scénario 3 (Gendol, avec cendres volcaniques, I : 50 mm/h) a été effectué pendant 2h15, il a impliqué une quantité d'eau de 504,46 L (112,10 mm). Le scenario 4 (matériel de la Gendol, recouvert de cendres volcaniques, I : 65 mm/h) a été réalisé pendant 2 heures 15 minutes et nous avons utilisé 677,65 L d'eau (150,59 mm).

Tableau 7 – **Synthèse des Résultats des simulations physiques.** GT = glissement de terrain

Date		16/10/2014	23/10/2014	26/10/2014	30/10/2014	02/11/2014	06/11/2014	09/11/2014	11/11/2014
Scénario		1	2	3	4	5	6	7	8
Source de matériaux		Gendol	Gendol	Gendol	Gendol	Putih	Putih	Putih	Putih
Présence de retombée de cendres volcaniques		Non	Non	Oui	Oui	Non	Non	Oui	Oui
Intensité de pluie (mm/h) - programmable		50	65	50	65	50	65	50	65
Intensité de pluie (mm/h) - Réelle		51.73	63.72	49.82	66.93	51.30	63.81	52.00	61.63
Volume du plan incliné (dm3 = L)		675	675	675	675	675	675	675	675
Durée de simulation		00:54	00:30	02:15	02:15	02:15	02:15	02:15	02:15
Volume estimé de pluie (L)		209.49	143.37	504.46	677.65	519.38	646.10	526.52	623.99
Pluie cumulé (mm)		46.55	31.86	112.10	150.59	115.42	143.58	117.00	138.67
Première apparition	Ruissellement	00:49	00:26	00:50	00:24	-	-	-	00:48
	Percolation	00:45	00:27	00:49	00:26	00:28	00:17	00:30	00:18
	GT	00:54	00:30	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT
Volume de pluie (L) pour déclencher	Ruissellement	190.10	124.25	186.84	120.47	-	-	-	221.86
	Percolation	174.58	129.03	183.10	130.51	107.72	81.36	117.00	83.20
	GT	209.49	143.37	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT
Pluie cumulé (mm) pour déclencher	Ruissellement	42.24	27.61	41.52	26.77	-	-	-	49.30
	Percolation	38.80	28.67	40.69	29.00	23.94	18.08	26.00	18.49
	GT	46.55	31.86	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT
Volume (dm3 = L)	Ruissellement	0.5	0.95	123.60	519.45	0.00	0.00	0.00	90.50
	Percolation	0.5	6.03	45.00	84.60	289.00	603.00	259.00	483.90
	GT	220.46	95.35	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT	Pas de GT
Volume de ruissellement et de percolation (L)		1	6.98	168.6	604.05	289.00	603	259	574.4
Volume estimé d'eau dans les matériaux (L)		208.49	136.39	335.86	73.60	230.38	43.10	267.52	49.59
Mouvement des cailloux sur le plan incliné	Vitesse maximum (cm/s)	50	19.7	-	-	-	-	-	-
	Distance maximum (cm)	95	55	-	-	-	-	-	-


Caméra de coté
Caméra au front
A
20 °
8 °
Repères colorés
B
C
D
E
A
Granulométrie amont
Granulométrie milieu
Granulométrie aval
B
C
D
E
Déposé dans
le piège à sédiment

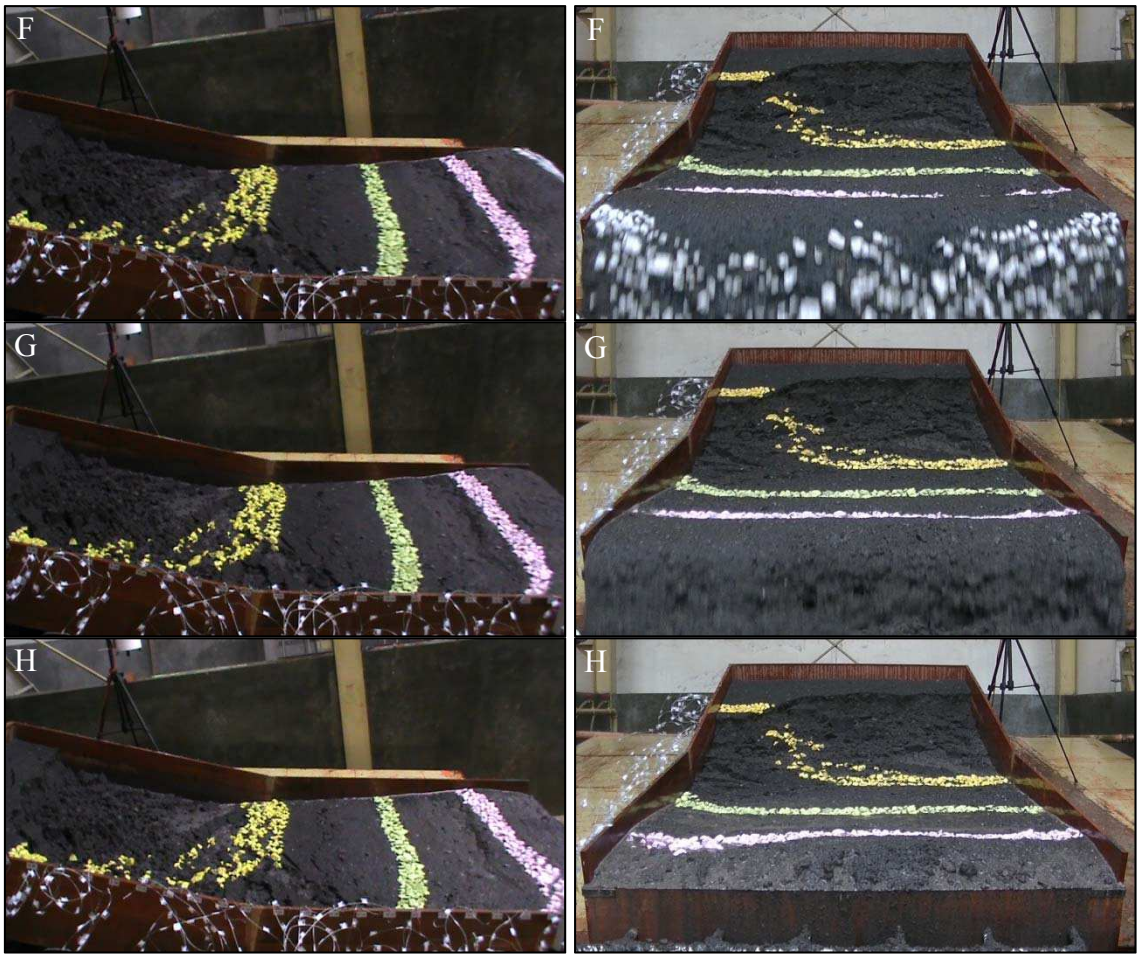


Figure 35 - **Photo d'une des 8 simulations montrant le glissement de terrain.** Cela se produisit à la fin de la simulation 1. L'intervalle de temps de (A) à (H) fut de 4 secondes. Les quatre lignes colorées constituèrent des cailloux des repères pour le mouvement des matériaux. Ces lignes ont été mises tous les 60 cm et leur largeur et de 10 cm. Les trois rectangles blancs montrent la localisation des échantillonnages pour la granulométrie qui ont été effectué deux fois (au début et à la fin des simulations).

Le scénario 5 (Putih, sans cendres volcanique, I : 50 mm/h) dura 2 heures 15 minutes et a impliqué 519,38 L d'eau (115,42 mm). Le scénario 6 (Putih, sans cendres volcanique, 65 mm/h) a été effectué pendant 2 heures 15 minutes et un volume d'eau de 646,10 L (143,58 mm) a été utilisé jusqu'à la fin de la simulation. Le scénario 7 (Putih, avec cendres volcanique, I : 50 mm/h) dura pendant 2h15 et a impliqué 526,52 L d'eau (117 mm). Le scénario 8 (Putih, avec cendres volcanique, I : 65 mm/h) dura 2 heures 15 minutes qui a nécessité 623,99 L d'eau (138,67 mm).

Le simulateur de pluie n'était pas capable de produire les intensités de pluie exactes et simultanément comme ce qui était prévu dans les scénarios. Les marges d'erreur varient pour chaque simulation. Nos deux pluviomètres à auget basculant montrent que les marges d'erreur des intensités réelles de pluie pour les simulations sur le matériau provenant de la Gendol (scénario 1 à 4) furent respectivement 3,5%, 2%, 0,4%, et 3%. Cette déviation des valeurs d'intensité de pluie se produisit également pour les scénarios 5 à 8 (respectivement 2,6%, 1,8%, 4% et 5,2%).

5.1.2. Ruissellement, percolation, et glissement de terrain

Dans les simulations 4, 2, 8, 1, et 3, le déclenchement du ruissellement eu lieu respectivement à la 24ème, 26ème, 48ème, 49ème, 50ème minute. Le type de ruissellement se transforma du ruissellement diffus en ruissellement concentré. En revanche, les simulations 5, 6, et 7 ne produisirent pas de ruissellement (c.f. Tab 7). Le classement selon l'ordre du volume de pluie déclenchante est le suivant : 4, 2, 3, 1, et 8 (respectivement 120,47 L, 124,25 L, 186,84 L, 190,10 L, 221,86 L). Cela correspondit respectivement aux pluies cumulées de 26,77 mm, 27,61 mm, 41,52 mm, 42,24 mm, 49,30 mm. Une fois le ruissellement déclenché, nous avons mesuré un volume de ruissellement de 0,5 L, 0,95 L, 90,50 L, 123,60 L et 519,45 L pour les simulations 1, 2, 8, 3, et 4.

En ce qui concerne la percolation, l'ordre de durée de déclenchement est trié comme suit : simulation 6, 8, 4, 2, 5, 7, 1, 3 (respectivement la 17ème, 18ème, 26ème, 27ème, 28ème, 30ème, 45ème, 49ème minutes). Du point de vue du volume de pluie déclenchante, les simulations furent triées comme suit : simulation 6, 8, 5, 7, 2, 4, 1, 3 (respectivement 81,36 L, 83,20 L, 107,72 L, 117 L, 129,03 L, 130,51 L, 174,58 L, 183,10 L). Cela représente respectivement les pluies cumulées de 18,08 mm, 18,49 mm, 23,94 mm, 26 mm, 28,67 mm, 29 mm, 38,8 mm, 40,69 mm. L'ordre du volume de percolation depuis le moins important jusqu`au plus important s'organise de la façon suivante : simulation 1, 2, 3, 4, 7, 5, 8, 6 (soit respectivement 0,5 L, 6,03 L, 45 L, 84,6 L, 259 L, 289 L, 483,9 L, 603 L).

Quant aux glissements de terrain, ils se produisirent durant les simulations 1 et 2. Les glissements de terrain de la simulation 2 commencèrent à la 30ème minute, tandis que le glissement de terrain de la simulation 1 se déclencha à la 54ème minute. Le volume de pluie déclenchante fut de 143,37 L pour la simulation 2 et de 209,49 L pour la simulation 1. Cela représenta respectivement 31,86 L et 46,55 L. Le volume de matériaux impliqué dans les glissements de terrain fut mesuré respectivement de 95,35 L et de 220,46 L. La vitesse maximum de déplacement des matériaux fut de 19,7 cm/s pour la simulation 2 et de 50 cm/s pour la simulation 1. La distance maximum de déplacement fut de 55 cm pour la simulation 2 contre 95 cm pour la simulation 1.

Les simulations peuvent également être triées en fonction du volume total de ruissellement et de percolation. L'ordre de ce tri est la simulation 1, 2, 3, 7, 5, 8, 6, 4 (respectivement 1 L, 6,98 L, 168,6 L, 259 L, 289 L, 574,4 L, 603 L, 604,05 L). En respectant le volume de pluie utilisé pendant la simulation, ce volume total de ruissellement et de percolation nous a permis de calculer le volume d'eau restant dans les matériaux de 43,10 L, 49,59 L, 73,60 L, 136,39 L, 208,49 L, 230,38 L, 267,52 L, 335,86 L respectivement pour la simulation 6, 8, 4, 2, 1, 5, 7, 3.

5.1.3. Granulométrie et topographie

Les matériaux provenaient de deux vallées, appelées Gendol et Putih. Les matériaux de la Gendol disposaient de plus de particules fines, tandis que ceux de la Putih contenaient plus des particules grossières. Parmi les 14 tailles granulométriques de -5,7 Φ à 10 Φ (50,8 à 0,001 mm), Les deux matériaux possédaient des différences nettes sur le pourcentage des tailles de -0,2 Φ à 10 Φ (1,18 à 0,001 mm). Par exemple, pour la taille de -0,2 Φ, les pourcentages des matériaux Gendol variaient de 10 et 13,4 %, tandis que ceux des matériaux Putih étaient plus importants de 16,5 à 19,9 %. Les pourcentages des matériaux Gendol de taille 3,7 Φ furent mesurés de 3,5 à 8 %, alors que ceux des matériaux Putih variaient de 1 à 6,4 %. La caractéristique différente de ces deux matériaux est synthétisée par la figure 36.

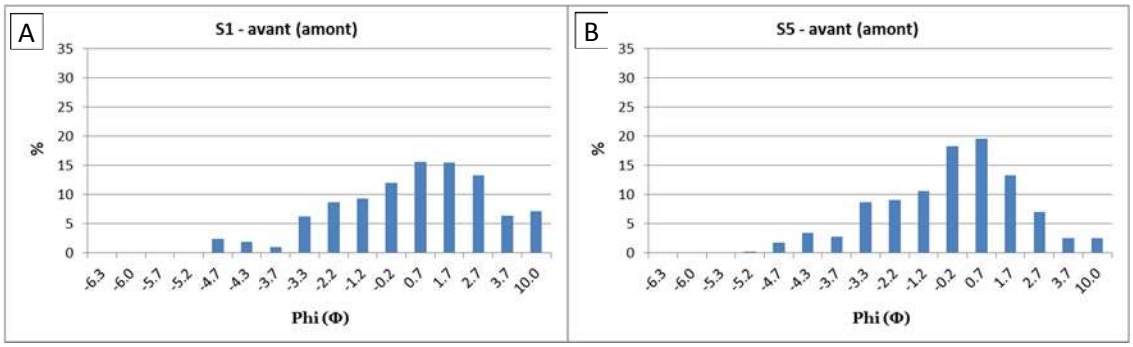


Figure 36 – **Distribution granulométrique de matériaux de la Gendol (A) et de la Putih (B)**. Les matériaux de la Gendol furent utilisés pour les simulations 1 à 4 et ceux de la Putih pour la simulation 5 à 8. S1 = simulation 1 ; S5 = simulation 5.

D'après l'analyse statistique de Folk et Ward (1957), les matériaux de la Gendol et la Putih partagaient quand même la même caractéristique sur la moyenne et la standard déviation (*sorting*). Les deux types de matériaux étaient des sables très grossiers qui sont très mal triés. En revanche, les deux ne partageaient pas la même caractéristique sur le *skewness* et le *kurtosis* où la distribution les matériaux de la Gendol était symétriques et mesokurtique, tandis que celle de la Putih était très dissymétrique et platikurtique. Cette granulométrie est importante car cela est lié à l'occurrence des lahars dans la Putih qui se raréfient de 2012 à 2014.

Au cours des simulations qui produisirent des changements topographiques, les distributions granulométriques de ces matériaux évoluèrent (Annexe 6). Les valeurs les plus extrêmes d'évolution granulométrique ne dépassèrent pas -7 % et +8 %. Le glissement de terrain massif et instantané, comme celui de la simulation 1, provoqua un changement granulométrique léger (de -1,84 à +2,25 %). En revanche, le glissement de terrain moins volumineux et moins instantané, comme celui de la simulation 2, entraîna une évolution granulométrique plus importante (de -5,98 à +2,54 %). Quant aux simulations 2 à 8 qui produisirent des changements topographiques très lents sans impliquer des glissements de terrain, la valeur de l'extrémité de l'évolution granulométrique fut encore plus importante (de -6,85 à 7,4 %). En ce qui concerne les matériaux déposés dans le piège à sédiment qui décrit la capacité de transport du

ruissellement, la distribution granulométrique a plus évolué (de -18,21 à 28,48 %) par rapport au secteur aval du plan incliné.

Les 8 simulations furent dont regroupées en trois catégories fondées sur les évolutions topographiques (instantanée, plus progressive, lente). Les descriptions détaillées pour chacune de ces 3 catégories sont présentées ci-dessous.

5.1.3.1. Évolution topographique instantanée (Simulation 1)

La simulation 1 disposa de 7 échantillons granulométriques (3 avant la simulation ; et 3 après la simulation ; 1 sur le piège à sédiment). Les localisations des échantillonnages furent sur les secteurs amont, milieu et aval (cf. Fig. 35A - Caméra au front). Les 3 échantillons décrivaient consécutivement la taille de matériaux en amont, milieu, et aval du plan incliné. Afin de faciliter l'analyse, la taille de matériaux fut généralement regroupée en 3 catégories : grossière (< -1 Φ, soit > 2 mm), moyenne (-1 à 3 Φ, soit 2 à 0,125 mm), fines (> 3 Φ, soit < 0,125 mm). Avant la simulation 1, les pourcentages de matériaux grossiers, moyens et fins s'étendaient respectivement de 0 à 10,33%, de 11,86 à 16,51%, et de 5,26 à 7,17%. Après la simulation 1, les pourcentages de matériaux grossiers, moyens et fins furent mesurés respectivement de 0 à 9,57%, de 11,22 à 15,76%, et de 4,54 à 6,94% (Fig. 37).

Les histogrammes des secteurs amont, milieu, et aval du plan incliné avant la simulation 1 montrent une distribution granulométrique respectivement trimodale, bimodale et trimodale. Après la simulation 1, la distribution des secteurs amont et milieu se transforma en quadrimodale et unimodale, tandis que celle du secteur aval resta trimodale. Celle des matériaux dans le piège à sédiment fut bimodale. Fondé sur la comparaison avant-après simulation sur 3 sections du plan incliné, le pourcentage de chaque taille de matériaux évolua très légèrement (de -1,84 à 2,25%). Quant aux matériaux grossiers, l'évolution se produisit d'une façon irrégulière (augmentation et diminution en même temps pour les trois sections de -1,63 à 2,25%), sauf pour la taille de -4,3 Φ (19,1 mm) dont le pourcentage augmenta simultanément en partie amont, milieu et aval du plan incliné de 0,57 à 2,25%.

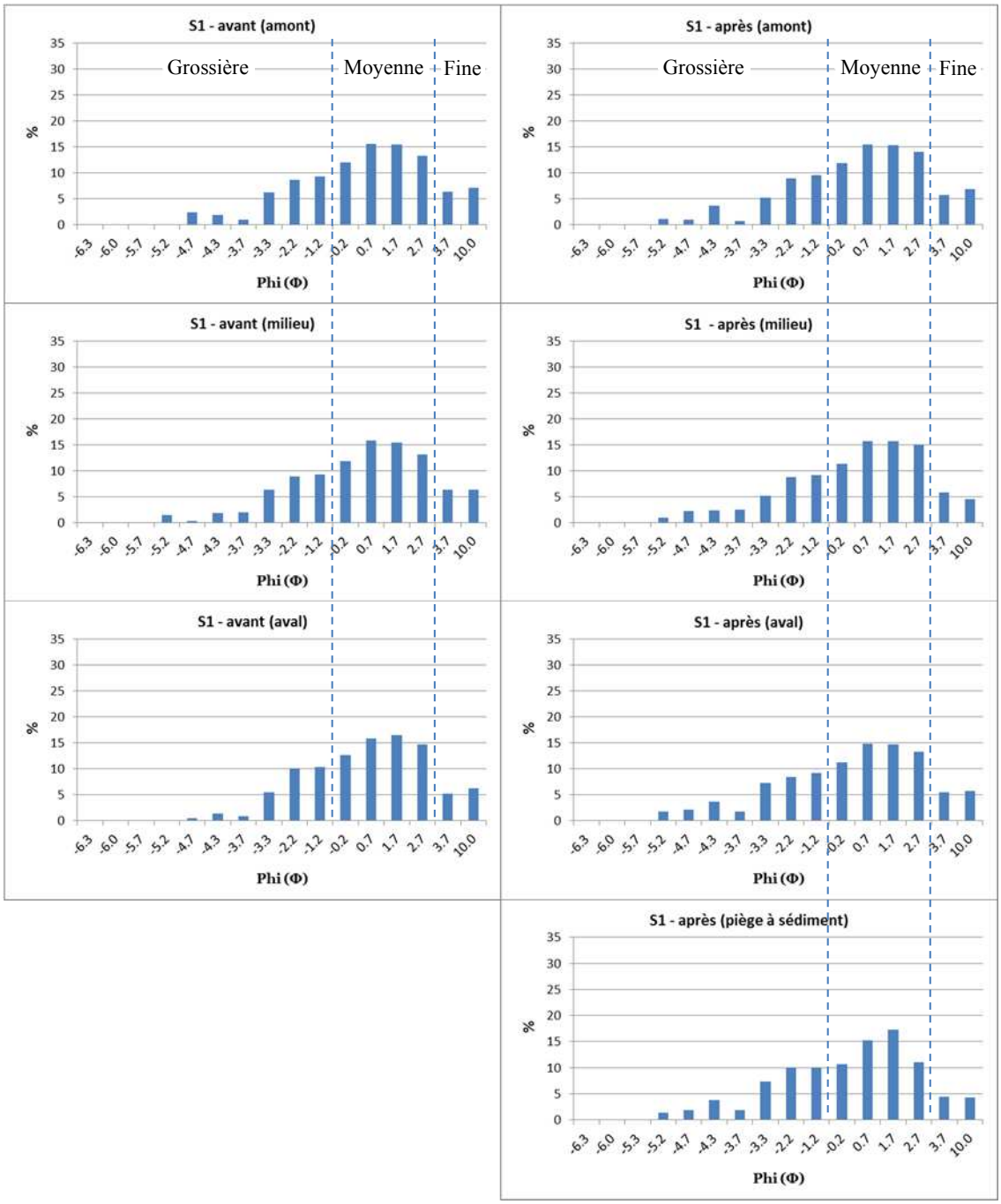


Figure 37 – **Comparaison granulométrique avant et après la simulation 1.** La taille de matériaux est regroupée en 3 catégories : grossière (< -1 Φ, soit > 2 mm), moyenne (-1 à 3 Φ, soit 2 à 0,125 mm), fines (> 3 Φ, soit < 0,125 mm). Pour une raison technique, le tamis de -5.7 Φ fut a été remplacé par le -5.3 Φ. Les comparaisons granulométriques des simulations 2 à 8 sont présentées dans les annexes 7 à 13.

Le pourcentage des matériaux de taille moyenne évolue tantôt régulièrement et tantôt irrégulièrement. Pour -0,2 et 0,7 Φ, la diminution de pourcentage alla de -1,04 à -0,07%. En revanche, les matériaux de 1,7 et 2,7 Φ subirent une diminution et aussi une augmentation de -1,75 à 1,9% pour les trois sections. La composition des matériaux fins montra également la même tendance. Pour la taille 3,7 Φ, il y a une diminution identique sur la section amont et milieu (-0,54 et -0,53%), tandis qu'en aval le pourcentage après la simulation fut supérieur à celui avant la simulation (0,25%). En revanche, le pourcentage de la taille 10 Φ diminua sur l'ensemble des trois sections (de -1,84 à 0,24%).

Nous avons également analysé la granulométrie des matériaux déposés dans le piège à sédiment issus d'un glissement de terrain. Ces sédiments correspondaient aux matériaux du secteur aval du plan incliné. La part des matériaux grossiers dans le piège à sédiment fut supérieure à celle dans le secteur aval avant la simulation. L'augmentation des pourcentages des tailles de -5,2 à -3,3 Φ varia de 1,12 à 2,38%, tandis que des diminutions très légères se produisirent pout les tailles -2,2 et -1,2 Φ (-0,06 et 0,24%). La plupart des pourcentages des matériaux moyennes diminua de 0,64 à 3,51%, sauf pour la taille de 1,7 Φ qui augmenta 0,8%. Les pourcentages des matériaux fins de 3,7 et 10 Φ diminue consécutivement 0,78 et 1,86 %.

Quant au processus du glissement de terrain lui-même, il débuta par une fissure (5 cm de largeur, 25 cm de longueur) sur le secteur amont du plan incliné qui ensuite se développa progressivement et perpendiculairement au sens du glissement (Fig. 38A). D'après l'enregistrement vidéo, le déplacement des matériaux commença à partir de cette fissure. Les matériaux glissés se déplacèrent en un seul mouvement jusqu`à 95 cm à une vitesse maximum de 50 cm/s en amont, tandis qu'en aval la vitesse maximum fut plus lente (31,4 cm/s) et les matériaux se déplacèrent jusqu'à 81,5 cm (distance parcourue). La variation de la vitesse fut très claire sur la caméra latérale (caméra de côté), mais moins claire sur la caméra située face à la pente (caméra frontale).

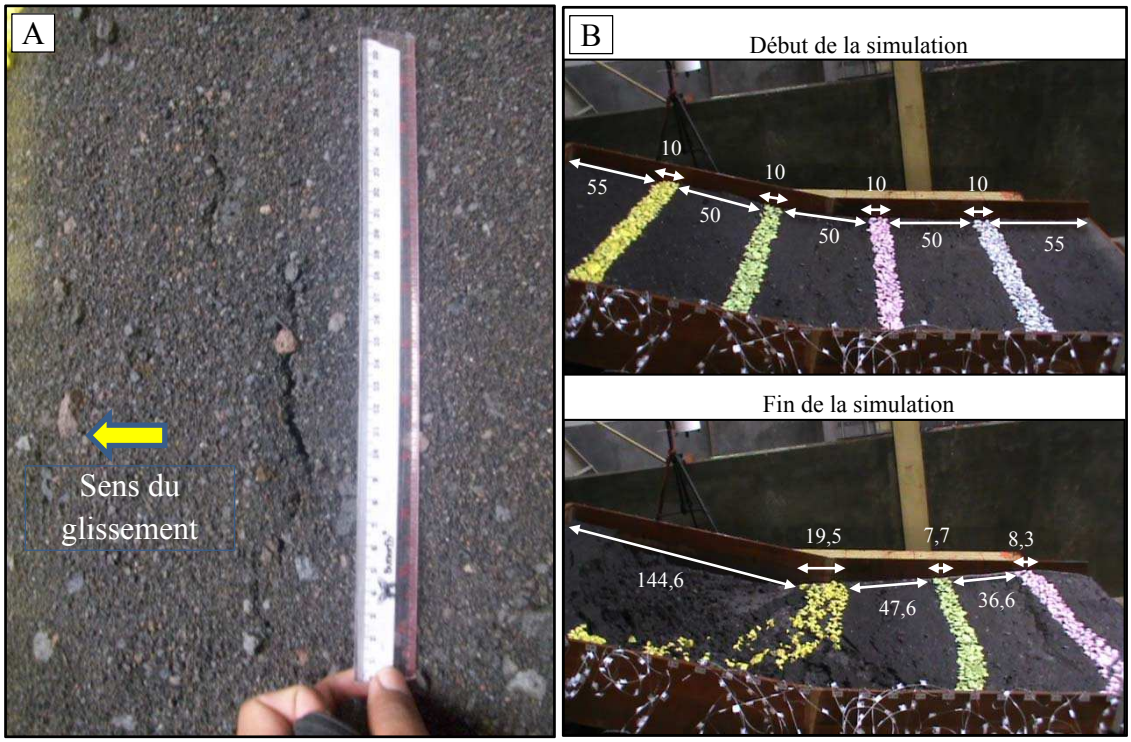


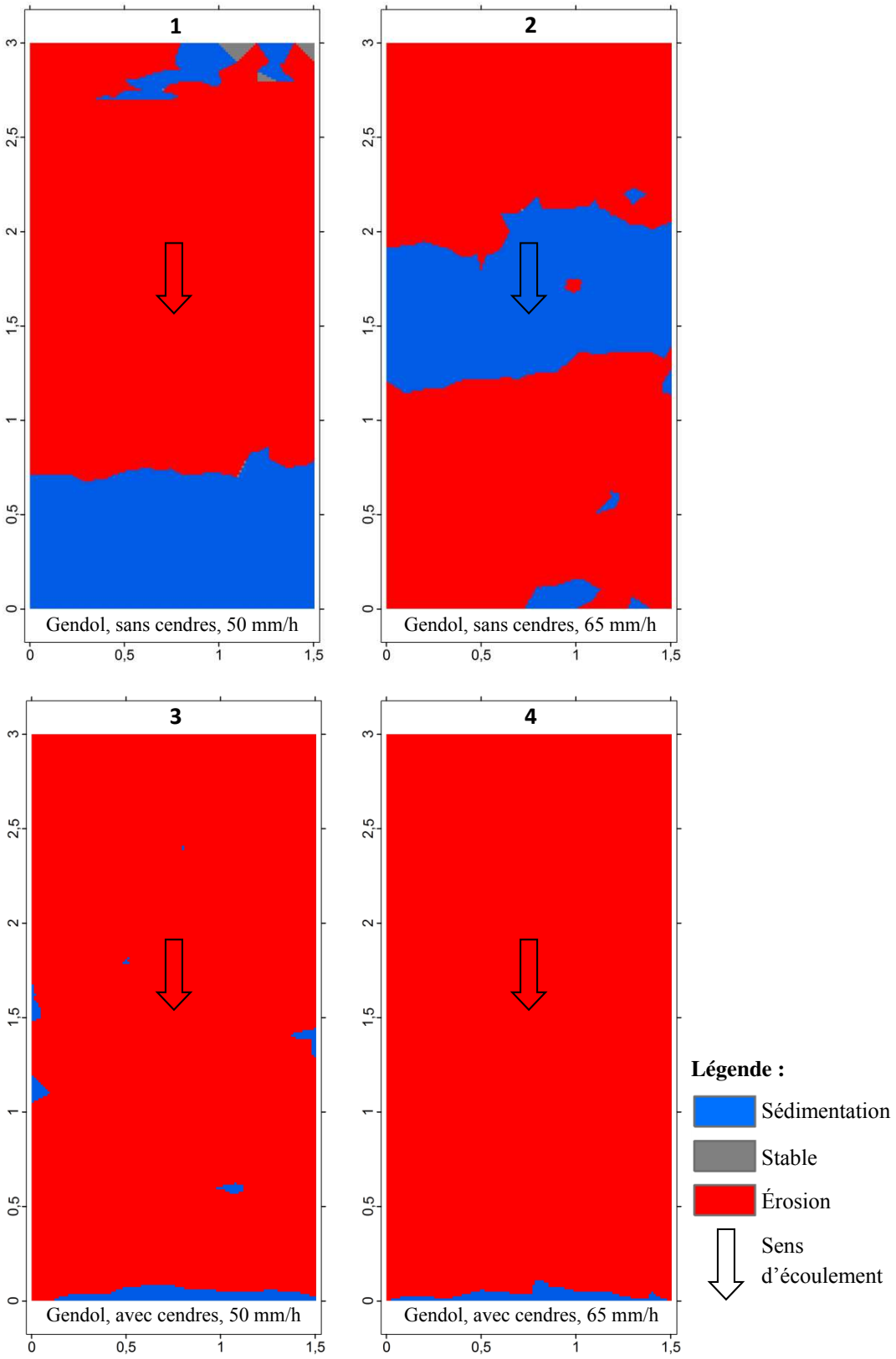
Figure 38 – **Fracture et compaction des matériaux.** (A) La fracture se trouva sur la section amont du plan incliné à côté d'une règle de 30 cm. La photo fut prise 12 minutes avant le glissement de terrain. (B) Deux photos comparatives entre le début et la fin de la simulation montrant la compaction des matériaux sur le secteur aval.

La compaction fut visiblement marquée à la fin de la simulation par la différence de distance entre les lignes de repère verte et rose (36,6 cm) par rapport à celle entre les lignes jaune et verte (47,6 cm) (Fig. 38B). Les matériaux en aval ont été donc poussés et forcés à sortir du plan incliné. Ces matériaux se déposèrent donc dans le piège à sédiment. La cicatrice de ce mouvement de masse fut très claire sur les sections amont et milieu du plan incliné. La dimension du glissement de terrain fut de 150 cm de largeur, 230 cm de longueur et 13,9 cm d'épaisseur. Étant donné que l'épaisseur initiale de matériaux fut de 15 cm, la surface de rupture se trouva donc à 1,1 cm du fond du plan incliné. Le volume du glissement fut de 220,46 dm^3 ou L, soit 1/3 du volume initial. L'épaisseur sur le secteur aval augmenta jusqu'à 8 cm. Cette augmentation représenta plus de la moitié d'épaisseur initiale. Le volume de la sédimentation à la fin de la simulation 1 fut de 33,11 L et celui dans le piège à sédiment fut de 117,18 L. Le volume total des matériaux à la fin de la simulation 1 fut de 607,5 L qui a montré une

diminution en dehors du processus gravitaire de 67,5 L (Tab. 8). La surface et la repartition d'évolution topographique sont présentées en 2 dimensions dans la figure 39.

Tableau 8 - **Évolution topographique pour chaque simulation.** Les volumes des glissements de terrain, des sédiments déposés sur le plan incliné et dans le piège à sédiment firent partie des volumes finals. L'unité de volume est en dm^3 (ou L) pour faciliter la comparaison avec le volume de pluie en L (cf. Tab. 7 – Synthèse des résultats des simulations physiques).

	Volume (dm^3 ou L)			Épaisseur de matériaux (dm)				Surface (dm^2)		
Simulation	Initial	Final	Différence	Initial	Erosion max	Sédimentation max	Moyenne	Erosion	Stable	Sédimentation
1	675	607,5	67,5	1,5	-1,39	0,80	-0,47	328,19	1,93	121,69
2	675	612,6	62,4	1,5	-1,30	0,86	-0,31	332,44	0,01	119,35
3	675	622,1	52,9	1,5	-0,39	0,09	-0,12	441,76	0,00	10,04
4	675	575,5	99,5	1,5	-0,53	0,04	-0,21	446,07	0,00	5,73
5	675	649,9	25,1	1,5	-0,32	0,12	-0,06	407,40	0,00	44,40
6	675	654,2	20,8	1,5	-0,28	0,17	-0,05	360,28	2,60	88,92
7	675	666,8	8,2	1,5	-0,23	0,15	-0,03	311,12	0,13	140,56
8	675	628,4	46,6	1,5	-0,27	0,07	-0,11	440,09	0,19	11,53


1
Gendol, sans cendres, 50 mm/h
2
Gendol, sans cendres, 65 mm/h
3
Gendol, avec cendres, 50 mm/h
4
Gendol, avec cendres, 65 mm/h
0
0,5
1
1,5
2
2,5
3
Légende :
Sédimentation
Stable
Érosion
Sens d'écoulement

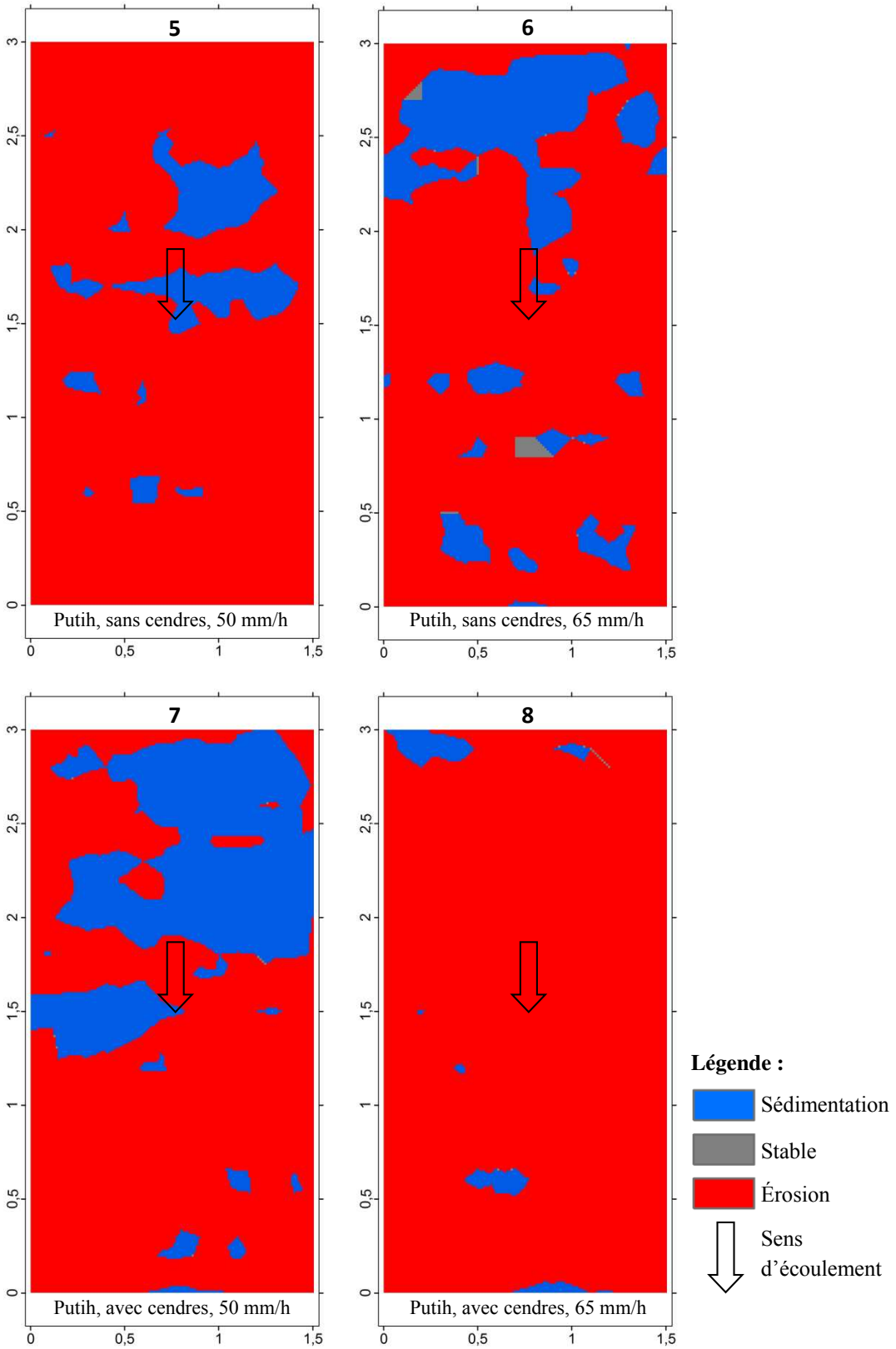


Figure 39 - **Distribution de la surface des zones érodée, stable, et sédimentée (en mètre) en utilisant la méthode *Cut and Fill* dans le SIG.**

5.1.3.2. Évolution topographique plus progressive (Simulation 2)

La granulométrie de la simulation 2 (Gendol, sans cendres volcaniques, I : 65 mm/h) a été analysée à partir de 6 échantillons (3 avant et 3 après). Même s'il y avait un glissement de terrain à la fin de cette simulation, les matériaux ne sortaient pas du plan incliné. L'échantillonnage n'a donc pas été réalisé dans le piège à sédiment. Avant la simulation 2, le pourcentage des matériaux grossiers, moyens et fins s'étendirent respectivement de 0 à 10%, de 11,27 à 22,83%, et de 3,35 à 8,6%. Après la simulation 2, la gamme de ces pourcentages évolua. Celle des matériaux grossière s'élargit très légèrement de 0 à 10,02%, celle des matériaux moyens se décala de 10,09 à 19,27%, et celle des matériaux fins devint plus étroite de 3,81 à 6,39%.

Le type des pics des histogrammes granulométriques évolua également. Les augmentations de nombre de pic se trouvèrent sur les secteurs amont (distributions bimodales avant la simulation, contre trimodales après la simulation 3), et milieu (bimodales se transformant ensuite en cinq modales). En revanche, le pic trimodale sur le secteur aval avant la simulation 3 fut modifié en bimodales (Annexe 7).

D'après la comparaison avant-après la simulation sur les sections amont, milieu et aval du plan incliné, le changement du pourcentage de chaque taille fut dominé par une évolution irrégulière (-5,98 à 2,54%). Cela fut caractérisé par une augmentation et diminution de chaque taille granulométrique pour les trois sections. Pour les matériaux grossiers (< -1 Φ), les changements ne furent pas uniformes sauf pour la taille de -3,7 Φ. Malgré cela, les pourcentages avant-après varièrent légèrement (-1,73 à 2,54%) pour les trois sections. Uniquement pour la taille de -3,7 Φ, Les pourcentages après la simulation sur les trois secteurs furent tous supérieurs de 0,08 à 1,9% par rapport à ceux avant la simulation.

Les pourcentages de la taille moyenne ont montré trois caractéristiques différentes. Quant à la taille de -0,2 Φ, le changement fut très faible mais irrégulier (-0,28 à 0,44%). En dehors de cette taille, le type d'évolution fut uniforme. Pour la taille de 0,7 et 1,7 Φ, les pourcentages diminuèrent sur les trois sections de -5,98 à -0,17%.

En revanche, pour la taille de 2,7 Φ, le pourcentage a augmenté sur les trois sections de 0,09 à 1,4%. Quant à la taille fine (> 3 Φ), l'évolution ne fut pas uniforme : la section amont baissa et les sections milieu et aval augmentèrent. La taille de 3,7 Φ varia de -2,21 à 0,63%, alors que la taille de 10 Φ fluctua de -2,47 à 1,52%.

Parallèlement à cette évolution granulométrique, il y avait aussi un glissement de terrain qui se produisit à la fin de la simulation (Fig. 40). Le volume de glissement de terrain a produit une érosion de 75,22 L dans le secteur amont et une sédimentation de 30,07 L dans le secteur central. Le volume du glissement de terrain constitua plus de 1/10 du volume initial dans le plan incliné. La dimension de ce glissement fut de 150 cm de largeur, 112 cm de longueur et 13 cm de profondeur. L'épaisseur de la surface de rupture fut de 2 cm. Ce glissement a provoqué une sédimentation de 8,6 cm d'épaisseur sur les matériaux du secteur du milieu, soit plus de la moitié de l'épaisseur initiale des matériaux sur le plan incliné.

Les matériaux dans le secteur aval ne sortirent pas du plan incliné. Malgré cela, il y avait un indice de compression des matériaux dans le sens horizontal. Cela fut montré par une baisse de distance de 2 cm entre la ligne de repère blanc et le rebord en face du plan incliné. La distance originale fut de 55 cm. Une autre réduction de distance de 1 cm se produisit entre les lignes rose et blanc. Au début de la simulation, la distance entre ces deux lignes fut de 50 cm.

Le mouvement du glissement de terrain se produisit en deux phases avec un décalage de 3 minutes entre les deux. Lors de la première phase, les matériaux se déplacèrent jusqu`à 55 cm à une vitesse de 19,7 cm/s. La largeur de ce premier glissement de terrain fut seulement 40 cm. Après une courte période d'état stable, les autres matériaux les suivirent à se mirent à glisser. La distance maximale de déplacement pendant cette phase fut de 25 cm et la vitesse mesurée fut de 11,4 cm/s. À la fin de la simulation, le volume de l'ensemble des matériaux diminue à 612,6 L (le glissement de terrain et la sédimentation firent déjà partie dans ce volume final). Cela a indiqué qu'en dehors du processus gravitaire, il y a un autre processus qui provoqua la réduction de volume de 62,4 L.

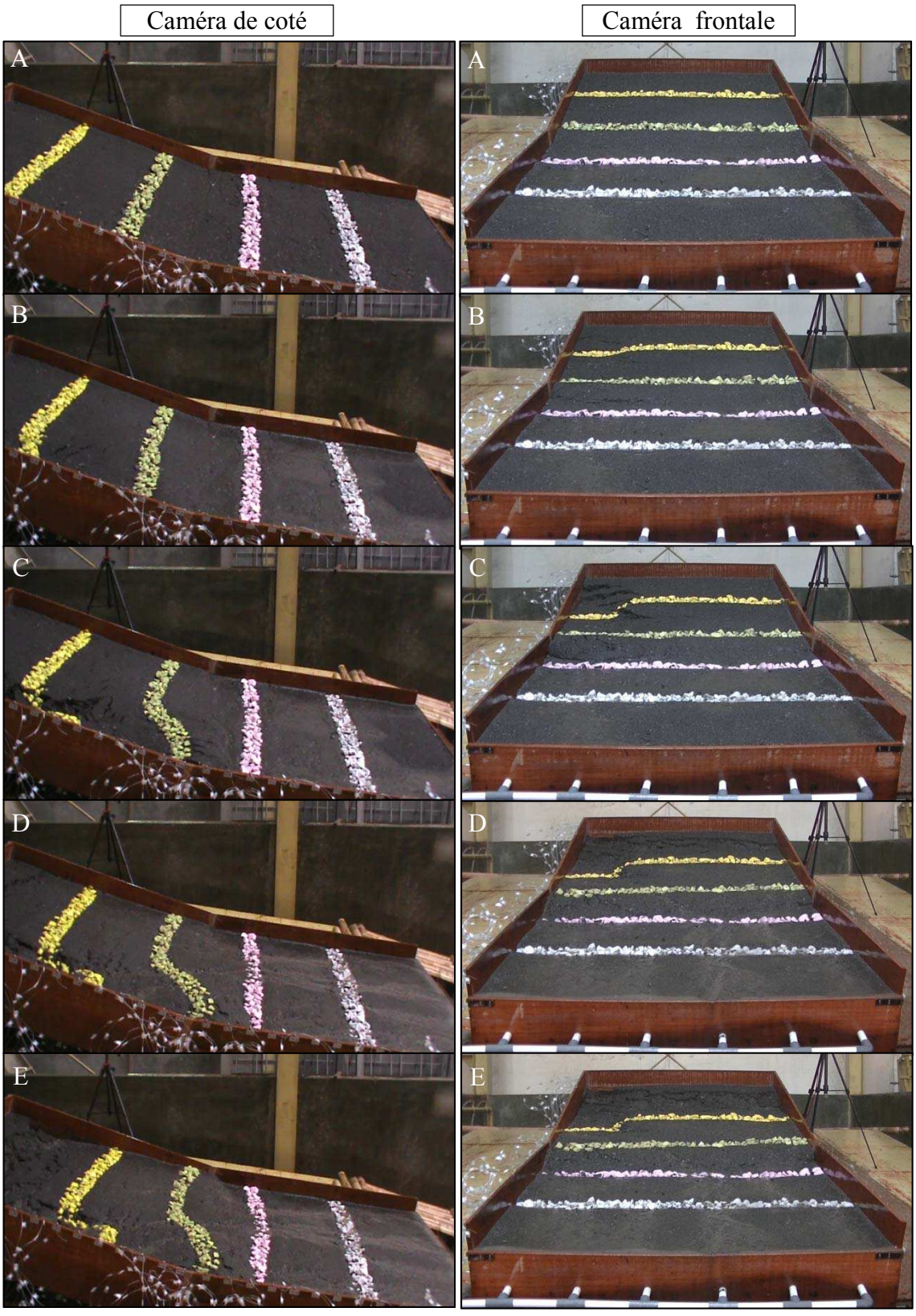

Caméra de coté
Caméra frontale
A
B
C
D
E
A
B
C
D
E

Figure 40 - **Glissement de terrain de la simulation 2.** L'intervalle de temps de (A) à (E) fut de 3 minutes 6 secondes. La première phase (A à C) et la deuxième phase (D à E) durèrent 3 secondes. La position stable entre le deux dura 3 minutes.

5.1.3.3. Évolution topographique lente (Simulation 3 à 8)

Lors des simulations 3 à 8, l'évolution topographique fut lente et légère (c.f. Tab 8). Aucun glissement de terrain ne fut déclenché lors de ces simulations (Fig. 41). La simulation 3 a été étudiée à partir de 7 échantillons : trois représentèrent la granulométrie avant la simulation, trois autres correspondirent à la granulométrie après la simulation, et un dernier a été pris dans le piège à sédiments. La gamme de pourcentage des matériaux grossiers évolua très légèrement (0 à 8,77% au début de la simulation 3, contre 0 à 9,11% à la fin). Celle des matériaux moyens fut initialement de 10,29 à 20,44% puis fut de 11,14 à 21,26% à la fin. Les matériaux fins ont subi également un changement de gamme de pourcentage (5,12 à 6,40% au début, contre 3,87 à 6,22% à la fin). L'histogramme granulométrique de type bimodal ne changea pas pour le secteur amont. Les diminutions de pics se trouvèrent sur les secteurs milieu (distribution quatdrimodale à bimodale) et aval (quadrimodale à trimodale). Les sédiments se déposant dans le piège à sédiment eurent une répartition bimodale.

En général, l'évolution granulométrique avant-après fut irrégulière (Annexe 3). Quant à la taille de matériaux grossiers (< -1 Φ), l'évolution du pourcentage ne fut pas uniforme pour toutes les tailles. Le pourcentage des tailles de -5,3, -3,7, et -2,2 Φ changea irrégulièrement de -1,09 à 0,67%. En revanche, les pourcentages des tailles -5,2, -4,7, -4,3, et -3,3 Φ diminuèrent régulièrement (tous) de -3,46 à -0,09% pour les trois secteurs. Un autre changement régulier, cette fois-ci augmentation, se produisit pour la taille -1,2 Φ des trois secteurs (de 0,29 à 0,64%). Quant à la taille moyenne, les évolutions du pourcentage furent irrégulières pour les trois sections (du -0,89 à 7,4%), sauf pour la taille de -0,7 Φ dont l'augmentation varia de 0,04 à 1,72%. Les matériaux fins sur les trois sections évoluèrent irrégulièrement de -2,53 à 0,69%.

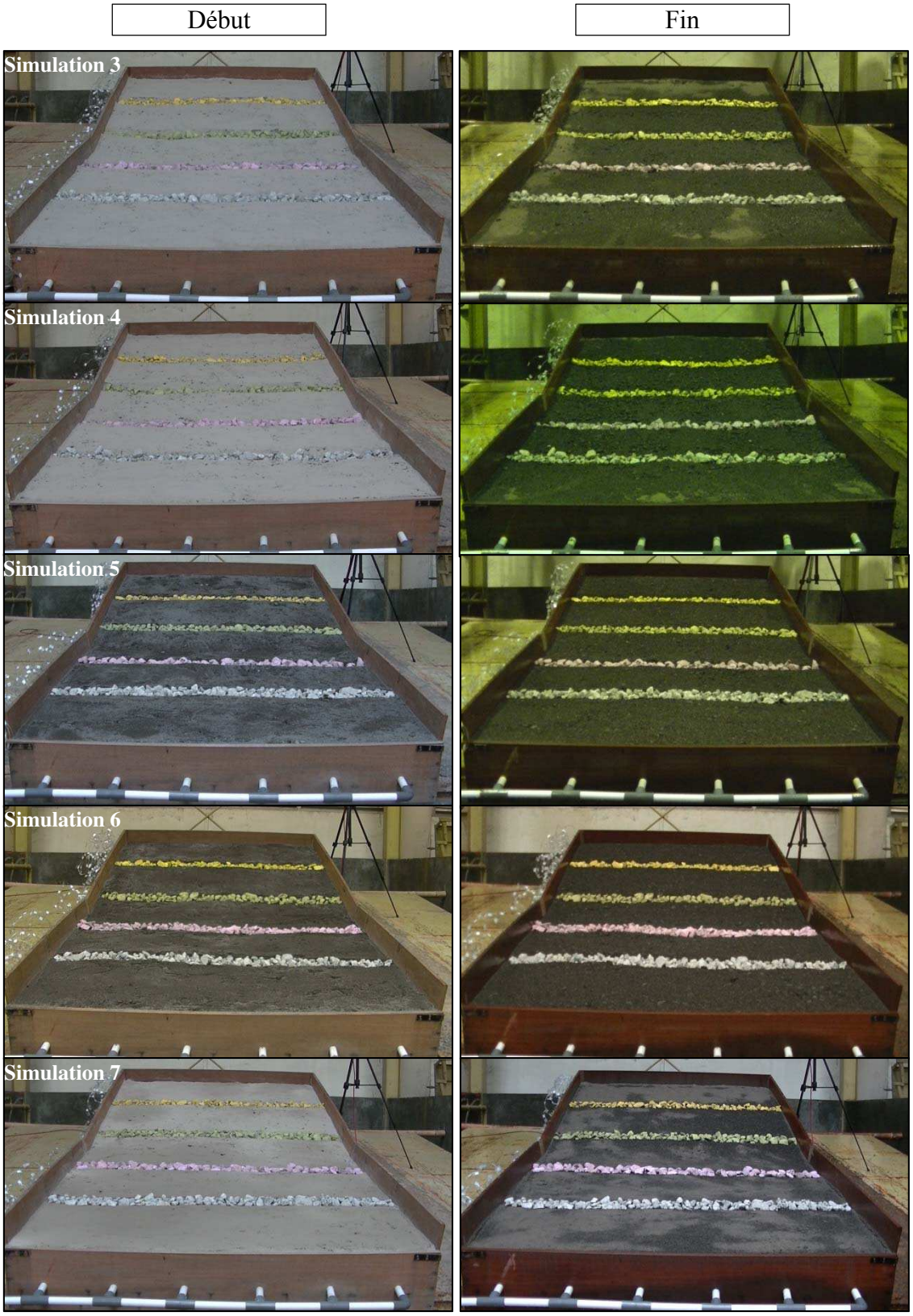

Début
Fin
Simulation 3
Simulation 4
Simulation 5
Simulation 6
Simulation 7



Figure 41 - **Photos prises au début et à la fin des simulations 3 à 8.**

À la fin de la simulation 3 (Gendol, avec cendres volcaniques, I : 50 mm/h), il n'y avait pas de glissement de terrain. En revanche, les matériaux transportés par le ruissellement se déposèrent dans le piège à sédiment. Le type de ruissellement se transforma du ruissellement diffus en ruissellement concentré. Le positionnement des matériaux, qui pour une partie, flotta dans l'eau et pour une autre partie s'accumula aux coins du piège à sédiment ne nous permet pas de mesurer le volume. Malgré cela, nous avons mesuré le poids sec de ces matériaux (790,19 g). En comparant avec le secteur le plus proche (aval au début de la simulation), nous avons observé une augmentation nette des pourcentages de la taille moyenne (seulement -2,7 Φ) et fines (3,7 et 10 Φ). Cette augmentation varia de 5,23 à 26,75%. Les matériaux grossiers furent absents dans le piège à sédiment. Quant au volume, il diminua à 622,1 L, soit une baisse de 52,9 L. En effet, la diminution maximale de l'épaisseur fut de 3,9 cm avec une moyenne de 1,2 cm (c.f. Tab. 8).

La granulométrie de la simulation 4 (matériel de la Gendol, avec cendres volcaniques, I : 65 mm/h) a été analysée à partir de 7 échantillons (3 avant, 3 après, et 1 piège à sédiment). Avant la simulation 4, les pourcentages des matériaux grossiers, moyens et fins s'étendaient consécutivement de 0 à 10,14%, de 9 à 17,93%, et de 3,51 à 6,14%. Ces gammes de pourcentage ont évolué légèrement à la fin de la simulation 4 (de 0 à 10% pour les grossiers, de 10,81 à 20,59% pour les moyens, et de 3,86 à 6,3% pour les fins). Le mode de la distribution granulométrique évolua seulement pour la section amont. Les distributions bimodales avant la simulation se transforma en trimodales à la fin de la simulation. En revanche, pour les sections milieu et aval, il n'y

avait pas de changement des modes de la distribution granulométrique avant et après la simulation (trimodales). Dans le piège à sédiment, la distribution granulométrique fut bimodale.

La comparaison des pourcentages des tailles grossières (< -1 Φ) avant et après la simulation 4 a montré que la plupart des évolutions des pourcentages fut irrégulière. Cela fut marqué par un changement non uniforme (augmentation et diminution en même temps) pour les trois sections. Ce changement fut observé de -2,1 à 2,09%. Seulement la taille de -5,2 Φ qui a montré une diminution de -1,16 à -1,92% pour l'ensemble de trois sections. L'évolution irrégulière se trouva également aux matériaux des tailles moyennes et fins. Les changements furent mesurés consécutivement de -3,54 à 3,84% et de -1,32 à 0,52% (Annexe 9).

Il n'y avait pas de glissement de terrain à la fin de la simulation 4. En revanche, le volume final rétrécit à 575,5 L du volume initial de 675 L. Cela représenta une diminution de 99,5 L. La surface des matériaux dans le plan incliné baissa jusqu`à 5,3 cm, soit plus de 1/3 de l'épaisseur initiale. La moyenne de la diminution d'épaisseur fut de 2,1 cm. La sédimentation se trouva seulement à l'extrémité aval du plan incliné, juste avant le piège à sédiment. Les sédiments furent transportés par le ruissellement dont le type se transforma du ruissellement diffus en ruissellement concentré. L'augmentation maximale mesurée liée à cette sédimentation fut de 0,4 cm (c.f. Tab. 8).

Dans le piège à sédiment, les matériaux fins transportés par ruissellement furent encore en suspension dans l'eau et les matériaux grossiers s'accumulèrent dans les coins le long du piège à sédiment. La mesure du volume ne sembla donc pas possible. Le lendemain, quand les matériaux en suspension étaient déjà déposés au fond du piège à sédiment, la mesure fut encore difficile car l'épaisseur était faible et non uniforme (1-4 mm). En plus, étant donné que le dépôt de matériaux fins n'était pas stable et compacté, un dérangement très léger fut suffisant pour les remettre en suspension. Vu ces complexités, nous avons donc décidé de mesurer le poids sec (5607 g) au lieu de mesurer le volume. En comparant avec le secteur aval au début de la simulation, nous

avons observé des augmentations nettes du pourcentage des tailles moyennes (sauf -0,2 Φ) et fines. Ces augmentations varièrent de 4,57 à 11,25%. À part de la taille -1,2 Φ, Les matériaux grossiers furent absents dans le piège à sédiment.

Trois échantillons granulométriques ont été élaborés avant et trois autre après la simulation 5 (Putih, sans cendres volcanique, I : 50 mm/h). La caractéristique granulométrique des matériaux avant et après la simulation changea légèrement. Les pourcentages des matériaux grossiers furent mesurés de 0 à 10,57 % avant la simulation (contre de 0 à 9,87% après la simulation). La gamme des pourcentages des matériaux moyens s'étendit de 6,99 à 23,11% avant la simulation et de 5,31 à 21,59% après la simulation. La gamme de pourcentages des matériaux fins fut de 1,96 à 3,56% au début et de 2,39 à 3,08% à la fin. Le mode de la distribution granulométrique changea seulement dans le secteur milieu (quadrimodales au début vers trimodales à la fin de la simulation). En revanche, pour les secteurs amont et aval dont les distributions furent respectivement trimodales et quadrimodales, le mode de la distribution granulométrique resta constant (Annexe 10).

Le type d'évolution des matériaux grossiers (< -1 Φ) pour les sections amont, milieu et aval fut irrégulier à la fin de la simulation avec une différence de -2,25 à 5,33% par rapport au début de la simulation. La plupart des matériaux de taille moyenne (-1 à 3 Φ) ont montré également des évolutions irrégulières avec une différence très importante (de -6,85 à 2%). Seule la taille de -0,2 Φ posséda une diminution uniforme de -1,91 à -0,54% pour les trois secteurs. Quant aux matériaux fins (> 3 Φ), le changement fut irrégulier sur les sections amont, milieu et aval. Nous avons calculé une différence entre -0,47 à 0,76%.

Il y avait ni glissement de terrain, ni ruissellement pendant la simulation 5. La stabilité des matériaux rendit le piège à sédiment vide. Cette stabilité fut également marquée par les distances entre les lignes colorées qui ne changèrent pas. Malgré cela, le volume final de matériaux dans le plan incliné fut réduit à 649,9 L, ce qui indique une diminution de 25,1 L à la fin de la simulation. En effet, l'épaisseur des matériaux dans

le plan incliné diminua jusqu`à 3,2 cm (soit plus de 1/5 d'épaisseur initiale) avec une moyenne de 0,6 cm (c.f. Tab. 8).

La simulation 6 (Putih, sans cendres volcanique, I : 65 mm/h) comportait 6 échantillons granulométriques dont 3 ont été pris avant et 3 autres après la simulation. Nous avons constaté un changement de la caractéristique granulométrique des matériaux au cours du temps. Avant la simulation, les pourcentages des matériaux grossiers, moyens et fins s'étendirent consécutivement de 0 à 10,6 %, de 6,23 à 24,57 %, et de 1,26 à 4,51 %. Après la simulation, la composition des matériaux grossiers, moyens et fins changea. La nouvelle gamme de pourcentage fut consécutivement de 0 à 9,83 %, de 1,7 à 22,19 %, et de 1,2 à 6,44 %. Ces changements de composition granulométrique furent suivis par des changements du mode de distribution des matériaux sur les secteurs milieu (unimodales à bimodales) et aval (trimodales à quadrimodales). En revanche, celle du secteur amont resta toujours trimodale (Annexe 11).

Nous avons observé également le changement de pourcentage des matériaux grossiers (< -1 Φ) pour les trois sections à la fin de la simulation. Ce changement ne fut pas uniforme (de -0,84 à 3,94%), sauf pour la taille de -4,3 Φ qui a montré une augmentation pour les trois sections (de 1,88 à 3,57%). Quant aux matériaux moyens (-1 à 3 Φ), les tailles -0,2 et 1,7 Φ ont augmenté et diminué sur les trois sections (de -2,65 à 0,3%). Alors que la taille 0,7 et 2,7 Φ a montré seulement des diminutions de -5,45 à -0,07%. Les changements irréguliers de -1,02 à 5,17% se produisirent aux matériaux fins (> 3 Φ).

Le transport sédimentaire par glissement de terrain ou ruissellement fut absent pendant la simulation 6. Cela fut confirmé par la distance entre les lignes colorées qui ne changèrent pas non plus. En revanche, cela n'empêcha pas le volume final de matériaux dans le plan incliné de se réduire à 654,2 L, soit une diminution de 20,8 L à la fin de la simulation. L'épaisseur des matériaux dans le plan incliné se réduisit jusqu`à

2,8 cm avec une moyenne de 0,5 cm. Cette diminution fut presque de 1/5 par rapport à l'épaisseur initiale (c.f. Tab. 8).

La simulation 7 (Putih, avec cendres volcanique, I : 50 mm/h) a été analysée à partir de 6 échantillons dont la moitié représenta la condition avant et le reste après simulation. Le pourcentage des matériaux grossiers fut mesuré de 0 à 9,57% au début de la simulation (contre 0 à 10,29% à la fin). La gamme de pourcentages des matériaux moyens évolua de 6,46 à 23,24% avant la simulation et de 7,01 à 23,08% à la fin de la simulation. La gamme de pourcentages des matériaux fins fut de 2,51 à 5,76% et se réduisit de 2,73 à 5,92%. Le mode de distribution granulométrique changea seulement dans le secteur aval (quadrimodale au début vers bimodale à la fin de la simulation). En revanche, pour les secteurs amont et milieu dont les distributions furent toutes trimodales, la mode de distribution granulométrique resta identique (Annexe 7).

La comparaison des pourcentages des tailles grossières (< -1 Φ) avant et après la simulation 7 a montré que la plupart des évolutions des pourcentages fut irrégulière. Le changement ne fut pas uniforme avec une augmentation et une diminution en même temps pour toutes les tailles (de -0,9 à 1,69%), sauf pour -1,2 Φ dont le pourcentage a augmenté de 0,16 à 0,72%. Quant aux matériaux moyens (-1 à 3 Φ) et fins (> 3 Φ), les changements furent tous irréguliers, consécutivement de -1,57 à 1,09% et de -2,88 à 1,61%.

Nous n'avons observé ni glissement de terrain ni ruissellement lors de la simulation 7. La surface de matériaux fut assez stable pour retenir la distance entre les lignes colorées. La diminution du volume final de matériaux dans le plan incliné fut très faible (8,2 L), ce qui veut dire à la fin de la simulation le volume rétrécit à 666,8 L. L'épaisseur des matériaux dans le plan incliné diminua jusqu`à 2,3 cm avec une moyenne de 0,25 cm (c.f. Tab. 8).

Sept échantillons granulométriques furent utilisés pour la simulation 8 (Putih, avec cendres volcanique, I : 65 mm/h). La condition avant et après la simulation fut

représentée par 3 échantillons chacune. Un autre échantillon avait pour l'objectif d'analyser les matériaux déposés dans le piège à sédiment. Des changements de caractéristique granulométrique des matériaux avant et après la simulation caractérisèrent cette simulation. Avant la simulation, les pourcentages des matériaux grossiers, moyens et fins s'étendirent consécutivement de 0 à 9 %, de 7,46 à 23,75%, et de 3,51 à 5,81%. La nouvelle gamme de pourcentage des matériaux grossiers, moyens et fins fut consécutivement de 0 à 10,06%, de 7,57 à 23,79%, et de 2,65 à 3,3%. Le pic des histogrammes granulométriques pour les secteurs amont et aval fut identique avant et après simulation (distribution bimodale). En revanche, il y avait un changement du mode de distribution (bimodale au début de la simulation vers trimodale à la fin) (Annexe 13).

Fondé sur la comparaison avant-après la simulation sur les sections amont, milieu et aval du plan incliné, le changement du pourcentage de la taille grossières (< -1 Φ) fut dominé par une évolution irrégulière de -0,87 à 1,42%. Seulement les tailles -4,7 et -1,2 Φ ont montré une augmentation sur les trois secteurs de 0,43 à 1,1%. Pour les matériaux moyens, les changements furent tous irréguliers de -2,23 à 2,58%. Tandis que pour les matériaux fins ont montré une tendance uniforme (diminution de -2,5 à -0,44%).

À la fin de la simulation 8 il n'y avait pas de glissement de terrain. En revanche, le volume final se réduisit de 675 L à 628,4 L. Cela représenta une diminution de 46,6 L. L'épaisseur des matériaux baissa jusqu`à 2,7 cm avec une moyenne de 1 cm (c.f. Tab. 8). Dans le piège à sédiment, le poids sec des matériaux transportés par le ruissellement fut de 397 g. En comparant avec le secteur aval au début de la simulation, nous avons observé des augmentations nettes des pourcentages des tailles fines de 26,41 à 28,48%. Les matériaux moyens et grossiers furent limités dans le piège à sédiment.

5.2. Discussion

5.2.1. Le rôle de la pluie et de la formation d'une croûte de battance liées au déclenchement des lahars

Dans la littérature scientifique, l'utilisation de simulateur de pluie a débuté dès les années 50 pour les recherches pédologiques (McIntyre, 1958 ; Tackett et Pearson, 1965 ; Epstein et Grant, 1967 ; Tricker, 1979 ; Thomas et El Swaify, 1989 ; Cerdà *et al.*, 1997 ; Wibowo, 2010). La plupart des simulateurs de pluie sont construits pour être légers et portatifs sur le terrain. En revanche, celui du *Sabo Center* est un appareil fixe installé à l'intérieur d'un laboratoire. L'échec du système électronique sur le niveau de puissance de la pompe à l'eau nous a forcé d'utiliser la combinaison de *nozzle* (système d'aspersion). Cette technique d'utilisation du simulateur de pluie produit une forte intensité de pluie autour de 50 mm/h (pour un seul *nozzle* de petit taille) et une très forte intensité de pluie d'environ 65 mm/h (pour les trois *nozzles* petit, moyen, grande en même temps). En Indonésie, ces intensités de pluie sont catégorisées comme les pluies torrentielles (BMKG, 2016) à partir desquelles les lahars peuvent se déclencher.

L'inclinaison du bassin de réception reconstitué en laboratoire rend la surface réelle légèrement plus grande (+ 4%) par rapport à la surface horizontale. Étant donné que la pression constitue la force perpendiculaire par unité de surface, cet agrandissement de la surface réduit donc la pression quand la goutte de pluie touche les matériaux. Sans le vent pouvant modifier l'angle des gouttes de pluie pour compenser la pente des matériaux, le type de contact entre la pluie et les matériaux dans le plan incliné change. Les gouttes d'eau pluviale ne tombent pas perpendiculairement à la surface rugueuse des matériaux, mais plutôt de manière oblique. Pour la partie amont du plan incliné (20°), l'angle de contact entre les gouttes de pluie et les matériaux est de 70°, ce qui réduit la force jusqu`à 94 %. Tandis que pour la partie aval, l'angle de contact est de 82° et ce contact oblique réduit très légèrement (1 %) la force et d'énergie cinétique originaux (Fig. 42). Cette réduction d'énergie doit se produire sur le terrain, car la topographie et la microtopographie du dépôt pyroclastique dans la zone sommital sont très variées avec une pente de 0 à 90°.

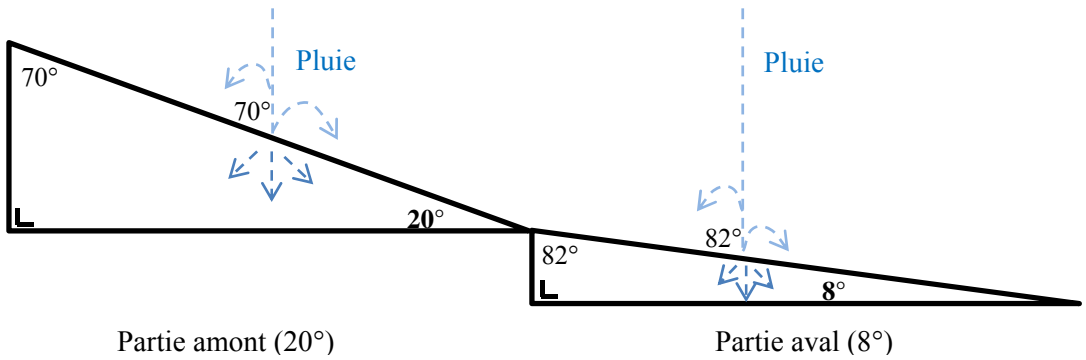


Figure 42 - Angle de contact des gouttes de pluie provenant du simulateur de pluie**.**

Malheureusement la taille de goutte de pluie est difficile à mesurer dans ce travail. Malgré la distance connue entre la surface des matériaux et les *nozzles* installés à 8 m de hauteur, il n'est pas possible de calculer la dimension pour estimer la masse de goutte de pluie afin de mesurer sa force et son énergie cinétique. D'après une littérature scientifique ancienne (Epstein et Grant, 1966), le diamètre de goutte de pluie naturelle varie jusqu`à 6 mm avec une moyenne de 3 mm.

Une recherche récente et plus détaillé effectuée par Cerdà *et al.* (1997) a cependant montré que les gouttes de pluie se répartissent en 3 tailles. La taille la plus petite (< 0,82 mm) qui constitue 56 % de volume produisant 3 % d'énergie cinétique ; la taille moyenne (1,2 à 3,1 mm) représentant 43 % de volume produit 67 % d'énergie cinétique ; et la grande taille (> 3,4 mm) représentant 1 % (très rare) de volume mais contribuant quand même à 30 % d'énergie cinétique. La recherche actuelle (Lassu *et al.*, 2015), qui confirme les résultats des recherches précédentes, mentionne aussi que les gouttes de pluie peuvent dépasser 8 mm en diamètre, même si c'est rare et que la forme ainsi que la taille des goutte de pluie évoluent pendant leur trajet. La forme de ballon au début peut se transformer consécutivement en un bouclier, un sac inversé, une bague, et finalement se fragmenter à des ballons à plus petit taille (Fig. 43).

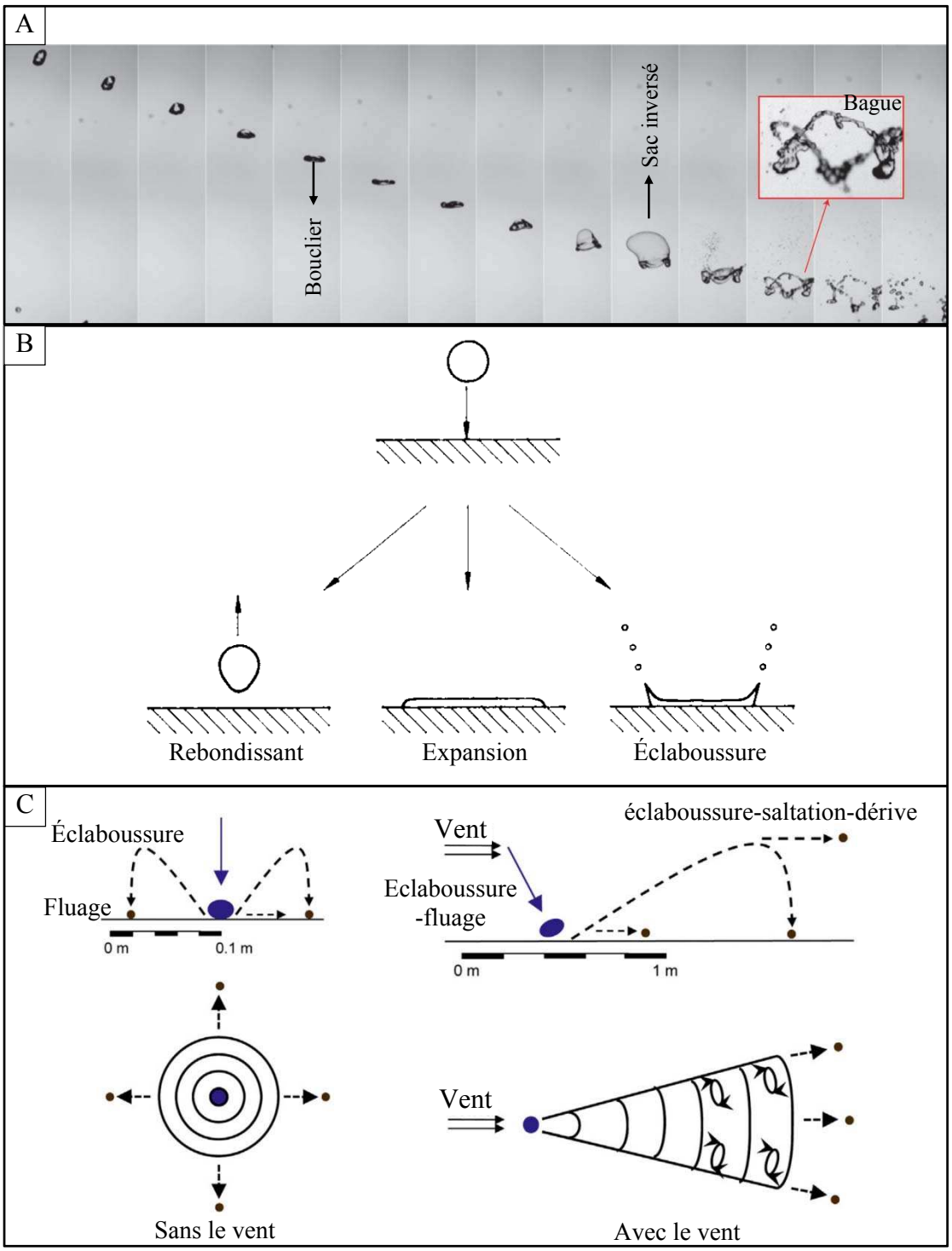


Figure 43 - **Évolution de taille d'une goutte de pluie.** A : Le diamètre initial est de 6 mm. Les photos sont prises à un intervalle de 4,7 ms (Villermaux et Bossa, 2009). B : Trois types de déformation de goutte de pluie proposés par Rein (1993). C : Mouvement de goutte de pluie sans vent et avec vent (Marzan *et al.*, 2016).

La caractéristique des gouttes de pluie est un sujet important pour l'érosion qui affecte les édifices volcanique. Dans cette recherche, une fois que les gouttes de pluie touchent une surface poreuse et rugueuse des matériaux pyroclastiques et volcaniclastiques, il y a un mélange entre les gouttes de pluie qui (1) s'infiltrent, (2) ruissellent et (3) éclaboussent. Les éclaboussures des cendres par le *splash* se produisent surtout au début de la pluie. Ce *splash* contenant les cendres humides provoque la formation d'aérosol dont la trace est très visible sur la partie intérieure du rebord du plan incliné (Fig. 44A). Le mouvement d'éclaboussure des cendres dans l'aérosol tend à être aléatoire et agité jusqu`au moins 10 cm au-dessus de la surface des matériaux. Cela permet de boucher les pores des matériaux grossiers sur la surface. Le positionnement de ce bouchon sur place est renforcé par l'infiltration (Fig. 44) ou affaibli par le ruissellement (Fig. 45 ; explication dans le texte du point 5.2.2). Par rapport à la situation initiale, la surface est plus dure quand elle est imbibée et encore plus dure quand elle redevient sèche. Cette surface dure est appelée "croûte de battance".

Le processus de formation de croûte de battance n'est pas encore connu d'une façon détaillée pour les dépôts pyroclastiques et volcanoclastiques, où les matériaux ne sont pas encore altérés. Pourtant ces croûtes sont visibles partout sur le terrain (Fig. 44B) et reconstituées en laboratoire. La formation de la croûte de battance dans le domaine volcanique est fortement liée à l'existence des cendres juvéniles. Ces dernières peuvent provenir des dépôts eux-mêmes (représentés par les matériaux de la Gendol) ou d'une nouvelle retombée des cendres qui est déposée sur la surface des dépôts originaux (représentées par les scénarios de la présence des cendres). L'existence de cette croûte de battance rend les matériaux non-consolidés plus compactés, mais augmente le ruissellement. Or, l'accumulation de ce dernier favorise le déclenchement des lahars (c.f. Chapitre 4).

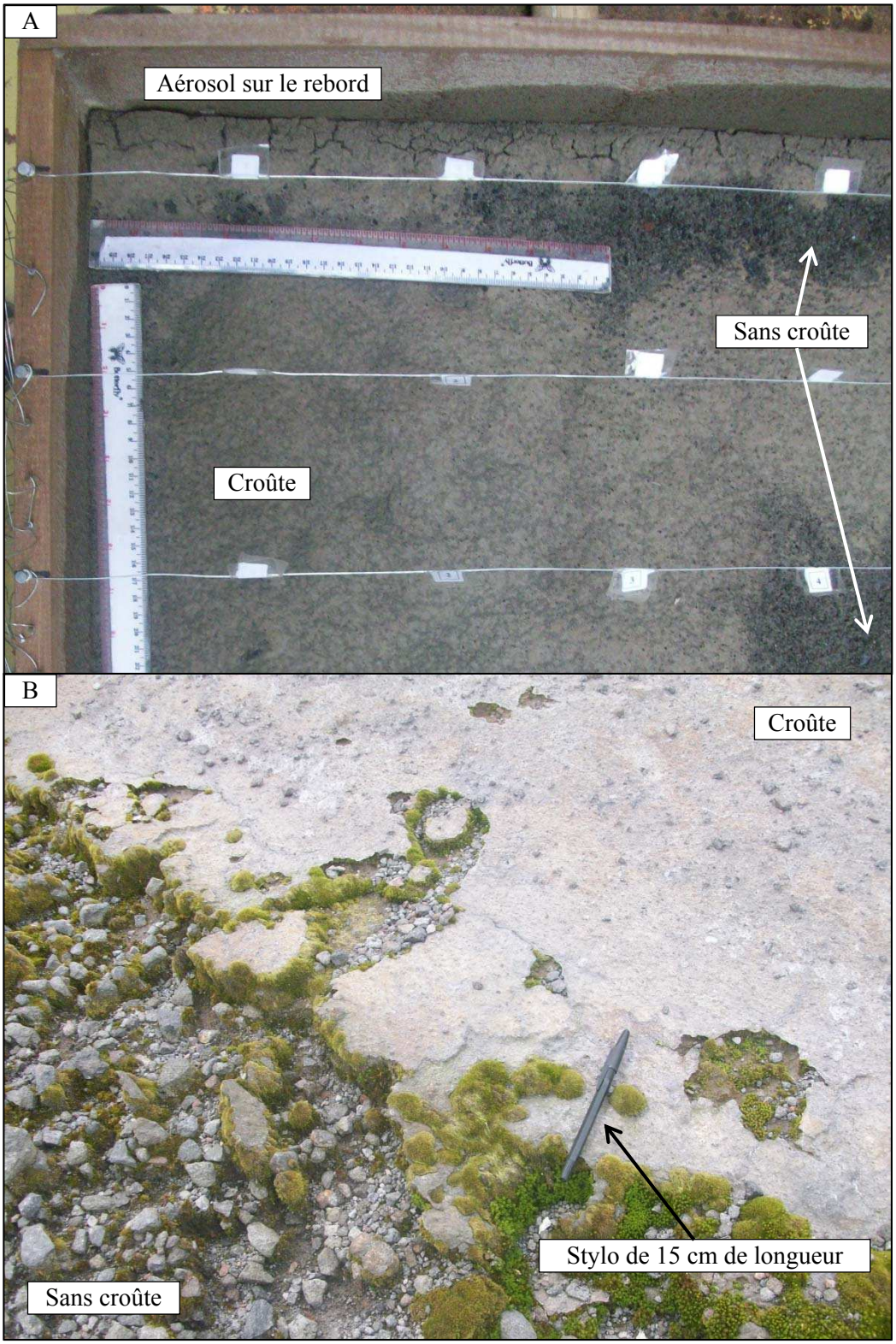


Figure 44 - **Croûte de battance liée aux éclaboussures de matériaux fins.** A : en laboratoire. B : sur le terrain.

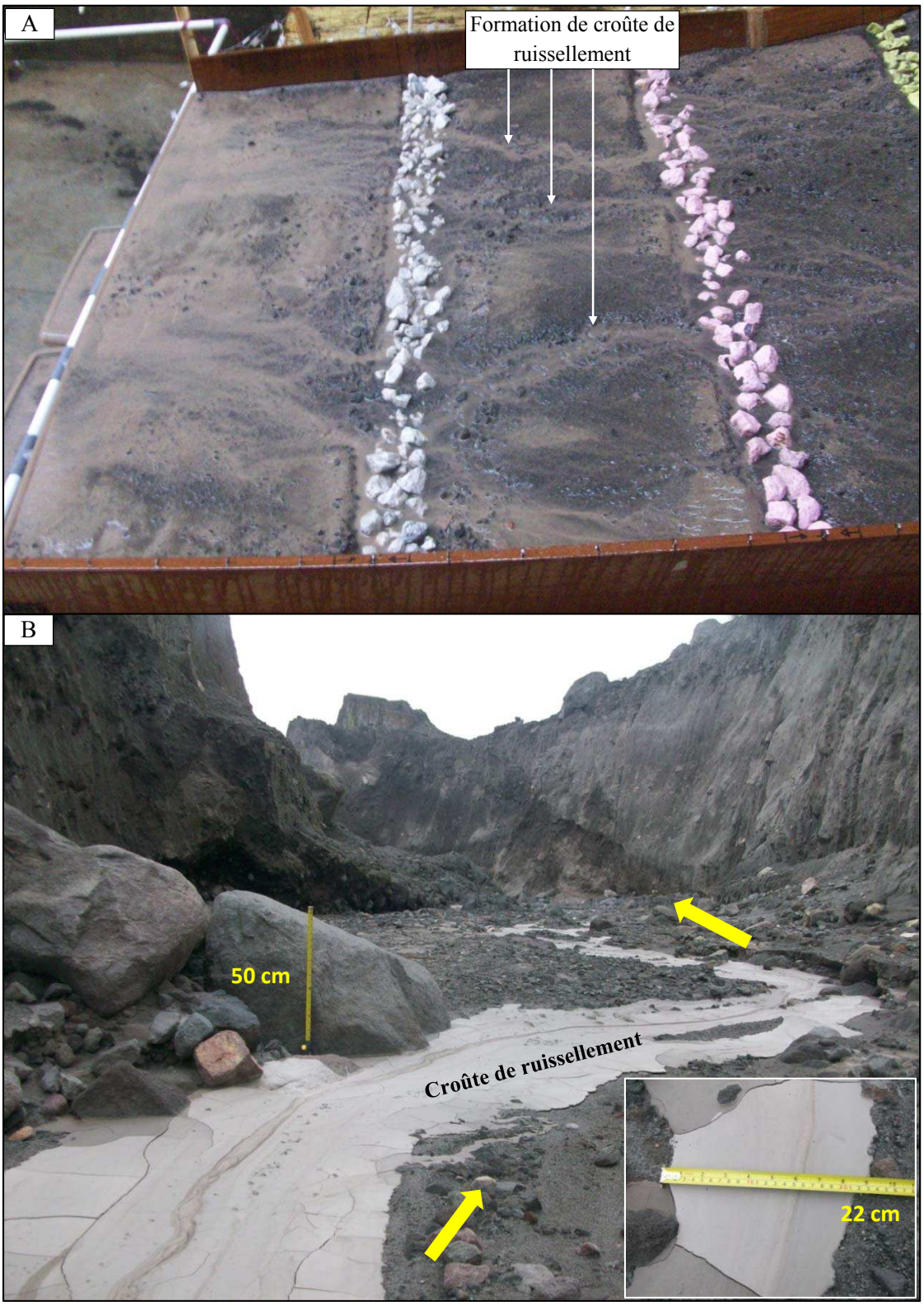


Figure 45 - **Croûte de ruissellement. A** : en laboratoire. B : sur le terrain après l'éruption phréatique mineure du Merapi le 22 Juillet 2013.

Contrairement au domaine volcanique, la formation des croûtes sur la surface, (croûte de battance) est déjà connue depuis longtemps en Pédologie et en Édaphologie (McIntyre, 1958 ; Tacket et Pearson, 1965 ; Epstein et Grant, 1967). Ce phénomène englobe la formation des croûtes et des scellements du sol (*soil crusting and sealing*). Les termes *crust* et *seal* sont utilisés d'une façon interchangeable (Moncada *et al.,* 2014). Malgré cela, le *soil crusting* décrit d'une façon générale la formation d'une couche dure sur la surface de sol lié à la pluie, l'incendie, la compaction mécanique, l'activité biologique ou le traitement chimique. Le *soil sealing* est plus spécifique car cela représente la formation de la croûte dans un environnement mouillé et les matériaux s'agrègent quand ils sèchent. La couverture végétale limitée (Patin *et al.*, 2012 ; Wang *et al.,* 2016) et la forêt avec très haute canopée et stratification végétale minimale, par exemple la forêt du teck (*Tectona grandis*), favorisent la formation des croûtes et des scellements du sol (Patin *et al.*, 2012).

La croûte est formée depuis la surface jusqu`à une profondeur de 1 à 3 mm où les pores du sol sont refermés par des éclaboussures des particules fines (argiles, sans ou avec limons). La croûte est plus dure sur le sol reconstitué par rapport au sol naturel en raison de la faible stabilité de ses agrégats. La formation se produit préférentiellement pendant les quelques premières minutes (3 à 24 minutes) du début de la pluie. Le processus de la formation d'une croûte de battance consiste en (1) destruction des agrégats du sol, (2) compaction, (4) désintégration et ségrégation de particules, (5) remplissage des pores, et (6) encrassement (Assouline, 2011).

Une étude effectuée par Lu *et al.* (2016) a prouvé que l'érosion liée aux gouttes de pluie est 3,6 à 19,8 plus intense par rapport à celle causée par le ruissellement. En effet, sur la surface des matériaux dans le plan incliné, se passent deux choses : 1) l'infiltration et la formation des croûtes sur la surface. L'infiltration se produit quand la compaction des matériaux en surface ne se produit pas encore. 2) L'infiltration importante sur la surface se transforme en percolation sous surface.

Étant donné que sa formation se produit au début de la pluie, la compréhension de l'impact du contact entre les gouttes de pluie et les matériaux est importante. Sur une surface solide et plate, il existe 3 types de la déformation de gouttes de pluie : rebondissant, expansion, et éclaboussure (Rein, 1993). L'étude plus récente de Marzen *et al.* (2016) sur une surface plate a montré deux types de mouvement : éclaboussure et fluage. Ils ont utilisé également le vent pour modifier l'angle des gouttes de pluie qui a finalement produit deux autres types de mouvement : éclaboussure-fluage et éclaboussure-saltation-dérive. Les études récentes effectuées par Joung et Buie (2015) et Wang *et al.* (2016) traitent ensuite du phénomène aérosol. Ils prouvent d'une façon plus détaillée que l'aérosol se produit à cause du contact entre les gouttes de pluie et le sol ou les particules organiques du sol. Le mécanisme est représenté par la formation des bulles d'air piégés dans les gouttes d'eau qui dissolvent également le sol (Fig. 46).

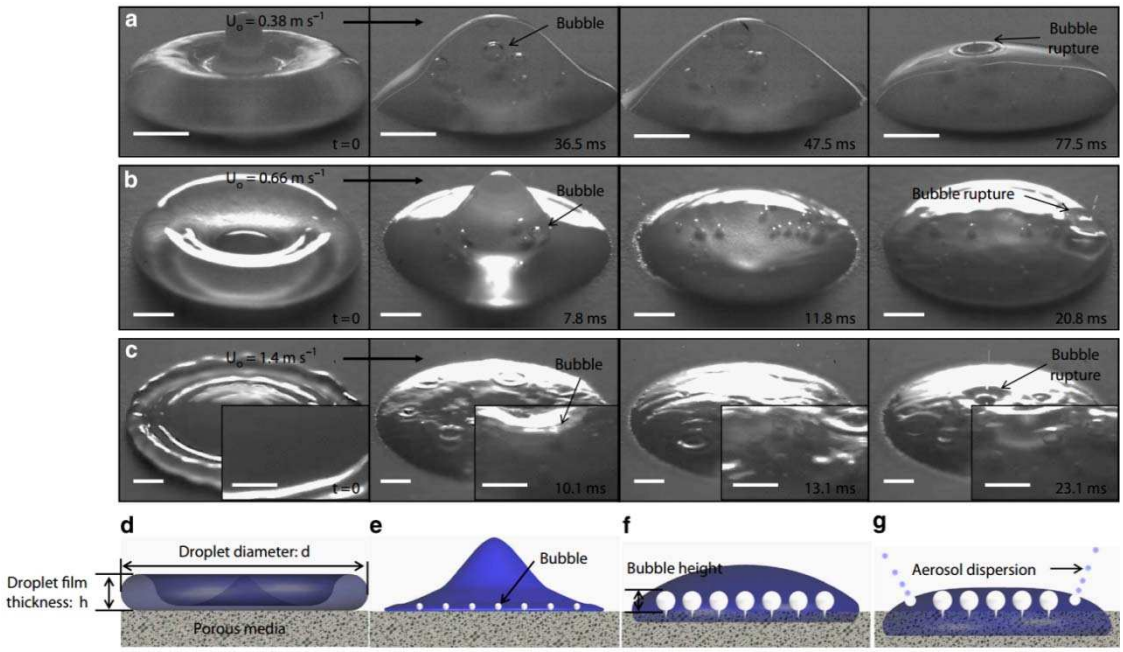


Figure 46 - **Formation d'aérosol (échelle 1 mm)**. Le mécanisme de formation d'aérosol à trois différentes vitesses du premier contact (A, B, C). L'apparition de bulles à l'intérieur de la goutte de pluie (D, E, F, G). Images tirés de Joung et Buie (2015).

L'air piégé provient des pores du sol. Plus la vitesse de contact entre les gouttes de pluie est élevée, plus il y a de bulles à l'intérieur (Joung et Buie, 2015). Ensuite, ces

bulles se déplacent vers la surface des gouttes d'eau et une fois que ces bulles explosent, elles expulsent les matériaux organiques dans l'air sous forme de micro jet d'eau. Les retombées de ces matériaux entrent dans les pores et se solidifient quand elles sèchent.

L'implication d'aérosol lors de la formation de la croûte pyroclastique et la croûte pédologique est similaire. La présence d'argile est très limitée dans le dépôt pyroclastique. Malgré cela, le volume des cendres est assez important. Les cendres ne sont pas liées seulement au volcan le plus proche, mais elles peuvent également être en provenance des volcans voisins (Wibowo *et al.*, 2015). Ces cendres se comportent comme les argiles ou les matériaux organiques du sol. En revanche, la formation d'aérosol est beaucoup plus facile car les particules des cendres juvéniles ne sont pas attachées entre elles. Tandis que pour les sols dont les agrégats sont plus stables, il faut impérativement passer par les quatre premiers processus (destruction des agrégats du sol, compaction, désintégration et ségrégation de particules).

En Indonésie et dans les autres pays volcaniques, la plupart des types des sols volcaniques sont des *Andisols* (Delmelle *et al.,* 2015), qui possède la propriété d'*Andic* (Charbon organique ≤ 25 %; densité apparente ≤ 0,9 g/cm^3 ; rétention phosphate ≥ 82% ; contenu actif de Al + ½ Fe ≥ 2 % par l'extraction Oxalate d'ammonium) (García-Rodeja *et al.,* 2007 ; Soil Survey Staff, 2014). Un autre type de sol qui pourrait se former est *Entisols,* qui constitue un type du sol juvénile et moins développé (Soil Survey Staff, 2014). L'âge des *Entisols* est moins de 200 ans (mesuré sur l'horizon O contenant Al_o + ½Fe_o 0,4 %) (Shoji *et al.,* 1993), tandis que celui des *Andisols* est supérieur à 200 ans dans les régions humides et chaudes jusqu'à plus de 10 000 ans dans les régions sèches et froides (Delmelle *et al.,* 2015). Étant fondamentalement développés à partir des retombés des téphras non-consolidés issues d'une éruption explosive (Delmelle *et al.,* 2015), ces deux types de sol minéral tendent à facilement se transformer en aérosol (Amaliah *et al.,* 2014).

5.2.2. Processus surfacique, sous surfacique et formation de croûte de ruissellement

Une autre croûte, appelée "croûte de ruissellement", peut être observée à la fois sur le terrain et au le laboratoire (c.f. Fig. 45). Cela montre la phase de l'initiation des lahars. Un ruissellement lent et très chargé en particules fines sur une pente très faible (8° ; secteur aval du plan incliné) favorise la formation de la croûte. Ces particules fines observées sur le terrain pendant la thèse sont originaires de l'éruption phréatique mineure produite à la fin de la saison de pluie 2012-2013, qui a provoqué des retombées des cendres sur le et autour du Merapi. La croûte observée était plus épaisse et plus solide que celle liée à l'aérosol. Son épaisseur mesurée était de 1 cm. La trace de la profondeur d'écoulement marquée sur les blocs était quant à elle de 2 cm. La croûte était formée de cendres compactés, mais beaucoup moins consolidée par rapport aux tufs. Les fissures étaient visibles sur la surface séparant la partie sèche et la partie humide de la croûte. Toutes les indications montrent que l'emplacement de la croûte constitue un dépôt en masse. Cette croûte se situait au milieu du chenal confiné. Le front d'écoulement formant cette croûte s'arrêta en aval de la rupture de pente entre le cône volcanique et le pied du volcan. Malgré cela, cette localisation reste encore loin en amont de la dernière zone accessible en véhicule motorisé. Les observations de terrain nous ont donné une occasion très précieuse pour documenter ce phénomène.

En laboratoire, ce type de croûte se développa quelques minutes après le déclenchement du ruissellement. Cela donne suffisamment du temps pour liquéfier et transporter les cendres sous forme de « mini coulée de boue » sur les matériaux déjà mouillés. Le ruissellement avanca lentement vers l'aval. L'arrêt d'une pluie de courte durée de pluie permit d'arrêter ce ruissellement instantanément provoquant un dépôt en masse afin de former la croûte. Malgré cela, les réseaux de trace de ruissellement qui se croisent ne permettent finalement pas la sédimentation en masse, mais plutôt l'aggradation progressive. Quand la pluie recommence, la croûte ne sèche pas assez et n'atteint pas une condition stable. En revanche, la pluie reliquéfie la croûte qui est en train de se stabiliser et rend ces mini coulées de boue bien diluées. La formation de cette croûte diminue l'infiltration le long de la ligne d'écoulement, si bien que cela permet l'accumulation des ruissellements qui favorise le déclenchement des lahars.

Les études antérieures ont modélisé les mouvements de masse en tant que fluide viscoplastique (Middleton, 1967; Johnson, 1965; Johnson 1984). Cela inclut la rhéologie Bingham, qui représente l'évolution de comportement de solide parfait vers un fluide visqueux ou vice-versa à l'aide d'une force extérieure et le changement permanent de la forme. Un autre modèle représentatif utilisé est l'écoulement granulaire où le comportement est influencé par la pression dispersive (Takahashi, 1978 ; Takahashi, 1981). Ces deux approches ont été développées à partir d'observation des dépôts après l'évènement afin de reconstruire l'évènement lui-même. Le résultat connu de ces approches est l'interprétation sur le dépôt en masse (Middleton, 1967 ; Johnson, 1970 ; Sparks, 1976 ; Pierson, 1981 ; Costa, 1984 ; Major et Voight, 1986 ; Whipple, 1994). Il s'agit d'une sédimentation instantanée de l'écoulement. Cette interprétation correspond bien aux caractéristiques de la formation de croûte que nous avons observées sur le terrain.

Une autre interprétation de processus de sédimentation est l'aggradation progressive (Fisher, 1966 ; Branney et Kokelaar, 1992 ; Major, 1997). Elle explique l'augmentation d'épaisseur de dépôt au fil du temps. Branney et Kokelaar (1992) ont divisé cette aggradation progressive en deux types : l'aggradation graduelle et l'aggradation par étapes (*stepwise*). L'augmentation d'épaisseur dans l'aggradation graduelle continue au fil du temps, alors que pour l'aggradation par étapes constitue une succession de dépôts en masse. L'aggradation progressive est claire pour la formation de croûte en laboratoire. Plus spécifiquement, notre observation visuelle permet de confirmer l'occurrence de l'aggradation graduelle. La caractéristique du ruissellement continu ne correspond pas à l'aggradation par étapes.

Quant au processus de ruissellement, la différence d'intensité de 15 mm/h entre la forte intensité (50 mm/h) et la très forte intensité (65 mm/h) suffit pour le déclencher différemment. Pour les matériaux dont les particules sont plus fines, la forte intensité nécessite une durée deux fois plus longue que la très forte intensité pour déclencher le ruissellement. La présence des cendres change très légèrement cette durée. Quant aux matériaux plus grossiers, le ruissellement ne se déclenche pas, sauf pour le traitement

avec des cendres sous l'intensité de pluie très forte. La durée de déclenchement est deux fois plus longue que pour les matériaux plus fins avec les mêmes traitements.

Les cendres et l'intensité très forte provoquent un volume important de ruissellement. Cela est influencé par l'existence de croûte sur la surface (c.f. point 5.2.1) et l'étanchéité des matériaux sous la surface. L'existence de ce dernier élément est également connue en Pédologie en tant que « dépôt étanche » *(depositional soil seal).* La sédimentation dans les pores est provoquée par l'eau riche en particules solides s'infiltrant dans le sol et obstruant les pores. Ce phénomène, en réduisant la conductivité hydraulique, l'infiltration et l'évaporation, rend le sol imperméable (Neave et Raybourg, 2007 ; Assouline, 2011 ; Chamizo *et al.*, 2015).

L'absence de cendres (quelle que soit l'intensité de pluie simulée) entraîne des glissements de terrain et provoque une percolation volumineuse. Les volumes de glissement de terrain et de percolation s'opposent à ceux de ruissellement et inversement. Sur notre plan incliné, l'infiltration abondante sur la surface est exprimée par une percolation importante ou un déclenchement des glissements de terrain. La percolation volumineuse se produit plutôt pour les matériaux plus grossiers (dans ce cas-là, provenant de la Putih), tandis que les glissements de terrain se produisent plutôt pour les matériaux plus fins (la Gendol).

Cela correspond aux résultats des travaux de Zhao *et al.* (2002) et Sariri (2007) montrant que l'infiltration et la percolation sont plus rapides pour les sols à texture grossière. En plus, si l'infiltration abondante liée à une très forte pluie se produit toujours sur un dépôt saturé en eau, cela provoque une exfiltration, c'est-à-dire un processus où l'eau infiltrée ressort vers la surface et rejoint l'eau ruisselée ruissellement (Sidle et Bogard, 2016). Une autre étude de van Asch et Malet (2009) montre également que les particules fines sont importantes pour le déclenchement des glissements de terrain.

Cependant, le résultat qui n'est pas encore abordé dans la littérature scientifique est le processus des déclenchements du ruissellement et de la percolation sur les

matériaux plus fins et plus grossiers. Dans le cas de matériaux fins, une intensité plus faible de pluie provoque la percolation quelques minutes plus tôt par rapport au ruissellement et inversement. En revanche, pour les matériaux plus grossiers, n'importe quelle l'intensité de pluie provoque seulement une percolation sans ruissellement. En présence de cendres sous une pluie de forte intensité, il se produit un ruissellement mineur qui apparait une quarantaine de minutes après le début de la percolation. Aucun changement n'affecte la percolation et le ruissellement au-delà d'une heure de pluie à intensité constante. Cette condition reste jusqu'à la fin de 2 heures 15 minutes. Les simulations produisant les glissements de terrain ont dû être arrêtées même si elles interviennent après moins d'une heure dans le but d'éviter l'instabilité des dépôts à cause de la ségrégation des matériaux liée à la prochaine infiltration sur la sédimentation (Shen *et al.*, 2016).

Dans la littérature scientifique, glissements de terrain et ruissellement font partie de processus de déclenchement des lahars (Miyabuchi *et al.*, 2015 ; Walsh *et al.*, 2016 ; c.f. Chapitre 3) et d'incorporation des matériaux dans les lahars (Wibowo *et al.*, 2015). Cela explique également la faible récurrence des lahars dans la Putih par rapport à la Gendol, comme ce qui a été observé pendant la mission de terrain dans cette étude en 2012-2014. En revanche, cela est contraire à l'observation après l'éruption de Merapi par de Bélizal *et al.* (2013) où la fréquence des lahars dans la Putih fut le double de la Gendol en 2010-2011. En effet pendant l'éruption, les retombées des cendres se sont plus dirigé dans la Putih (Solikhin *et al.*, 2015), tandis que les dépôts de coulée pyroclastiques se sont focalisé dans la Gendol (Komorowski *et al.,* 2013 ; Solikhin *et al.*, 2015). La carte d'isopaques est présentée dans la figure 47. Pendant la période 2010-2011, la récurrence élevée des lahars a provoqué un transport massif des particules fines et a laissé les particules plus grossières. La porosité des matériaux grossiers favorise alors la percolation (Liu *et al.*, 2016). Dans la Gendol, les matériaux fins sont toujours existants car le volume des dépôts d'écoulement pyroclastique fut important. Des explosions mineures produisent également des cendres juvéniles. Cela facilite donc la génération des mouvements de masse (Fig. 48), qui favorise de déclenchement des lahars.

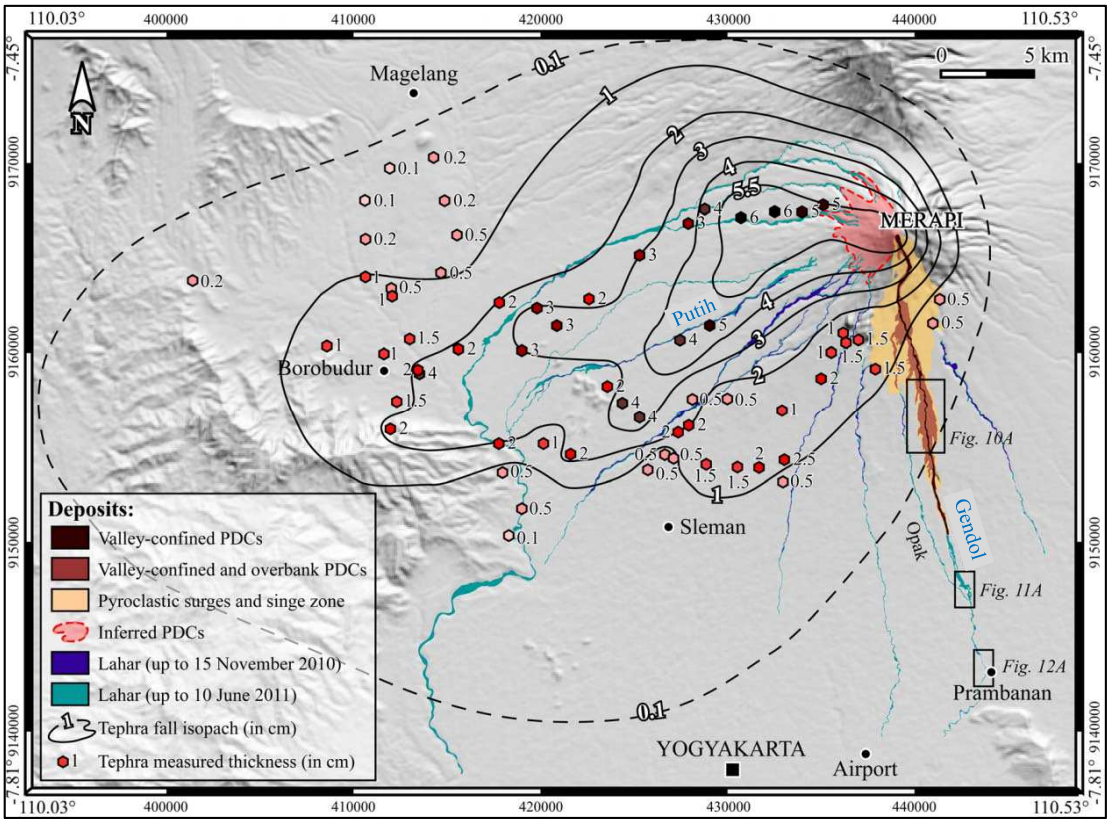


Figure 47 - **Carte d'isopaques de l'éruption du Merapi en 2010** (Solikhin *et al.*, 2015). Les rectangles indiquant les figures 10 A, 11A et 12A sont liées à cet article.

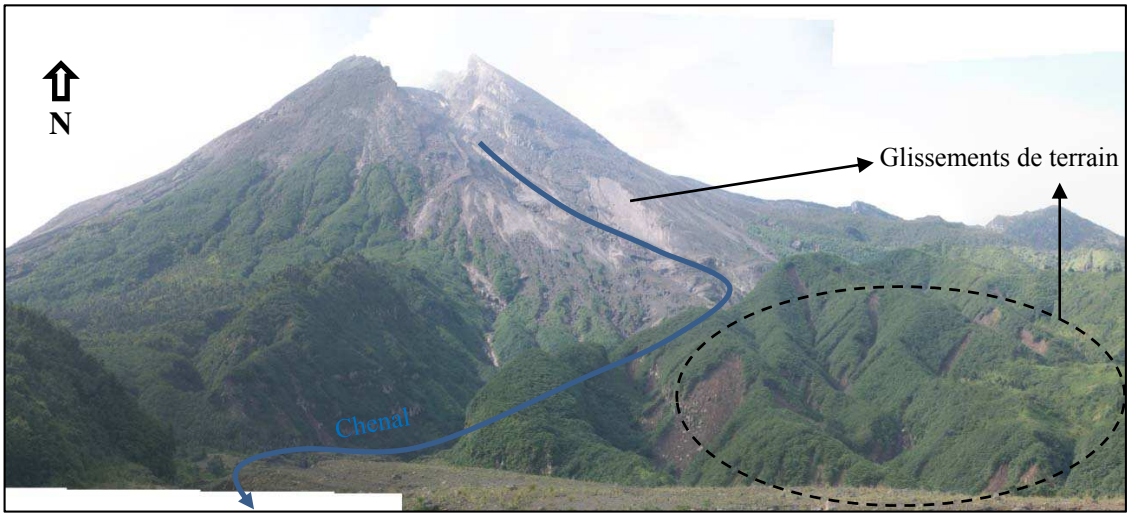


Figure 48 - **Glissements de terrain sur le flanc sud du Merapi.** Ce cliché a été pris lors d'observation in-situ des lahars dans cette étude en 2014.

5.2.3. Évolution de la distribution granulométrique et de la topographie

Les deux matériaux utilisés dans cette étude constituent à la base les sables très grossiers qui sont mal triés. Malgré cela, les deux ne partagent pas les mêmes caractéristiques sur le *skewness* et le *kurtosis*. Les matériaux de la Gendol sont symétriques et mésokurtiques, tandis que ceux de la Putih sont très dissymétriques et platikurtiques. L'évolution granulométrique ne dépasse pas 8 %. Nous avons identifié trois classements de changement topographique dans nos simulations : (1) instantané, (2) moins instantané/plus progressif, et (3) lent. Dans cette étude, la diminution de la vitesse d'évolution topographique est suivie par l'augmentation de changement granulométrique. Cela indique le niveau du changement de comportement des matériaux pendant le processus de transport sédimentaire (rhéologie). Les glissements de terrain instantanés conservent le comportement des matériaux originaux, qui ne permet pas une évolution dans le temps par incorporation de matériaux prélevés sur le versant. En revanche, le ruissellement qui se déplace lentement possède assez de temps pour éroder et prendre en compte des matériaux sur son passage et voit ainsi sa rhéologie évoluer. Cela montre un processus d'incorporation des matériaux lors de déclenchement des lahars.

Dans le piège à sédiment, les matériaux présentent deux types d'évolution granulométrique : (1) limitée et (2) drastique. Les matériaux transportés par le glissement de terrain et déposés dans le piège à sédiment ressemblent plus à ceux du secteur aval. Les matériaux transportés par ruissellement étant dominés par les particules fines, l'évolution de la distribution granulométrique est plus importante par rapport aux matériaux en secteur aval du plan incliné.

L'évolution granulométrique limitée du glissement de terrain dans cette étude ne correspond pas au résultat de l'étude de Zhang *et al.* (2011), qui ont montré une ségrégation des matériaux d'un glissement de terrain très importante le long de son parcours de 1 km. La vitesse de déplacement de ce glissement de terrain en Chine fut élevée, mais le déplacement ne fut pas instantané. La direction du mouvement changea deux fois à cause des obstacles ce qui permit d'écraser les matériaux du glissement de

terrain et de modifier la taille des particules (Gerolymos et Gazetas, 2007). Le dépôt de ce glissement de terrain a bloqué deux cours d'eau. En revanche, dans nos simulations les glissements de terrain ont présenté des caractéristiques inverses : déplacement instantané, trajet court, déconnecté du cours d'eau et sans changement de direction. L'évolution granulométrique drastique lors du ruissellement qui se produisit dans notre étude implique une vitesse beaucoup plus réduite, un parcours plus long, la présence d'eau, et des changements de direction. C'est pour cela que l'évolution granulométrique s'est produite plus précocement pour les simulations où il y avait beaucoup de ruissellement.

Le changement topographique observé dans cette étude constitue un mélange entre érosion, sédimentation et condition stable. L'évolution topographique la plus nette est liée aux glissements de terrain. Le ruissellement ne provoque pas une érosion très profonde, mais permet de développer un réseau de rigoles ou de ravines sur une surface très vaste. À part ces deux processus, à la fin des simulations, les matériaux tendent à se compacter et cela provoque un léger tassement lié à la compaction. Ce processus est lié à l'infiltration et la percolation. Cela est conforme aux études de Miyabuchi *et al.* (2015), Yamao *et al.* (2016), Sidle et Bogaard (2016) qui ont observé des changements topographiques brusques à cause des glissements de terrain en domaine volcanique (ou à la suite d'une éruption). Le nombre de glissements de terrain est lié à la profondeur de la surface de rupture. Un seul déplacement se produit pour un glissement profond qui est plus volumineux, débuté par des fissures. En revanche, un mouvement en deux étapes se produit pour un glissement peu profond où la première étape implique moins de matériaux par rapport à la deuxième étape. Malgré cela, le déclenchement de la seconde étape dépend de la précédente, même s'il y a un peu de décalage entre ces deux étapes.

Se déplaçant sur une grande distance et instantanément, un glissement profond et volumineux entraine une sédimentation importante sur la partie aval du plan incliné et aussi dans le piège à sédiment. En effet, la sédimentation sur le secteur aval impliqua deux processus : (1) le compactage des matériaux de l'amont vers l'aval dû à la

différence de vitesse des matériaux entre amont et aval, surtout après la rupture de pente ; (2) la superposition des matériaux glissés sur les matériaux stables au fond du plan incliné sur le secteur aval. Cela donne naissance au changement brusque de la topographie en aval.

Un glissement peu profond et moins volumineux provoque seulement une sédimentation autour de la rupture de pente sur la partie centrale du plan incliné. Le changement topographique léger de la partie aval n'a pas de lien avec ce glissement, mais plutôt avec la compaction des matériaux due à l'infiltration et à la percolation. Une légère sédimentation se trouve à l'extrémité aval du plan incliné et cela constitue la sédimentation des matériaux transportés par le ruissellement. Visuellement cela est très clair car la surface de sédimentation est beaucoup moins vaste. De plus cette sédimentation est entourée par la zone de tassement à cause de la compaction qui domine la partie aval.

Cette compaction provoquant le tassement est fréquente pour les simulations où les glissements de terrain ne se produisent pas. Pour les matériaux plus fins, le tassement se forme d'une façon uniforme, sans interruption par la zone de sédimentation. Cette uniformité est favorisée par l'érosion pendant le ruissellement. En revanche, pour les matériaux plus grossiers, il y a moins d'uniformité. La zone de dépôts compactés se mélange souvent avec la zone de sédimentation, même son épaisseur est très légère (< 1,7 cm, soit 1/5 de l'épaisseur de la sédimentation du glissement de terrain). Menon *et al*. (2015) ainsi que Périard *et al*. (2016) ont montré que la compaction tend à diminuer l'infiltration et la percolation. Les résultats de notre étude montrent à l'inverse que ce sont l'infiltration et la percolation elles-mêmes qui provoquent la compaction pour atteindre la stabilité des matériaux non-consolidés. Cela constitue une contrainte au déclenchement des lahars.

5.2.4. Reproductibilité et limites de l'étude

L'approche dans cette étude possède deux limites : *i*) le transfert d'échelle et *ii*) la répétition. Heller (2011) a constaté que pour éviter les effets d'échelle, le modèle physique et le prototype du monde réel doivent partager les similarités géométriques, cinématiques et dynamiques. La similarité géométrique est liée à la taille des éléments mis en œuvre dans le modèle. La similarité cinétique constitue le développement de la similarité géométrique et implique le mouvement reproduit par le modèle (temps, vitesse, accélération, débit). La similarité dynamique englobe les forces liées au mouvement dans le modèle.

Ces trois similarités sont liées les unes aux autres. La base fondamentale de ces trois principes de similarité est la taille des éléments utilisés pour le modèle. Au moins 6 tailles de matériaux solides ont été identifiés dans les lahars : argile (< 0,004 mm), limon (0,004 à 0,062 mm), sable (0,062 à 2 mm), caillou (2 à 64 mm), gravier (64 à 256 mm) et bloc (> 256 mm) (de Bélizal *et al.*, 2013 ; Vásquez *et al.*, 2014 ; Uesawa, 2014 ; Miyabuchi *et al.*, 2015). Cependant, les matériaux utilisés et qui peuvent être accommodés dans le plan incliné sont sont inféreirus au gravier (non compris). Les matériaux plus grossiers ne peuvent pas être mis en œuvre dans un tel contexte. En raison de la liaison entre la similarité géométrique, cinétique et dynamique, la technique de transfert d'échelle (*upscalling*) ne convient guère pour les études de déclenchement des lahars car chaque taille de matériaux possède des caractéristiques bien spécifiques.

Les cendres dans ce modèle ne représentent pas les sables sur le terrain. Les sables ne représentent pas non plus les blocs. Cependant la taille des particules d'eau et de gouttes de pluie entre le modèle et le terrain est identique. En effet, le comportement des matériaux dans le plan incliné reste à le même que celui sur le terrain en termes de géométrie, cinétique et dynamique car il n'y a pas de réduction d'échelle de matériaux. Quant à l'épaisseur des matériaux, 15 cm de matériaux purs ou une combinaison entre 14 cm de matériaux et 1 cm de cendres représente la partie superficielle des matériaux pyroclastique sur le terrain qui est déposée sur une roche imperméable. L'épaisseur des cendres correspond à celle des retombées de cendres (c.f. Fig. 47).

Quant à la mise en application sur le terrain, ce travail se focalise sur les processus d'érosion aréolaire dont les matériaux mobilisés seront transportés dans le chenal. Dans la vallée de la Gendol, le chenal peut être érodé de 6 à 9 m par an (Ville *et al*., 2015). Cette valeur d'incision ne peut pas être représentée par notre plan incliné. La profondeur et la vitesse du ruissellement correspond à l'eau écoulée dans le chenal principal et qui alimente l'incorporation de matériaux des lahars. C'est pour cette raison que le terme « modèle réduit » n'est jamais employé dans cette étude. Nous avons préféré utiliser le terme « simulation » car ce modèle physique représente une réplique ou un prototype du terrain avec une échelle 1:1.

Une autre limite de ce travail est la répétition de chaque simulation. Les volumes importants de matériaux (675 L) et d'eau (maximum 677 L) sollicitent des efforts supplémentaires pour assurer la logistique pendant la préparation et le déroulement des simulations. Après la simulation, la mesure manuelle de la topographie et la recharge naturelle de la source d'eau nécessite également beaucoup de temps. En effet, le modèle physique est plus compliqué en termes de logistique. Cela constitue la limite principale dans cette étude qui nous a contraints à éviter la répétition de chaque scénario.

Des questions plus développées peuvent apparaitre pour savoir si ce modèle pourrait être est stochastique, c'est-à-dire si le processus contient des variables aléatoires car la nature des matériaux n'est plus originale mais plutôt bouleversée. Un modèle stochastique nécessite un très grand nombre de simulation (dizaines, voire centaines) pour déterminer le seuil critique d'une façon détaillée. Mais dans la pratique en prenant en compte les contraintes logistiques, c'était impossible à mettre en œuvre et en outre cela ne correspondait pas non plus à l'objectif de cette étude. À la répétition des simulations, nous avons préféré les observations intensives (par exemple par vidéo, photo, et observation directe) pendant les simulations. En outre, la comparaison avec les expériences sur le terrain rend plus aisée l'interprétation des données.

Contrairement au modèle physique, les modèles numériques sont beaucoup moins compliqués en termes de logistique. Cela nécessite seulement des formules

mathématiques écrites sous forme d'un code informatique. Le seule élément nécessaire est un ordinateur équipé par des processeurs multi-cœurs (*parallel computing*) ; ou plusieurs ordinateurs qui sont liés les uns aux autres par une connexion directe (*distributed computing*) ou par internet (*cloud computing*). Cela permet d'effectuer une stratégie de calculs parallèles. Les trois techniques (*parallel, distributed* et *cloud computing*) partagent le même objectif, c'est-à-dire de gagner du temps lors de calculs simultanés dans la version parallèle du code d'un modèle (D'Angelo et Marzolla, 2014 ; Fazanaro *et al.,* 2016 ; Santé *et al.,* 2016). Nous avons réalisé dans le passé (Wibowo (2011) des modélisations numériques de glissements de terrain en utilisant des processeurs multi-cœurs et chaque scénario a quand même nécessité 2-3 jours de calcul en continu. Les erreurs en cours de calcul obligent le modélisateur à redémarrer tout le processus depuis le début. Cette durée est plus ou moins identique à ce dont nous avons eu besoin dans cette étude pour la préparation, le déroulement et le traitement après la simulation physique. En revanche, la répétition est inutile car le modèle n'est pas stochastique. Les limites de ce modèle numérique sont relatives au grand nombre de suppositions employées (par exemple : rhéologie constante, mouvement intégral et instantané). Or, ces suppositions n'existent pas dans la simulation physique et sur le terrain.

5.3. Conclusions

La simulation physique des lahars a apporté cinq leçons importantes:

1. L'absence de retombée de cendres entraîne : (1) des glissements de terrain pour les matériaux plus fins et (2) provoque une percolation volumineuse pour les matériaux plus grossiers.
2. La présence de retombée de cendres provoque la formation de croûte de battance sur la surface de matériaux. Notre simulation a montré que cette formation se produit surtout au début de la pluie. Cela est caractérisé par la formation d'aérosol et un mouvement aléatoire et agité d'éclaboussure des particules fines mélangées avec de l'eau (phénomene de splash). Cela empêche l'infiltration et favorise le ruissellement dont l'accumulation peut déclencher un lahar.

3. Le ruissellement provoque également la formation d'une croûte d'un autre type, mais qui se produit plus tard par rapport à la croûte de battance. Le processus de la formation de cette croûte est lié à l'aggradation progressive de type graduelle. Le ruissellement volumineux se déclenche surtout pour les scénarios avec cendres et très forte intensité. Cela provoque également l'étanchéité du sol (*depositional soil seal*) surtout le long de la ligne d'écoulement. Cela empêche l'infiltration et favorise le ruissellement lors de déclenchement d'un lahar.
4. L'évolution granulométrique inférieur à 8 % pour chaque taille des matériaux montre que la composition des matériaux reste constante dans le plan incliné à la fin des simulations, mais leur comportement (ou rhéologie) évolue. Quand la surface topographique se transforme lentement, le changement granulométrique devient plus important.
5. La granulométrie du dépôt du glissement de terrain tend à être grossière. En revanche, les dépôts de ruissellement sont dominés par des particules fines en étroite relation avec la compétence de l'eau de ruissellement.
6. L'évolution topographique la plus rapide et volumineuse est liée aux glissements de terrain, tandis que le ruissellement provoque seulement une incision peu profonde et lente.
7. Le transfert d'échelle n'est pas pertinent pour cette étude à cause de la non-similarité géométrique, cinétique et dynamique. Ce modèle physique représente plutôt une réplique ou un prototype du terrain avec une échelle 1:1.

CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE :

Déclenchements des lahars
liés au glissement de terrain et aux retombés des cendres du volcan voisin

Le processus du déclenchement des lahars a été étudié sur le terrain et en laboratoire. Le travail de terrain est consacré à l'étude in-situ sur deux petits bassins versants côte à côte (perturbé par l'éruption en 2010 et non perturbé). La leçon qui peut être tirée dans ce travail est que le processus de déclenchement commencé par un glissement de terrain superficiel dans le bassin versant perturbé. Cela se produit après une pluie torrentielle de plus de 30 mm/h qui provoque la saturation du sol jusqu`à 30 cm de profondeur. Les matériaux glissés, qui se déposent dans le chenal, sont directement connectés au thalweg. En revanche, dans le bassin versant non perturbé il n'y a pas de glissement de terrain car le sol est plus rarement saturé en eau.

La pluie provoque également le ruissellement dont les types sont divisés en deux (par saturation et Hortonien). Le ruissellement par saturation se produit à cause de l'exfiltration de la nappe d'eau provoquée par une combinaison des pentes contrariées. Les pentes douces à l'extérieur du bassin versant perturbé qui sont directement adjacente aux pentes raides à l'intérieur, facilitent l'exfiltration de la nappe d'eau du bassin versant voisin vers l'intérieur du bassin versant perturbé.

Le ruissellement hortonien se produit quand l'intensité de pluie est plus importante que le taux d'infiltration du sol si bien que la pluie n'est pas absorbée par le sol. Ce phénomène est causé par la saturation de l'eau prouvée par la mesure de l'humidité du sol (> 0,4 m^3/m^3). L'ajoute de l'eau pluviale sur le sol saturé provoquant une condition sursaturée où les gouttes d'eau s'infiltrent très lentement voire restent en surface du sol. L'eau pluviale ne s'infiltre pas mais coule sur le long du versant en tant que ruissellement.

Les ruissellements s'accumulent dans le thalweg afin de former un écoulement. L'arrivée de l'écoulement est plutôt calme, sans turbulence, et sans transporter de matériaux grossiers (galet, cailloux ou blocs). La caractéristique de cette arrivée du front d'écoulement ressemble à celle des écoulements hyperconcentrés précédant le front d'un lahar. Dans le bassin versant perturbé, il y a une augmentation du débit après le glissement de terrain. Au contraire, la réponse hydrologique au niveau du temps reste identique avec un décalage par rapport au début et à la fin de la pluie. Dans le bassin versant non perturbé, la réponse hydrologique ne change ni au niveau du débit ni du temps. Cela montre la contribution à la formation des lahars du ruissellement pluvial, qui évolue lors du passage vers l'aval à cause de l'incorporation de matériaux non consolidés. Le débit initial n'est pas forcément important, car même un petit écoulement peut changer de comportement à cause de cette incorporation de matériaux.

Le travail en laboratoire est inspiré par notre expérience lors du travail de terrain où nous avons vécu l'éruption de Kelud en 2014, dont les cendres se déposèrent sur Merapi. Étant donné que l'occurrence des lahars au Merapi a augmenté après cette éruption, nous avons profité de ces cendres exogènes pour effectuer une étude de déclenchements des lahars en laboratoire par simulation physique. Ce modèle représente plutôt une réplique ou un prototype du terrain avec une échelle 1:1 et sans transfert d'échelle. Le résultat de la simulation en laboratoire montre que le processus de déclenchement des lahars est caractérisé par la formation de glissements de terrain, de croûte de battance et de croûte de ruissellement. En revanche, les simulations ont montré comment une percolation importante pouvait empêcher le déclenchement des lahars.

En effet, l'absence de retombée de cendres entraîne des glissements de terrain pour les matériaux plus fins et provoque une percolation volumineuse pour les matériaux plus grossiers. En revanche, la présence de retombée de cendres sous une pluie torrentielle provoque la formation de croûte sur la surface de matériaux au début de la pluie. Cela est caractérisé par la formation d'aérosols et un mouvement aléatoire et agité d'éclaboussure des particules fines mélangées avec de l'eau (phénomène de

splash). Le ruissellement provoque également la formation d'une croûte qui se produit plus tard par rapport à la croûte de battance par la pluie. Le processus de formation de cette croûte est lié à l'aggradation graduelle. Le ruissellement volumineux se déclenche surtout pour les scénarios avec cendres et très forte intensité. Cela provoque également l'étanchéité du sol (*depositional soil seal*).

Sur le terrain, les glissements de terrain, la croûte de battance et la croûte de ruissellement sont fréquemment observées car ils se forment en surface. En revanche, la percolation est moins observée car cela se produit en subsurface. La percolation volumineuse explique la diminution de la fréquence des lahars lors du travail de terrain depuis 2012, soit deux ans après l'éruption. S'il y a des lahars qui se déclenchent, ils sont probablement liés aux glissements de terrain. L'augmentation instantanée de la fréquence des lahars après la retombée des cendres de Kelud en 2014 est expliquée par la formation de la croûte de battance et la croûte de ruissellement en surface de dépôts pyroclastiques.

Pour conclure, cette partie de thèse nous a amené à deux modes de déclenchement des lahars liés aux (1) glissements de terrain et (2) retombées des cendres d'un volcan voisin. A notre connaissance, le second mode de déclenchement n'est encore jamais été abordé dans la littérature scientifique et donc pourrait devenir une nouvelle contribution dans le domaine de Géomorphologie volcanique.

TROISIÈME PARTIE

Processus de transport des lahars au Merapi et dépôts associés

Comment les lahars s'écoulent-ils dans un chenal naturel ?
Comment s'organise la chronologie de la formation des dépôts de lahars ?

Cette troisième partie de thèse est centrée sur la dynamique d'écoulement des lahars et les processus de sédimentation associés. Il y a deux chapitres dans cette partie :

- Chapitre 6. Dynamique des lahars en mouvement
- Chapitre 7. Impacts morphométriques et dépôts associés

CHAPITRE 6. DYNAMIQUE DES LAHARS EN MOUVEMENT

Deux lahars particulièrement volumineux ont été étudiés dans ce chapitre : le lahar du 28 février 2014 et celui du 18 Mars 2014. La présence de l'auteur sur le terrain pendant l'évènement, l'instrumentation sismique et l'enregistrement vidéo ont constitué les clés de cette étude des lahars en mouvement (c.f. Chapitre 3, point 3.2.4.). Les objectives de cette recherche furent de :

1. Étudier le comportement des lahars et le comparer avec les signaux sismiques pour comprendre la dynamique des écoulements.
2. Fournir une contribution pour l'évaluation de la surveillance de lahars qui est aujourd'hui très dépendante de l'instrumentation géophysique.
3. Mesurer la valeur économique des lahars en tant que ressource.

6.1. Résultats

Les résultats d'analyse se focalisent sur les pluies (6.1.1.), les paramètres hydrologiques des lahars (6.1.2.), le transport de blocs visibles (6.1.3.), et les signaux sismiques (6.1.4.).

6.1.1. Pluies

6.1.1.1. Pluies du 28 Février

L'image MTSAT montre qu'une perturbation pluvieuse précédant le lahar du 28 février se formait rapidement autour du cône volcanique à partir de 13h00. Malgré le développement simultané de nuages sur les flancs est et ouest, la durée des précipitations a varié dans chacune des cellules. Le matin, il ne pleuvait qu'à l'ouest avec une intensité très faible. Ensuite une forte pluie s'est produite à l'est entre 13h20 et 14h47 avec une intensité de 16 mm/h. Cette perturbation s'est ensuite déplacée vers l'ouest où il a été enregistré une intensité de pluie de 7,89 mm/h entre 13h45 et 15h33 (Fig. 49).

Le lahar du 28 Février 2014 a été déclenché à 14h11 dans la zone sommitale suite à un front pluvieux (24 mm en 1h27) provenant du flanc est du volcan et est arrivé

sur le point d'observation à 1090 m d'altitude à 14h28. Sur le site d'observation, le ruissellement surfacique qui précède le lahar se produisit 64 et 39 minutes après le début de pluie à l'est et à l'ouest respectivement. L'écoulement hyperconcentré est arrivé 4 minutes après le début de ce ruissellement, soit 68 minutes après le début de la pluie à l'est. Le front du lahar est arrivé 13 minutes plus tard. Lors de lahar, la pluie ne tomba pas constamment. Cela est représenté par une inclinaison irrégulière et non-uniforme de la graphique de la pluie cumulée.

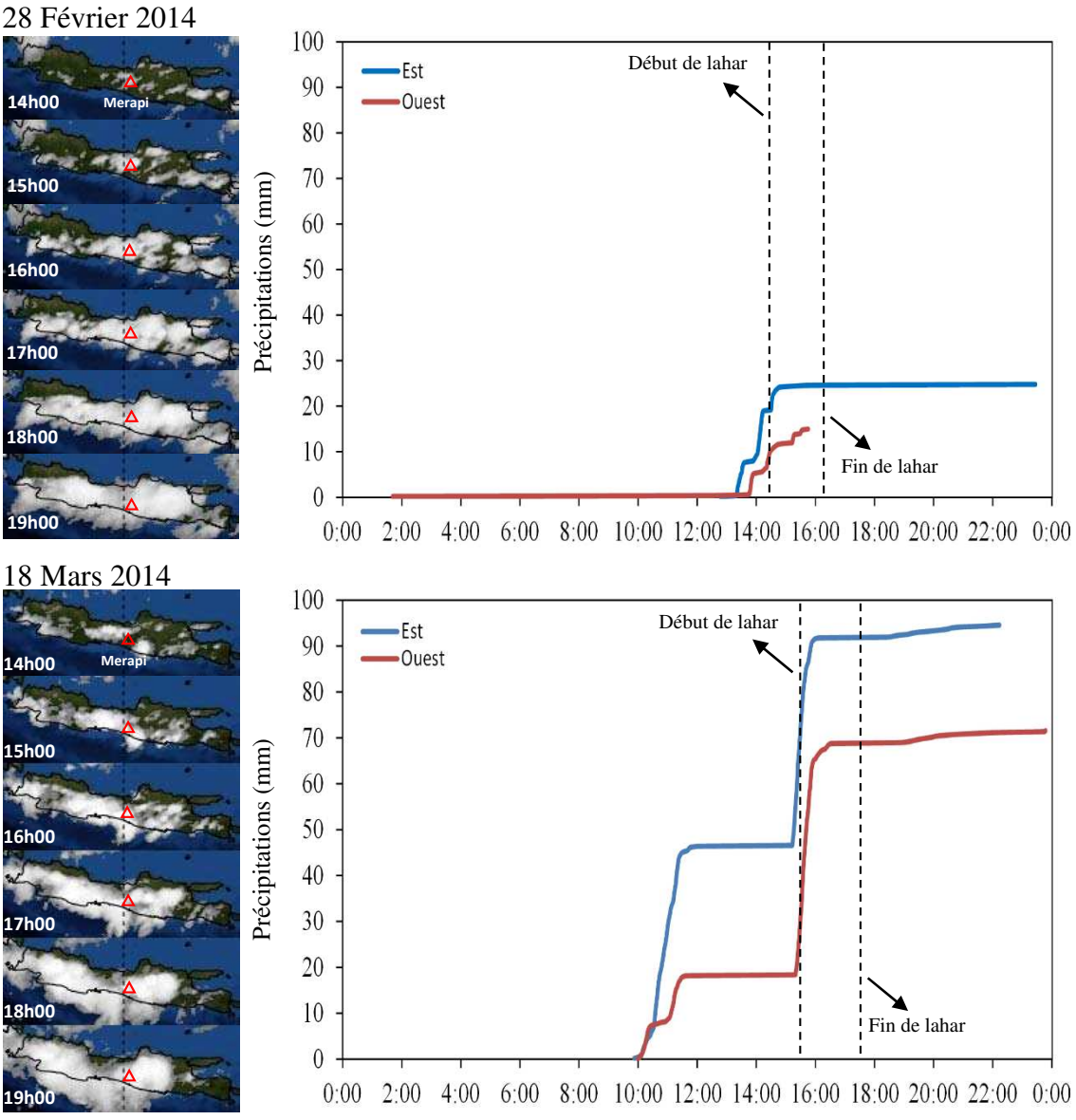


Figure 49 - **Images MTSAT et précipitations enregistrées à l'est et à l'ouest du bassin versant Gendol.** Les images satellites montrent la distribution

spatio-temporelle de la pluie. Les précipitations confirment le déplacement de l'averse de l'est à l'ouest. Un lahar qui se produisit le 18 Mars 2014 du matin n'est pas ploté dans cette étude.

6.1.1.2. Pluies du 18 Mars

Les pluies du matin du 18 Mars 2014 commencèrent à 9h52 à l'est avec une intensité de 28,2 mm/h pendant 1h35. Sept minutes après le début des pluies à l'est (9h59), il commença à pleuvoir à l'ouest avec une intensité plus faible (11,6 mm/h) pendant 1h53. La vitesse de déplacement du front de la pluie fut de 16,7 m/s. Il y avait une durée de 3,5 heures sans pluie jusqu'au début de la pluie de l'après-midi. Les pluies de l'après-midi possédèrent également la même tendance de commencement. À l'est, les pluies se déclenchèrent à 15h13 avec une intensité de 58,7 mm/h pendant 46 minutes, tandis que les pluies à l'ouest débutèrent 6 minutes plus tard à 15h19 avec une intensité de 45,4 mm/h pendant 1h06 (c.f. Fig. 49). La vitesse de ce déplacement du front de la pluie qui fut à la même direction de l'alizé dans l'hémisphère sud fut de 19,4 m/s.

Le ruissellement surfacique qui précède le lahar de l'après-midi se produisit 11 et 5 minutes après le début de pluie à l'est et à l'ouest respectivement. Le front du lahar est arrivé 13 minutes plus tard. Une pulsation importante le suivit avec un décalage de 5 minutes. Lors de ce lahar, la pluie tomba constamment sans changement signifiant de l'intensité. Cela est représenté par une inclinaison uniforme de la graphique de la pluie cumulée.

Sur la surface plus large présenté par l'image MTSAT (Fig. 50), ces pluies se produisirent par hasard en même temps que la phase de développement (*immature stage*) du cyclone tropical Gillian. Avec un pic d'intensité de 140 nœuds ou 259 km/h, la magnitude de ce cyclone fut très important (catégorie 5 sur l'échelle de Saffir-Simpson / SSHWS). Ce cyclone débuta au Golfe de Carpentarie au nord de l'Australie le 6 mars, se déplaça ensuite vers l'ouest le long des petits îles de la Sonde du 18 au 21 mars, puis a atteint son pic au sud de l'Indonésie quelques jours avant la fin de son cycle de vie le 29 mars 2014.

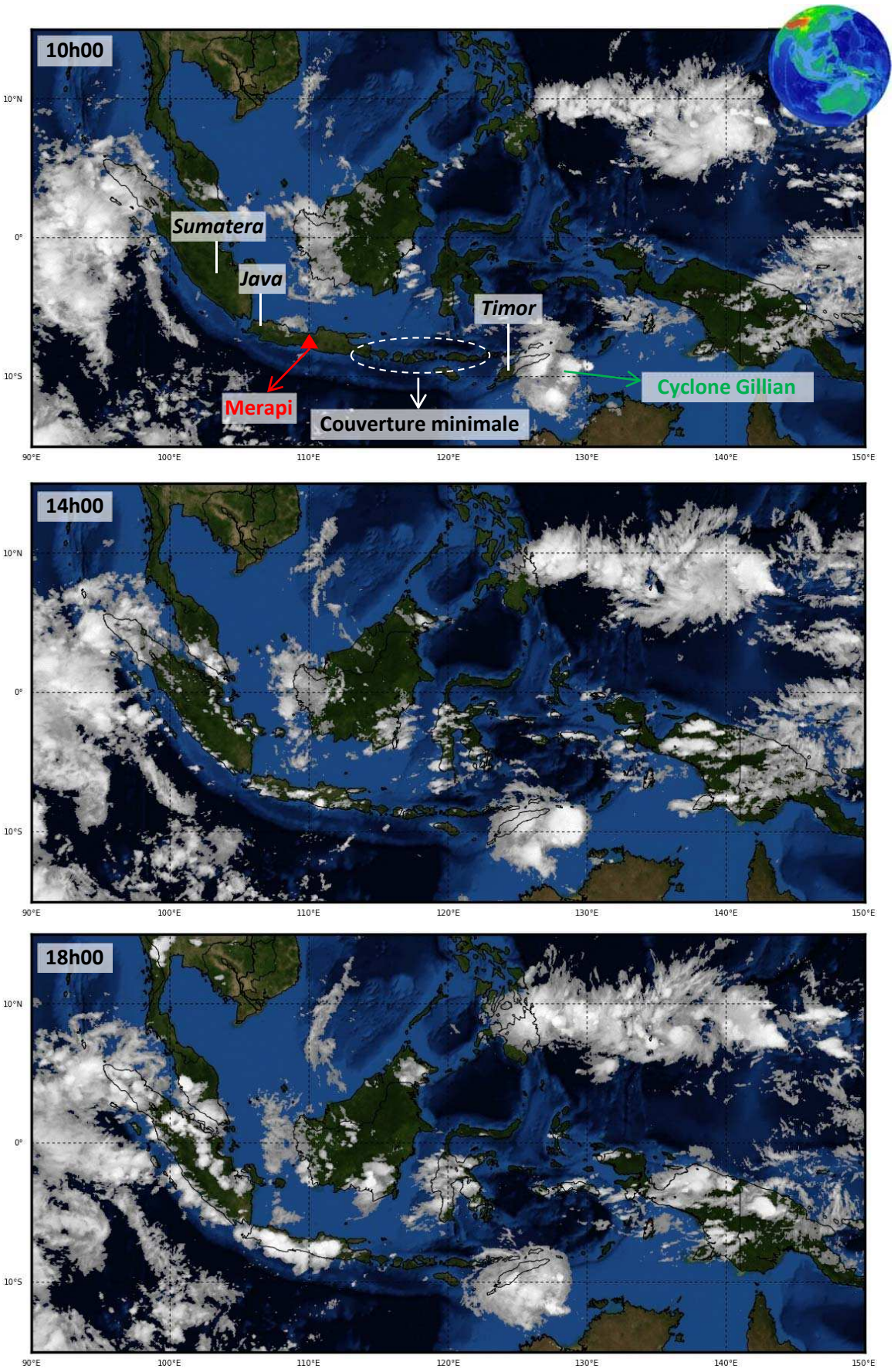

10h00
Sumatera
Java
Timor
Merapi
Couverture minimale
Cyclone Gillian
14h00
18h00
10°N
0°
10°S
90°E
100°E
110°E
120°E
130°E
140°E
150°E

Figure 50 - **Images satellites MTSAT du cyclone Gillian sur le territoire indonésien le 18 Mars 2014 à 10h00, 14h00 et 19h00.** Deux lahars dont un est présenté dans cette thèse se produisirent le 18 Mars 2014. (Images produits par BMKG de l'Indonésie ; Source de données : JMA du Japon).

Le jour du lahar, l'œil du cyclone Gillian fut vers l'île de Timor (1800 km à l'est du volcan Merapi) et il se déplaça à une vitesse de 30 nœuds (15,4 m/s) jusqu'à une distance de 610 km. Le diamètre de ce cyclone fut de 670 km. Le long des petites îles de la Sonde, entre l'île de Java et l'île de Timor, la couverture des nuages fut minimale et la formation de nuages sur les deux régions fut indépendante. Sur l'île de Timor les nuages se sont se réuni dans la rotation du cyclone, alors que sur l'île de Java, voire Sumatra, des nouveaux nuages se formèrent depuis les zones côtières dans le sud de l'île.

6.1.2. Paramètres hydrologiques des lahars

6.1.2.1. Hydrologie du lahar du 28 Février

Le lahar du 28 Février (Fig. 51 et 52) a été enregistré sur nos équipements entre 14h25 et 16h12, soit une durée de 1 heure et 47 minutes. Le volume total du lahar calculé à partir de son hydrogramme (14h25 - 15h10) a atteint plus de 116 500 m^3. Avant l'arrivée du lahar, nous avons observé un écoulement fluviatile (14h25 – 14h28) issu de ruissellement très localisé qui apparaissaient dans les ravines sur les berges du chenal.

Les variations hydrologiques du lahar permettent de distinguer assez nettement 4 grandes phases:

- Phase 1 – Ecoulement hyperconcentré (14h28 – 14h41)

A 14h28, un premier front franchit notre site instrumenté (Tab. 9). Durant cette phase, qui dure une douzaine de minutes, la profondeur, la vitesse et le débit de l'écoulement augmentent progressivement, atteignant respectivement 1,60 m, près de 5 m/s et 40 m^3/s. La vidéo montre une charge en suspension importante (pas de donnée disponible,

tout prélèvement manuel s'avérant extrêmement dangereux), mais où l'eau apparaît encore dominante dans l'écoulement. Il s'agit sans ambiguïté d'un écoulement hyperconcentré. Le type d'écoulement lors de cette phase fut turbulent avec une faible variation de débit (*steady*). L'écoulement se concentrait sur le centre du chenal (*uniform*) et tendait à inciser le fond du lit. Lors de ce processus, les ondelettes qui reculaient lentement vers l'amont apparaissaient sur la surface d'écoulement. Peu de ressauts hydrauliques ont été observés lors de cette phase. Le nombre de Froude varia de 1,3 à 2,2 ce qui est classifié comme un régime torrentiel.

Tableau 9 - **Quatre grandes phases du lahar du 28 février.** (1) écoulement hyperconcentré initial, (2) pic de coulée de débris, (3) corps du lahar - coulée de débris, (4) queue du lahar - écoulement hyperconcentré.

No.	Phase	Temps	Valeur maximum		
			Profondeur (m)	Vitesse surfacique (m/s)	Débit (m^3/s)
1	Ecoulement hyperconcentré	14h28 - 14h41	1,6	5	40
2	Pic de coulée de débris	14h41 - 14h44	7	16	473
3	Corps du lahar	14h44 - 15h00	4	12	80
4	Queue du lahar	15h00 - 16h12	1	4	10

- Phase 2 – Pic de coulée de débris (14h41 – 14h44)

Un second front, de 4,2 m de haut et pierreux cette fois-ci, enregistré par la caméra à 14h41, marque le début de la phase de coulée de débris. La vidéo de l'arrivée de ce front est accessible en ligne (https://www.youtube.com/watch?v=wlVssRoaPbw). La profondeur maximale pendant le pic d'écoulement atteint près de 7 m (Fig. 53), pour une vitesse surfacique dépassant 16 m/s. Le débit maximum de cette phase atteint 473 m^3/s. Le type d'écoulement lors de pic de coulée de débris fut laminaire avec une augmentation brusque de débit (*unsteady*). L'écoulement occupait toute la largeur du chenal et tendait à déborder sur la rive gauche du chenal. Pendant cette phase, les ondelettes de vague mobile sur la surface d'écoulement disparaissaient. En revanche, beaucoup de ressauts hydrauliques ont été observé sur la surface d'écoulement et la berge de la rive gauche. Le nombre de Froude a varié de 1,4 à 2,4 au centre du chenal. En revanche, sur la partie droite et gauche du chenal le nombre de Froude fut très important, atteignant jusqu'à 4,3. Cela est classifié dans le régime torrentiel.

- Phase 3 – Corps du lahar (14h44 – 15h00)

A la suite du pic, la profondeur, la vitesse et le débit du lahar diminuent lentement, mais la décroissance n'est pas régulière. La profondeur maximum passe de 4 m à moins de 1 m (Fig. 53). La vitesse du lahar diminue par paliers après le pic, passant de 12 à 4 m/s. Son débit diminue également par paliers, mais la baisse est bien plus marquée, passant de 80 à moins de 10 m^3/s à l'extrême fin de l'écoulement. Le type d'écoulement lors de cette phase fut laminaire avec une faible variation de débit (*steady*). L'écoulement se concentrait sur le thalweg préalablement incisé, mais tendait également à déborder sur les parties droite et gauche du chenal quand le débit instantané augmentait. Lors de ce processus, la surface d'écoulement fut plutôt lisse. Quelques ressauts hydrauliques ont été observés de temps en temps quand il y avait un gros bloc qui a bouché le centre du chenal incisé. Cela a causé également des vagues transversales du lahar qui s'écoulait sur la partie droite du thalweg. Le nombre de Froude varia de 1,1 à 2,6 sur la partie centrale ce qui est classifié comme un régime torrentiel, mais de 1,7 à 2,6 sur la partie droite et de 3,3 à 4,8 sur la partie gauche du chenal. Cela est classifié également comme régime torrentiel.

- Phase 4 – Queue du lahar (15h00 – 16h12)

Pendant cette phase, l'écoulement se concentra dans le thalweg (axe central), qui fut érodé jusqu'à 3 m par rapport à son altitude initiale. La profondeur maximum fut de 1 m et continua à diminuer jusqu'à la fin du lahar. L'observation de la station caméra fut plus ou moins limitée car la profondeur de l'écoulement fut inférieure de celle du lit initial, ce qui nous a obligé à nous approcher prudemment. La vitesse baissa de 4 m/s et le débit réduit de 10 m^3/s. Le type d'écoulement lors de cette phase fut turbulent avec une faible variation de débit (*steady*). L'écoulement se concentrait sur le centre du chenal (*uniform*) et tendait à éroder les parois du thalweg. Des ressauts hydrauliques mineurs se produisaient avant l'effondrement des parois du thalweg. La surface d'écoulement fut lisse. En revanche, le nombre de Froude de 1,1 à 1,7 (régime torrentiel) et la présence de galets de l'ordre de 20 cm de diamètre, ont entrainé l'échec des échantillonnages de concentration sédimentaire.



Figure 51 - **Captures d'écran du lahar du 28 Février 2014.** (A) début de ruissellement, (B) phase d'écoulement hyperconcentré, (C) arrivée du front au début de la phase de pic de coulée de débris.



Figure 52 - **Captures d'écran du lahar du 28 Février 2014.** (A) phase de pic de coulée de débris, (B) corps du lahar, (C) queue du lahar. L'auteur en train de d'effectuer un prélèvement avec un seau pour calculer la concentration sédimentaire.

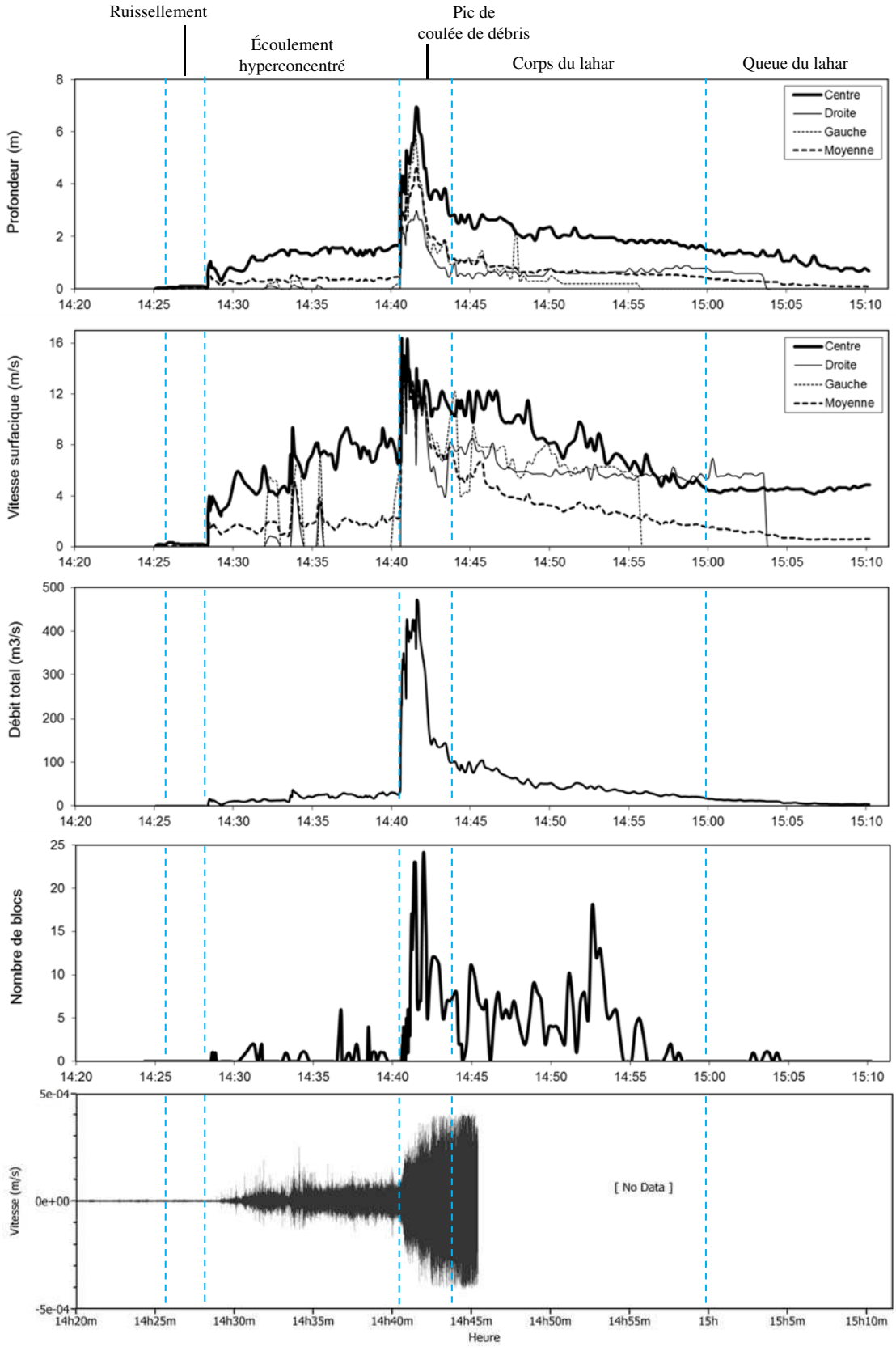


Figure 53 - **Lahar du 28 Février 2014.**

6.1.2.2. Hydrologie du lahar du 18 mars

L'anatomie du lahar du 18 mars (Fig. 54 et 55) possède également 4 phases d'écoulement. Le lahar a été débuté par un écoulement hyperconcentré, et suivi par un pic de coulée de débris. Le corps de lahar se produisit avant la queue du lahar.

- Phase 1 – Ecoulement hyperconcentré (15h24 – 15h37)

A 15h24, un premier front arriva sur le site d'observation (Tab. 10). Durant cette phase de 13 minutes, la profondeur, la vitesse et le débit de l'écoulement augmentèrent progressivement, atteignant respectivement 1 m, 5 m/s et 15 m^3/s (Fig. 56). Fort de notre expérience sur le dernier lahar du 28 février 2015, nous ne sommes pas allés dans le chenal car le prélèvement manuel s'avérant extrêmement dangereux. En revanche, nous nous sommes déplacés vers une hauteur en changeant l'angle de la caméra vidéo mais en visant le même endroit. Lors de cette phase, la vidéo et l'observation in-situ ont montré la domination de l'eau dans l'écoulement issue des ruissellements localisés, même si la charge en suspension fut importante. Le type d'écoulement lors de cette phase fut turbulent avec une très faible variation de débit (*steady*). L'écoulement restait dans le thalweg incisé par le dernier lahar du 28 février (*uniform*). Lors de ce processus, les ondelettes furent très faibles sur la surface d'écoulement. Les ressauts hydrauliques furent absents lors de cette phase. Le nombre de Froude varia entre 1 et 2.

Tableau 10 - **Quatre grandes phases du lahar du 18 mars.** (1) écoulement hyperconcentré initial, (2) pic de coulée de débris, (3) corps du lahar - coulée de débris, (4) queue du lahar - écoulement hyperconcentré.

No.	Phase	Temps	Valeur maximum		
			Profondeur (m)	Vitesse surfacique (m/s)	Débit (m^3/s)
1	Ecoulement hyperconcentré	15h24 - 15h37	1	5	15
2	Pic de coulée de débris	15h37 - 15h45	5,6	16	800
3	Corps du lahar	15h45 - 16h00	3,4	8,7	270
4	Queue du lahar	16h00 - 16h28	1	7	50

- Phase 2 – Pic de coulée de débris (15h37 – 15h45)

Le début de la phase de coulée de débris à 15h37 fut caractérisé par un premier front de 4,7 m de hauteur et pierreux, progressant à une vitesse de 9 m/s. Ce front fut suivi par

une pulsation principale dont la profondeur a atteint 5,6 m, pour une vitesse surfacique de 16 m/s. Le débit maximum de cette phase atteignit 800 m^3/s. Le type d'écoulement lors de pic de coulée de débris fut laminaire avec une augmentation brusque de débit (*unsteady*). L'écoulement n'occupait pas toute la largeur du chenal, mais tendait à inciser le thalweg (*uniform*). Lors de ce processus, les ondelettes sur la surface d'écoulement n'ont pas été observées. En revanche, les ressauts hydrauliques étaient fréquents sur la surface d'écoulement et la berge de la rive gauche. Le nombre de Froude varia de 1,7 à 2,3.

- Phase 3 – Corps du lahar (15h45 – 16h00)

Au début de cette phase, la profondeur, la vitesse et le débit du lahar ont diminué brusquement par rapport à la pulsation principale, respectivement de 5,5 à 3,1 m ; de 15,9 à 6,8 m/s ; et de 800 à 230 m^3/s. Lors de cette phase, depuis le début jusqu'à la fin, la tendance à la diminution de valeurs hydrologiques fut lente, irrégulière. La profondeur maximum passa de 3,4 mètres à moins de 1 mètre. La vitesse du lahar diminua de 8,7 à 7 m/s et le débit de 270 à 50 m^3/s. Le type d'écoulement lors de cette phase fut laminaire avec une faible variation de débit (*steady*). L'écoulement restait dans le thalweg incisé auparavant, sans une tendance de déborder. L'érosion du fond de chenal a exhumé la roche mère (dépôt de coulée de lave) et a créé une cascade. Des ressauts hydrauliques ont été observés pendant toute la phase de corps du lahar. Le nombre de Froude augmenta de 1,8 à 3,6.

- Phase 4 – Queue du lahar (16h00 – 16h28)

La queue du lahar fut caractérisée par une lente diminution de la profondeur, de la vitesse et du débit passant respectivement à 1 m, 7 m/s et 50 m^3/s jusqu'à la fin du lahar. Le type d'écoulement lors de cette phase fut laminaire avec une très faible variation de débit (*steady*). L'écoulement se concentrait sur le centre du thalweg (*uniform*) mais n'était pas capable d'éroder les parois du thalweg. Des ressauts hydrauliques mineurs se produisaient à proximité de la cascade. En général, la surface d'écoulement fut lisse.

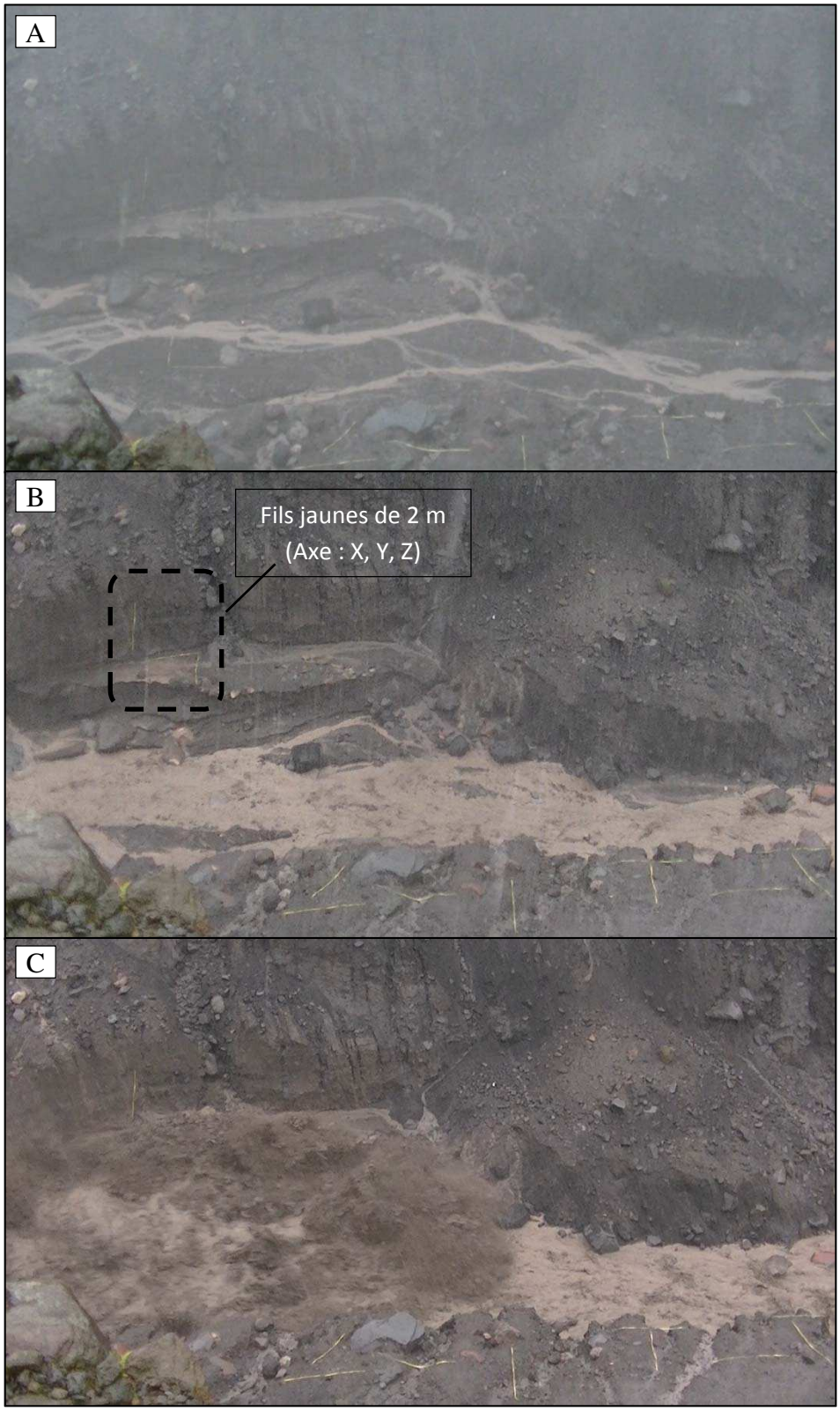


Figure 54 - **Captures d'écran du lahar du 18 mars 2014.** (A) début de ruissellement, (B) phase d'écoulement hyperconcentré, (C) arrivée du front au début de la phase de pic de coulée de débris.

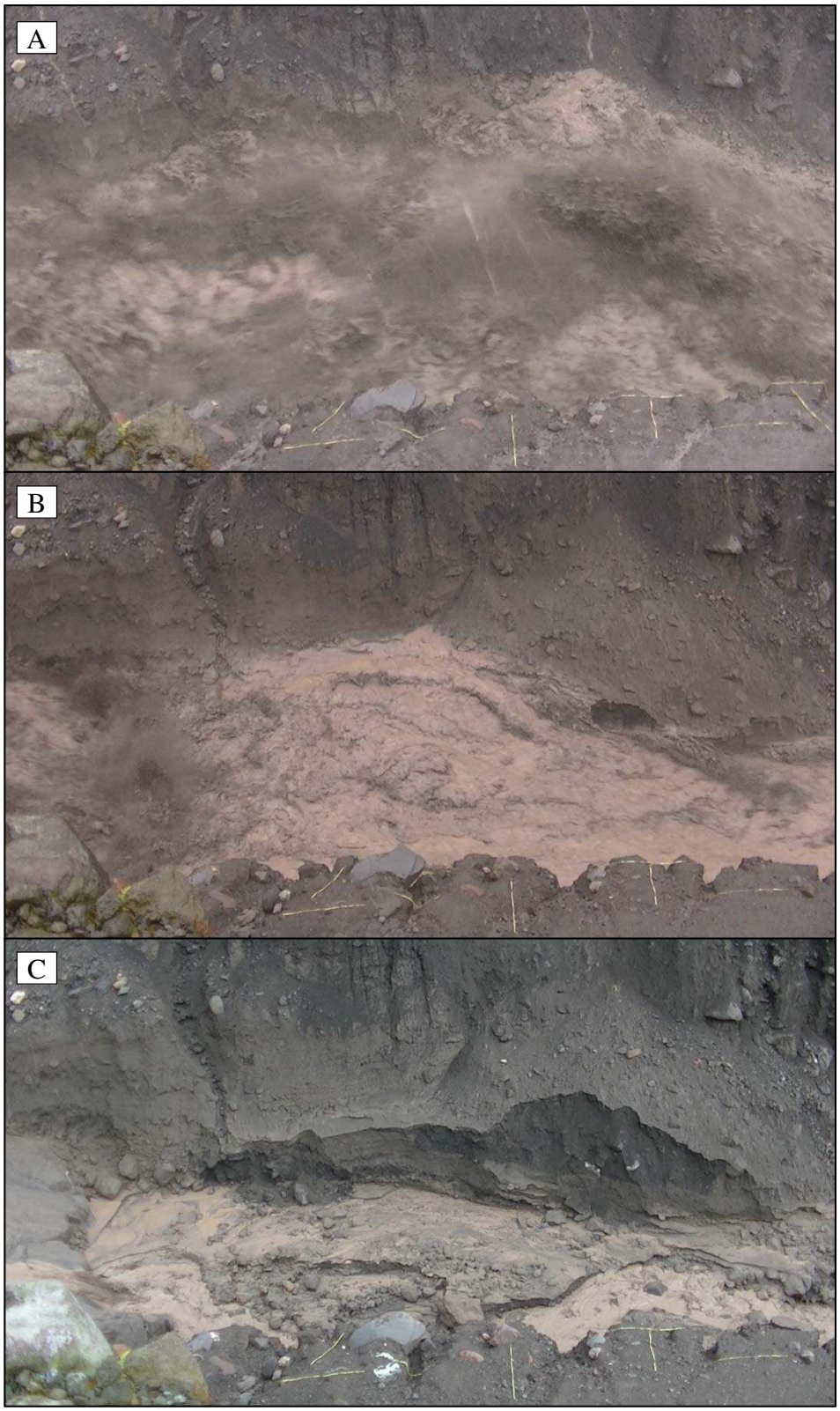


Figure 55 - **Captures d'écran du lahar du 28 Février 2014.** (A) phase de pic de coulée de débris, (B) corps du lahar, (C) queue du lahar. La longueur des fils jaunes sont 2 m.

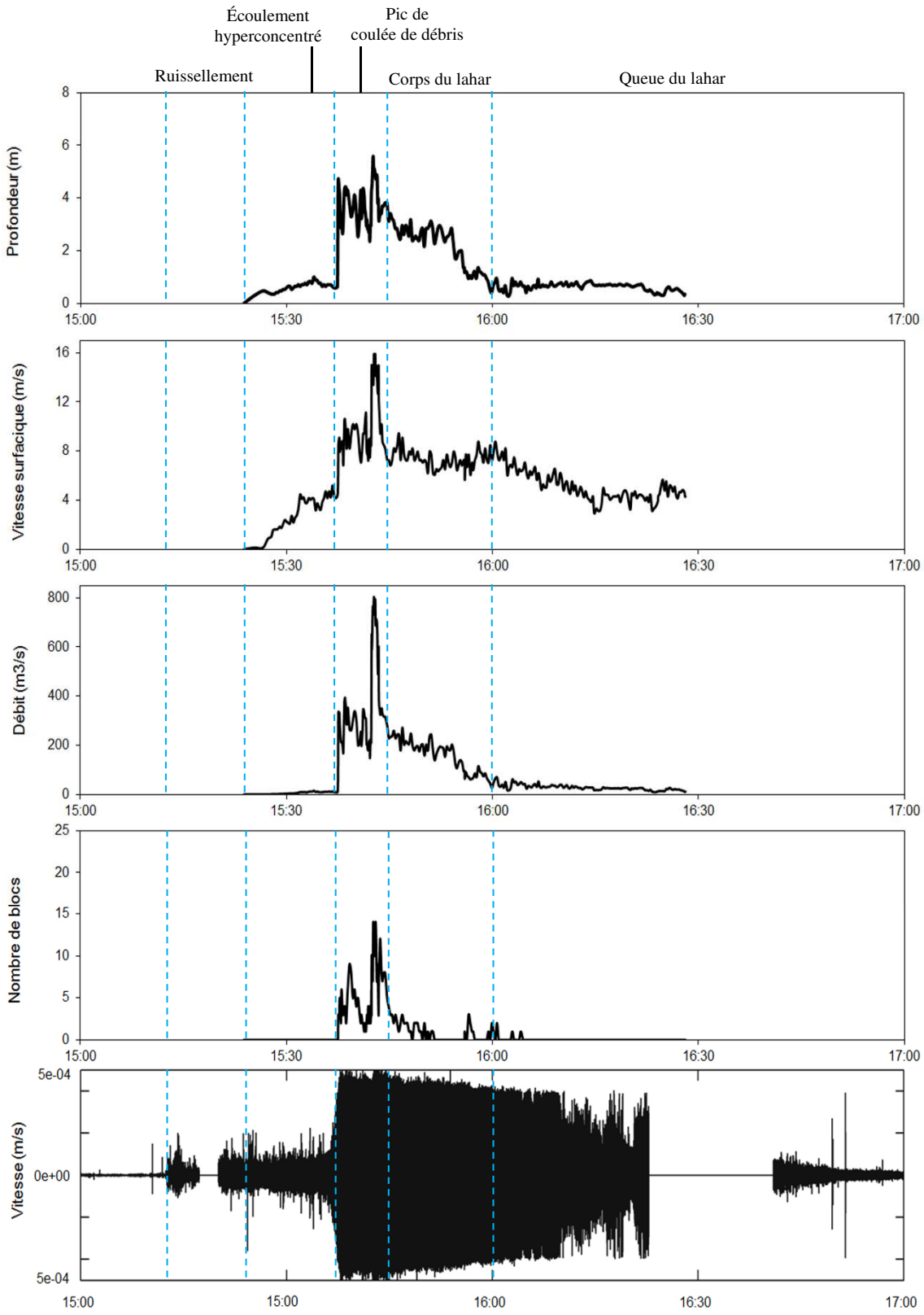


Figure 56 - **Lahar du 18 Mars 2014.**

6.1.3. Transport de blocs visibles

6.1.3.1. Blocs visibles du lahar du 28 février

Les blocs apparaissaient lors de la phase 1 (c.f. Fig. 53). Cependant, assez peu de blocs de taille métriques étaient visibles pendant l'écoulement hyperconcentré (en moyenne 2,2 blocs par minute). Le front de cet écoulement n'était pas pierreux, à la différence de celui de la coulée de débris.

Pendant le pic de coulée de débris (phase 2), 279 blocs de plus de 1 m ont été comptés, soit un taux de 93 blocs par minute pendant 3 minutes. On distingue deux convois de blocs bien distincts, séparés d'une minute l'un de l'autre.

Pendant le corps du lahar (phase 3), environ huit convois de blocs sont visibles sur la vidéo à la surface de l'écoulement entre 14h44 et 14h56. Donc, cela confirme que le corps du lahar fut de type coulée de débris. La moitié de ces convois concentre un maximum d'une dizaine de blocs par minute, tandis que l'on relève un convoi plus important à 14h53, qui transporte entre 10 et 16 blocs métriques par minute, alors que le débit n'est que d'une cinquantaine de mètres-cubes par seconde. A partir de 14h56, les blocs deviennent très rares, puis inexistants après 15h05.

Le volume maximum du plus gros bloc transporté fut de 7,6 m^3 (4,85 m x 1,17 m x 1,33 m). La plupart de ces blocs était de type andésitique, qui est le faciès dominant du volcan Merapi. Leur densité variant de 2,5 au 2,8 tonnes/m^3, le poids maximum du bloc transporté par ce lahar fut d'une vingtaine de tonnes. Cela fut 3 fois le poids d'un camion typique dans les sites d'extraction au Merapi (7 tonnes). Cela est complétement logique que les lahars à Merapi peuvent embarquer facilement ce type de camion.

Le nombre de nombre de blocs visibles de plus de 1 m de diamètre fut de 595. Le prix des blocs au marché est de l'ordre de 200 000 IDR/m^3 (soit 13,5 €/m^3). Cela veut dire que les blocs visibles (diamètre minimum = 1 m, géométrie de balle) qui étaient transportés par ce lahar et ensuite exploitable en tant que ressource possédèrent une valeur économique (sous-estimée) d'au moins 8415 €.

6.1.3.2. Blocs visibles du lahar du 18 mars

La caractéristique de transport de blocs du lahar du 18 mars était plus limitée par rapport au lahar du 28 février (c.f. Fig 56). Parmi les 4 phases du lahar, seulement les phases du pic de coulée de débris, du corps du lahar et de la queue du lahar qui ont transporté les blocs. Aucun bloc n'était transporté lors de la phase de l'écoulement hyperconcentré.

Lors de la phase du pic de coulée de débris, il y a eu deux convois de blocs liés au front et à la pulsation principale du lahar. La différence fut très nette entre ces deux convois. Le front du lahar a transporté 94 blocs de plus de 1 m pendant 4 minutes 25 secondes, soit 21 blocs par minute. Alors que la pulsation principale du lahar a transporté 224 blocs pendant un petit peu plus de 3 minutes, soit 74 blocs par minute.

Après cette pulsation principale, le nombre de blocs flottés a diminué progressivement de 15h45 à 15h52 lors du début de la phase du corps du lahar. Au milieu de cette phase, il n'y a eu pas de blocs transporté. Tandis qu'à la fin de cette phase, il y a eu une augmentation légère de nombre des blocs flottés. Nous avons compté 58 blocs lors de cette phase. La phase de la queue du lahar fut marquée par un nombre très limité des blocs métriques transportés (7 blocs).

Le volume du plus gros bloc transporté fut de 4,48 m^3 (2,1 m x 1,57 m x 1,36 m). Cela correspond à la compétence d'un lahar d'une dizaine de tonnes, fondé sur la densité de roche andésite pour le calcul du poids. Étant donné que le nombre des blocs flottés fut de 383 blocs, la valeur économique minimale de ce lahar en tant que ressource minière fut 5416 €.

6.1.4. Signaux sismiques

6.1.4.1. Signaux sismiques du lahar du 28 Février

Les sismogrammes enregistrés par la station (Fig. 57 et 58) enregistrent les vibrations générées par le passage du lahar. Ces données sont représentatives de l'énergie fournie par le lahar sur l'ensemble du chenal. Pourtant distants de seulement 76 m, les deux géophones ont une signature curieusement différente. Celui en amont (Fig. 57) montre deux phases assez bien marquées : la première, entre 14h30 et 14h38, correspond à de grandes variations d'amplitude du signal, avec des pics supérieurs à 3 x 10^{-4} m/s. Sur la seconde, l'amplitude croit progressivement, avec des pics moins marqués. Le géophone aval (Fig. 58) montre également deux phases nettement séparées : dans la première, de 14h28 à 14h41, l'amplitude est assez réduite (1 x 10^{-4} m/s, avec de rares pics à plus de 2 x 10^{-4} m/s) et relativement homogène. La seconde montre au contraire des signaux de plus forte amplitude presque instantanément dès 14h41. La trop faible distance entre les deux géophones ne nous ont malheureusement pas permis de calculer la vitesse de propagation des deux fronts par l'analyse des signaux sismiques.

Le spectrogramme représente la distribution temporelle des fréquences enregistrées lors de l'écoulement, qui nous renseigne principalement sur le transport de blocs par charriage au fond du lit. Ainsi les deux géophones en amont et en aval montrent la même gamme de fréquence, entre 150 Hz et 240 Hz, jusqu'à environ 14h40. Après 14h42, les gammes de fréquence diffèrent entre les deux géophones : à hauteur du géophone amont, la fréquence dominante varie entre 10 et 50 Hz. Le pic de fréquence pour ce géophone est assez bas, de l'ordre de 20 Hz. A hauteur du géophone aval, la gamme de fréquence est plus large, de 10 à 150 Hz, avec une fréquence dominante à 70 Hz.

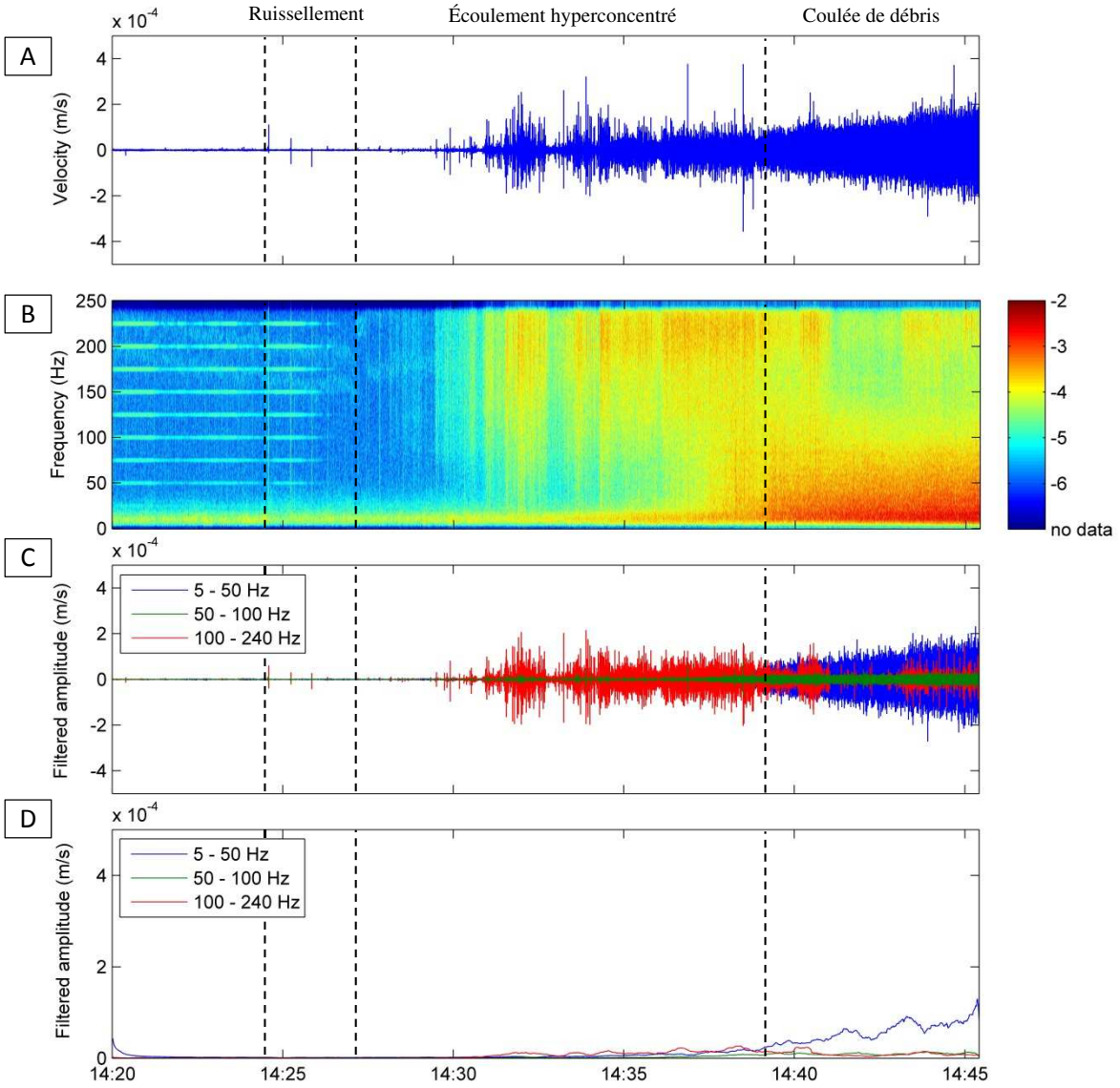


Figure 57 - **Enregistrement sismique du géophone amont (76 m du site) lors de la phase d'écoulement hyperconcentré et de coulée de débris du lahar du 28 Février 2014.** La partition de chaque phase fondée sur l'interprétation. A : Signal sismique. B : Spectrogramme. C : Signals sismiques filtrés à 3 gammes de fréquence. D : enveloppe sismique.

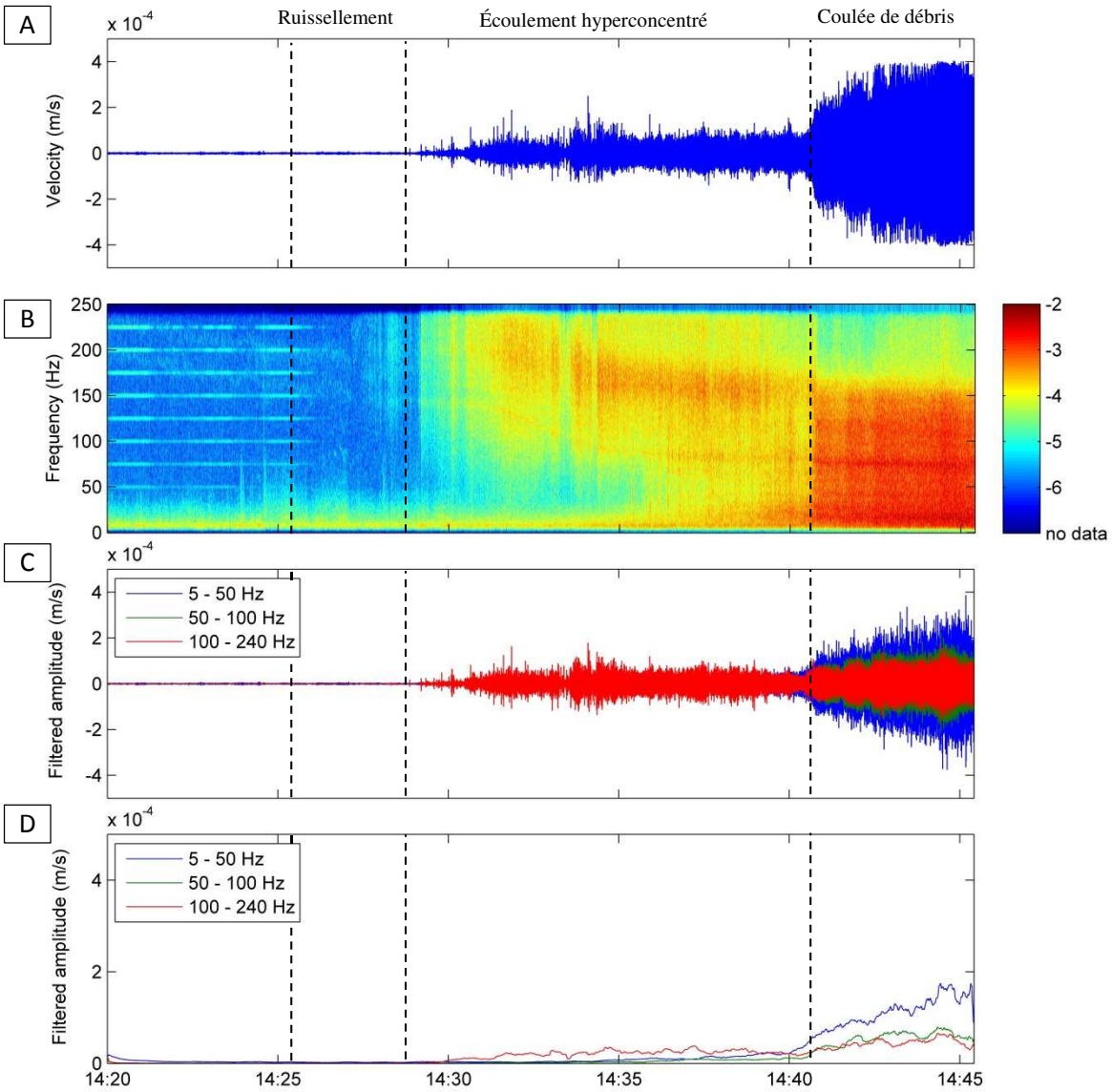


Figure 58 - **Enregistrement sismique du géophone aval lors de la phase d'écoulement hyperconcentré et de coulée de débris du lahar du 28 Février 2014.** La partition de chaque phase fondée sur l'observation visuelle. A : Signal sismique. B : Spectrogramme. C : Signals sismiques filtrés à 3 gammes de fréquence. D : enveloppe sismique.

6.1.4.2. Signaux sismiques du lahar du 18 Mars

L'enregistrement sismique du lahar du 18 mars possédait les mêmes caractères que ceux du lahar du 28 février. Le géophone amont (Fig. 59) montre 4 phases assez bien marquées. La première phase de 14h24 à 15h37 possède de grandes variations d'amplitude du signal, avec des pics supérieurs à 3,5 x 10^{-4} m/s. Sur la deuxième, l'amplitude augmente très rapidement, avec des pics moins de 4,5 x 10^{-4} m/s. Cette amplitude diminue progressivement du 15h45 à 16h00 lors du corps du lahar de 4 x 10^{-4} m/s à 2 x 10^{-4} m/s. Pendant la queue du lahar, les signaux sismiques diminuent très lentement jusqu'à moins de 2 x 10^{-4} m/s.

Le géophone aval (Fig. 60) montre également quatre phases séparées mais avec des signaux plus fortes. La première phase se produit entre 14h24 et 15h37 contient des signaux qui croît lentement avec des pics supérieurs à 3,5 x 10^{-4} m/s. Cette phase est suivie par la deuxième phase dont, l'amplitude augmente brusquement, avec des pics presque 4,5 x 10^{-4} m/s. La diminution d'amplitude se produit très lentement de 15h45 à 16h00 lors du corps du lahar passant de 4,5 x 10^{-4} m/s à 4 x 10^{-4} m/s. Les signaux furent relativement homogènes pendant la phase de pic de coulée de débris et du corps du lahar. Pendant la queue du lahar, l'amplitude des signaux sismiques diminuent d'une façon irrégulière jusqu'à 4 x 10^{-4} m/s.

Le spectrogramme de deux géophones en amont et en aval montre la même gamme de fréquence, entre 150 Hz et 240 Hz au début du lahar. À l'arrivée du front, les gammes de fréquence diffèrent entre les deux géophones. Le géophone amont enregistre la fréquence dominante entre 10 et 125 Hz. Le pic de fréquence fut assez bas, de l'ordre de 20 Hz. Concernant le géophone aval, la gamme de fréquence est plus large, de 10 à plus de 200 Hz, avec une fréquence dominante à 20 Hz et 70 Hz. Nos résultats concernant les signatures sismiques de la deuxième phase du lahar (phase à coulée de débris) mettent donc en évidence une variation de fréquence assez marquée entre deux capteurs identiques, reliés à la même station et distants de seulement 76 m l'un de l'autre. Ces variations sont par conséquents inhérentes à la dynamique de l'écoulement, qui est discutée ci-dessous.

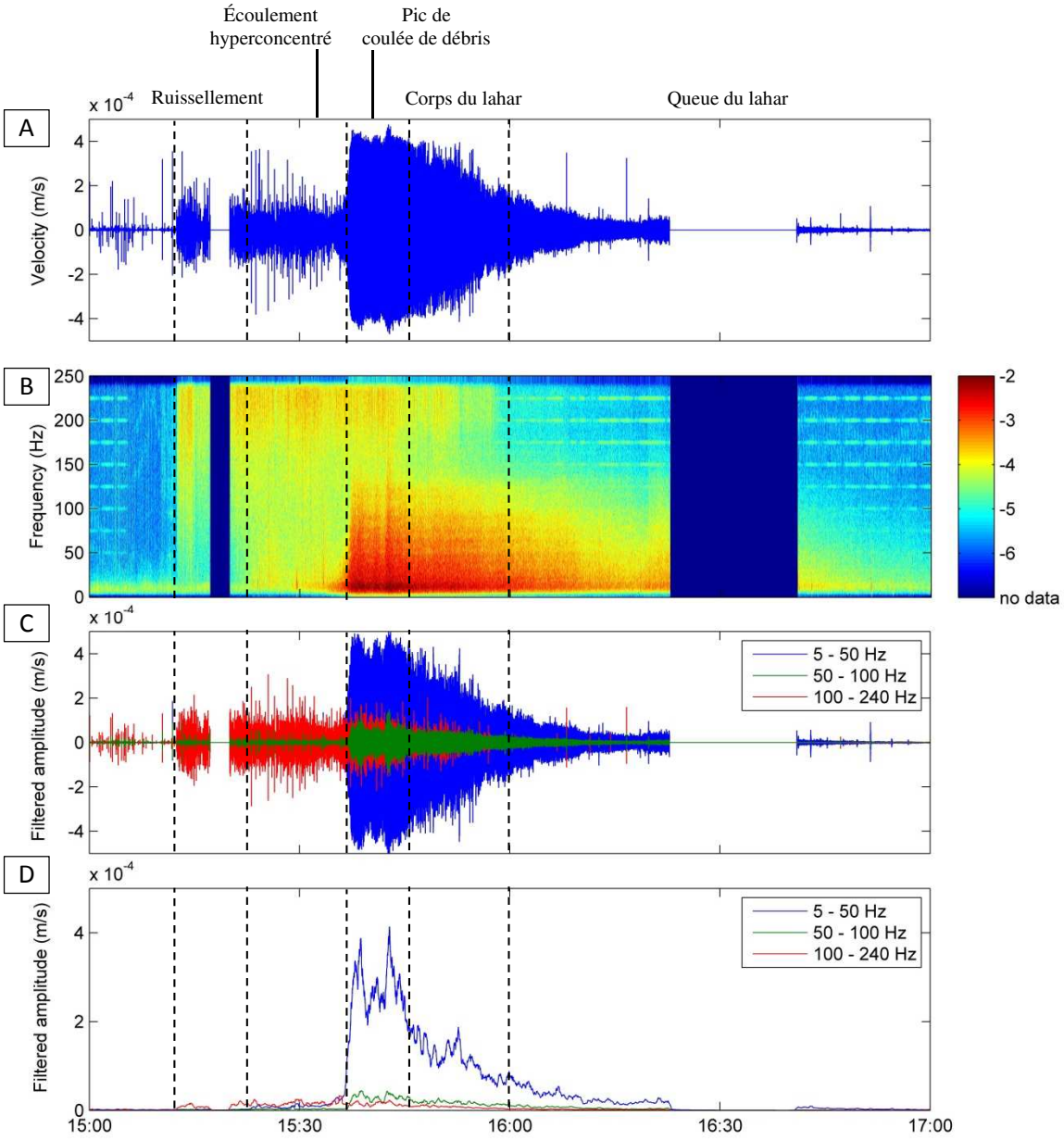


Figure 59 - **L'enregistrement sismique du lahar du 18 Mars 2014 sur la géophone amont (76 m du site).** La partition de chaque phase fondée sur l'interprétation. A : Signal sismique. B : Spectrogramme. C : Signals sismiques filtrés à 3 gammes de fréquence. D : enveloppe sismique.

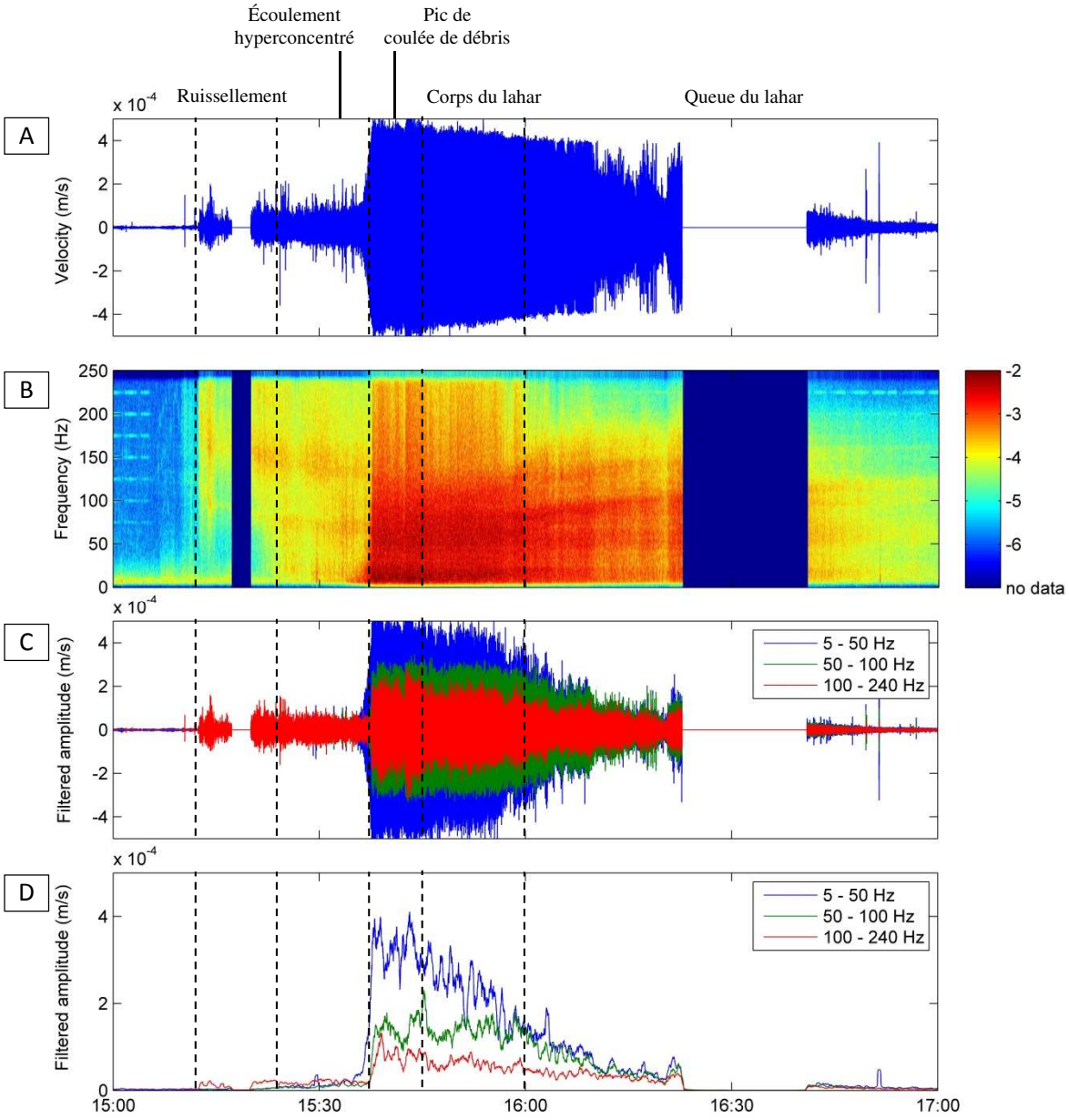


Figure 60 - **L'enregistrement sismique du lahar du 18 Mars 2014 sur la géophone aval.** La partition de chaque phase fondée sur l'observation visuelle. A : Signal sismique. B : Spectrogramme. C : Signals sismiques filtrés à 3 gammes de fréquence. D : enveloppe sismique.

6.2. Discussion

6.2.1. Pluies

La perturbation pluvieuse qui précède les lahars se formait rapidement autour du cône volcanique dans l'après-midi. La localisation de deux pluviomètres à l'est et à l'ouest du bassin versant a permis de mesurer le déplacement du front de pluie. Cela a facilité l'identification des précipitations sur le site d'observation. Il ne s'agit pas des pluies stationnaires, mais plutôt mobiles. Dans cette étude, l'intensité de pluie liée aux lahars consistent généralement en deux types : faible (< 20 mm/h) et forte (> 40 mm/h). La durée de pluie varie de 1 heure à 2 heures.

La pluie s'est déplacée d'est en ouest (Fig. 61 et 62). Le décalage était long quand l'intensité de pluie était faible sur les deux stations, autrement le décalage du début de pluie était court quand l'intensité était forte. Cela a montré que la pluie moins forte s'est déplacé moins vite (4,6 m/s), alors que la pluie forte s'est déplacé plus rapidement (19,4 m/s). Le déplacement du premier type de pluie correspond à la vitesse des fronts de pluie de 5 à 8 m/s liée au lahars du Merapi en 1994 tels que calculés par Lavigne (1998). Cependant, la vitesse de déplacement du front du deuxième type de pluie (intensité forte) est supérieure.

Contrairement au décalage du début de pluie, celui de la fin de pluie pour les deux types de pluie possède une caractéristique similaire. Quelque soit l'intensité, la pluie à l'est du bassin versant finit plus tôt qu'à l'ouest avec un décalage de 46 et 26 minutes respectivement pour l'intensité faible et forte. Cela appuie également l'interprétation sur le déplacement de la pluie de l'est à l'ouest pour ces deux lahars. En ce qui concerne les précipitations, les valeurs enregistrées à l'est furent toujours plus importantes que celles à l'ouest. La comparaison de l'intensité entre les deux stations montre que la différence est très limitée (8.5 mm/h) quand l'intensité est faible, tandis que pour une intensité forte la différence d'intensité entre les deux pluviomètres est plus grande (13,2 mm/h).

Une intensité faible et irrégulière correspond à une arrivée tardive de ruissellement local et aussi de lahar. Il a fallu au moins 1 heure pour que l'eau de pluie ne ruisselle. Une intensité forte et régulière est liée à une arrivée rapide de ruissellement local et aussi de lahar. Sur notre site d'observation, le début du ruissellement fut enregistré 3 minutes avant l'enregistrement de la pluie à l'est voire à l'ouest pour le cas du lahar du 18 mars. Le ruissellement fut enregistré à 15h10, alors que les pluies de l'est et de l'ouest furent enregistrées à 15h13 et à 15h19. Cela montre :

a. La rencontre entre le mouvement des nuages vers le sud et le développement des nuages juveniles dans les zones côtière sud, confirmée par les images satellites des mêmes heures (c.f. point 6.1.1.2.) et des photos diachroniques du front de la pluie avant (Fig. 61) et après le lahar (Fig. 62).
b. Une possibilité d'une faille d'enregistrement du début de la pluie chez les pluviomètres à auget basculant.
c. En plus, les dépôts pyroclastiques furent déjà mouillés car il avait plu pendant 1,5 heure à une intensité de 28 mm/h (est) et 11 mm/h (ouest) le matin. Cela s'arrêta 3 heures avant le début de la pluie de l'après-midi.

Ces pluies furent enregistrées sur nos pluviomètres situés à 1100 m d'altitude. Or, sur la base des observations réalisées en 1995 à partir des données du radar météorologique du *Sabo Technical Center* (Lavigne, 1998), la zone de départ des lahars de la rivière Gendol se situe à plusieurs kilomètres en amont du pluviomètre, à une altitude vraisemblablement comprise entre 1500 et 2500 m. Sur la surface de 2,4 km^2 du bassin versant amont de Gendol, l'intensité n'est bien évidement pas uniforme à cause de l'effet topographique / orographique ou à cause de nuages lenticulaires.

Les conditions difficiles du terrain ne permettant pas d'installer un pluviomètre au-dessus de 1500 m d'altitude, nous ne possédons pas d'informations exactes sur l'intensité des pluies dans la zone de départ du lahar. Par conséquent les valeurs de précipitation enregistrées ne doivent pas être considérées comme des seuils de déclenchement du lahar, mais seulement pour observer l'impact de la pluie sur la dynamique de l'écoulement. En plus, aucune observation visuelle sur la zone sommitale fut possible quand la couverture de nuage est très dense.

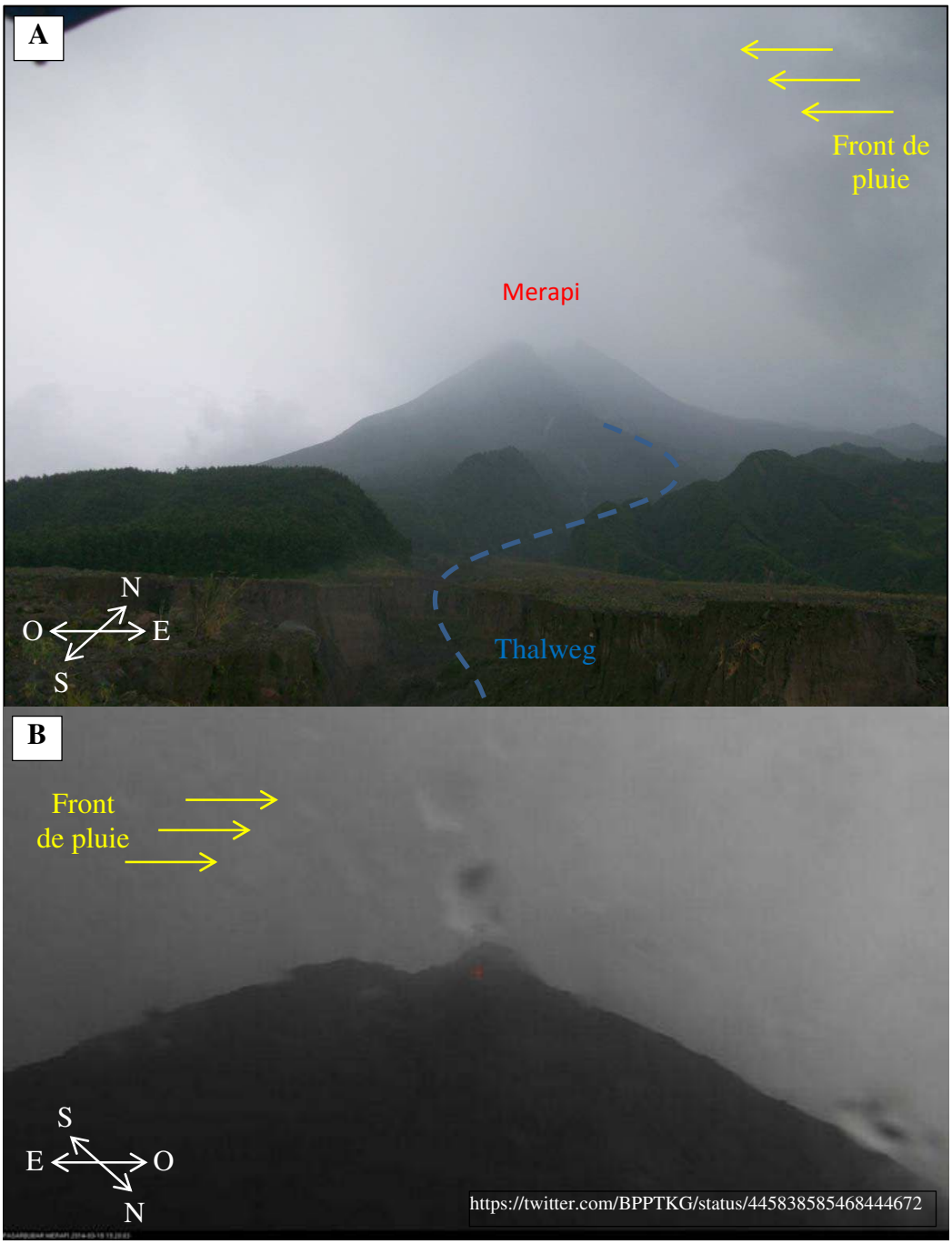


Figure 61 - **Vue du sommet avant le lahar du 18 mars 2014.** (A) Depuis le site d'observation le 18 mars 2014. Front de pluie au début du lahar qui se déplaça vers l'ouest. Les nuages étaient des nimbostratus gris foncé et dense sans fragments visuels distinctifs. (B) Depuis la station Pasarbubar de BPPTKG (flanc nord-est du sommet à 2677 m d'altitude).

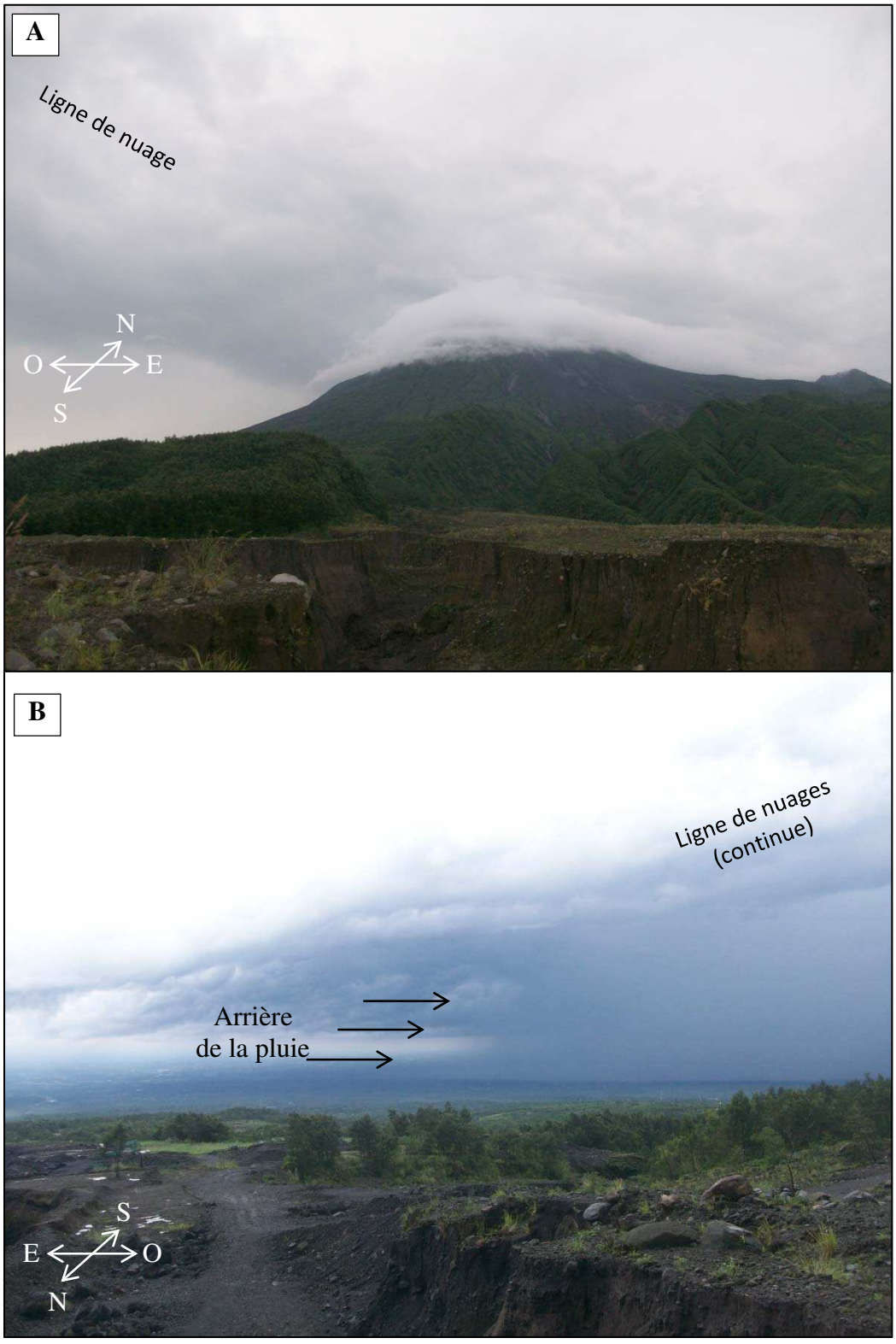


Figure 62 - **Vue après le lahar du 18 Mars 2014.** (A) Stratocumulus lenticulaire sur le sommet à la fin du lahar. (B) déplacement de l'arrière de la pluie à la fin du lahar. La pluie est tombée sur la région de Yogyakarta dans le sud

du volcan. La zone côtière du sud de l'île de Java se trouve à l'horizon de la photo. Les nuages stratocumulus se sont formés à l'est, tandis que les nimbostratus à l'ouest.

L'interprétation classique sur la relation entre le cyclone tropical et le lahar est examinée d'une façon intéressante dans cette étude à l'aide du lahar du 18 mars 2014. Le déclanchement de ce lahar et le passage du cyclone Gillian ont coïncidé. En revanche, cela ne signifie pas nécessairement que la formation du lahar soit directement liée au développement de ce cyclone de très forte magnitude (catégorie 5 de SSHWS).

Le diamètre du cyclone était seulement de 1/3 de l'espace entre le cyclone et le volcan Merapi. À l'intérieur de cet espace où se trouvent les Petites Îles de la Sonde, la couverture nuageuse était très limitée, ce qui est interprété par l'absence de la formation d'une zone de convergence sur la queue du cyclone. La phase de développement (*immature stage*) de ce cyclone ne fut pas assez puissante pour générer la zone de convergence contenant beaucoup de pluie.

La formation de nuages au-dessous de l'environnement autour du Merapi devrait donc être indépendante. Fondé sur l'analyse diachronique des images satellite, les nuages sur le Merapi au moment de lahar furent le mélange entre :

a. des nuages de la zone côtière nord qui se déplacèrent vers le sud, et
b. le résultat du développement des nouveaux nuages sur la zone côtière sud de l'île de Java.

Ce développement des nuages juvéniles peut être observé le long de la zone côtière sud de l'île de Java et Sumatra (c.f . Fig. 50). Sur le site d'observation à 1100 m'altitude, le type de nuages au moment lahar était des nimbostratus qui se sont formé horizontalement à cause du déplacement dynamique des nuages et de la topographie. L'absence de cumulonimbus et de foudres confirme donc le manque au soulèvement vertical à cause de la convergence (Houze Jr., 2010) liée à l'effet distant du cyclone Gillian.

Ce résultat est très différent de ce qui se passe ailleurs où la coïncidence d'un lahar et d'un cyclone a été décrite. Sur le volcan Soufrière Hills à Montserrat, les lahars en 2012 furent déclenchés par l'ouragan Rafael (Froude, 2015) qui fut bien évidemment beaucoup plus faible (catégorie 1 de SSHWS). Capra *et al.* (2013) et Franco-Ramos *et al.* (2013) ont également observé un lahar sur le volcan Colima au Mexique en 2011 qui fut déclenché par l'ouragan Jova de catégorie 3 de SSHWS. Un autre lahar fut déclenché au volcan Casita, Nicaragua en 1998 à cause de l'ouragan Mitch (Sheridan *et al.*, 1999) qui fut classé de catégorie 5 de SSHWS (CEPAL, 1999).

L'ouragan Mitch en 1998 et le cyclone Gillian en 2014 possède la même magnitude (catégorie 5 ou plus). Sur le volcan Casita, les précipitations ont été mesurées à presque 500 mm au jour de lahar 30 octobre 1998 à cause de l'ouragan Mitch (Menendez-Duarte *et al.*, 2003). L'accumulation des précipitations du 28 au 31 octobre était de 1420 mm, soit plus de 4 fois plus importantes que les précipitations normales du mois d'octobre. Cela a réussi à remobiliser des matériaux issus de l'altération hydrothermique. Ce phénomène était le responsable de plus de 2500 morts (Kerle *et al.*, 2001), de la destruction totale de deux villes El Porvenir et Rolando Rodriguez situées à 6 km en aval (Kerle *et al.*, 2003) et du bouleversement de l'autoroute panaméricaine (Devoli *et al.*, 2009). En revanche, au Merapi, où se sont déposées les cendres juvéniles issues de l'éruption du volcan voisin (Kelud), le cyclone Gillian en 2014 n'a pas influencé la formation des lahars et n'a pas généré d'impacts aussi désastreux. La pluie locale fut capable de déclencher des lahars suffisamment volumineux pour cette étude sans provoquer de pertes économiques ou humaines.

6.2.2. Quatre grandes phases d'écoulement

Notre approche couplée vidéo-géophysique a permis de distinguer quatre grandes phases d'écoulement pour chacun des deux lahars étudiés dans la rivière Gendol :

6.2.2.1. Un écoulement hyperconcentré initial.

D'une profondeur ne dépassant pas 2 m, cet écoulement de couleur marron foncé ne comporte que peu de blocs visibles en surface. Les deux géophones en amont et en aval montrent une fréquence identique entre les deux lahar et assez élevée, entre 150 Hz et 240 Hz, ce qui semblent indiquer qu'assez peu de gros blocs ont été transportés par charriage durant cette phase, y compris lors du front. La présence de cet écoulement hyperconcentré initial de courte durée (13 minutes dans les deux cas) atteste que les lahars ont été déclenchés à la suite d'une averse violente mais très brève. Le 28 février, une vingtaine de mm sont tombés en moins de 90 minutes au niveau du géophone (1121 m asl) qui a engendré des ruissellements locaux avec un faible ravinement. Tandis que le lahar du 18 mars fut déclenché par une pluie cumulée de quarantaine de mm sur une heure. L'accumulation de ces ruissellements a atteint le site d'étude en tant qu'écoulement hyperconcentré initial. Ce dernier n'a pas eu le temps d'éroder suffisamment le chenal pour constituer une charge solide à même de générer une coulée de débris. En revanche, en même temps que l'initiation de l'écoulement hyperconcentré, une averse à plus de 1500 m d'altitude a engendré une érosion massive (présence de glissements de terrain) ayant abouti à la formation d'une coulée de débris (Lavigne *et al*., 2000 ; Vallance, 2005).

6.2.2.2. De coulée de débris caractérisées par plusieurs pulsations principales.

Un front pierreux progressant plus rapidement que le front de l'écoulement hyperconcentré initial est filmé vers 14h41 le 28 février et 15h37 le 18 mars. Le 28 février, il est suivi par deux pulsations très marquées en seulement trois minutes, la seconde correspondant au pic de débit du lahar, ce dernier étant multiplié par 15 par rapport à l'écoulement hyperconcentré initial. Quant au lahar du 18 mars, le front est suivi par une pulsation principale dont le débit est 50 fois plus important par rapport à l'écoulement hyperconcentré initial. Cette phase extrêmement brève conforte l'idée

d'une violente averse très courte (quelques minutes) survenue entre 1500 et 2000 m d'altitude.

L'origine de ces pulsations peut s'interpréter de plusieurs manières : (1) elles pourraient être liées à un regain d'intensité de la pluie durant l'écoulement, phénomène déjà décrit pour les lahars de la vallée Boyong en 1995 (Lavigne, 1998; Lavigne et Thouret, 2000). (2) Mais au vu de l'intervalle de temps très court entre les pulsations, elles sont plus probablement dues à l'arrivée non synchrone de lahars issus de branches affluentes du chenal principal dans sa partie amont, visibles sur la carte du site d'étude (c.f. Fig. 14).

Par ailleurs, ces pulsations correspondent à l'arrivée de plusieurs convois de blocs très rapprochés, transportés principalement en surface : la vidéo du 28 février montre en effet un très grand nombre de blocs flottés (279 blocs en 3 minutes) alors que les signaux sismiques n'atteignent pas leur amplitude maximum. On remarque en outre que le maximum de blocs visibles en surface est atteint entre ces deux pulsations. On en déduit que le convoi de blocs vers 14h43 a tendance à freiner l'écoulement à la manière d'un front, qui est suivi par un pic maximum de vitesse et de débit du lahar. Ces pulsations ont ainsi modifié la relation entre la profondeur et la vitesse d'écoulement. Pour le lahar du 28 février, nous avons calculé un $R^2 = 0.75$ (avec pulsations) et $R^2 = 0.83$ (sans pulsations) (Fig. 63A et B).

Quant au lahar du 18 mars, les 318 blocs flottés sont transportés pendant 7,5 minutes. Le nombre de bloc est légèrement supérieur à celui du 28 févier, mais la durée de transport de ces blocs est 2,5 fois plus longue par rapport au lahar du 28 février. C'est pour cette raison que les blocs ne peuvent pas freiner l'écoulement car ils sont bien intégrés avec la partie liquide de l'écoulement. Ces pulsations renforcent la relation entre la profondeur et la vitesse d'écoulement. Nous avons calculé un $R^2 = 0.67$ (avec pulsations) et $R^2 = 0.56$ (sans pulsations) (Fig. 63C et D).

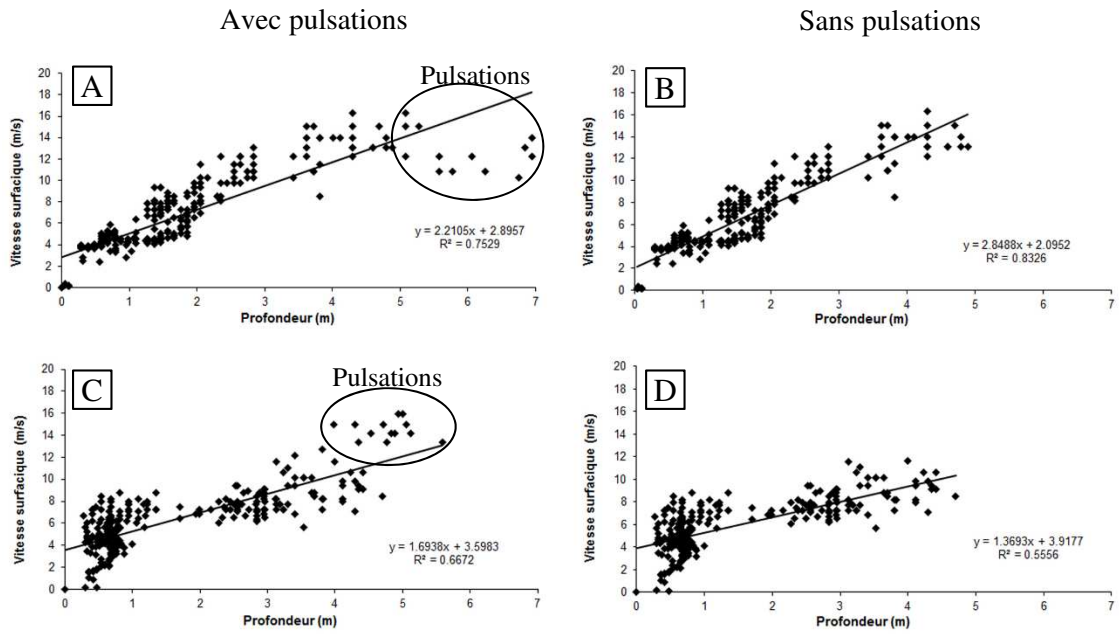


Figure 63 - **Relation entre profondeur et vitesse des lahars du 28 février (A, B) et du 18 mars (C, D).**

6.2.2.3. Le corps du lahar restant de type coulée de débris.

A la suite du pic, la profondeur et le débit du lahar s'abaissent brusquement, mais plusieurs petites pulsations secondaires, typiques des coulées de débris (Doyle *et al.,* 2010), sont observées pendant au moins une vingtaine de minutes. La forte concentration sédimentaire du lahar est attestée par la couleur encore très foncée des écoulements, mais surtout par la présence de plusieurs convois de blocs flottés. Nous avons également observé le 28 février l'existence des matériaux secs flottant à la surface de l'écoulement lors de la troisième pulsation, matériaux effondrés des berges pendant le passage du lahar (Fig. 64). La présence de nombreux blocs flottés implique une pression dispersive encore importante, où les contraintes de cisaillement internes sont dirigées tangentiellement par rapport à la surface du fluide (Coussot, 1997). Le flottage des blocs suggère aussi une faible différence de densité entre les particules solides et le liquide fluide (Vallance, 2005) qui est à l'origine du phénomène de flottabilité (*buoyancy* en anglais). Cependant les signaux sismiques ont une amplitude maximum lors de cette phase, ce qui suggère un transport préférentiel des blocs par saltation voire charriage sur le fond pour les plus gros d'entre eux.

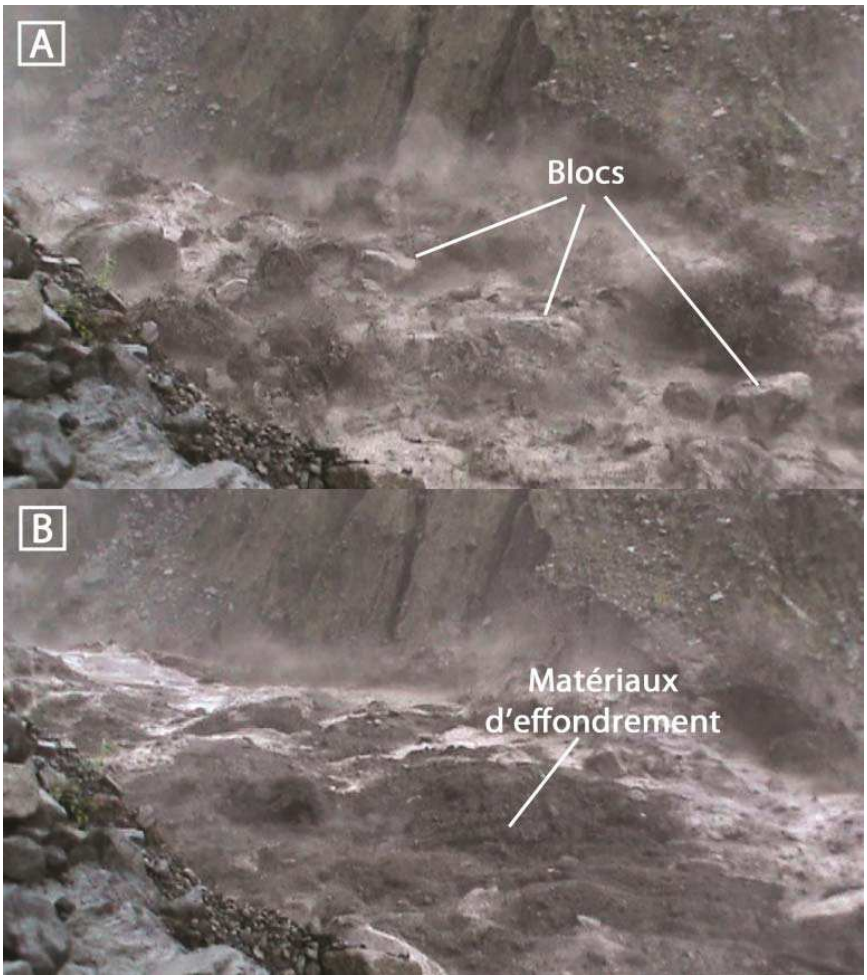


Figure 64 - **Blocs (A) et matériaux d'effondrement (B) à la surface d'écoulement.** Ces images sont capturées pendant le pic du lahar.

6.2.2.4. La queue du lahar marquée par une dilution progressive

A partir de 15h00 (28 février) et 16h00 (18 mars), le débit du lahar a continué de décroitre et l'écoulement s'est progressivement dilué, comme l'atteste sa couleur de plus en plus claire. Durant cette phase de transition d'un écoulement hyperconcentré à une phase fluviatile, le lahar a perdu la compétence nécessaire au transport des blocs. Le manque d'une surface d'écoulement réticulée indique l'absence d'un mélange turbulent dans ces deux lahars. La surface lisse au cours de cette phase indique plutôt le mouvement laminaire des lahars. Cette observation est contraire à un lahar observé sur le volcan Ruapehu, étudié par Cronin *et al.* (1999), où il y avait des formes réticulées sur la surface d'écoulement en tant qu'indicateur d'un mélange turbulent entre les sables

et les limons. Dans le cas de deux lahars de cette étude, le mouvement turbulent ne se produisit pas car la vitesse instantanée fut quasiment deux fois plus rapide (> 4 m/s) et la largeur fut un peu plus étroite (< 6 m) par rapport au lahar dans le fleuve Whangaehu du Ruapehu (respectivement 2,7 m/s et 7 m).

6.2.3. Intérêt de la confrontation entre données géophysique et observations visuelles

L'instrumentation géophysique a été largement utilisée pour étudier la dynamique des lahars (LaHusen, 1998 ; Zobin *et al.*, 2009 ; Doyle *et al.,* 2010 ; Cole *et al.*, 2009 ; Buurman *et al.,* 2013) et des laves torrentielles dans les montagnes non volcaniques (Arattano et Moia, 1999 ; Huang *et al.*, 2007 ; Huang *et al.,* 2008 ; Hübl *et al.,* 2012 ; Abancó *et al*., 2014). Ces capteurs permettent d'obtenir des données fiables concernant la vitesse d'accélération sismique, la durée, la fréquence et la forme des ondes. Les basses fréquences (<30 Hz) sont censées donner une approximation de la charge de fond des écoulements et des blocs transportés par saltation (Vasquez *et al*., 2016), tandis que les fréquences plus élevées sont généralement considérées comme représentatives d'écoulements hyperconcentrés, moins chargés en matériaux (Huang *et al*., 2007). Cependant, de nombreux paramètres hydrauliques tels que la profondeur, la vitesse, la largeur ou le débit du lahar ne sont pas quantifiables par la seule approche géophysique. De même, le transport des blocs en suspension n'est pas enregistré sur les canaux de basses fréquences des sismomètres.

L'originalité de notre étude a été de coupler une analyse des signaux sismiques enregistrés par deux géophones à une reconstitution détaillée de la dynamique d'un lahar à partir d'images vidéo prises du début à la fin de l'écoulement. Jusqu'ici, seuls quelques travaux ont utilisé une telle approche (e.g. Lavigne *et al.,* 2003) et aucune avec un tel degré de précision dans l'analyse d'images vidéo, que ce soit pour les lahars ou les coulées de débris de montagne. Deux principaux points ont ainsi été mis en évidence par ce croisement de méthodes :

6.2.3.1. Une réponse sismique variant fortement en fonction de la morphologie du chenal.

Pendant le passage du front pierreux et des premières pulsations, la réponse des deux géophones est différente. Le géophone amont enregistre une fréquence variant de 5 à 50 Hz (fréquence dominante d'environ 20 Hz), typique de celles attestées dans la littérature sur les coulées de débris. En revanche, le géophone aval indique une gamme de fréquence plus large, variant de 5 à 150 Hz (fréquence dominante d'environ 70 Hz). Cette différence pourrait s'expliquer par la présence en amont d'un ressaut hydraulique d'une dizaine de mètres de haut, dû à une érosion différentielle entre une coulée de lave au fond du lit et des matériaux pyroclastiques sous-jacents. La chute des blocs dans cette "cascade" engendre principalement des basses fréquences, qui sont bien moins enregistrées quelques dizaines de mètres en aval dans la mesure où les blocs sont remobilisés assez vite, d'abord par saltation, puis flottés pour certains (Fig. 65).

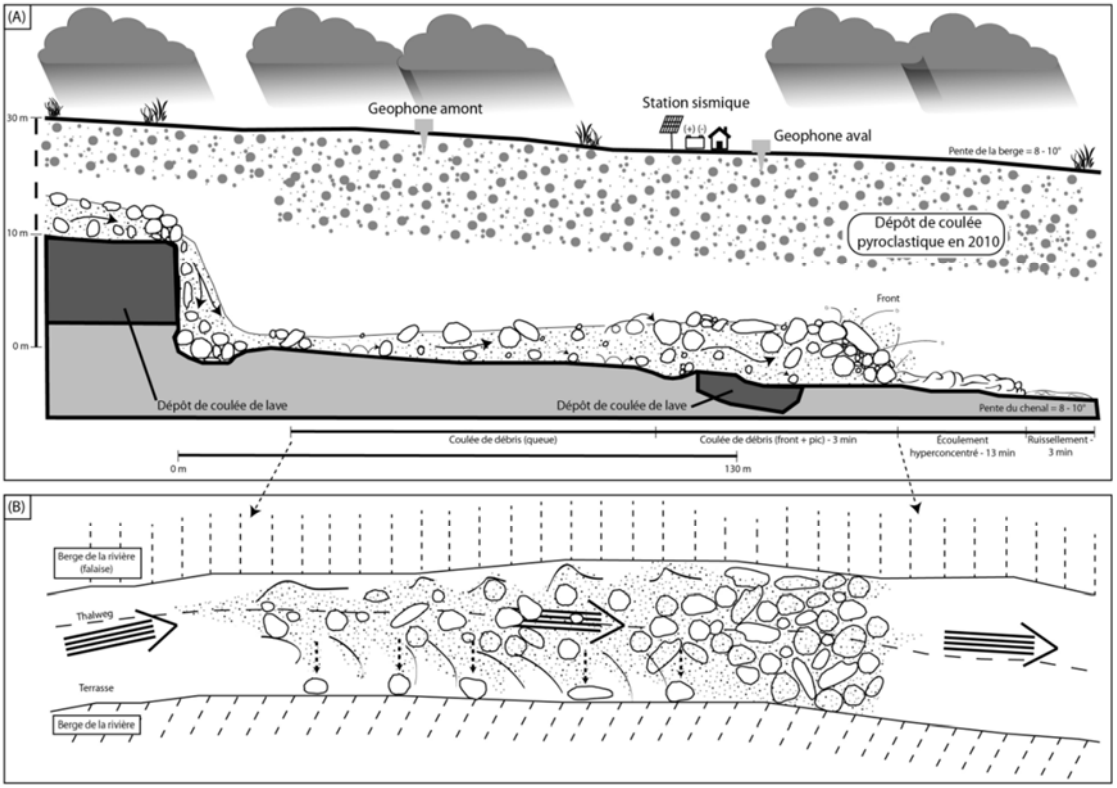


Figure 65 - **Schéma de la dynamique du lahar : vue horizontale (A) et vue verticale (B).** Le ressaut hydraulique force les blocs à taper le lit du chenal au site amont et puis les mêmes blocs sont flottés au site aval.

6.2.3.2. Une réponse sismique des coulées de débris à interpréter avec prudence.

Contrairement à ce qui est souvent avancé dans la littérature, notamment par les concepteurs des AFM (*Acoustic Flow Monitor* : LaHusen, 1998), les fréquences supérieures à 100 Hz ne correspondent pas systématiquement à une phase d'écoulement hyperconcentré (Fig. 66). Nos résultats montrent sans ambiguïté que la fréquence sismique du corps des lahar du 28 février et du 14 mars 2014 peut atteindre 150 Hz (28 février) voire plus de 200 Hz (18 mars) pendant une phase de coulée de débris.

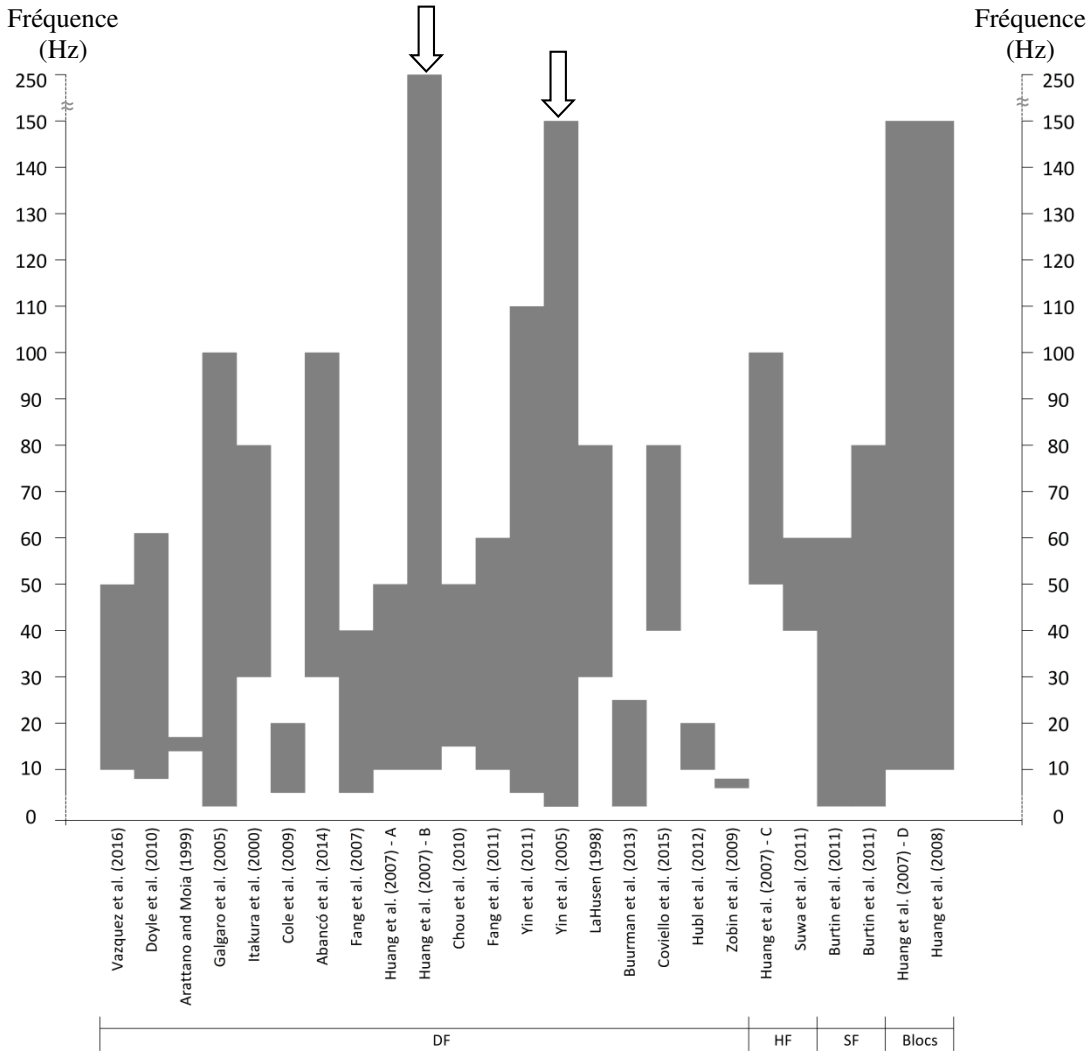


Figure 66 - **Gamme de fréquence d'écoulement hyperconcentré et de coulée de débris (HF = écoulement hyperconcentré, SF = écoulement fluviatile, DF = coulée de débris).** Huang *et al.* (2007) et Yin *et al.* (2011) montrent la fréquence sismique élevée pour les coulés de débris, mais sans en expliquer la raison.

Dans les recherches précédentes, il y a deux interprétations différentes concernant la fréquence sismique des coulées de débris. La plupart des chercheurs ont associé les coulées de débris à des basses fréquences sismiques, inférieure à 100 Hz (Fig. 66). La publication la plus récente sur cette thématique (Vázquez *et al.*, 2016) montre également la même tendance, voire des fréquences encore plus basses, inférieure à 50 Hz. Il y a seulement deux équipes de chercheurs (Huang *et al.,* 2007 ; Yin *et al.,* 2011) qui ont montré une fréquence sismique élevée (supérieure de 100 Hz) pour les coulées de débris. Malheureusement, ils n'ont pas donné une explication détaillée. Notre étude, qui a obtenu à la fois basses et hautes fréquences pour la phase de coulée de débris dans des endroits très rapprochés (76 m), offre les explications manquantes.

6.2.3.2.1. Dynamique de lahar

En amont où se trouve une cascade qui marque une rupture de pente, la fréquence sismique des coulées de débris est basse. Le mouvement du lahar sur cette cascade est caractérisé par deux changements : sur la partie supérieure (tête) et sur la partie inférieure (pied). Sur la partie supérieure de la cascade, l'énergie cinétique des lahars en mouvement est ajoutée à une énergie potentielle due au positionnement de matériaux au-dessus de la dépression topographique brusque. Dans ce cas-là, la direction du mouvement évolue (axe X vers axe Y), aucun matériel ne tapant le chenal, ne produisant donc pas de vibrations sismiques.

Sur la partie inférieure de la cascade, il y a un changement brusque de la direction du chenal (axe Y vers axe X). Un seul type de mécanisme se produit. Les blocs et la matrice sont forcés de taper le même endroit (le fond du chenal) avec une grande énergie auparavant restreinte à la partie supérieure de la cascade. La dissipation d'énergie et la loi de conservation de quantité de mouvement (*momentum*) se produit lors de ce contact forcé et localisé entre l'écoulement et le fond du chenal. Le changement de la quantité de mouvement implique l'impulsion du mouvement du lahar qui consiste en force et en durée de collision. Étant donné que la durée est très courte (presque instantané), la force est maximale quand les blocs et la matrice tapent le fond du chenal. En revanche, le fond du chenal n'est pas capable de relâcher la force reçue

lors de la collision car il est immobile et stable (dépôt de coulée de lave). Sa seule réaction est de trembler avant que les prochains blocs et la matrice ne viennent taper au même endroit. Ce contact si fort et répétitif dans un mécanisme homogène de mouvement crée finalement des signaux qui sont dominés par une basse fréquence sismique.

En aval, où la pente du chenal est régulière, la coulée de débris est beaucoup plus dynamique. L'écoulement se déplace dans une direction uniforme (axe X) et donc la perte d'énergie est moins importante par rapport à l'amont. En revanche, le mécanisme de mouvement est plutôt hétérogène (Tab. 11). Les contacts diversifiés de matériaux variés à plusieurs endroits produit une gamme de fréquence plus vaste (basses et hautes fréquences sismiques).

Tableau 11 - **Quatre types d'interaction des matériaux en aval.**

No	Interaction	Forme	Fréquence
1	Matrice - Blocs	ressaut hydraulique, flottabilité	haute
2	Matrice - Chenal	lubrification, collision inélastique	haute
3	Blocs - Blocs	pression dispersive ; serrement et tamisage cinétique	haute
4	Blocs - Chenal	collision inélastique	haute et basse

L'interaction entre la matrice et les blocs est indiquée par les ressauts hydrauliques et la flottabilité. Les ressauts hydrauliques sont causés par une décélération brutale de la vitesse de matrice, surtout sur le front du lahar. Après le front, les blocs roulés créent également des ressauts hydrauliques plutôt mobiles et non-contrôlées si bien qu'ils provoquent une érosion du chenal (Chapitre 7). Une autre forme d'interaction est la flottabilité positive des blocs qui réduit le poids des blocs dans le fluide (Gribbin, 2014). Par conséquent, les blocs sont relativement plus faciles à pousser pour la matrice vers la surface, limitant les contacts entre les blocs et le sol, augmentant les contacts entre la matrice et le sol. Cela produit finalement une haute fréquence sismique.

L'interaction entre la matrice et le chenal est indiquée par deux types de mouvements : la matrice piégée au fond de lahar ou lubrification (Vallance et Iverson,

2015) et la matrice qui tape les berges du chenal quand l'écoulement tourne dans le chenal méandreux. La matrice piégée du fond du lahar reste en contact avec le sol, tandis que la matrice qui percute les berges est caractérisée par sa déformation totale après le contact sous forme de ressaut hydraulique. Ces deux types de mouvement produisent de hautes fréquences sismiques.

L'interaction parmi les blocs se produit quand ils se déplacent. Cela crée le serrement et le tamisage cinématique (Le Roux, 2003). Le serrement cinétique constitue un processus du mouvement de blocs grossiers vers la surface, alors que le tamisage cinétique décrit le mouvement de matériaux fins vers le fond du lahar. Le serrement cinétique se produit à l'aide de la pression élevée au fond du lahar. Les matériaux fins distribuent cette pression dans toutes les directions. Étant donné que la pression au fond est plus importante (Legros, 2002), les petites particules remplissent facilement les espaces au fond, tandis que les blocs grossiers qui ont une difficulté à remplir de tels espaces doivent monter vers la surface d'écoulement. Ensuite, les blocs sur la surface d'écoulement ne se déplacent pas en direction de l'écoulement à une vitesse semblable. Cela crée donc temporellement un trou entre les blocs si bien que les matériaux fins peuvent rentrer dedans et sont ensuite piégés. Le contact entre les nombreux matériaux fins pressés au fond des lahars et le lit du chenal génère beaucoup de vibrations à différents endroits et produit une haute fréquence sismique.

L'interaction entre les blocs et le chenal est regroupée en deux types en fonction de la durée de contact avec le sol. Le premier type est le charriage au fond du chenal. Cela implique un mouvement rotationnel et translationnel des blocs qui produit des basses fréquences. Le deuxième type est la saltation et la suspension à l'intérieur de l'écoulement ainsi que le rebond sur la berge du chenal. Le type de collision est inélastique avec une conservation de la quantité de mouvement. Cette collision limite le contact avec le sol qui produit des basses fréquences quand les blocs retouchent le sol. En revanche, l'espace laissée pendant la saltation et la suspension est comblé par la matrice (explication en dessus) et produit également de hautes fréquences. Les mouvements et les contacts diversifiés en même temps à plusieurs endroits produisent

une gamme de fréquences plus large, passant de basses à hautes fréquences sismiques (Wibowo *et al.,* 2015).

6.2.3.2.2. Technique de l'instrumentation

Du point de vue de la technique de l'instrumentation de terrain, cette recherche montre que l'effet de site doit être pris en compte pour les études de lahars. En plus les lahars peuvent modifier rapidement la morphologie d'un chenal (Chapitre 7). La technique de l'instrumentation de terrain et d'acquisition des données doit donc être adaptée à cet effet de site. Une des options de la technique d'installation des capteurs sismiques est de les coller sur la surface d'un Sabo dam. Ce dernier constitue un ouvrage désigné principalement pour contrôler les lahars (avec une modification, un tel ouvrage peut servir également en tant que pont ou seuil d'irrigation). Son sol, concrétisé au travers d'un chenal permettant de toucher directement le fond d'un lahar. En plus, les sites « durs » sont considérés comme idéaux pour éviter une atténuation des signaux sismiques (Laurendeau, 2013).

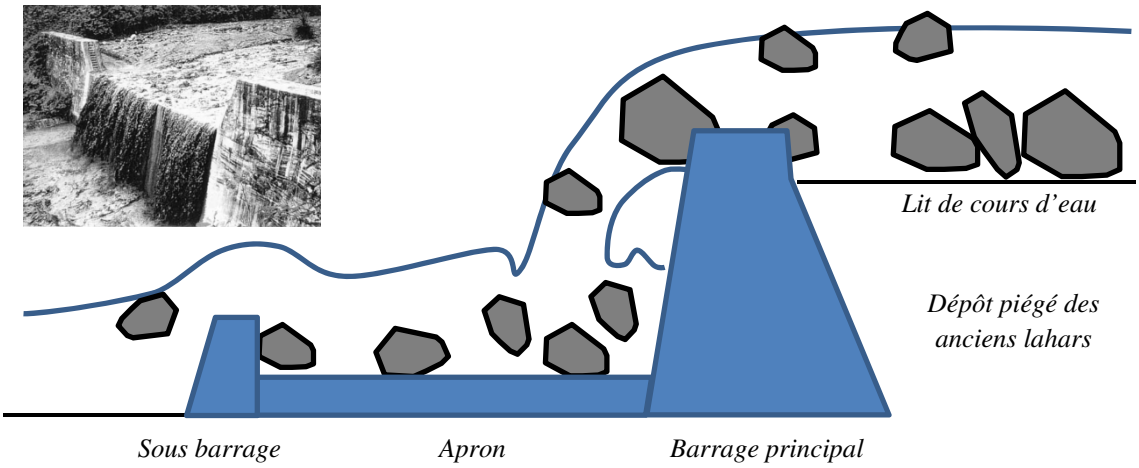


Figure 67 - **Schéma théorique du mouvement de lahar passant sur un sabodam avec une rupture de pente.** Photo insérée : lahar passant sur un Sabo dam (Lavigne et Thouret, 2002).

Une attention particulière doit être donnée à la partie aval d'un Sabo dam (sans ou avec *apron*) où il y a une dépression topographique brusque pour transformer la direction horizontale (axe X) du mouvement des lahars à la direction verticale (axe Y) afin de réduire la vitesse et la puissance d'un lahar (Fig. 67). Une comparaison

analogique est faisable avec le mouvement du lahar sur la cascade dans cette étude. Cela change totalement la dynamique d'écoulement d'un lahar et favorise la génération d'une basse fréquence sismique par le contact forcé entre les blocs et le fond du lit. L'indicateur de ce contact forcé sur le terrain est l'érosion (*scour*) au pied du barrage principal et sur l'*apron*.

Les autres techniques sont de les installer loin des berges d'un cours d'eau en raison de la sécurité ou bien d'utiliser des stations d'observation volcanique qui sont périodiquement maintenues par les techniciens expérimentés au sein d'établissements de surveillance de volcan comme le gouvernement (Froude, 2015) ou les universités (Zobin *et al.*, 2009 ; Vásquez *et al.*, 2016). Cela assure bien évidemment la réussite de l'acquisition des données. L'utilisation d'un réseau de sismomètres à distance est très performante pour localiser les lahars (Kumagai, 2015) ou bien les coulées de débris (Ogiso et Yomogida, 2015) en utilisant la méthode ASL/*Amplitude Source Location* développée par Battaglia et Aki (2003). Une fois la localisation connue, pour bien identifier la dynamique des lahars, il nous faut analyser la fréquence sismique, voire un couplage vidéo-sismique (Wibowo *et al.*, 2015).

L'avantage des capteurs éloignés du chenal est qu'ils sont plus sécurisés en cas des lahars volumineux. En revanche, il faut être prudent car seule la basse fréquence peut aller aussi loin. La spécificité de la haute fréquence est qu'elle se trouve atténuée en fonction de la distance. Dans la pratique sur le terrain, la distance n'est pas seulement la distance horizontale entre les berges de la rivière et le capteur. La profondeur des vallées joue également un rôle important. C'est pour cette raison que les capteurs sismiques installés à distance risquent d'enregistrer seulement les basses fréquence. En plus, fort de nos expériences sur le terrain, les lahars de faible magnitude qui coulent lentement dans une vallée profonde sont plus difficiles à détecter même avec des capteurs proches du chenal.

L'intégration avec des stations d'observation volcanique implique également des configurations techniques, surtout liées à la spécification des capteurs et à la conversion

des signaux analogiques provenance des capteurs aux signaux numériques dans les enregistreurs de données (*datalogger*). Les stations d'observation volcanique sont configurées pour acquérir des signaux sismiques de basse fréquence associés au mouvement de magma dans le conduit. Ce type de station sert également à mesurer des tremblements de terre (soit tectoniques ou volcaniques). Donc, les capteurs sismiques utilisés pour ce type de stations doivent être capables de mesurer une fréquence très basse (< 1 Hz, voire presque 0 Hz). Pour mesurer cette fréquence, la vitesse d'acquisition des données analogiques (CAN/Convertisseur Analogique Numérique) est souvent configurée à 100 échantillons par seconde (Vázquez *et al.*, 2016). S'il faut prendre en compte la fréquence Nyquist pour éviter le repliement des signaux, la plus haute fréquence enregistrée d'une façon valide est de l'ordre de 50 Hz. Cette gamme de fréquence est logiquement adaptée pour analyser des évènements volcaniques et tectoniques dans la zone sismogénique à plusieurs km à l'intérieur de la terre. La vitesse d'acquisition plus lente nécessite moins de place dans le stockage de données (disque dur, carte mémoire) et cela facilite la gestion du stockage de données à long terme.

Malgré cela, afin d'étudier la dynamique des lahars sur la surface de la terre, une telle vitesse d'acquisition n'est pas idéale, même si c'est encore faisable. La principale raison est que la limite de gamme de fréquence préconfigurée à 50 Hz diminue les informations acquises liées à la dynamique des lahars. Le mouvement à l'intérieur des lahar produit une gamme de fréquences beaucoup plus large pendant une très longue période. La digitalisation des signaux analogiques de 500 échantillons par seconde semble mieux adaptée pour mesurer la fréquence générée par les lahars jusqu'à environ 250 Hz.

Quant à la technique de l'instrumentation de terrain adaptée au besoin de l'étude de la dynamique de lahar, le mieux est de rester la plus proche possible du chenal régulier (sans rupture de pente) et de jouer sur la valeur du gain (1, 100, voire 200) pour amplifier les signaux analogiques sans produire de signaux hors-échelles (*overscale*). Le réglage de gain est également important pour pouvoir enregistrer différentes magnitudes de lahar. Malheureusement, le choix de la technique de l'installation implique

également une variation de l'effet de site à l'échelle spatio-temporelle. Quelques fois il faut adopter la méthode essai-erreur. Le capteur analogique doit être capable de mesurer la basse fréquence (5 Hz) et la haute fréquence (250 Hz). La vitesse d'acquisition doit être d'au moins 500 échantillons par secondes. Le stockage doit être le plus grand possible. Cela dépend de la capacité maximum de l'enregistreur de données à gérer le stockage (2 Go) à une certaine vitesse d'écriture (19 Mo/s). Quelques solutions possibles pour la gestion de stockage peuvent être réalisées :

1. Mesure continue et télémétrie de données,
2. Mesure et enregistrements sélectifs à l'aide de seuil de détection (*STA/LTA ratio = short time average / long time average*),
3. Remplacement des vieilles données par de nouvelles données une fois que le stockage est plein (*overwrite*),
4. Informations données sur la situation du stockage à l'aide d'un modem GSM ou internet (message reçu sous forme de texto, email, *tweet*).

Il faut conclure de cette observation que la seule mesure de la fréquence dominante d'un écoulement ne permet pas de différencier les écoulements hyperconcentrés des coulées de débris. Pour ces deux raisons, les mesures géophysiques doivent être interprétées avec la plus grande prudence lorsqu'elles ne sont pas calibrées grâce à des observations in-situ des écoulements et des mesures par vidéo, en particulier si elles sont utilisées à des fins préventives.

6.2.4. Enjeu et reproductibilité de la méthode

Au volcan Merapi, la gestion du risque des lahars compte sur les données sismiques et la modélisation numérique. Les données sismiques parviennent à détecter les lahars mais ne sont pas capables de décrire la dynamique de ces écoulements. Un même évènement qui se produit dans un environnement similaire produit un signal sismique identique (Zobin, 2009 ; Quang, 2015). Or les lahars modifient leur environnement au cours d'un événement, modifiant ainsi les signaux sismiques en temps réel. L'observation vidéo réussit à résoudre cette limitation en fournissant

l'estimation des paramètres et le comportement hydrologique de l'écoulement qui sont également utile pour la modélisation des lahars.

L'enregistrement vidéo nous a permis d'estimer que pour chaque lahar dont la durée est de deux heures, une ressource économique d'une valeur de plus de 5000 € est produite, estimation fondée sur le nombre de blocs flottés sur la surface. Cependant, cela constitue une valeur sous-estimée car les blocs au fond de l'écoulement et les sables dans la matrice de lahars (qui constituent également une manne financière) ne sont pas inclus. Cela explique l'ambiguïté des lahars, phénomènes qui doivent être considérés comme des aléas (et donc craints), mais aussi comme des ressources (et donc attractifs : cf. de Bélizal *et al.,* 2012).

6.3. Conclusion

La méthodologie originale de cette thèse, fondée sur le couplage d'images vidéo et de données sismiques, peut être utilisée en tant qu'alternative aux observations de terrain, souvent difficiles et dangereuses. La vidéo sert à calculer la magnitude, la vitesse, le débit et l'évolution du processus pendant l'événement. Les données sismiques permettent d'identifier la fréquence, l'amplitude et la durée de chaque phase d'un lahar.

L'anatomie des lahars possède quatre phases : écoulement hyperconcentré, pic de coulée de débris, corps du lahar et queue du lahar. Le front et les pulsations des lahars font partie de la phase du pic de coulée de débris. Les blocs transportés lors d'une courte durée peuvent freiner l'écoulement et vice versa. La gamme de fréquences sismiques varie selon la géomorphologie du chenal. En amont, où il y a la cascade, la fréquence sismique est plus basse, correspondant à la gamme connue dans la littérature scientifique. Tandis qu'en aval où le fond du chenal est régulier, la fréquence sismique est plus haute, ce qui risque d'être mal interprété si l'on se base seulement sur l'instrumentation de terrain.

Les données sismiques doivent donc être interprétées avec prudence en les comparant aux données hydrologiques dérivées de la vidéo à cause du changement morphologique du chenal pendant l'événement. Il faut également être vigilant à la technique d'instrumentation de terrain. La dynamique de mouvement pendant chaque phase d'un lahar est importante pour la détection automatique des lahars et la modélisation de cet aléaqui est souvent utilisée dans la gestion de risque. Malgré cela, le passage des lahars pendant une courte durée produit une valeur économique importante. Cela souligne l'ambiguïté des lahars à la fois aléa, mais aussi ressource.

CHAPITRE 7. IMPACTS MORPHOMETRIQUES ET DÉPÔTS ASSOCIÉS

Cette recherche étudie les mêmes lahars que ceux du Chapitre 6, datés du 28 février 2014 et du 18 mars 2014. La localisation du site d'étude se trouve entre la cascade et le méandre imprimé (Fig. 68). Une analyse diachronique synchronisée entre l'évolution topographique du chenal et les dépôts associés à chaque phase des lahars grâce aux enregistrements vidéo constitue le cœur de ce travail (c.f. Chapitre 3 pour la méthode). Les objectives de cette étude sont d'appréhender :

1. les impacts morphométriques,
2. la chronologie de la sédimentation associée à la dynamique des lahars.

Nous introduisons tous d'abord quelques termes utilisés dans ce chapitre pour bien adapter à la situation sur le terrain. Ces termes englobent la coupe transversale et aussi les phases et les sous-phases des lahars (Fig. 69). La coupe transversale (qui s'étend de la rive droite à la rive gauche) contient les berges, les replats, les rebords du thalweg, et le thalweg. Les berges est à différencier avec les rebords du thalweg pour bien séparer entre la limite verticale du chenal et celle du thalweg. Au fond du lit, il y a des replats qui se forment à cause du processus érosion-sédimentation. La forme des replats à l'intérieur du chenal ressemble à une terrasse. En revanche, en tant que terme largement utilisé en géomorphologie fluviale, la terrasse se trouve à l'extérieur du chenal. Le dernier terme utilisé dans cette coupe transversale est le thalweg. Dans ce chapitre, le thalweg représente non seulement une ligne qui rejoint les points les plus bas, mais également un mini chenal se trouvant à l'intérieur du chenal initial (Fig. 69A).

Les phases de lahar sont déjà décrites dans le Chapitre 6. En revanche, pour le besoin d'identification du processus d'érosion-sédimentation, nous divisons la phase de pic de coulée de débris en 3 sous-phases : front, avant le pic, et après le pic (Fig. 69B). La sous-phase "front" constitue le début de cette phase. La sous-phase "avant le pic" est utilisée de manière interchangeable avec la courbe de concentration car les deux partagent la même caractéristique, c'est-à-dire l'augmentation rapide du débit. La sous-phase "après le pic" est employée en tant que synonyme de la courbe de "décrue" pour décrire la décroissant rapide de débit.

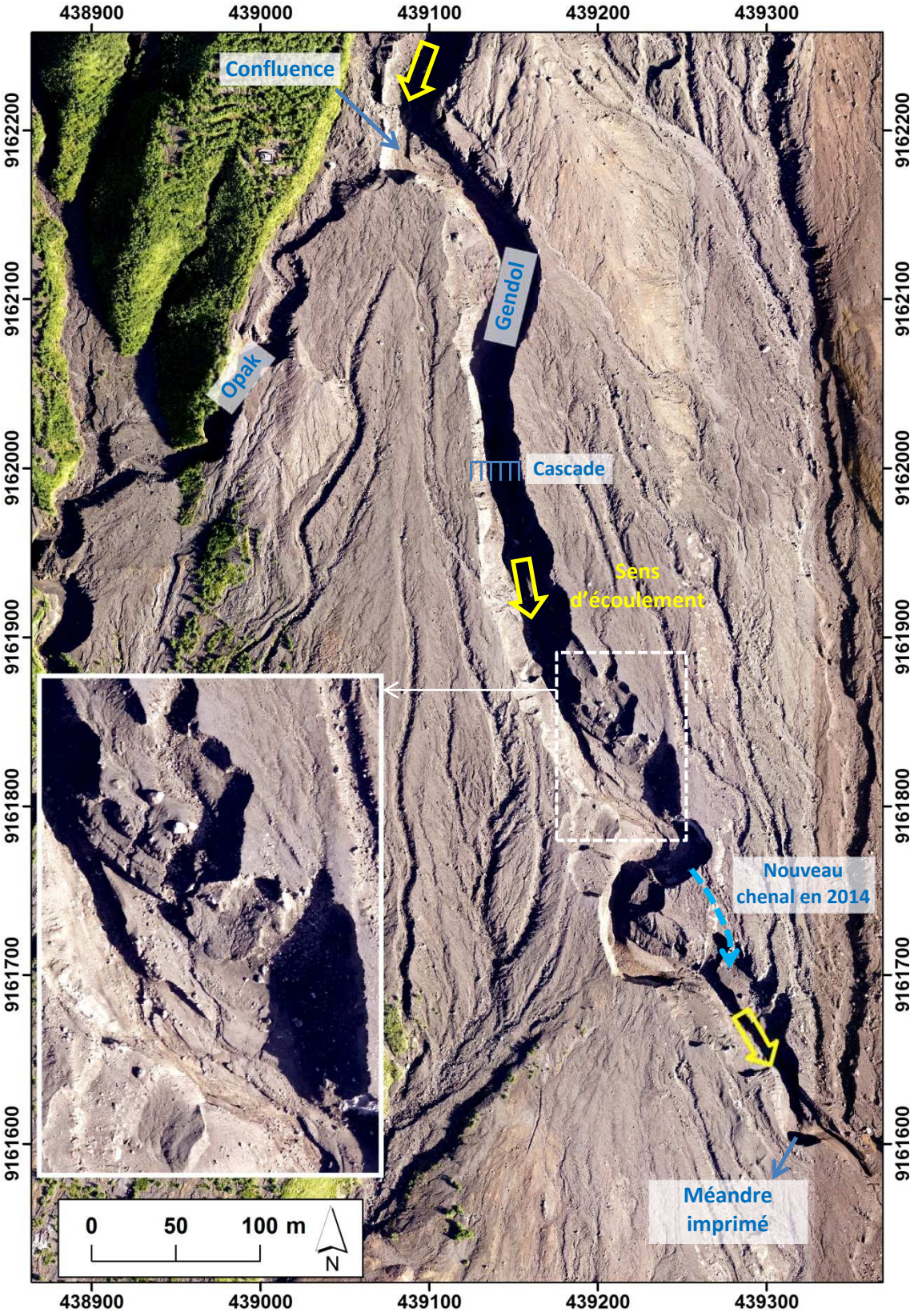


Figure 68 - **Localisation de la cascade, du site d'étudié et du méandre imprimé.** La photo aérienne a été prise en 2012 et le chenal évolue depuis.

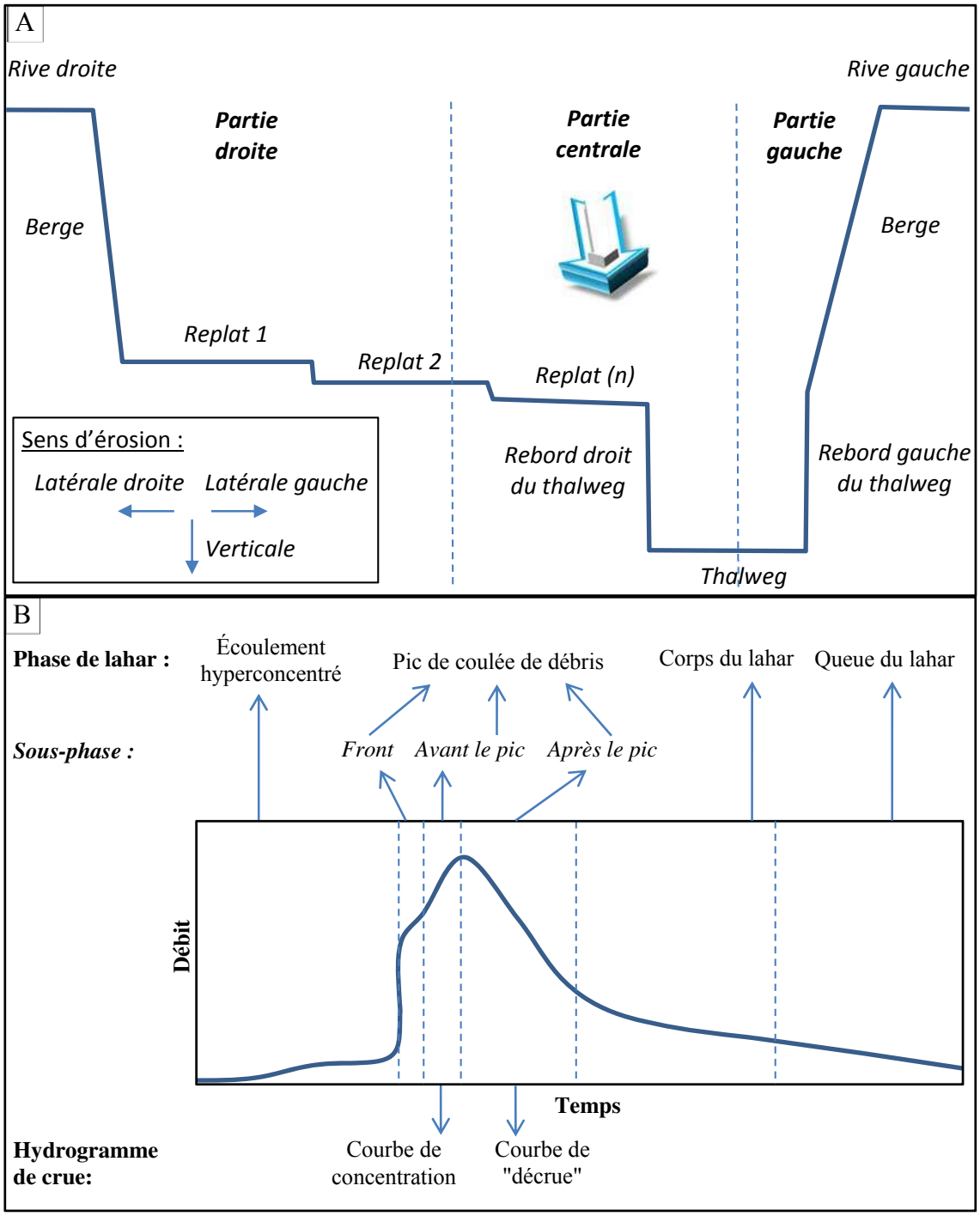


Figure 69 - **Terminologie utilisée dans ce chapitre**. A : Coupe transversale avec la flèche qui représente le sens d'écoulement. B : Phases et sous-phases de lahar par rapport à l'hydrogramme de crue. La phase de coulée de débris consiste en 3 sous-phases (front, avant le pic/courbe de concentration, et après le pic/courbe de "décrue"). Le pic d'écoulement ne fait pas partie de ces trois sous-phases car cela constitue seulement la transition entre les sous-phases de courbe de concentration et de courbe de "décrue".

7.1. Résultats

Les résultats d'analyse se focalisent sur les évolutions géomorphométriques (7.1.1) et le dépôt (7.1.2) des matériaux transportés par les deux lahars dans le chenal amont du volcan Merapi.

7.1.1. Évolution géomorphométrique

7.1.1.1. Lahar du 28 février

Le lahar du 28 février 2014 a à la fois érodé et sédimenté la vallée Gendol (Fig. 70 et 71). L'incision se concentra dans le thalweg sur la partie centre et gauche du chenal. L'incision atteignit 2,1 m de profondeur et la vitesse moyenne d'incision dans l'ensemble du lahar fut de 1,9 cm/min. Cette vitesse d'érosion varia lors des 4 phases des lahars (Tab. 12). L'érosion latérale a atteint 4,4 m, dont 2,1 m vers le rebord droit et 2,3 m vers le rebord gauche du thalweg. Les vitesses moyennes d'incision sur les deux rebords furent de 2 cm/min.

L'évolution morphométrique se produisit également en dehors du thalweg. Sur la partie droite du chenal, ce lahar a provoqué une aggradation, à une vitesse moyenne de 1,7 cm/min. Ce processus forma un dépôt dont l'épaisseur fut de 1,8 m. Le fond du chenal au début du lahar était horizontal avec une pente de 8-10° en direction amont-aval si bien que le changement de la coupe transversale avant-après l'évènement fut visuellement très remarquable. L'évolution topographique du chenal lors de chaque phase est décrite ci-après.

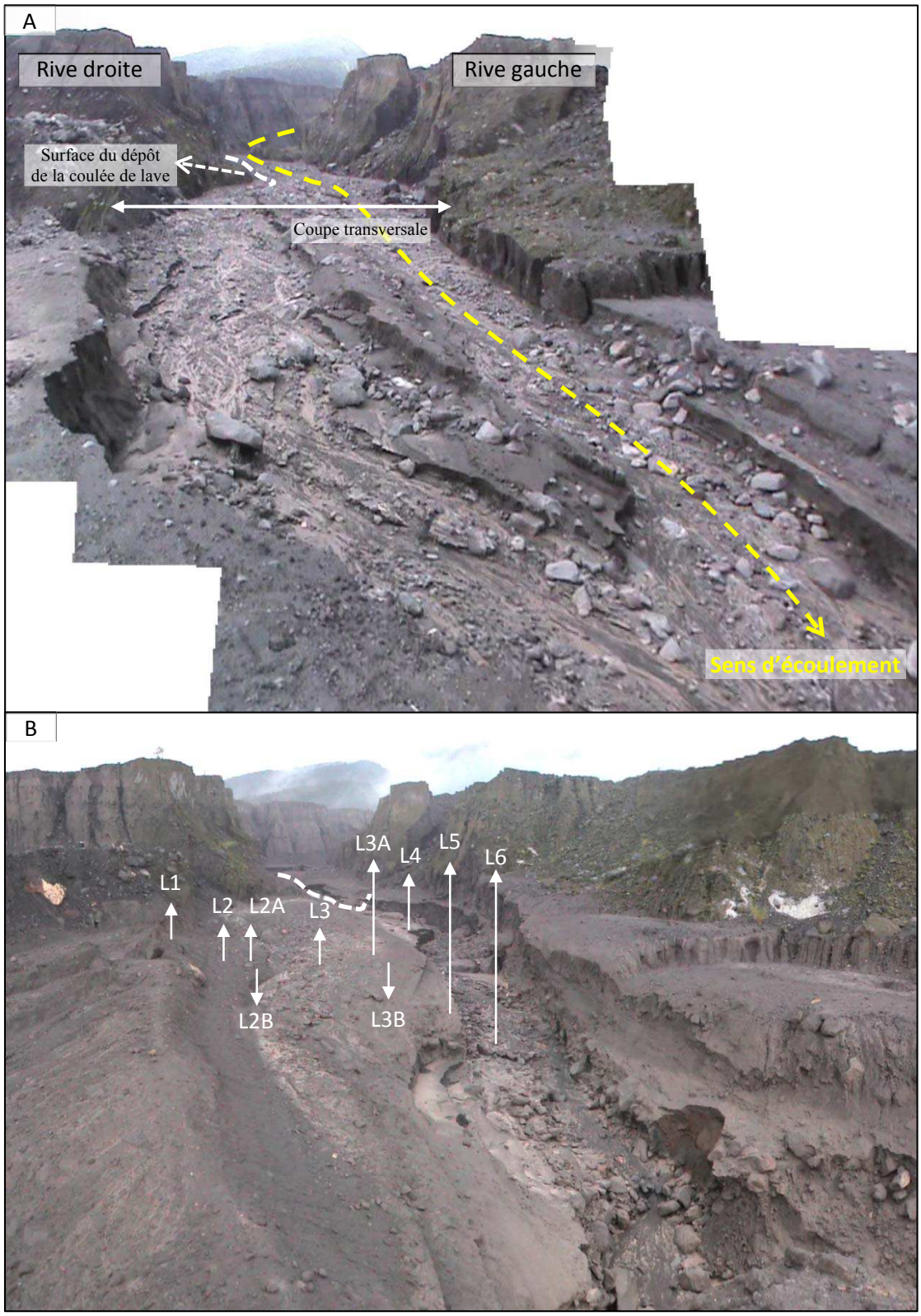


Figure 70 - **Vue amont du chenal avant et après le lahar du 28 février.** (A) Avant le lahar, le lit du cours d'eau était relativement plat. (B) Après le lahar le lit a été à la fois incisé et sédimenté.

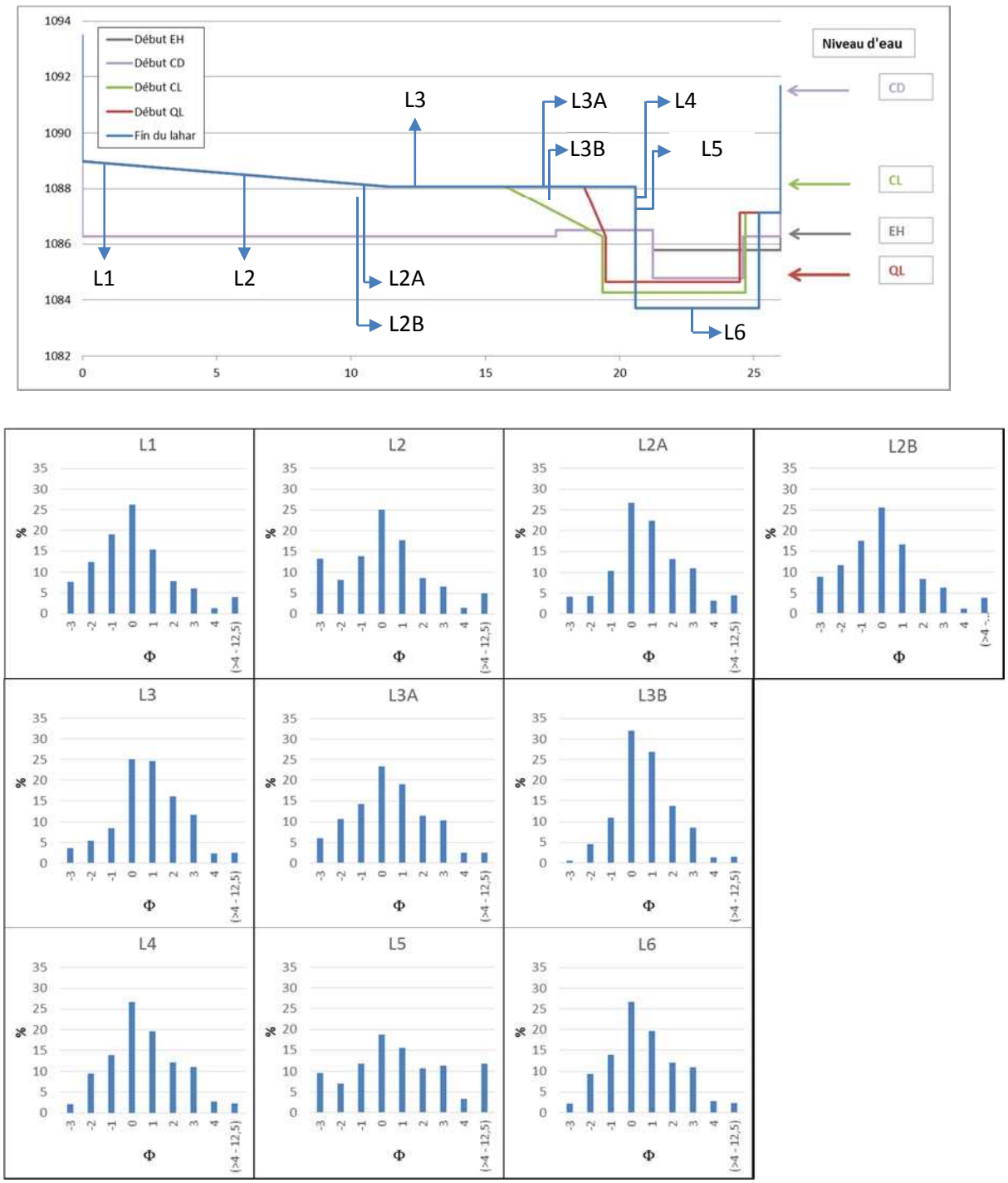


Figure 71 - **Coupe transversale avec les échantillonnages effectués à la fin du lahar de 28 février 2014 pour l'analyse granulométrique**. EH = Phase d'écoulement hyperconcentré ; CD = phase du pic de coulée de débris (sous-phase "après le pic"); CL = Phase du corps de lahar ; QL = Phase de la queue de lahar ; A = échantillon sur la surface ; B = échantillon au-dessous. La description détaillée est synthétisée dans le Tableau 13.

Tableau 12 - **Évolution géomorphométrique des parties centrale, droite et gauche du chenal à la fin de chaque phase par rapport à la phase précédente.** (-) = l'incision, (+) = l'aggradation (+), RU = ruissellement, EH = écoulement hyperconcentré, CD = pic de coulée de débris, CL = corps du lahar, QL = queue du lahar.

	Partie Centrale (*surtout thalweg*)						
	Évolution (m)			Durée (min)	Vitesse moyenne (cm/min)		
Phase	**Verticale**	**Droite**	**Gauche**		**Verticale**	**Droite**	**Gauche**
RU (14:24 - 14:28)	0,0	0,0	0,0	4	0,0	0,0	0,0
EH (14:28 - 14:41)	-1,0	-1,7	-1,7	13	-7,7	-12,8	-12,8
CD (14:41 - 14:44)	-0,5	-1,9	-0,1	3	-16,7	-62,3	-3,0
CL (14:44 - 15:00)	+0,4	+0,1	+0,2	16	+2,4	+0,7	+1,3
QL (15:00 - 16:12)	-1,0	+1,3	-0,7	72	-1,3	+1,8	-1,0
Total	-2,1	-2,1	-2,3	108			
	Vitesse moyenne				-1,9	-2,0	-2,1

	Partie droite			Partie Gauche		
Phase	**Évolution vertical (m)**	**Durée (min)**	**Vitesse moyenne (cm/min)**	**Évolution verticale (m)**	**Durée (min)**	**Vitesse moyenne (cm/min)**
RU (14:24 - 14:28)	0,0	4	0,0	0,0	4	0,0
EH (14:28 - 14:41)	0,0	13	0,0	+0,5	13	+3,8
CD (14:41 - 14:44)	+1,8	3	+60,0	+0,8	3	+28,3
CL (14:44 - 15:00)	0,0	16	0,0	0,0	16	0,0
QL (15:00 - 16:12)	0,0	72	0,0	0,0	72	0,0
Total	+1,8	108		+1,3	108	
	Vitesse moyenne		+1,7	**Vitesse moyenne**		+1,2

Tableau 13 - **Analyse granulométrique des dépôts**. M = Moyenne; σ = Tri ; Sk = *Skewness* ; K = *Kurtosis*.

	Heure	14:42 - 14:43	14:43 - 14:44			14:44 - 14:49			14:49 - 14:55	14:41 - 14:43	15:00 - 16:12
	Phase	Pic de coulée de débris	Fin du pic de coulée de débris			Début du corps de lahar			Milieu du corps de lahar	Pic de coulée de débris	Queue
	Échan-tillon	1	2	2A	2B	3	3A	3B	4	5	6
	Pic	Bi-modales	Tri-modales	Bi-modales	Bi-modales	Bi-modales	Bi-modales	Bi-modales	Uni-modale	Quatre - modales	Uni-modale
Statistique	**M**	-0.13	-0.12	1.01	-0.13	1.01	-0.03	0.64	0.69	0.66	0.69
	σ	2.16	2.24	2.00	2.08	1.87	2.09	1.55	1.97	2.87	1.97
	Sk	-0.08	-0.08	-0.06	-0.13	-0.14	-0.13	-0.29	0.24	-0.07	0.24
	K	1.30	1.32	1.44	1.20	1.29	0.96	1.33	0.90	0.99	0.90
Description	**M**	Sables très grossiers	Sables très grossiers	Sables moyennes	Sables très grossiers	Sables moyennes	Sables très grossiers	Sables grossiers	Sables grossiers	Sables grossiers	Sables grossiers
	σ	Très mal trié	Très mal trié	Mal trié	Très mal trié	Mal trié	Très mal trié	Mal trié	Mal trié	Très mal trié	Mal trié
	Sk	Symétrique	Symétrique	Symétrique	Très dissymétrique	Très dissymétrique	Très dissymétrique	Très dissymétrique	Légèrement dissymétrique	Symétrique	Légèrement dissymétrique
	K	Leptokurtique	Leptokurtique	Leptokurtique	Leptokurtique	Leptokurtique	Mesokurtique	Leptokurtique	Platikurtique	Mesokurtique	Platikurtique

Le ruissellement qui précéda le lahar provoqua une incision très limitée. L'écoulement se concentra sur les parties centrale et gauche du chenal. Le changement topographique du lit ne fut pas visuellement contrasté. La seule information obtenue liée au processus de la prochaine érosion fut l'indication du positionnement du thalweg du chenal qui fut relativement horizontale par l'emplacement de l'écoulement.

Lors de la première phase de lahar (écoulement hyperconcentré), l'érosion verticale est allée jusqu'à 1 m de profondeur par rapport à la phase précédente à une vitesse de 7,7 cm/min. L'écoulement se produisit sur les parties centrale et gauche du chenal pendant 13 minutes. Cela a élargi le thalweg de 1,7 m vers le rebord droit et aussi 1,7 m vers le rebord gauche du thalweg. La vitesse moyenne de cette érosion latérale fut donc identique sur les deux rebords (12,8 cm/min). Nous avons compté 3 débordements instantanés et faibles sur la partie droite du chenal (à différencier avec la rive droite ; c.f. Fig. 69A pour la définition). Le changement géomorphométrique sur la partie droite fut donc très limité. En revanche, sur les parties droite et gauche, le positionnement du thalweg a été renforcé sur les parties centrale et gauche à la fin de cette phase. Les fractions fines et les blocs de moins de 50 cm en diamètre furent détachées de la surface du lit et ensuite furent transportées en aval pendant ce ruissellement.

La deuxième phase (pic de coulée de débris) consiste en 3 sous-phases : (1) front du lahar ; (2) courbe de concentration ; (3) courbe de décrue (c.f. Fig 69B pour la définition). La première sous-phase "front du lahar" se produisit de 14:41:09 à 14:41:20 (11 secondes). Ce front exhuma les blocs solitaires de plus de 50 cm en diamètre présents au fond du lit avant de produire une incision verticale. Ces blocs furent déposés sur la surface du lit par des précédents lahars et la base de ces blocs fut très peu enterrée dans le dépôt ancien. Ce processus d'érosion fut également accompagné par des ressauts hydrauliques brutaux et des agitations.

La deuxième sous-phase "courbe de concentration" se déroula de 14:41:20 à 14:42:10 (50 secondes). Cette sous-phase de la montée vers le pic a conservé la même

caractéristique que le front du lahar, c'est-à-dire un écoulement laminaire avec des agitations et des ressauts hydrauliques nombreux, massifs et aléatoire qui constituent une forte indication du processus d'érosion. Cependant, la caractéristique distinctive de cette deuxième sous-phase est l'augmentation de la profondeur qui constitua malheureusement une contrainte pour la quantification de la dimension de l'érosion du fond du chenal. L'écoulement occupa tout le chenal mais la vitesse la plus importante se concentra sur les parties centrale et gauche du chenal. La surconcentration de l'écoulement dans le thalweg a été également renforcée par le positionnement de l'affleurement d'un dépôt de coulée de lave en amont de la partie droite. Cela empêcha l'évolution et le déplacement du thalweg vers la partie droite (c.f. Fig. 70 ; ligne jaune pointillée). La formation d'une nouvelle "cascade" avec l'affleurement transversal du dépôt de coulée de lave marqua le pic du processus d'érosion dans le thalweg.

La troisième sous-phase "courbe de décrue" se produisit de 14:42:10 à 14:44:16 (126 secondes). Cette sous-phase de la descente depuis le pic fut caractérisée par un écoulement plus calme (peu de ressauts hydrauliques et agitations). L'écoulement fut laminaire avec surface plus lisse et une profondeur qui diminua progressivement. À la fin de la phase de pic de coulée de débris, une sédimentation de 1,8 m d'épaisseur se trouve sur la partie droite et de 1,3 m contre la rive gauche du chenal. Cette épaisseur de la sédimentation fut calculée par rapport à la phase précédente. La vitesse moyenne de la sédimentation fut de 85,7 cm/min sur la partie droite et 38,1 cm/min sur la partie extrême gauche. Quelques blocs flottés furent déposés sur la surface lise du dépôt sur la partie droite du chenal. Dans le thalweg (partie centrale et gauche), nous avons estimé une érosion verticale de 0,5 m par rapport à la phase précédente à une vitesse moyenne de 16,7 cm/min. Les rebords du thalweg ont également incisé de 1,9 m (droit) et 0,1 m (gauche). Les vitesses d'érosion latérale (cf. Fig. 69A pour la définition) sur les deux rebords du thalweg furent de 62,3 cm/min (droite) et 3 cm/min (gauche).

La troisième phase (corps du lahar) se concentra dans le thalweg. La sédimentation totale du lit de cours d'eau a atteint jusqu'à 0,4 m par rapport à la phase précédente à une vitesse d'aggradation de 2,4 cm/min. La largeur du thalweg fut réduite

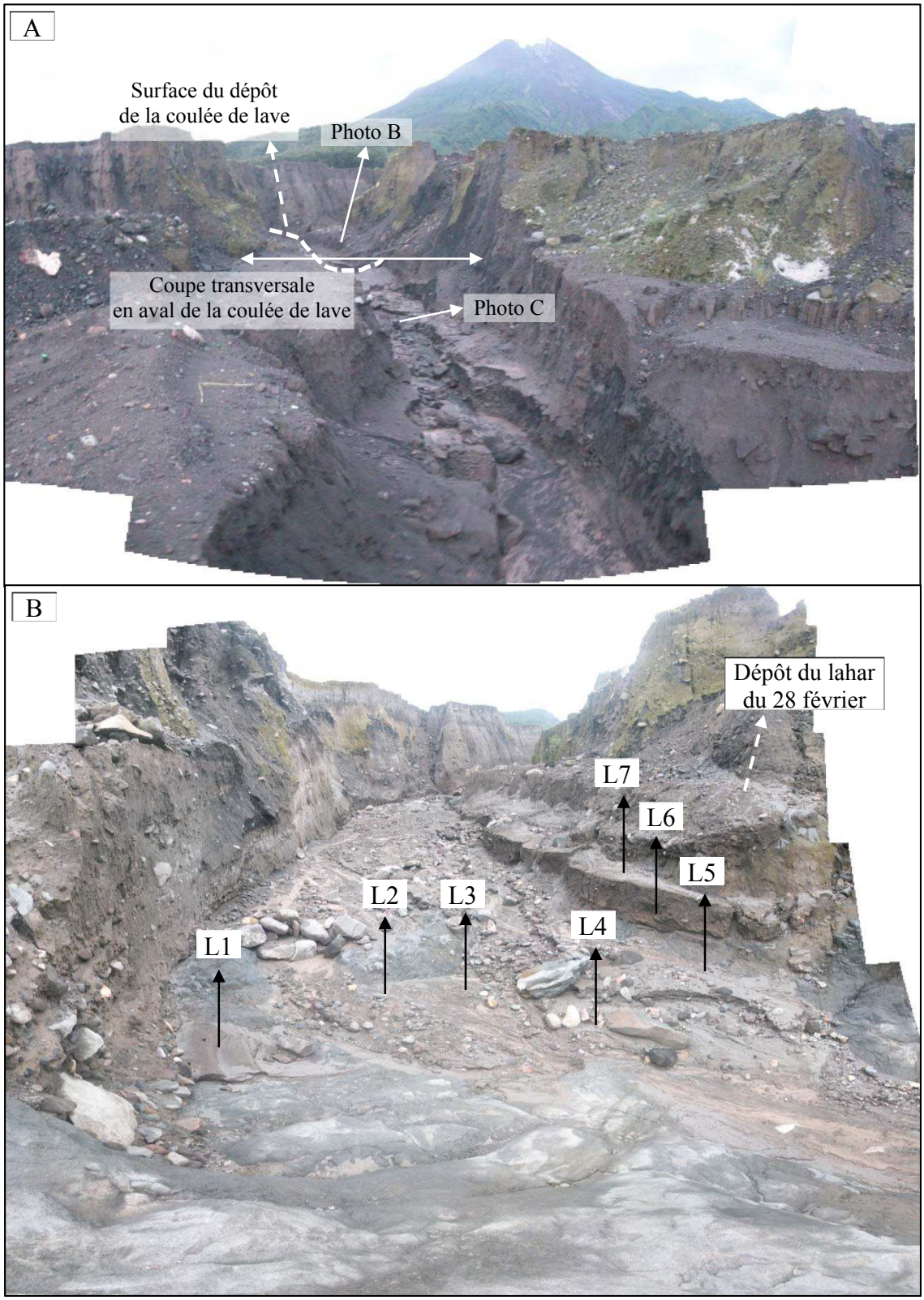
à cause de la sédimentation sur les deux rebords du thalweg : 0,1 (droit) et 0,2 (gauche). Les vitesses de sédimentation de ces rebords côtés furent de 0,7 cm/min (droit) et 1,3 cm/min (gauche).

La dernière phase (queue du lahar) se produisit également dans le thalweg et a provoqué une incision verticale de 1 m par rapport à la phase précédente à une vitesse moyenne de 1,3 cm/min. À part l'incision verticale, nous avons observé une évolution latérale de thalweg qui fut très contrastée entre les deux rebords. Sur le rebord droit se trouva une aggradation de 1,3 m à une vitesse de 1,8 cm/min, tandis que sur le rebord gauche se produisit une érosion de 0,7 m à une vitesse de 1 cm/min qui provoque un recul de berge gauche.

7.1.1.2. Lahar du 18 mars

Le lahar du 18 mars 2014 a emprunté le thalweg approfondi par le lahar du 28 février (Fig. 71 et 72). L'incision lors de ce lahar se produit seulement dans le thalweg. La vitesse moyenne d'incision dans l'ensemble du lahar fut de 1,9 cm/min et la profondeur de l'érosion a atteint 2,1 m (Tab. 14). L'écoulement hyperconcentré qui précéda le lahar produisit une incision très limitée (< 10 cm). L'érosion latérale n'existe pas pendant cette phase.

La deuxième phase (pic de coulée de débris) a provoqué une incision verticale de 2,4 m par rapport à la phase précédente à une vitesse de 30,1 cm/min. L'érosion et l'aggradation latérale se produisirent pendant cette phase. Le rebord droit du thalweg a été incisé jusqu`à 0,6 m à une vitesse moyenne de 7,4 cm/min, tandis sur le côté gauche l'aggradation latérale a créé un dépôt de 1,8 m à une vitesse de 22,4 cm/min. Cette phase posséda également trois sous-phases : (1) sous-phase "front du lahar" ; (2) sous-phase "courbe de concentration", (3) sous-phase "courbe de décrue". La première sous-phase "front du lahar", a été marqué par une érosion rapide des blocs solitaires sur la surface du lit du cours d'eau. L'érosion verticale et latérale fut limitée.


A
Surface du dépôt
de la coulée de lave
Photo B
Coupe transversale
en aval de la coulée de lave
Photo C
B
Dépôt du lahar
du 28 février
L7
L6
L5
L4
L3
L2
L1

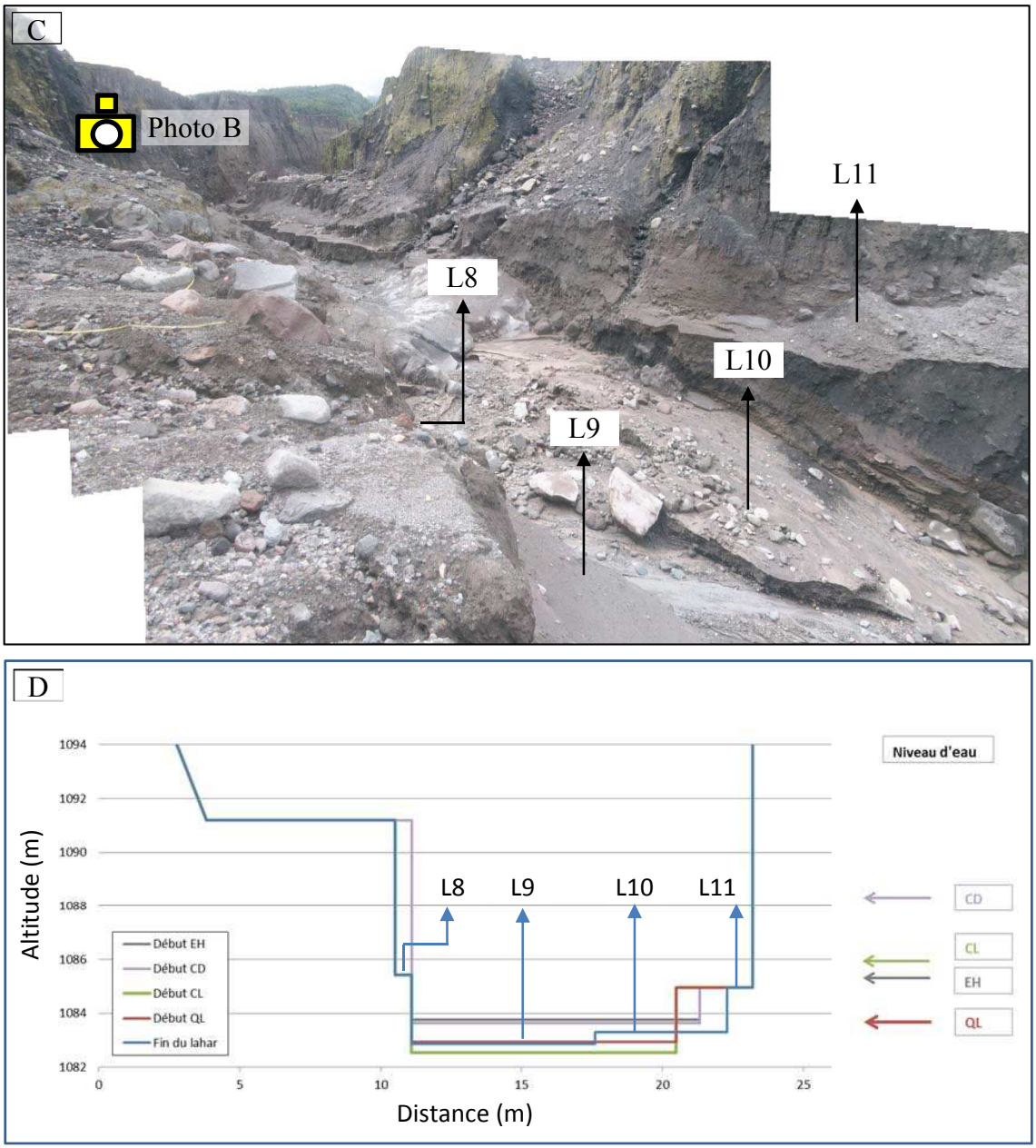
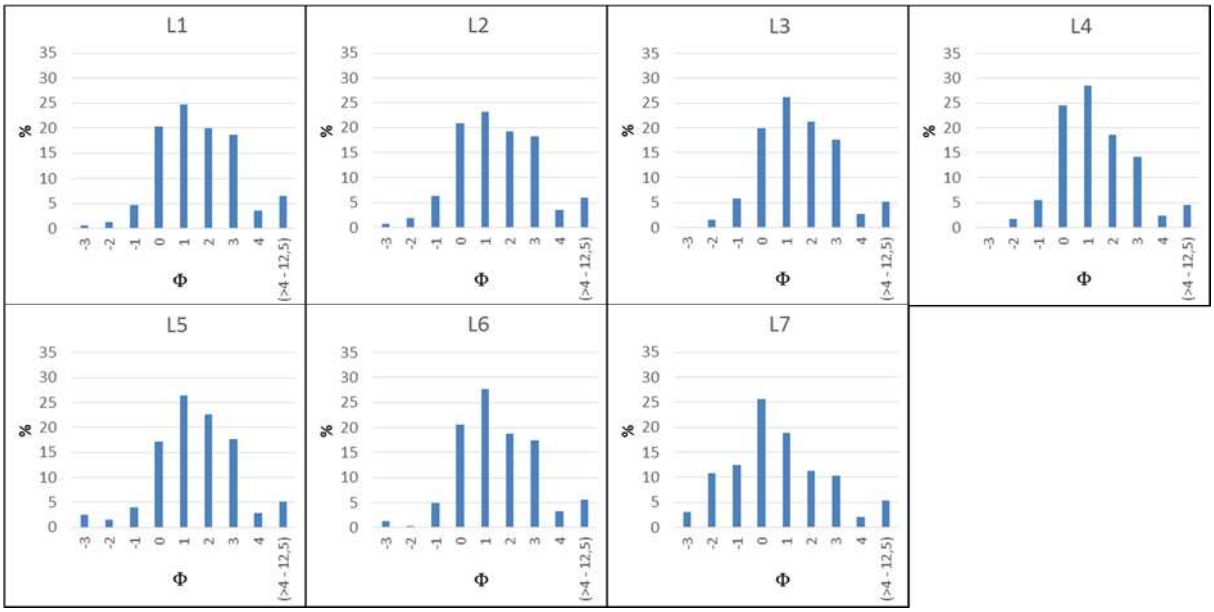


Figure 71 - **Morphologie du chenal après le lahar du 18 mars.** (A) Après le passage du lahar avec l'affleurement du dépôt de coulée de lave. (B) Photo en amont de la coulée de lave et la localisation des échantillonnages L1 à L7. (C) Photo en aval de la coulée de lave et la localisation des échantillonnages L8 à L11 (Fig. 72). Ce secteur apparaît dans la vidéo. C'est pour cela, la coupe transversale a été faite seulement dans ce secteur. (D) La coupe transversal du chenal en aval du dépôt de la coulée de lave. EH = Phase d'écoulement hyperconcentré ; CD = phase du pic de coulée de débris (sous-phase "après le pic"); CL = Phase du corps de lahar ; QL = Phase de la queue de lahar.

Granulométrie en amont du dépôt de la coulée de lave :



Granulométrie en aval de du dépôt de la coulée de lave :

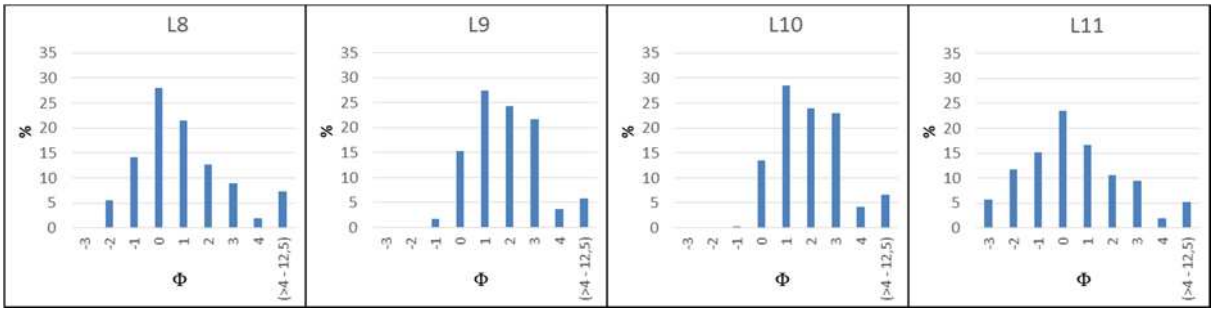


Figure 72 - **La granulométrie des dépôts du lahar du 18 mars en amont et en aval de la coulée de lave.** La formation de chaque dépôt est liée à l'évolution géomorphométrique du chenal (Tab. 14) et la chronologie de l'écoulement (Tab. 15 et 16).

Tableau 14 - **Évolution géomorphométrique du chenal en aval de la coulée de lavaà la fin de chaque phase du lahar du 18 mars.** (-) = l'incision, (+) = l'aggradation (+), RU = ruissellement, EH = écoulement hyperconcentré, CD = pic de coulée de débris, CL = corps du lahar, QL = queue du lahar, QL* = sédimentation à la fin de la queue de lahar

	Erosion (-) ou déposition (+) en mètres				Vitesse moyenne (cm/min)		
Phase	vertical	Droite	Gauche	Durée (min)	Vertical	Droite	Gauche
EH (15:24 - 15:37)	0,0	0,0	-1,0	4	0,0	0,0	0,0
CD (15:37 - 15:45)	-2,4	-0,6	1,8	8	-30,1	-7,4	22,4
CL (15:45 - 16:00)	0,4	0,0	0,0	15	2,6	0,0	0,0
QL (16:00 - 17:22)	-0,1	0,0	-1,8	82	-0,1	0,0	-2,2
QL* (16:00 - 17:22)	0,4	0,0	4,7	82	0,4	0,0	5,7
Total	-2,1	-0,6	-1,0	109			
Vitesse moyenne					-1,9	-0,5	-0,9

Tableau 15 - **Analyse granulométrique des dépôts en amont de la coulée de lave**. M = Moyenne; σ = Tri ; Sk = *Skewness* ; K = *Kurtosis*.

	Heure	16h00 - 16h28	16h00 - 16h28	16h00 - 16h28	16h00 - 16h28	16h00 - 16h28	15h45 - 16h00	15h37 - 15h45
	Phase	Queue du lahar	Queue du lahar	Queue du lahar	Queue du lahar	Queue du lahar	Corps de lahar	Pic de coulée de débris
	Echantillon	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7
	Distribution	Bi-modale	Bi-modale	Bi-modale	Bi-modale	Tri-modale	Tri-modale	Bi-modale
Statistique	M	1.50	1.48	1.48	1.44	1.49	1.48	0.69
	s	1.67	1.65	1.54	1.51	1.56	1.60	2.07
	Sk	0.25	0.23	0.19	0.20	0.18	0.23	0.27
	K	0.87	0.84	0.76	1.16	0.78	0.81	0.96
Description	M	Sableaux moyenne	Sableaux moyenne	Sableaux moyenne	Sableaux moyenne	Sableaux moyenne	Sableaux moyenne	Sableaux grossier
	s	Mal trié	Mal trié	Mal trié	Mal trié	Mal trié	Mal trié	Très mal trié
	Sk	légèrement dissimétrique	légèrement dissimétrique	légèrement dissimétrique	légèrement dissimétrique	légèrement dissimétrique	légèrement dissimétrique	légèrement dissimétrique
	K	Platikurtique	Platikurtique	Platikurtique	Leptokurtique	Platikurtique	Platikurtique	Mesokurtique

Tableau 16 - **Analyse granulométrique des dépôts en aval de la coulée de lave**. M = Moyenne; σ = Tri ; Sk = *Skewness* ; K = *Kurtosis*.

	Heure	15h37 - 15h45	16h20-17h22	16h00-16h20	15h37 - 15h45
	Phase	Pic de coulée de débris	Fin de la queue de lahar	Début de la queue de lahar	Pic de coulée de débris
	Échantillon	L8	L9	L10	L11
	Distribution	Bi-modale	Bi-modale	Bi-modale	Bi-modale
Statistique	M	1.01	1.73	2.01	0.31
	s	2.17	1.42	1.28	2.49
	Sk	0.06	0.08	0.27	0.06
	K	1.71	0.93	1.00	1.08
Description	M	Sableux moyennes	Sableux moyennes	Sables fins	Sableux grossier
	s	trés mal trié	mal trié	mal trié	très mal trié
	Sk	symetrique	symetrique	legèrement dissymetrique	symetrique
	K	très leptokurtique	Mesokurtique	Mesokurtique	Mesokurtique

La deuxième sous-phase "courbe de concentration" fut caractérisée par l'augmentation du débit de l'écoulement. La formation d'un grand ressaut hydraulique stationnaire marqua une incision verticale majeure. Cela a provoqué la formation d'une cascade et l'affleurement du dépôt de coulée de lave. Lors de cette sous-phase, le tremblement du sol fut particulièrement fort et fut facilement ressenti par l'auteur au bord de la berge de la rivière à 27 m au-dessus du lit de la rivière. Cela favorisa des effondrements instantanés sur le rebord droit du thalweg qui produit finalement de l'érosion latérale sur 0,6 m, à une vitesse moyenne de 7,4 cm/min. En revanche, la quantification de l'érosion verticale fut difficilement mesurée d'une façon exacte à cause de la profondeur de cet écoulement torrentiel. La troisième sous-phase "courbe de décrue" a été marquée par une diminution progressive de l'écoulement qui réduisit la magnitude du ressaut hydraulique stationnaire. L'agitation se produisit toujours en aval de l'affleurement du dépôt de coulée de lave. En dehors de la zone de cascade, la sédimentation se produisit surtout sur les côtés du thalweg. Au centre du thalweg, l'érosion verticale a atteint jusqu`à 2,4 m à une vitesse moyenne de 30,1 cm/min.

La troisième phase (corps du lahar) fut caractérisée par un écoulement plus stable qui se focalisa au milieu du chenal. L'érosion verticale se concentra seulement en aval de l'affleurement du dépôt de coulée de lave. En dehors de cette zone de cascade, l'aggradation verticale se produisit sur le lit jusqu'à 0,4 m par rapport à la phase précédente à une vitesse de 2,6 cm/min.

La dernière phase (queue du lahar) constitua un écoulement beaucoup plus doux pendant 82 minutes. Généralement, cette phase peut être divisée par 2 sous-phases : (1) sous-phase "début de la queue" et (2) sous-phase "fin de la queue". La première sous-phase "début de la queue" fut caractérisé par un écoulement qui occupa toujours tous le thalweg et provoqua une érosion verticale de 0,1 m en dehors de la zone de cascade à une vitesse de 0,1 cm/min. En revanche, l'incision latérale se produisit pendant cette sous-phase jusqu`à 1,8 m à une vitesse de 2,2 cm/min. La dernière sous-phase "fin de la queue" fut marquée par une sédimentation au centre du chenal où l'écoulement se focalise jusqu'à la fin du lahar. L'incision verticale a atteint jusqu`à 0,4 m à une vitesse de 0,4 cm/min.

7.1.1.3. Contrainte d'érosion

L'alternance entre l'incision et la sédimentation se produisit sur les dépôts pyroclastiques non-consolidés de 2010. L'incision du lit du chenal fut limitée par la présence d'un dépôt de coulée de lave en amont du site d'observation et par l'existence d'un dépôt de tuf volcanique bien consolidé en aval du site d'observation. La surface du dépôt de coulée de lave érodé était rugueuse et irrégulière. Nous avons également observé des lignes de fissures sur la surface de ce dépôt de coulée de lave. Contrairement à la surface de ce dépôt, celle du tuf volcanique érodé fut bien lisse et sans fissure. Cela a pu guider la forme de thalweg et rend le cours d'eau méandre car le tuf bien compacté. Plus en aval du site d'observation, nous avons trouvé une gorge étroite et très méandreuse (Fig. 73), caractérisé par un grand angle tangentiel ($\omega_{max} > 90°$) et une très courte longueur d'onde ($\lambda < 10$ m).

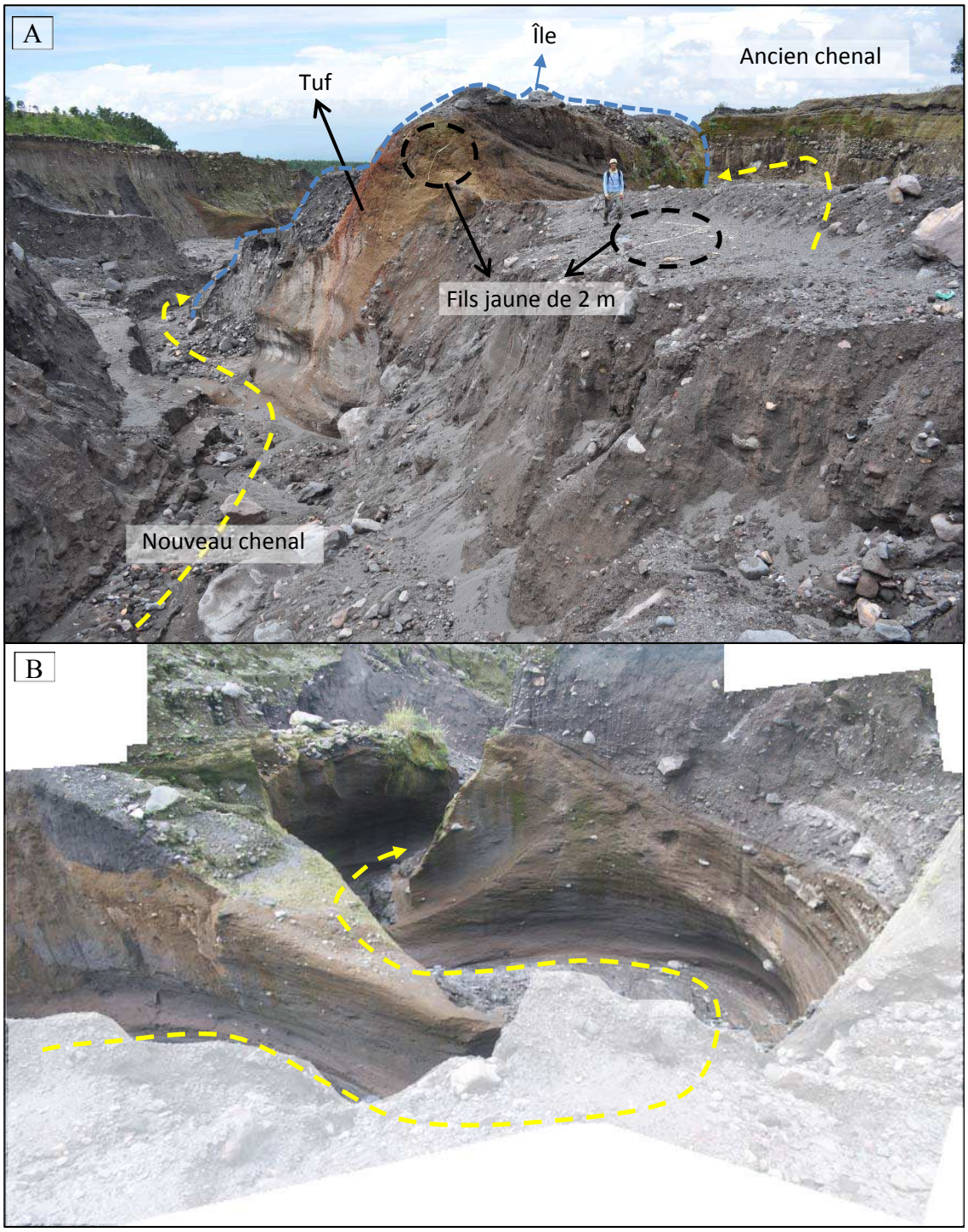


Figure 73 - **Tuf volcanique marron sur le lit du chenal.** (A) L'érosion verticale et latérale en aval du site d'observation furent freinées par l'existence du tuf volcanique. (B) La gorge étroite et méandreuse à environ 100 m en aval de l'île caractérisée par un grand angle tangentiel ($\omega_{max} > 90°$) et une très courte longueur d'onde ($\lambda < 10$ m) a été causé par le tuf très consolidé, lisse, et glissant.

7.1.2. Chronologie de mise en place des dépôts

7.1.2.1. Lahar du 28 février

Le processus de sédimentation du lahar du 28 février 2014 fut simple car la sédimentation, la dynamique du lahar et la topographie du chenal n'étaient eux-mêmes pas complexes. Le profil transversal du chenal représente les phases successives de lahar. Les dépôts associés à la chronologie de l'écoulement purent donc être échantillonnés le long de ce profil.

Lors de la première phase de lahar (écoulement hyperconcentré), une sédimentation limitée se produisit quand l'écoulement a débordé du thalweg. Malheureusement, tous les sédiments furent éliminés lors de la deuxième phase du lahar (pic de coulée de débris contenant 3 sous-phases ; c.f. 7.1.2.1). La première sous-phase (le front du lahar). Ce front ne produisit pas une sédimentation car les matériaux originaux du front et les nouveaux matériaux incorporés continuèrent à se faire transporter vers l'aval.

La sédimentation qui se trouva dans le chenal fut celle associée à la phase du pic de coulée de débris (dont la troisième sous-phase "après le pic"), la phase du corps de lahar, et la queue de lahar. La chronologie de sédimentation ne fut pas représentée systématiquement par une coupe de dépôt (du fond vers le sommet). En revanche, cela se produisit avec un mélange entre la sédimentation et l'incision verticale et latérale. Le numéro de série (L 1 à L 6) des échantillons ne furent donc pas liés à la séquence de la phase du lahar, mais simplement pour décrire le sens de collecte des échantillons (du côté droit vers le côté gauche).

Le processus de sédimentation lors de la phase du pic de coulée de débris fut massif sur le fond de chenal, au-dessus du dépôt des lahars anciens. Cette sédimentation fut caractérisée par une courbe granulométrique trimodale (L 5). Cela fut accompagné par des aggradations en surface liées à des vaguelettes et éclaboussures dont les

matériaux furent sédimentés vers la partie droite du chenal (c.f. Fig. 70). Ce dépôt de surface possède une courbe granulométrique à distribution bimodale (L 1).

La fin du pic de coulée de débris fut sédimentée au replat (L 2 ; trimodal) au-dessous de L 1. Quand l'écoulement se transforme à la phase de corps de lahar, les matériaux se déposèrent au L 3 (unimodal), avec quelques petits débordements sous forme de vaguelettes qui furent déposés sur L 2B (bimodal) et puis L 2A (bimodal). La fin de corps de lahar fut déposée sur L 4 (unimodal) et les débordements de cette phase furent sédimentés sur L 3A (unimodal) et L 3B (unimodal). La queue du lahar fut déposée sur L 6 (unimodal).

La coupe dans le dépôt se créa naturellement sur le L 5 grâce à l'incision lors de la phase de la queue de lahar. Sans observation visuelle lors du passage de lahar, la stratification du dépôt du lahar aurait ressemblé à un granoclassement inverse où les matériaux fins se trouvèrent sur le fond du dépôt et les matériaux grossiers à sa surface. Or, ce n'était pas du tout le cas, car le fond du dépôt n'appartenait pas au lahar du 28 février, mais à des lahars plus anciens.

Les autres coupes se formèrent par érosion latérale pendant chaque phase. La forme finale des dépôts ressemblait à un escalier. Cela facilita l'identification de la chronologie sédimentaire. Des blocs isolés furent trouvés sur la surface de dépôt car ils ont été flottés sur le lahar.

7.1.2.2. Lahar du 18 mars

L'interaction entre la dynamique du lahar du 18 mars 2014 et la topographie du chenal fut beaucoup plus complexe par rapport au lahar du 28 février 2014. La formation d'affleurement du dépôt de coulée de lave avait déjà été repérée auparavant à cause de la tendance d'érosion du thalweg par les lahars. En revanche, la formation d'une petite cascade en aval de cet affleurement n'avait pas du tout été prévue car la coulée de lave était alors enfouie sous le dépôt de coulée pyroclastique de 2010.

Afin de nous adapter à cette situation, les dépôts de chaque phase du lahar furent échantillonnés, d'une part en amont de la cascade, d'autre part en aval de la cascade. L'amont de la cascade contient les dépôts de la phase du pic du lahar, et de la fin du lahar (L 1 à L 7). L'aval de la cascade avait préservé les dépôts de la phase de corps et de la queue du lahar (L 8 à L 11). Comme dans le cas du lahar précédent, le numéro des échantillons fut simplement liés au sens de la prise des échantillons (du côté droit vers côté gauche). Cela ne décrit donc pas la séquence de la phase du lahar (c.f. Fig. 72).

Sur le site d'observation, les dépôts des phases du ruissellement et d'écoulement hyperconcentré furent érodés par le pic de coulée de débris, surtout par la première sous-phase "front" et la deuxième sous-phase "avant le pic". Ces matériaux incorporés et les matériaux originaux du lahar ne se déposèrent pas dans le secteur d'étude, mais ils furent transportés vers l'aval.

Les matériaux de la sous-phase "après le pic" ont été sédimentés sur la partie gauche du chenal en amont de la cascade (L 6 et L 7). Topographiquement, il y a deux niveaux de dépôt sous forme d'un escalier ou d'une banquette d'érosion. La partie sus-jacente appartenait au lahar du 28 février, et la partie sous-jacente s'était formée pendant la sous-phase "après le pic" du lahar du 18 mars. L'échantillon L 7 (bimodale) se sédimenta sur la surface du dépôt, tandis que L 6 (trimodale) se trouva au milieu du dépôt. L'épaisseur de ce dépôt fut de 1,65 m. En aval, cette sous-phase a laissé une trace de sédimentation à L 11 (bimodale).

Le dépôt de la phase du corps du lahar fut sédimenté au L 5 (trimodale) à une épaisseur de 0,66 m, tandis qu'en aval il n'exista pas la sédimentation de cette phase. Cette sédimentation se trouva au-dessous du fond du dépôt L 6 et L 7. Le dépôt de L 5 fut collé sur la surface pentue du côté rive gauche de la coulée de lave en amont de la cascade. Le dépôt ne fut pas complètement préservé car la queue du lahar a érodé le fond du L 5 et a laissé seulement la surface du L 5.

Quant à la phase correspondant à la queue du lahar, étant donné qu'elle fut très longue (82 minutes), nous l'avons divisée en deux sous-phase : début de la queue et fin de la queue du lahar. La sédimentation de la sous phase "début de la queue" se trouva en amont et en aval du chenal. En amont les matériaux se déposèrent sur la partie gauche du chenal (L 1 ; bimodale), tandis qu'en aval ils s'accumulent au milieu du lit (L 10, bimodale) sur une épaisseur de 40 cm. La sous-phase de la fin de la queue du lahar se focalisa au milieu du thalweg. En amont où le chenal était plus large, une sédimentation plus réduite se produisit sur L 2, L 3, et L 4, dont les distributions granulométriques furent toutes bimodales.

Il y a un seul dépôt (L 8 ; distribution bimodale) dont nous ne connaissons pas la chronologie à cause de l'absence d'observation visuelle. Ce dépôt fut coincé sur le côté droite du thalweg en aval de la cascade. Depuis le point d'observation sur la berge du cours d'eau, il ne fut pas visible car il se trouva derrière le dépôt du lahar du 28 février et celui des anciens lahars. En revanche, d'après la caractéristique granulométrique, ce dépôt ressemble à celui de la phase du pic de coulée de débris.

7.2. Discussion

Deux points importants peuvent être abordés dans la discussion : l'évolution géomorphologique liée aux grandes phases d'écoulement (7.2.1.) et la confrontation entre stratigraphie des dépôts et observations visuelles des écoulements (7.2.2). Cela permet d'appréhender la relation entre la dynamique d'écoulement et l'évolution géomorphologique en cours, ainsi que la chronologie du processus d'érosion-sédimentation.

7.2.1. Évolution géomorphologique liée à des grandes phases d'écoulement

7.2.1.1. Pendant l'écoulement hyperconcentré initial

Au début du lahar, l'écoulement hyperconcentré initial provoque une érosion et sédimentation limitée. L'érosion se concentre dans le thalweg, tandis que la sédimentation se produit en dehors du thalweg lors d'un débordement instantané. La topographie initiale du chenal joue un rôle pour l'érosion et la sédimentation. Lors du lahar de 28 février 2014, le chenal fut large avec une différence topographique très peu marquée au fond du chenal. Le débordement de l'écoulement hyperconcentré en dehors du thalweg provoqua une sédimentation. À l'intérieur du thalweg, l'écoulement se concentra pendant toute la durée de cette phase de lahar et produisit une érosion.

En revanche, la condition initiale de la topographie latérale fut différente pour le lahar du 18 mars 2014. Le thalweg était trop profond si bien que l'écoulement hyperconcentré ne déborda pas. Le seul changement topographique fut donc lié à une érosion limitée car l'écoulement occupa toute la largeur du thalweg. Cette érosion est indiquée également par le couleur marron foncé de l'écoulement.

L'écoulement hyperconcentré en tant qu'évènement est caractérisé par trois étapes typiques, qui ont été mises en évidence par modélisation numérique (Van Maren *et al.*, 2009) et mesures manuelles sur le terrain (Li et Zhang, 1994) en Chine. La première phase constitue la sédimentation dans le chenal principal qui provoque une diminution de profondeur de ce dernier. Cette sédimentation initiale est provoquée par

une augmentation de la concentration sédimentaire et une faible vitesse près de la surface du lit.

Lors de la deuxième étape pendant le pic d'écoulement, il y a deux types de mécanismes. Il y a un débordement de l'écoulement qui est caractérisé par une sédimentation à cause d'une faible vitesse et une haute concentration sédimentaire. Cette sédimentation force la majorité de l'écoulement à se concentrer vers le chenal principal où l'érosion du dépôt de la première phase se produit à cause du mouvement turbulent qui empêche le dépôt des sédiments.

La particularité de la dernière étape est la sédimentation finale dans le chenal principal à cause de la diminution de la vitesse qui favorise le dépôt des matériaux en suspension. Le mécanisme de sédimentation est identique à celui de la première phase. Cela est très visible quand le débit diminue alors que la concentration sédimentaire est encore importante et vice-versa.

L'écoulement hyperconcentré en tant que phase initiale d'un lahar partage quelques caractéristiques similaires, mais aussi distinctives par rapport à un écoulement hyperconcentré en tant qu'évènement unique. La durée de la phase initiale de lahar est beaucoup plus courte (moins d'une dizaine de minutes). La largeur de l'écoulement est beaucoup plus réduite. Le chenal principal et la plaine d'alluviale décrit par Van Maren *et al.* (2009) et Li et Zhang (1994) sont analogues respectivement au thalweg et aux banquette d'érosion dans le chenal dans cette étude, malgré la différent échelle de site d'observation. La sédimentation au début l'écoulement hyperconcentré initial n'est pas claire car le débit de l'écoulement lors de l'arrivée est très faible. En plus la profondeur augmente doucement.

Le chenal du 28 février 2014 est suffisamment large et plat si bien que cela permet le débordement de l'écoulement du thalweg qui favorise le mécanisme de sédimentation comme ce qui est décrit par Van Maren *et al.* (2009) et Li et Zhang (1994). En revanche, le chenal du 18 mars 2014 contient un thalweg profond avec une

forme en U qui ne permet donc pas un débordement. L'incision du thalweg est très claire lors du lahar du 28 février 2014 car le débit se concentre sur un seul site étroit et la vitesse d'écoulement augmente. Cela ressemble à une incision rapide par un écoulement hyperconcentré lors du démantèlement d'un barrage (Wilcox *et al.*, 2014). Quant au lahar du 18 mars 2014, l'écoulement et donc l'érosion occupe toute la largeur du thalweg profond qui couvre déjà la moitié de celle du chenal. La plupart de l'érosion se produit à ce moment (*rising limb / waxing stage*). Guan *et al.* (2015) a calculé que la majorité de l'érosion par un écoulement hyperconcentré lors d'un Jökulhlaup a lieu pendant cette étape et cela correspond à 75 % du processus morphodynamique du lit du cours d'eau.

La sédimentation de la dernière étape de l'écoulement hyperconcentré en tant qu'évènement comme ce qui est observée par Van Maren *et al.* (2009) et Li et Zhang (1994) ne se produit pas lors de la phase initiale des deux lahars de cette étude car la diminution de débit n'a pas eu lieu.

7.2.1.2. Pendant le pic de coulée de débris

Cette phase du pic de coulée de débris est souvent simplifiée dans la littérature scientifique en tant que front. Ce dernier est associé à la profondeur maximale d'écoulement (Iverson, 1997 ; McArdell *et al.*, 2007) qui entraîne la majorité de l'érosion (Berger *et al.,* 2011 ; Guan *et al.,* 2015). La forme du front ressemble souvent à un barrage mobile (Major et Iverson, 1999, Johnson *et al.*, 2012) sur lequel il y a une circulation des matériaux grossiers (Johnson *et al.*, 2012 ; Vallance et Iverson, 2015). Cette circulation est causée par la pression cinématique (*Kinematic squeezing*) qui fait monter les matériaux grossiers vers la surface (Le Roux, 2003) et la supériorité de la vitesse en surface par rapport au fond de l'écoulement (Johnson *et al.*, 2012). Cela rend les matériaux secs sur la surface du front (Hungr *et al.*, 2005). Le mouvement des matériaux sur le front est synthétisé dans la figure 74.

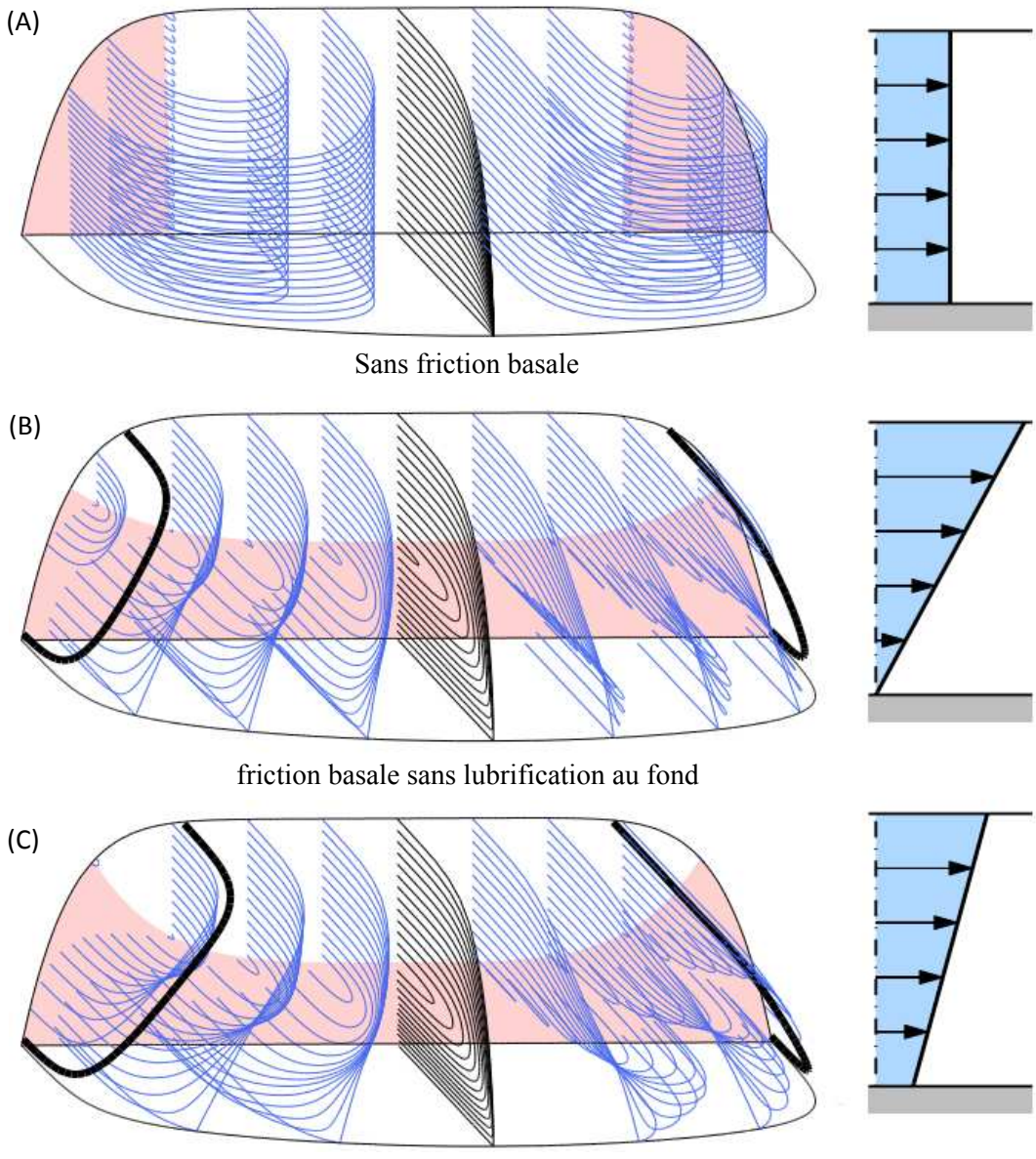


Figure 74 - **Modèle 3D du mouvement des matériaux à l'intérieur du front déshydraté de type "barrage mobile" (Johnson *et al.*, 2012).** Cela est fondé sur une simulation physique sur un plan incliné qui produit un dépôt d'aggradation progressive du front. (A) La vitesse surfacique est égale à la vitesse au fond. (B) La vitesse surfacique est supérieure à la vitesse au fond. (C) La vitesse surfacique est un peu plus élevée que la vitesse au fond. Les vidéos de la simulation sont accessibles sur les matériaux supplémentaires de l'article de Johnson *et al.* (2012) : http://onlinelibrary.wiley.com/wol1/doi/10.1029/2011JF002185/suppinfo

Les deux lahars dans cette étude ne possèdent pas un tel type de barrage mobile qui est riche en blocs déshydratés pendant la sous-phase "front", comme observé par Lavigne *et al.* (2003) au pied du volcan Semeru (https://www.youtube.com/watch?v=KwsA2XNWk2k). En revanche, le front de ces deux lahars est dominée par le fluide de la matrice, des ressauts hydrauliques et des éclaboussures (c.f. Chapitre 6 et https://www.youtube.com/watch?v=wlVssRoaPbw). Les blocs sont toujours visibles parmi les ressauts hydrauliques sans une présence de la circulation des blocs sur la surface du front comme ce qui est décrit dans la figure 74.

La similarité entre le front dominé par les blocs et celui dominé par le fluide est l'absence du mouvement turbulent où les matériaux peuvent se déplacer horizontalement du côté droit au côté gauche ou inversement lors d'écoulement. Le type de mouvement qui est plutôt laminaire, où les matériaux se déplacent strictement dans la même direction que le sens d'écoulement à une grande vitesse. Cela est accompagné par des agitations verticales qui impliquent le processus d'érosion surfacique du lit du chenal.

Afin d'étudier les processus d'érosion et de sédimentation d'une façon plus détaillée, nous avons divisé cette phase en trois sous-phases : (1) front, (2) avant le pic, et (3) après le pic. Dans cette recherche, la sous-phase "front de lahar" est définie par la façade d'un nouvel écoulement dont la profondeur est très supérieur à celle d'un autre écoulement qui précède. Les sous-phases "avant le pic" constituent l'augmentation de la profondeur vers le pic, tandis que la sous-phase "après le pic" est caractérisée par la diminution de la profondeur depuis le pic.

7.2.1.2.1. Sous-phase "front du lahar"

La sous-phase "front du lahar" stricto sensus qui arrive juste après la phase d'écoulement hyperconcentré initiale provoque une érosion sur toute la surface du chenal. Les blocs isolés sont facilement érodé sur la surface du lit. Ce processus d'érosion surfacique est accompagné par des ressauts hydrauliques stationnaires qui durent quelques seconds jusqu`à les blocs se détachent de la surface et se font

transporter par l'écoulement. Pour le lahar du 28 février 2014, cela est très visible sur le lit du chenal en dehors du thalweg (banquette d'érosion) et moins visible dans le thalweg. Pour le lahar du 18 mars 2014, ce type d'érosion surfacique se produit seulement dans le thalweg. Contrairement au lahar du 28 février 2014, ce processus est beaucoup plus visible car le thalweg est assez large et le point d'observation se trouve plus en hauteur. La sédimentation n'existe pas pendant cette sous-phase car le front continu à se déplacer vers l'aval.

7.2.1.2.2. Sous-phase de concentration ou "avant le pic"

La sous-phase de concentration modifie ensuite toute la topographie du lit qui s'est formé lors de l'écoulement hyperconcentré initial. Cela constitue le "*waxing stage*" ou le "*rising limb*" de l'hydrographe de lahars qui est caractérisé par une vitesse élevée, des ressauts hydrauliques nombreux, et une agitation par des blocs roulés de taille métrique. Cela provoque une déformation massive du cours d'eau par l'érosion. Pour le lahar du 28 février 2014, cette érosion ne changea pas le gradient du chenal, alors que pour le lahar du 18 mars 2014 une telle érosion entraîna la formation d'une cascade.

Pendant la sous-phase "avant le pic" où le nombre des blocs visible augmente, les agitations verticales deviennent plus massives. Ces blocs se déplacent en trois façons de mouvement : flottés, tractés et roulés. Ces trois types de mouvement sont clairement visibles quand la matrice autour des blocs métriques se dévoile instantanément par des ressauts hydrauliques. Ces mouvements correspondent au comportement d'un fluide non newtonien où le changement de viscosité est très clair à cause de l'interaction entre les deux états se mélangeant dans les lahars (solide - liquide).

En ce qui concerne l'érosion dans cette étude, elle est causée par les blocs tractés et les blocs roulés qui touchent sans ambiguïté le fond du lit. Les blocs tractés se déplacent à une vitesse inférieure à celle de la matrice (Gomez et Lavigne, 2010). Cela entraîne la friction entre les blocs et le lit du chenal. Cette friction peut être partiellement réduite par la lubrification issue de la matrice et de la liquéfaction des

précédents dépôts. Vallance et Iverson (2015) ont synthétisé l'influence de la vitesse sur le type mouvement de la partie solide, calculée comme suit :

$$\overrightarrow{q} = \left(\overrightarrow{v}_f - \overrightarrow{v}_s\right)(1 - V) \quad (5)$$

où $\vec{v}_s$ est la vitesse de la partie solide (m/s), $\overrightarrow{v}_f$ est la vitesse de la partie fluide ou matrice (m/s) et V est la proportion du volume de la partie solide dans l'écoulement ($0 \leq V \leq 1$). La valeur $\overrightarrow{q}$ indique le type de mouvement de la partie solide. La valeur zéro montre que la lubrification intergranulaire favorise la conservation de la quantité de mouvement. Tandis que les valeurs non nulles (positive et négative) montrent le frottement au fond de l'écoulement par la partie solide et liquide. Cela montre qu'un petit changement de la vélocité a une grande influence sur l'érosion.

Étant donné que la forme des blocs est généralement circulaire, ovale ou parfois cylindrique, le frottement ne reste pas en permanence sous forme d'un mouvement translationnel. La forme des blocs favorisent également leur rotation de blocs (*rigid body rotation*). L'axe (*center of mass*) de cette rotation se trouve bien au centre des blocs pour une rotation classique où ces derniers toujours en contact avec le fond du lit. En revanche, l'axe qui est plus proche de la surface des blocs provoque une rotation accompagnée par une saltation (Fig. 75). La surface des blocs dans les lahars peut être anguleuse ou peu anguleuse.

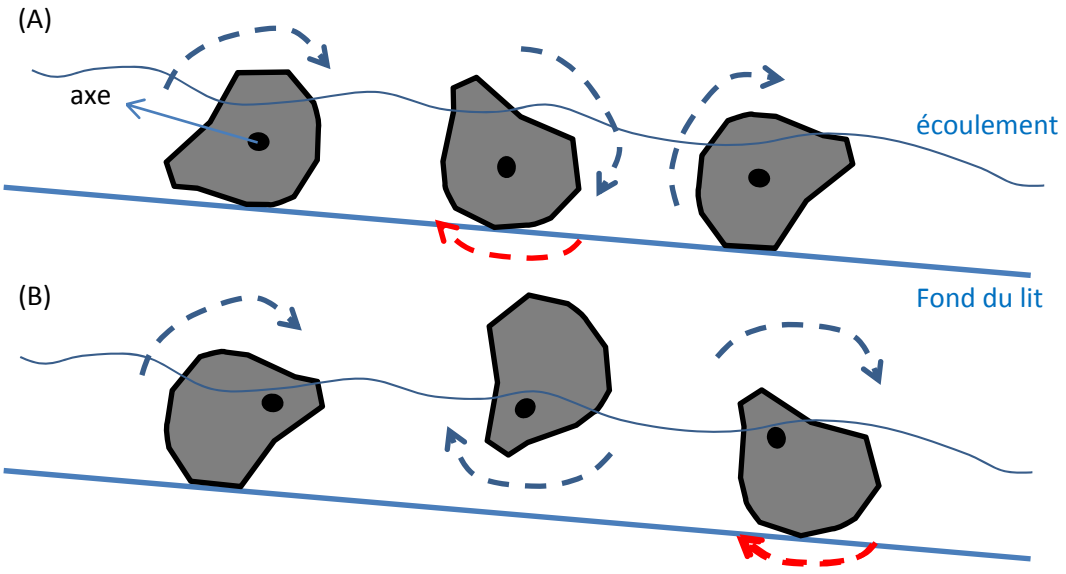


Figure 75 - **Mouvement de blocs provoquant l'érosion et l'agitation.** (A) axe au centre du bloc pour une rotation simple. (B) Axe vers la surface du bloc pour une combinaison rotation et saltation. L'érosion est représentée par les flèches rouges.

L'autre cause de l'agitation est la géomorphologie du chenal. Cela correspond également à l'équation X où le changement instantané de $\overrightarrow{q}$ peut-être causé par la modification brusque de la valeur V due à la topographie (gradient du chenal, obstacle). Cela transforme le mouvement laminaire rapide en un mouvement aléatoire, agité et non-organisé (Iverson et George, 2014). Avant la formation de la cascade dans cette recherche, cette transformation se produit sur la limite entre le dépôt de coulée de lave et le dépôt des précédents lahars. La localisation de l'érosion est un peu loin de cette limite car la vitesse est forte et la rupture du gradient du thalweg n'est pas encore très nette. La direction d'écoulement est plutôt vers l'axe X (horizontal).

7.2.1.2.3. Sous-phase de décrue ou "après le pic"

La sous-phase "après le pic" est caractérisée par la diminution de la profondeur, et de la vitesse. Le comportement d'écoulement est beaucoup plus calme sans présence d'agitation ni de ressauts hydrauliques. Cela entraine une déformation massive du chenal par la sédimentation. Pour les deux lahars étudiés, l'épaisseur du dépôt ne correspond pas à la profondeur de chaque phase d'écoulement mais à environ la moitié de de celle-ci.

La sous-phase "après le pic" représentant le début du "*waning stage*" ou du "*recession limb*" de l'hydrogramme de lahar est caractérisé par le manque de ressauts hydrauliques et des agitations massives dans le sens vertical. Le nombre de blocs visibles diminue et la surface d'écoulement est plutôt lisse, ce qui favorise finalement le processus de sédimentation. La géomorphologie du chenal évolue donc encore pendant cette sous-phase.

Perpendiculaire à l'axe du chenal, la sédimentation et l'érosion ont lieu en même temps. Au départ, la sédimentation peut se produire sur toute la largeur du celui-ci.

Étant donné que la vitesse est forte dans le thalweg, les matériaux se déposent plus difficilement dans cette zone. L'épaisseur de la sédimentation est maximale à proximité des berges, puis diminue au début de façon progressive à l'approche vers le thalweg, sous forme de plan incliné.

Le profil en long du thalweg a évolué entre les deux lahars étudiés. Pour le lahar du 28 février 2014 la pente est inclinée régulièrement, tandis que pour le lahar du 18 mars 2014 il y a une rupture de pente du chenal à cause de la formation d'une cascade. Dans ce dernier cas, les pentes en amont et en aval de la cascade sont faibles. Cette rupture de pente devient plus claire par rapport à la sous-phase "avant le pic". Étant donné que la vitesse d'écoulement est plus faible, l'érosion se rapproche de l'extrémité de la coulée de lave. La direction d'écoulement est plutôt en axe Y (verticale) avant de se tourner vers l'axe X (horizontale). Cela entraîne une incision exactement en aval du dépôt de coulée de lave (*scouring*).

A notre connaissance, peu d'études traitent de manière détaillée des processus d'érosion directement observés dans un chenal naturel (Berger *et al.,* 2010 ; Berger *et al.*, 2011). Le phénomène de formation en cours d'une cascade à cause des lahars (ou bien de coulées de débris en montagne) n'a, quant à lui, jamais été abordé dans la littérature scientifique. Dans cette étude, l'identification de ce processus a failli être loupée car nous n'avions pas imaginé que l'érosion par le lahar allait former une cascade.

La plupart des publications traitent de l'évolution géomorphométrique d'un chenal à l'aide de coupes transversales avant et après un évènement sans prendre en compte le processus pendant l'évènement (Schürch *et al.,* 2011 ; Vázquez *et al.*, 2014 ; Ville *et al*., 2015 ; Vázquez *et al*., 2016). Cette approche aurait pu être utilisée pour le lahar de 28 février 2014. Malheureusement, la même approche ne permet pas d'expliquer et de dater précisément la formation d'une grande cascade comme celle que nous avons trouvée environ à 1,2 km en amont lors de l'évaluation géomorphologique initiale sur l'ensemble du chenal quelques mois avant les deux lahars étudiés (Fig. 76).

Or, l'explication sur la formation de cascade est importante car une autre cascade était en train de se former lors du lahar du 18 mars 2014. Cette formation devient de plus en plus visible lors de la sous phase "après le pic".

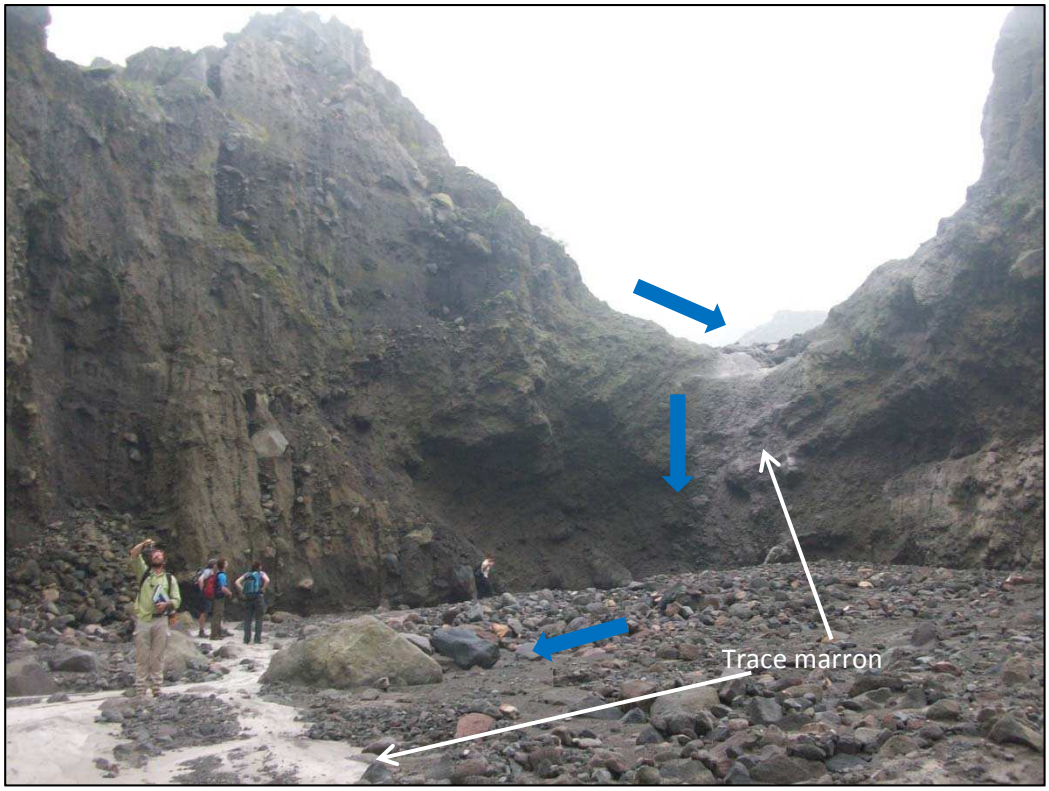


Figure 76 - **Cascade dans le même chenal à environ 1,2 km en amont de notre site d'observation**. Cette cascade a été découverte le 4 Août 2013. La trace marron claire sur le thalweg constitue le dépôt d'un petit écoulement transportant des cendres issues d'une explosion phréatique survenue deux semaines avant (le 22 Juillet 2013). Cette cascade n'existait pas lors de la visite de terrain une année précédente (le 5 Août 2012). Le sens d'écoulement est représenté par les flèches bleues.

La technique la plus avancée pour étudier le processus d'érosion en cours d'écoulement est d'utiliser une colonne verticale des capteurs d'érosion connectée à un *data logger* dont l'enregistrement est effectué à une fréquence 8 échantillons par seconde. Cette instrumentation permet de mesurer la profondeur d'érosion chaque 5 cm (Berger *et al.*, 2011). Le principe de fonctionnement est fondé sur la coupure de chaque capteur faisant partie de la colonne grâce à une connexion série. Cette coupure diminue

ensuite la résistance totale de l'ensemble de la colonne et cela est interprété en tant que la profondeur d'érosion (Berger *et al.,* 2010).

L'avantage de cette instrumentation électronique est l'identification sur le moment exact et la mesure précise de la profondeur d'érosion. Cependant, cet appareil géophysique ne prend pas en compte l'effet de sédimentation qui a lieu parmi les processus d'érosion en cours. Cela est causé par le principe de fonctionnement de l'appareil qui est fondé par la coupure des capteurs. Le sens de la mesure de changement de profondeur est unique, c'est-à-dire vers le bas. La profondeur interprétée constitue donc une profondeur maximale d'érosion.

Le choix d'installation de cet appareil est plus ou moins délicat pour le but d'étudier de la formation d'une cascade. Cela peut se faire par hasard (méthode *trial and error*) ou être précédé par une détection rapide des localisations possibles. Cette dernière nécessite une étude tomographique de la sous-surface (< 3 m) sur le lit d'un chenal naturel. Le résultat de notre étude montre qu'une telle profondeur peut être atteinte par l'érosion d'un seul lahar. Afin de vérifier si jamais il y a un dépôt de coulée de lave à telle faible profondeur pour anticiper la formation d'une cascade, la méthode géoélectique (64 électrodes tous les 1 m) ou géoradar (antenne 250 MHz ou bien 500 MHz) pourraient être applicables.

Dans la littérature scientifique, la thématique d'étude qui est proche de la formation d'une cascade est l'affouillement (*scouring*) près des structures artificielles (Pan *et al.*, 2013 ; Ran *et al.*, 2015 ; Kahnpour *et al.*, 2016 ; Kahn-Mozahedy *et al.*, 2016 ; George et Sitar, 2016). L'affouillement peut être lié à un écoulement fluviatile (Euler et Herget, 2012 ; Su et Lu, 2013 ; Gendaszek *et al*., 2013) et à un déferlement (*run-up*) de tsunami (Tanaka et Sato, 2015 ; Shimozono et Sato, 2016). Sur une surface massive (par exemple béton du sabodam ou pilier du pont), l'affouillement est débuté par une discontinuité autour d'un morceau de blocs. Ce type d'érosion sur une surface dure (*plucking*) est également trouvé sur la surface de dépôt de coulée de lave (Fig 77).

Les mécanismes de la rupture de morceau de bloc peuvent être une rotation, une translation ou un mélange entre les deux.

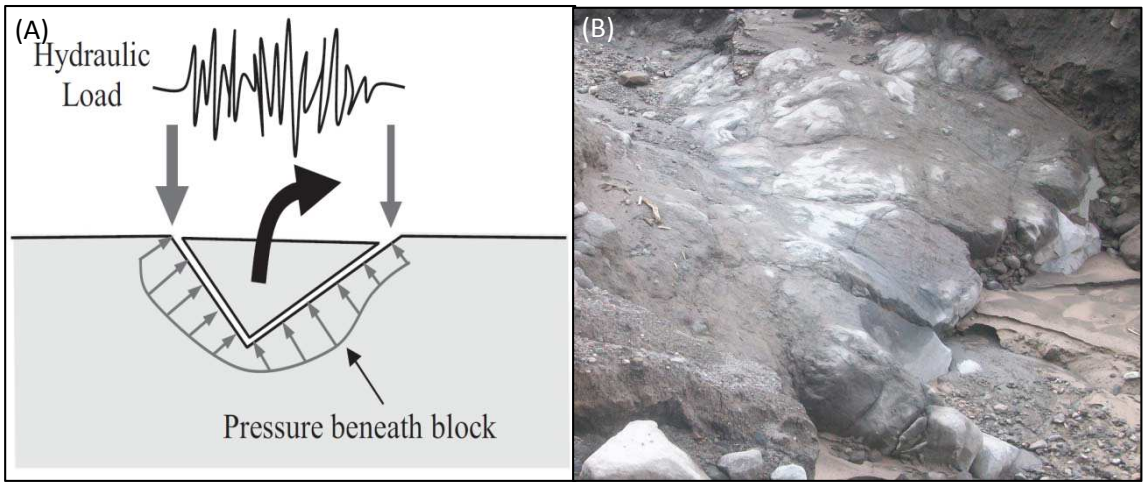


Figure 77 - **Érosion du dépôt de coulée de lave.** (A) Processus d'érosion sur la surface dure à cause d'une discontinuité autour d'un morceau de blocs (George et Sitar, 2016). (B) Fissure sur le dépôt de coulée de lave en aval de la cascade sur notre site d'étude.

Notre site est caractérisé par le rétrocontrôle entre la dynamique de lahar et la morphologie qui ressemble à ce qui se passe dans les cours d'eau montagnards (Wilcox *et al.*, 2011 ; Keller *et al.*, 2015). Une autre caractéristique commune par rapport aux cours d'eau montagnards est la relation entre le taux d'incision et la solidité des matériaux (Brocard et van der Beek, 2006 ; Zimmermann *et al*., 2010). La combinaison consécutive entre une surface massive (dépôt de coulée de lave) et une autre surface moins compactée (dépôt des anciens lahars) favorise un affouillement localisé par un écoulement rapide de type *water jet*. La surface massive se transforme à une marche (*step*) et la surface moins compactée agit en tant que fosse de dissipation d'énergie (*plunge pool*). Cela est appuyé par Stock et Dietrich (2006) qui montrent qu'une roche plus compactée est plus résistante à l'érosion.

Lors de la sous-phase "après le pic", le sapement (*undercutting*) est très visible, mais la formation de surplomb (*overhanging*) de la partie aval du dépôt de coulée de lave n'est pas assez claire. Cela est similaire à ce qui se passe dans les cours d'eau

montagnards (Keller *et al.*, 2015), où la différence de hauteur entre la marche et la fosse de dissipation est faible si bien que la formation de surplomb n'est pas très visible. En amont de la cascade de la Gendol, le chenal est un peu courbé à cause de l'existence du dépôt de coulée de lave, tandis qu'en aval de la cascade le chenal est rectiligne. La forme de la cascade (marche et fosse de dissipation) correspond à l'affouillement de type A proposé par Pagliara *et al.* (2016) où la fosse de dissipation et la dune se produisent sur toute la largeur du chenal.

7.2.1.3. Corps du lahar

La phase du corps du lahar se focalise dans le thalweg incisé auparavant car le débit et la profondeur d'écoulement diminue. La caractéristique hydraulique plus calme favorise la sédimentation au fond du lit. Une étude de la surveillance du lit de la rivière par accéléromètre (ASM / *Accelerometer Scour Monitors*) effectuée par Gendaszek *et al.*, 2013 montre que l'endroit incisé dans le lit du cours d'eau est rempli par la sédimentation après le passage du pic d'une inondation. Van Maren *et al*. (2009) précisent les trois raisons classiques dans un écoulement régulier qui correspondent à cette sédimentation pendant le "*waning stage*", à savoir la diminution de la profondeur, la vitesse et enfin la flottabilité pour garder les matériaux en suspension.

7.2.1.4. Queue de lahar

Pendant la phase de la queue de lahar, le processus d'érosion et de sédimentation peut varier. En cas du lahar du 28 février 2014, le processus de la sédimentation ne se produit pas classiquement dans un écoulement régulier, comme ce qui est expliqué ci-dessus par Van Marren (2009). La sédimentation est plutôt provoquée par un bloc grossier qui s'arrête de rouler près de la paroi droite du thalweg. La sédimentation se produit d'abord en aval puis en amont du bloc. Cela diminue la largeur du thalweg. Étant donné que la puissance d'écoulement est encore forte, cela incise la paroi gauche du thalweg. Le thalweg se déplace donc vers le gauche. L'écoulement est beaucoup moins profond par rapport au thalweg, si bien que le sapement latéral sur le pied des parois du thalweg provoque des effondrements. Dans le cas du lahar du 18 mars 2014,

l'érosion se focalise au milieu du thalweg et cela produit une trace qui ressemble à un escalier.

À la fin de lahar, la géométrie du chenal est presque identique à celle décrites à la fin des coulées de débris à Illgraben en Suisse (Schürch *et al.,* 2011). C'est-à-dire il y a une limite très nette entre la zone de thalweg et la zone en dehors du thalweg. Les parois de part et d'autre du thalweg sont presque verticales. L'étude par Breien et al (2008) d'une coulée de débris causée par une inondation soudaine (*outburst*) de lac glaciaire montre la même chose. La forme en V du chenal se transforme en V avec des côtés quasiment verticaux à cause de l'érosion de coulée de débris. Cependant une autre visite de terrain 3 ans après montre que la forme du chenal revient au type V. Sur notre site, la morphologie du lit sur lequel les lahars est passé se transforme en escalier. Chaque marche de cet escalier est associée à des phases de lahars depuis le pic de coulée de débris jusqu`à la fin des lahars.

7.2.2. Intérêt de la confrontation entre coupe sédimentologie et observations visuelles

Les résultats de cette étude soulignent que l'évolution des dépôts de lahars est à interpréter avec prudence. Sur notre point d'observation en amont du chenal naturel, il existe une évolution rapide et très dynamique (Fig. 78). Cette dernière est liée à quatre dépôts qui consistent en :

a. Dépôt de coulée pyroclastique en 2010 (topographie de base),
b. Dépôt des lahars survenus depuis l'éruption,
c. Dépôt des lahars dont l'écoulement ont été observé in-situ.

Sans une connaissance du phénomène, une certaine expérience, et une présence sur le terrain, il est très difficile de bien différencier ces différents dépôts sur le terrain. L'interprétation sédimentologique liée à un seul lahar risque donc d'être mélangée. En plus les caractéristiques de lahars sur un chenal naturel sont plus complexes par rapport à celles de lahars dans les modélisations numériques et dans les simulations physiques.

À l'intérieur d'un seul évènement de lahar, la formation des dépôts est influencée par les processus d'incision et d'aggradation progressive. Chaque minute compte dans l'évolution de dépôt de lahar. La durée très courte de la phase de coulée de débris (3 minutes en cas du lahar du 28 février ; 15 minutes pour le lahar du 18 mars 2014) est suffisante pour faire évoluer le dépôt et aussi pour modifier la topographie par une alternance de processus d'érosion et de sédimentation. Seule une observation visuelle appuyée par un enregistrement vidéo (haute définition, 25 images par seconde) visant sur un même endroit (équipé par des repères sur le terrain) constitue la technique la plus adaptée. Cette technique est pertinente pour le besoin d'une étude d'un processus géomorphologique en cours dans l'environnement naturel qui est très dynamique et instable. L'analyse visuelle permet de bien identifier la chronologie de l'évolution topographique du chenal confinée en amont et la dynamique des lahars qui s'interagissent avec un rétrocontrôle entre les deux. L'observation visuelle (directe et enregistrée) permet également de déterminer la localisation des échantillonnages de dépôts qui correspond à chaque phase de lahars afin de connecter la caractéristique de ce dépôt à la dynamique de lahar lors d'une certaine phase.


A
B
Coulée de lave
Personne
C

Figure 78 - **Évolution géomorphologique du chenal le long de point d'observation.** (A) Avant les deux lahars. (B) Après le lahar du 28 février 2014. (C) Après le lahar du 18 mars 2014. Les photos ont été prises de la rive gauche.

Une étude effectuée par Wilcox *et al.* (2014) montre que la méthode photos diachroniques (même à une échelle temporelle moins précise, de 1 à 6 images par heure) permet d'étudier un processus d'écoulement très dynamique en aval à cause du démantèlement d'un barrage hydraulique car l'accès est très limité et l'environnement est très instable. Ce type de déclenchement pendant le démantèlement d'un barrage produit le même type d'écoulement car la concentration sédimentaire ressemble à celles des coulées de débris montagnardes et aux lahars volcaniques.

Chaque phase d'écoulement des lahars a laissé un dépôt sur les replats ou dans le thalweg. Le dépôt de la première phase (écoulement hyperconcentré) fut totalement érodé et ensuite remplacé par le dépôt de la deuxième phase de lahar (pic de coulée de débris). Le dépôt est commencé depuis la sous-phase de décrue ou "après le pic". Nous n'avons pas trouvé une couche laminée mince sur le toit du dépôt de coulée de débris. En revanche une autre étude effectuée par Vázquez *et al.* (2014) montre telle couche qui est formée par la partie diluée de la queue du lahar. Cette couche constitue une limite qui sépare le dépôt de coulée de débris en bas et celui d'un écoulement hyperconcentré.

7.3. Conclusion

Cette recherche permet d'étudier les impacts morphométriques, et la chronologie de la sédimentation associée à la dynamique des lahars. En effet, les lahars sont capable de produire un changement important de la morphologie du chenal suite à l'alternance érosion - sédimentation. Les phases de lahars sont divisées en quatre, comme suivantes :

1. Phase de l'écoulement hyperconcentré
2. Phase du pic de coulée de débris dont 3 sous-phases : front, concentration et décrue
3. Phase du corps du lahar
4. Phase de queue du lahar

L'érosion importante se produit lors des sous-phases front et concentration car l'écoulement à cause de l'agitation et des ressauts hydrauliques. Cette érosion est limitée par l'existence de dépôt de coulée de lave et par le tuf. La sédimentation importante se produit lors de la sous-phase décrue ou "après le pic" car l'écoulement est plus calme. L'alternance d'érosion et sédimentation est également trouvé dans les autres phases, avec une magnitude plus faible. Ce processus de formation de dépôt des lahar est suivi par l'évolution de la morphologie du chenal. Cette évolution peut se produire dans l'ensemble du chenal ou seulement dans le thalweg qui est élargi par les lahars.

L'enregistrement vidéo nous facilite l'interprétation sur le processus et la chronologie de la mise en place de dépôt des lahar. En plus, cela permet d'effectuer des mesures topographiques lors d'évènement, où aucun capteur ne peut résister dans un écoulement brutal des lahars. Finalement, l'enregistrement vidéo sur un processus naturel en cours pourra potentiellement faciliter le transfert de connaissance à autrui et aux générations futures pour soutenir l'avancement de la Géoscience, surtout la Géomorphologie et la Sédimentologie.

CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE :

Dynamique des lahars et chronologie d'alternance érosion-sédimentation

Cette partie de thèse traite du passage des lahars actifs dans un chenal naturel, en particulièrement sur la dynamique des lahars et la chronologie de l'alternance érosion-sédimentation lors du passage des lahars. La dynamique des lahars a été étudiée en utilisant une approche originale fondée sur l'observation directe sur le terrain et le couplage d'images vidéo et de données sismiques. Cette méthode peut être également utilisée en tant qu'étude alternative aux observations de terrain sur la dynamique des lahars, souvent difficile et dangereuses.

Cette étude montre que la vidéo est un outil très efficace pour mesurer la profondeur, la vitesse, le débit et le nombre des blocs métriques flottés, et pour analyser l'évolution des processus pendant l'événement. Les données sismiques permettent d'identifier la fréquence, l'amplitude, et la durée de chaque phase des lahars, qui sont au nombre de quatre : écoulement hyperconcentré initial, pic de coulée de débris, corps du lahar, queue du lahar. L'écoulement hyperconcentré initial constitue l'accumulation de ruissellement liée à une averse violente mais très brève. Le pic de coulée de débris est caractérisé par un front pierreux progressant plus rapidement que le front de l'écoulement hyperconcentré initial. Pendant cette phase, l'arrivée de plusieurs convois de blocs transportés principalement en surface est très rapprochée. Le corps du lahar reste de type coulée de débris. L'existence des matériaux secs flottant à la surface de l'écoulement montre les matériaux effondrés des berges pendant le passage du lahar. La queue du lahar est marquée par une dilution progressive et une perte de la compétence nécessaire au transport des blocs.

À part la phase du pic de coulée de débris, les deux géophones en amont et en aval montrent une fréquence identique entre les deux lahar et assez élevée, entre 150 Hz et 240 Hz, qui semblent indiquer qu'assez peu de gros blocs sont transportés par charriage durant cette phase. Tandis que lors de la phase du pic de coulée de débris, la

fréquence sismique enregistrée est très diffèrente entre le site en amont (< 75 Hz) et site en aval (< 150 Hz). Cela correspond à la technique d'acquisition des données sismiques due à la fréquence Nyquist, l'emplacement des géophones, la distance et la profondeur du chenal, et l'existence d'une cascade. L'originalité de notre étude a été de coupler une analyse des signaux sismiques enregistrés par deux géophones à une reconstitution détaillée de la dynamique de deux lahars à partir d'images vidéo prises du début à la fin de l'écoulement. Les données sismiques diffèrent entre les sites amont et aval et cela doivent être interprété avec prudence en comparant aux données hydrologiques dérivées de la vidéo à cause du changement morphologique du chenal pendant l'événement.

L'enregistrement vidéo à haute définition permet également d'analyser la chronologie de l'alternance érosion-sédimentation lors du passage des lahars. L'observation visuelle appuyée par un enregistrement vidéo du passage de lahars associé à des des repères sur le terrain donne des résultats fiables sur la chronologie de l'alternance du couple érosion-sédimentation. Les modalités de l'évolution géomorphologique diffèrent selon la phase d'un lahar. Pendant la phase d'écoulement hyperconcentré initial, l'érosion se concentre dans le thalweg, tandis que la sédimentation se produit en dehors du thalweg lors d'un débordement instantané. Un changement topographique important se produit lors de la phase de pic de coulée de débris contenant trois sous phases (front, courbe de concentration, courbe de décrue). Le front du lahar exhume les blocs au fond du lit du chenal. L'écoulement laminaire pendant la sous phase de courbe de concentration produit une érosion, qui est renforcée par les agitations et les ressauts hydrauliques. La sous phase de courbe de décrue est plus calme provoquant une sédimentation massive. Le corps et la queue du lahar entrainent l'érosion du lit du chenal et une sédimentation très maigre à la surface du dernier dépôt à cause de vaguelettes de lahar. Finalement, l'enregistrement vidéo sur un processus naturel en cours pourra potentiellement faciliter le transfert de connaissance dans les domaines des Géosciences, surtout la Géomorphologie et la Sédimentologie.

CONCLUSION GÉNÉRALE : CONTRIBUTION DE LA THÈSE À LA COMPREHENSION DU DÉCLENCHEMENT ET DE LA DYNAMIQUE DES LAHARS

Du point de vue de la recherche fondamentale et du domaine appliqué, les notre étude multiscalaire de l'érosion du volcan Merapi en Indonésie liée aux lahars sont importantes.

A. Recherche fondamentale

Les lahars constituent l'un des agents érosifs les plus puissants dans les régions volcaniques. L'Indonésie, avec ses 130 volcans actifs, propose des laboratoires naturels qui sont propices aux études géomorphologiques. Cela donne une occasion unique de confronter deux grands types d'approche pour étudier les lahars : (i) une approche commune, consistant à étudier après les lahars après l'événement (étude du dépôt d'abord pour interpréter la dynamique des lahars, et étude du déclenchement d'une façon séparée) ; (ii) une approche plus originale et plus rare, fondée sur des études de l'événement en cours (le déclenchement sur le terrain et en laboratoire, et la dynamique des lahars actif avec la mise en place des dépôts associés).

Un lahar est à la base un écoulement rapide de la zone sommitale vers l'aval, amenant des matériaux volcaniques mélangés à de l'eau avec une évolution de la dynamique d'écoulement dans l'espace et dans le temps. Cette caractéristique rend les lahars mal connus à cause de la difficulté (et dangerosité) d'acquisition des données sur le terrain. Étudier des lahars actifs donne un défi intéressant pour le géomorphologue de terrain : être au bon endroit au bon moment. Cela a pour but de compléter les approches sédimentologiques et instrumentales qui existent déjà. Malheureusement de nos jours, il manque de méthodes couplés et d'observations directes sur le terrain (in-situ). La littérature présente toujours, d'une part, d résultats d'instrumentation géophysique utilisés pour interpréter la dynamique des lahars, soit des résultats, plus rares, limités aux seules observations visuelles de la surface des lahars au cours de l'écoulement. Cette thèse constitue par conséquent l'une des premières études utilisant des méthodes

croisés : observations de terrain par l'auteur pendant toute la durée des événements et couplage d'enregistrement vidéo et sismique.

Du point de vue de la localisation, cette thèse a été effectuée au volcan Merapi dont la caractéristique de base est une très forte activité volcanique et tectonique. Le climat tropical humide favorise la formation des lahars par la pluie et la pression démographique autour de ce volcan est extrême. Les résultats de cette thèse peuvent s'appliquer à beaucoup de volcans dans le monde qui, actuellement et dans le futur, possèdent les même caractéristiques.

En utilisant des méthodes croisées sur le Merapi, entouré parmi des autres volcans actifs dont un était en éruption, cette thèse met en évidence que :

1. Une averse remobilisant un dépôt de cendres volcaniques très fraîches issues de l'éruption d'un volcan éloigné constitue un mode de déclenchement des lahars absent de la littérature scientifique ;
2. le ruissellement par saturation et le ruissellement Hortonien s'accumulent dans le thalweg afin de former un écoulement qui transporte des matériaux non-consolidés issus d'un glissement de terrain ;
3. la présence de retombées de cendres sous une pluie torrentielle provoque la formation de deux types distincts de croûtes : des croûtes de battance et des croûtes de ruissellement sur la surface de matériaux qui provoque leur étanchéité ;
4. l'infiltration et la percolation limitent le déclenchement des lahars par la compaction des matériaux non-consolidés ;
5. Le couplage d'enregistrement vidéo et instrumentation géophysique ont permis l'identification des quatres phases des lahars observés (écoulement hyperconcentré initial, pic de coulée de débris, corps de lahar restant coulée de débris, et queue du lahar).
6. l'instrumentation géophysique sans observation visuelle doit être interprétée avec prudence à cause de l'effet de site et la technique d'instrumentation non appropriée à la nature des lahars ;

7. la mise en place de dépôt des lahars est causée par l'alternance d'érosion-sédimentation lors du passage des quatre phases des lahars, surtout à l'intérieur de la phase du pic de coulée de débris qui dure seulement quelques minutes, ce qui nécessite une observation lors des événements pour bien interpréter la chronologie.

Cette thèse possède également des limites. Cette thèse traite seulement du processus de déclenchement de lahar à cause de : (1) glissement de terrain et (2) averse sur le dépôt des cendres volcaniques très fraîches issues de l'éruption d'un volcan voisin. Les autres modes de déclenchement ne sont pas développés, par exemple une éruption explosive dans un lac de cratère ou d'un maar, l'ouverture d'une brèche dans un lac de cratère à cause d'une défaillance structurale de la paroi ou la liquéfaction du dépôt d'avalanche de débris saturé en eau.

Au niveau de la dynamique des lahars et la chronologie de la sédimentation, cette thèse se focalise seulement sur les lahars en mouvement canalisés (*confined*) dans un chenal naturel profond, comportant parfois des ruptures de pentes nettes (cascades). En revanche, la dynamique des lahars et la chronologie de la sédimentation dans un chenal non canalisé (*unconfined*) ne sont pas étudiées ici. Les matériaux solides dominent les lahars étudiés dans cette thèse, mais dans d'autres volcans il existe aussi des lahars contenant beaucoup plus d'eau, par exemple *jökulhlaup* volcanogénique ou bien des lahars originaires d'un lac du cratère. La dynamique des lahars pourrait donc être différente.

Au niveau de la méthodologie, cette thèse a été effectuée lors des évènements en cours avec la présence de l'auteur sur le terrain. Il ne s'agit pas de la modélisation pré-évènement et d'une l'interprétation post-évènement sans observation in-situ. Les instrumentations de terrain ont facilité l'acquisition des données aux différents endroits autour du volcan. En revanche, parfois les mesures furent influencées par des effets du site très localisés, par exemple la forme du chenal pour la station sismique, la température de l'air et du béton pour les capteurs de force, la canopée pour les

pluviomètres. D'un côté, cela pourrait compliquer l'interprétation des données dans cette thèse ou la mise en application de notre méthode aux autres volcans. D'un autre côté, cela diversifie la compréhension globale sur les lahars. Malgré le fait que l'étude sur les évènements géomorphologiques réels nécessitent énormément du temps et de patience, le long travail sur le terrain nous apprend beaucoup sur ces effets du site. En outre, l'enregistrement vidéo sur un processus naturel en cours pourra potentiellement faciliter le transfert de connaissance à autrui et aux générations futures pour soutenir l'avancement de la Géographie Physique, surtout la Géomorphologie.

Pour les prochaines études, il y a encore beaucoup d'espaces dans la recherche fondamentale à développer, parmi lesquelles :

1. *L'étude de déclenchement des lahars sur le terrain* : élargir les recherches sur les autres modes de déclenchement cités précédemment.
2. *L'étude du déclenchement des lahars en laboratoire* : développer un modèle stochastique afin de comprendre le seuil critique de déclenchement des lahars ;
3. *Améliorer les connaissances sur la dynamique des lahars* par modélisation en prenant en compte l'existence des blocs et l'incorporation des matériaux et étudier la dynamique des lahars non canalisés pour produire la cartographie de zones pouvat être impactées par les lahars.
4. *L'alternance d'érosion-sédimentation des lahars* : Étudier le processus de sédimentation des lahars qui pourrait influencer la dynamique des lahars.

B. Domaine appliqué

Pour finir cette thèse, nous proposons également des apports pour le domaine appliqué sur les volcans les plus actifs dans le monde et paradoxalement les plus peuplés, avec la même caractéristique que le Merapi. Cela pourrait être utile pour la gestion des risques dans les régions volcaniques. Premièrement, beaucoup plus d'observations in-situ et des télé-caméras sont nécessaires pour la surveillance des lahars, dont le système est actuellement très dépendant des instrumentations et des interprétations géophysiques. Ensuite, l'adaptation régulière du système de la

surveillance des lahars aux effets de site, qui évoluent à cause de la dynamique, de l'érosion et de la sédimentation des lahars est importante car ces derniers influencent les seuils d'alerte. De nos jours, seul le seuil de l'intensité de pluie est utilisé. Mais cette étude montre que l'évolution ue seuil de la fréquence sismique doit être également prise en compte, car normalement dans les régions volcaniques, la plupart des sismomètres utilisés sont ceux destinés à la surveillance volcanique et à la montée de magma, non spécifiquement pour la surveillance des lahars.

La mise à jour de la cartographie de l'aléa lahar pourrait également être plus fondée sur le déclenchement, la dynamique et l'alternance érosion-sédimentation lors des événements. Cela est important pour de la réduction des risques liée à la population locale. En plus, une cartographie es ressources et risques peut déterminer les espaces sécurisées, rentables et durables pour l'extraction des sables sur le terrain et en retour nous éviter le vandalisme des matériaux scientifiques (Annexe 14).

Enfin, la création et la dissémination d'un film (Annexe 15 et 16) sur la géomorphologie volcanique, plus particulièrement sur les lahars avec leur dynamique d'écoulement pourrait s'avérer utile à des fins éducatives pour, les bénévoles de la surveillance, les acteurs du gouvernement et les habitants en général sont très importantes pour faire comprendre la nature des lahars. Avec les apports de cette thèse, qui est encore loin d'être parfaite, nous souhaitons également pouvoir contribuer à la nécessité de comprendre l'aléa lahar (Chapitre 2).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abancó C., Hürlimann M., Moya J. (2014) – Analysis of the ground vibration generated by debris flows and other torrential processes at the Rebaixader monitoring site (Central Pyrenees, Spain). *Natural Hazards and Earth System Sciences,* 14, 929-943.

Aguilera E., Pareschi M.T., Rosi M., Zanchetta G. (2004) - Risk from Lahars in the Northern Valleys of Cotopaxi Volcano (Ecuador). *Natural Hazards*, 33 (2), 161 - 189

Alzwar, M. (1985) - G. Ke1ut. Serials of Volcanology (Special edition) of the Volcanological Survey of Indonesia, 108, 1- 60.

Amaliah L., Yuwono A.S., Mulyanto B. (2014) - Prediction of Dustfall Generation over an Andisol and Entisol Soil and Negatife Impact To Human Health. *Scholars Journal of Engineering and Technology*, 2 (3B), 426-431

Anderson C.A. (1933) - The Tuscan formation in Northern California with a discussion concerning the origin of breccias. *University of California Publications; Bulletin of the department of Geological Sciences*, 23 (7), 215-276.

Andreastuti S.D., Newhall C., Dwiyanto J. (2006) - Menelusuri kebenaran letusan Gunung Merapi 1006. *Jurnal Geologi Indonesia*, 1 (4), 201 - 207

Anonymous (1920) - *De Kloetramp in 1919*. Nederlandsch Indië oud & nieuw. 32 p.

Anonymous (1832) - Eruption of Mount Galoungoun. *The monthly repository and library of entertaining knowledge*, 2 (12), 413-415.

Antinao J.L., Farfán L.M. (2013) - Occurrence of landslides during the approach of tropical cyclone Juliette (2001) to Baja California Sur, Mexico. *Atmósfera,* 26 (2), 183-208

Arattano M., Moia F. (1999) – Monitoring the propagation of a debris flow along a torrent. *Hydrological Science Journal,* 44, 5, 811-823.

Arriëns T. (1854) - Beklimming van den vulkaan Kloed in september 1854. *Natuurkundig tijdschrift voor Nederlandsch-Indië*. 7 (3), 453 – 460

Assouline S. (2011) - Soil surface sealing and crusting. *In* Glinski J., Horabik J., Lipiec J (Ed.) *Encyclopedia of agrophysics*. Springer. Dordrecht. 786-791

Aucker M.R., Sparks R.S.J., Siebert L., Crosweller H.S., Ewert J. (2013) - A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *Journal of applied volcanology,* 2, 1-24.

Bahar I. (1984) - *Contribution à la connaissance du volcanisme indonésien: le Merapi (Centre-Java), cadre structural, pétrologie-géochimie et implications volcanologiques.* Thèse. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 215 p.

Bardintzeff, J-M. (2011) - Volcanologie. 4e édition. Dunod, Paris. 313p.

Battaglia J. (2003) - Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes. *Journal of Geophysical Research*, 108 (B8), 2364, 1-14

Baxter P.J., Horwell C.J. (2015) - Impacts of Eruptions on Human Health. *In* Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H., Stix J. (Ed.) : *The encyclopedia of volcanoes (second edition).* Elsevier, 1035 **-** 1047.

Beauducel F. (1998) - *Structures et comportement mécanique du volcan Merapi (Java) : une approche méthodologique du champ de déformations*. Thèse. Université Paris 7 Denis Diderot. 244p.

Beguería S., Van Asch Th.W.J., Malet J.-P., Gröndahl S. (2009) - A GIS-based numerical model for simulating the kinematics of mud and debris flows over complex terrain. Natural hazards and earth system sciences. 9, 1897-1909

Berger C., McArdell B.W., Schlunegger F. (2011) - Direct measurement of channel erosion by debris flows, Illgraben, Switzerland. *Journal of geophysical research*, 116 (F1), 1-18

Berger C., McArdell B.W., Fritschi B., Schlunegger F. (2010) - A novel method for measuring the timing of bed erosion during debris flows and floods. *Water resources research*, 46 (2), 1-7

Berthommier P.C. (1990) - *Etude volcanologique du Merapi (Centre Java). Téphrostratigraphie et chronologie - produits éruptifs*. Thèse. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 223 p

Best J.L. (1992) - Sedimentology and event timing of a catastrophic volcaniclastic mass flow, Volcan Hudson, Southern Chile. *Bulletin of Volcanology,* 54 (4), 299 - 318

Beverage J.P., Culbertson J.K. (1964) - Hyperconcentration of suspended sediment. *Journal of the hydraulics division*, 90, 117-128

Bloomfield K., Sanchez Rubio G., Wilson L. (1977) - Plinian eruptions of Nevado de Toluca volcano, Mexico. *Geologische Rundschau*, 66 (1), 120 – 146

BMKG (2016) - Buletin meteorologi. Stasiun Meteorologi Hang Nadim Batam. 36p**.**

Boechari (1976) - Some consideration of the problem of the shift of Mataram's center of government from Central to East Java in the 10th Century A.D. *Bulletin of the Research Center of Archaeology of Indonesia*, 10, 26

BPS (2008) - Kabupaten dalam Angka. Indonesia: Biro Pusat Statistik.

BPS (2010) - Kabupaten dalam Angka. Indonesia: Balai Pusat Statistik.

Branney M.J., Kokelaar P. (1992) - A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54, 504-520

Breien H., De Blasio F.V., Elverhøi A., Høeg K. (2008) - Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway. *Landslides*, 5 (3), 271–280

Brocard G., Van Der Beek P. (2006) - Influence of incision rate, rock strength, and bedload supply on bedrock river gradients and valley-flat widths: Field-based evidence and calibrations from western Alpine rivers (southeast France). *In* Willett S.D., Hovius N., Brandon M.T., Fisher D. (Ed.) *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution.* Geological Society of America Special Paper 398, 101-126

Brown R.J., Andrews G.D.M. (2015) - Deposits of Pyroclastic Density Currents. *In* Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H., Stix J. (Ed.) : *The encyclopedia of volcanoes (second edition)*. Elsevier, 631-648

Brown S.K., Sparks R.S.J., Mee K., Vye-Brown C., Ilyinskaya E., Jenkins S.F., Loughlin S.C. (2015) - Country and regional profiles of volcanic hazard and risk (Appendix B). *In* Loughlin S.C., Sparks R.S.J., Brown S.K., Jenkins S.F., Vye-Brown C. (Ed.) *: Global volcanic hazards and risk*. Cambridge university press. 789p.

Burtin A., Cattin R., Bollinger L., Vergne J., Steer P., Robert A., Findling N., Tiberi C. (2011) - Towards the hydrologic and bed load monitoring from high-frequency seismic noise in a braided river: The ‘‘torrent de St Pierre’’, French Alps. *Journal of Hydrology*. 408, 43-53

Butzen V., Seeger M., Marruedo A., de Jonge L., Wengel R., Ries J.B., Casper M.C. (2015) - Water repellency under coniferous and deciduous forest — Experimental assessment and impact on overland flow. *Catena*, 133, 255–265

Buurman H., West M. E., Thompson G. (2013) – The seismicity of the 2009 Redoubt eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 259, 16-30.

Camus G., Gourgaud A., Berthommier P.C., Vincent P.M. (2000) - Merapi (Central Java, Indonesia): An outline of the structural and magmatological evolution, with a special emphasis to the major pyroclastic events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 100, 139-163

Canby T.Y. (1984) - *El Niño's ill wind*. National Geographic Magazine, 165 (2), 144-183.

Capra L., Bernal J.P., Carrasco-Núñez G., Roverato M. (2013) - Climatic fluctuations as a significant contributing factor for volcanic collapses. Evidence from Mexico during the Late Pleistocene. *Global and Planetary Change*, 100, 194–203

Carranza E.J.M., Castro O.T. (2006) - Predicting Lahar-Inundation Zones: Case Study in West Mount Pinatubo, Philippines. *Natural Hazards*, 37 (3), 331 - 372

Carrivick J.L., Manville V., Cronin S.J. (2009) - A fluid dynamics approach to modelling the 18th March 2007 lahar at Mt. Ruapehu, New Zealand. *Bulletin of Volcanology,* 71 (2), 153 - 169

Caruso P., Pareschi M.T. (1993) - Estimation of lahar and lahar-runout flow hydrograph on natural beds. *Environmental Geology*, 22 (2), 141-152

Cerdà A., Ibáñez S., Calvo A. (1997) - Design and operation of a small and portable rainfall simulator for rugged terrain. *Soil Technology*, 11 (2), 163-170

Certini G. (2005) - Effects of fire on properties of forest soils: a review. *Oecologia*, 143, 1–10

CEPAL (1999) - *Nicaragua: Evaluación de los daños ocasionados por el Huracán Mitch, 1998. Sus implicaciones para el desarrollo económico y social y el medio ambiente.* Naciones Unidades. 41 p.

Chamizo S., Rodríguez-Caballero E., Cantón Y., Asensio C., Domingo F. (2015) - Penetration resistance of biological soil crusts and its dynamics after crust removal: Relationships with runoff and soil detachment. *Catena*, 126, 164–172

Chou H. T., Chang Y.L., Zhang S.C. (2010) - Acoustic signals and geophone response induced by stony-type debris flows. *Interpraevent*, 712-720

Cole S.E. (2011) - *Geophysical investigation into the internal dynamics of moving lahars*. Thèse de Doctorat. Massey University. Palmerston North. 187 p.

Cole S.E., Cronin S.J., Sherburn S., Manville V. (2009) – Seismic signals of snow-slurry lahars in motion: 25 September 2007, Mt Ruapehu, New Zealand. *Geophysical Research Letters,* 36, 1-5.

Coviello V., Kean J., Smith J., Coe J., Arattano M., McCoy S. (2015) - High frequency seismic monitoring of debris flows at Chalk Cliffs (CO), USA. *Geophysical research abstracts*. 17, 15596

Costa J. E. (1984) - Physical geomorphology of debris flows, *In* Costa J. E., Fleischer P.J. (Ed.) *Developments and Applications of Geomorphology*. New York, Springer-Verlag, p. 269–317.

Coussot P. (1997) – *Mudflow rheology and dynamics*. Balkema Publishers, Rotterdam, 272 p

Crandell D.R. (1987) - Deposits of pre-1980 pyroclastic flows and lahars from Mount St. Helens volcano, Washington. *USGS Professional Paper,* 1444. 89p.

Crandell, D.R. (1971) - Postglacial lahars from Mount Rainier volcano, Washington. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, 677, 73p.

Cronin S.J., Lecointre J. A., Palmer A. S., Neall V. E. (2000) - Transformation, internal stratification, and depositional processes within a channelised, multi-peaked lahar flow. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 43 (1), 117-128

Cronin S.J., Neall V.E., Lecointre J.A., Palmer A.S. (1999) - Dynamic interactions between lahars and streamflow: a case study from Ruapehu volcano, New Zealand. Geological Society of America Bulletin, 111, 28-38

Cronin S.J., Neall V.E., Lecointre J.A., Palmer A.S. (1997) - Changes in Whangaehu river lahar characteristics during the 1995 eruption sequence, Ruapehu volcano,

New Zealand. Journal of volcanology and geothermal research, 76 (1 – 2), 47 – 61

Cummans J. (1981) - Chronology of mudflows in the South Fork and North Fork Toutle River following the May 18 eruption. *In* Lipman P.W., Mullineaux D.R. (Ed): *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington.* USGS Professional Paper, 1250, 479 – 486

D'Angelo G., Marzolla M. (2014) - New trends in parallel and distributed simulation: From many-cores to Cloud Computing. *Simulation Modelling Practice and Theory*. 49, 320–335

de Bélizal É., Lavigne F., Hadmoko D.S., Degeai J.-P., Dipayana G.A., Mutaqin B.W, Marfai M.A., Coquet M., Le Mauff B., Robin A.K., Vidal C., Cholik N., Aisyah N. (2013) - Rain-triggered lahars following the 2010 eruption of Merapi volcano, Indonesia: A major risk. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 261, 330–347

de Bélizal É. (2012) - Les corridors de lahars du Merapi (Java, Indonésie) : des espaces entre risque et ressource. Contribution à la géographie des risques du volcan Merapi. Thèse de Doctorat. Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne. Paris. 480 p.

de Benedetti A.A., Funiciello R., Giordano G., Diano G., Caprilli E., Paterne M. (2008) - Volcanology, history and myths of the Lake Albano maar (Colli Albani volcano, Italy). *Journal of volcanology and geothermal research*, 176 (3), 387 - 406

de Mets C., Gordon R.G., Argus D.F. (2010) - Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*. 181, 1-80.

Deb S.K., Shukla M.K., Sharma P., Mexal J.G. (2013) - Soil water depletion in irrigated mature pecans under contrasting soil textures for arid Southern New Mexico. *Irrigation Science*, 31, 69–85

del Marmol M.A. (1989) - *The petrology and geochemistry of Merapi Volcano, Central Java, Indonesia.* Thèse. The Johns Hopkins University, Baltimore, 384 p.

Delmelle P., Opfergelt S., Cornelis J.-T., Ping C.-L. (2015) - Volcanic Soils. *In* Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H., Stix J. (Ed.) : *The encyclopedia of volcanoes (second edition*). Elsevier, 1253 - 1264

Devoli G., Cepeda J., Kerle N. (2009) - The 1998 Casita volcano flank failure revisited — New insights into geological setting and failure mechanisms. *Engineering Geology*. 105(1-2), 65-83

Ding Y., Dang C., Yuan G., Wang Q. (2012) - Characteristics and remediation of a landslide complex triggered by the 2008 Wenchuan, China earthquake-case from Yingxiu near the earthquake epicenter. *Environmental earth sciences*, 67, 161–173

Dorova J.M., Meyer D.F. (1994) - Hydrologic hazards in the lower Drift River basin associated with the 1989 -1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62 (1 -4), 387 – 407.

Doyle E. E., Cronin S. J., Cole S. E., Thouret J.-C. (2010) - The coalescence and organization of lahars at Semeru volcano, Indonesia. *Bulletin of Volcanology,* 72 (8), 961 - 970

Edwards B.R., Gudmundsson M.T., Russell J.K. (2015) – Glaciovolcanism. In Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H., Stix J. (Ed.) : *The encyclopedia of volcanoes (second edition).* Elsevier, 377 – 393.

Epstein E., Grant W. J. (1967) - Soil Losses and Crust Formations Related to Some Soil Physical Properties. *Soil Science Society of America Journal*. 31 (4), 547-550

Epstein E., Grant W.J. (1966) - TB22: Design, Construction and Calibration of a Laboratory Rainfall Simulator. Maine Agricultural Experiment Station Technical Bulletin 22. 9p.

Escher B.G. (1931a) - Gloedwolken en lahar's : vulkanische katastrophes in Nederlandsch-Indië. Tropisch Nederland. 3 (19), 291-304.

Escher B.G. (1931b) - Gloedwolken en lahar's : vulkanische katastrophes in Nederlandsch-Indië. Tropisch Nederland. 3 (20), 307-320.

Escher, B. G. (1922) - On the hot "lahar" (mud flow) of the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska. *Koninklijke Akademie van Wetenschappen*, 24, 282 – 293

Escher B.G. (1920) - De kloet van een geomoorfologisch standpunt beschouwd. *Natuurkundig tijdschrift voor Nederlandsch-Indië*, 79 (1), 120 – 127

Ettinger S., Mothes P., Paris R., Schilling S. (2007) - The 1877 lahar deposits on the eastern flank of Cotopaxi volcano. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 3, 271-280

Euler T., Herge J. (2012) - Controls on local scour and deposition induced by obstacles in fluvial environments. *Catena*, 91, 35-46

Fang Y.M., Huang T.M., Lee B.J., Chou T.Y., Yin H.Y. (2011) –eAnalysis of debris flow underground sound by wavelet transform - a case study of events in Aiyuzih river. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment.* IJEGE.2011-03.B-060, 545 - 551

Fang Y.M., Lee B.J., Chou T.Y., Lien H.P., Chang Y.H., Hsiao T.C., Lin Y. I., Lien J.C., Yin H.Y. (2007) - *Analysis and maintenance of debris flow monitoring system –-A case study of events in Aiyusih river*. 2nd International Conference on Urban Disaster Reduction. 1-5.

Fazanaro F.I., Soriano D.C., Suyama R., Madrid M.K., de Oliveira J.R., Muñoz I.B., Attux R. (2016) - Numerical characterization of nonlinear dynamical systems using parallel computing: The role of GPUs approach. *Commun Nonlinear Sci Numer Simulat*, 37, 143–162

Ferreira C.S.S., Walsh R.P.D., Shakesby R.A., Keizer J.J., Soares D., González-Pelayo O., Coelho C.O.A., Ferreira A.J.D. (2016) - Differences in overland flow, hydrophobicity and soil moisture dynamics between Mediterranean woodland types in a peri-urban catchment in Portugal. *Journal of Hydrology*, 533, 473–485

Fisher T.G. (2004) - Outburst flood. *In* Goudie A.S. (Ed.) : *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge Ltd, London, 734 - 735.

Fisher R.V., Schmincke H. U. (1984) - Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin. 472p.

Fisher R.V. (1966) - Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal of Science*. 264, 350-363

Folk R.L., Ward W.C. (1957) - Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26.

Franco-Ramos O., Stoffel M., Vázquez-Selem L., Capra L. (2013) - Spatio-temporal reconstruction of lahars on the southern slopes of Colima volcano, Mexico – A dendrogeomorphic approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 267, 30–38

Froude M. (2015) - *Lahar dynamics in the Belham river valley, Montserrat : application of remote-camera based monitoring for improved sedimentological interpretation of post-event deposits*. Thèse de Doctorat. University of East Anglia. Norwich. 360p.

Gabet E.J. (2014) - Fire increases dust production from chaparral soils. *Geomorphology*, 217, 182–192

Galgaro A., Tecca P.R, Genevois R., Deganutti A.M. (2005) - Acoustic module of the Acquabona (Italy) debris flow monitoring system. *Natural Hazards and Earth System Sciences.* 5, 211 - 215

García-Rodeja E., Nóvoa J.C., Pontevedra X., Martínez-Cortizas A., Buurman P. (2007) - Aluminium and iron fractionation of European volcanic soils by selective dissolution techniques. *In* Arnalds Ó., Bartoli F., Buurman P., Óskarsson H., Stoops G., García-Rodeja E. (Ed.) *Soils of Volcanic Regions in Europe*. Springer. 325 – 351

Gendaszek A.S., Magirl C.S., Czuba C.R., Konrad C.P. (2013) - The timing of scour and fill in a gravel-bedded river measured with buried accelerometers. *Journal of Hydrology*, 495, 186–196

George M.F., Sitar N. (2016) - System reliability approach for rock scour. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 85, 102–111

Gerolymos N., Gazetas G. (2007) - A model for grain-crushing-induced landslides—Application to Nikawa, Kobe 1995. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 27, 803–817

Gertisser R., Charbonnier S.J., Keller J., Quidelleur X. (2012) - The geological evolution of Merapi volcano, Central Java, Indonesia. Bulletin of Volcanology, 74:1213–1233

Gertisser R., Charbonnier S.J., Troll V.R., Keller J., Preece K., Chadwick J.P., Barclay J., Herd R.A. (2011) - Merapi (Java, Indonesia): anatomy of a killer volcano. Geology Today, 27 (2), 57-62

Gomez C., Lavigne F. (2010) - Transverse architecture of lahar terraces, inferred from radargrams: preliminary results from Semeru Volcano, Indonesia. *Earth surface processes and landforms*. 35, 1116-1121

Gomi T., Sidle R.C., Ueno M., Miyata S., Kosugi K. (2008) - Characteristics of overland flow generation on steep forested hillslopes of central Japan. *Journal of Hydrology*, 361, 275– 290

Gorshkov G.S. (1962) - On the classification and terminology of Pelée and Katmai type eruptions. *Bulletin Volcanologique*, 24 (1), 155 - 165.

Graettinger A.H., Manville V., Briggs R.M. (2010) - Depositional record of historic lahars in the upper Whangaehu Valley, Mt. Ruapehu, New Zealand: implications for trigger mechanisms, flow dynamics and lahar hazards. *Bulletin of Volcanology,* 72 (3), 279 – 296

Gribbin J.E. (2014) - *Introduction to Hydraulics and Hydrology with Applications for Stormwater Management*. Cengage Learning. 543 p.

Griesfeller A., Lahoz W.A., de Jeu R.A.M., Dorigo W., Haugen L.E., Svendby T.M., Wagner W. (2016) - Evaluation of satellite soil moisture products over Norway using ground-based observations. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 45, 155–164

Griggs R.F. (1922) - *The Valley of Ten Thousand Smokes*. National Geographic Society, Washington, 341 p.

Griggs R.F. (1921) - Our greatest National Monumen. The National Geographic Society completes its explorations in the Valley of Ten Thousand Smokes. *The national geographic magazine.* 40 (3), 219-292

Griggs R.F. (1918a) - I. The recovery of vegetation at Kodiak. *The ohio journal of science*, 19 (1), 1 - 57

Griggs R.F. (1918b) - II. Are The Valley of Ten Thousand Smokes real volcanoes?. *The ohio journal of science*, 19 (2), 97 - 116

Griggs R.F. (1918c) - III. The great hot mud flow of The Valley of Ten Thousand Smokes. *The ohio journal of science*, 19 (2), 117 - 142

Griggs R.F. (1917) - The Valley of Ten Thousand Smokes. National Geographic Society exploration in the Katmai district of Alaska. *National geographic magazine,* 31, 12 – 68

Guan M., Wright N.G., Andy Sleigh P., Carrivick J.L. (2015) - Assessment of hydro-morphodynamic modelling and geomorphological impacts of a sediment-

charged jökulhlaup, at Sólheimajökull, Iceland. *Journal of Hydrology*, 530, 336–349

Gudmundsson M.T. (2015) - Hazards from lahars and jökulhlaups. In Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H., Stix J. (Ed.) : *The encyclopedia of volcanoes (second edition).* Elsevier, 971 - 984.

Gudmundsson M.T., Larsen G., Höskuldsson Á., Gylfason Á.G. (2008) - Volcanic hazards in Iceland. *Jökull* 58, 251-268

Hadley K.C., LaHusen R.G. (1995) - *Technical manual for the experimental Acoustic Flow Monitor*. USGS Open-File Report 95-114, 24 p.

Hall M.L. (1992) - The 1985 Nevado del Ruiz eruption: scientific, social, and governmental response and interaction before the event. *In* McCall G.J.H., Laming D.J.C., Scott S.C. (Ed.): *Geohazards: Natural and men-made*. Chapman and Hall, London, 43 - 52.

Hall R. (2012) - Late Jurassic-Cenozoic reconstructions of the Indonesian region and the Indian Ocean. *Tectonophysics*, 570-571, 1-41

Hall R., Smyth H.R. (2008) - Cenozoic arc processes in Indonesia: Identification of the key influences on the stratigraphic record in active volcanic arcs. *The Geological Society of America Special Papers*, 436, 27-54

Hamidi (1983) - *Laporan rapat evaluasi dan Bahaya akibat letusan G. Galunggung*. Volcanological Survey of Indonesia. 6 p.

Hawke R., McConchie J. (2011) - In situ measurement of soil moisture and pore-water pressures in an 'incipient' landslide: Lake Tutira, New Zealand. *Journal of Environmental Management*, 92, 266–274

Heller V. (2011) - Scale effects in physical hydraulic engineering models. *Journal of Hydraulic Research*, 49 (3), 293-306

Horsfield, T. (1816a) - On the mineralogy of Java. - Verh. Bataviaasch Genoot. Kunsten Wet., 8: 141-173 (2nd ed. in 1826).

Horsfield, T. (1816b) - Essay on the geography, mineralogy and botany of the western portion of the territory of the native princes of Java. - Verh. Bataviaasch Genoot. Kunsten Wet., 8: 175-312 (2nd ed. in 1826).

Houghton B.F., Latter J.H., Hackett W.R. (1987) - Volcanic hazard assessment for Ruapehu composite volcano, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Bulletin of volcanology*, 49, 737-751

Houze Jr R.A. (2010) - Clouds in Tropical Cyclones. *Monthly Weather Review, American Meteorological Society*, 138, 293-344

Huang C.J., Yeh C.H., Chen C.Y., Chang S.T. (2008) – Ground vibrations and airborne sounds generated by motion of rock in a river bed. *Natural Hazards and Earth System Sciences,* 8, 1139-1147.

Huang C.J., Yin H.Y., Chen C.Y., Yeh C.H., Wang C.L. (2007) – Ground vibrations produced by rock motions and debris flows. *Journal of Geophysical Research,* 112, 1-20.

Hübl J., Kogelnig A., Suriñach E., Vilajosana I., McArdell B.W. (2012) – A review on acoustic monitoring of debris flow. *In* De Wrachien D., Brebbia C.A., Mambretti S. (Eds.): *Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense and Debris Flows IV*. WIT Press, 73-82.

Hungr O., McDougall S. (2009) - Two numerical models for landslide dynamic analysis. *Computers & Geosciences*. 35 (5), 978–992

Hungr O., Corominas J., Eberhardt E. (2005) - Estimating landslide motion mechanism, travel distance and velocity. *In* Hungr O., Fell R., Couture R., Eberhardt E. (Ed.) *Landslide Risk Management*. Taylor and Francis Group. 99-128

IAVCEI / International association of volcanology and chemistry of the earth's interior. (1990) - Reducing volcanic disasters in the 1990's. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 35(1), 80-95

Inbar A., Lado M., Sternberg M., Tenau H., a, Ben-Hur M. (2014) - Forest fire effects on soil chemical and physicochemical properties, infiltration, runoff, and erosion in a semiarid Mediterranean region. *Geoderma*, 221–222, 131–138

Itakura Y., Fujii N., Sawada T. (2000) - Basic Characteristics of Ground Vibration Sensors for the Detection of Debris Flow. *Physics and Chemistry of the Earth.* 25(9), 717-720

Itoh T., Horiuchi S., Mizuyama T., Kaitsuka K. (2013) - Hydraulic model tests for evaluating sediment control function with a grid-type Sabo dam in mountainous torrents. *International Journal of Sediment Research*, 28, 511-522

Iverson R.M., George D.L. (2014) - *A depth-averaged debris-flow model that includes the effects of evolving dilatency: 1. Physical basis*. Proceedings of the Royal Society, London, Series A, 470 (2170), 1-31

Iverson R.M., Logan M., LaHusen R.G., Berti M. (2010) - The perfect debris flow? Aggregated results from 28 large-scale experiments. *Journal of geophysical research*. 115 (F3), 29p.

Iverson R.M. (1997) - The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, 35 (3), 245–296

Jacob M., Hungr O. (2005) - *Debris-flow hazards and related phenomena*. Praxis Publishing Ltd, Chichester, 247 - 274.

Janda R.J., Scott K.M., Nolan K.M., Martinson H.A. (1981) - Lahar movement, effects & deposits. *In* Lipman P.W., Mullineaux D.R. (Ed.): *The 1980 eruption of Mount St Helens, Washington*. USGS Professional Paper, 1250, pp 461-478

Johnson C.G., Kokelaar B.P., Iverson R.M., Logan M., LaHusen R.G., Gray J.M.N.T. (2012) - Grain-size segregation and levee formation in geophysical mass flows. *Journal of geophysical research*, 117 (F1), 1-23

Johnson A. M. (1984) - Debris flow. *In* Brunsden D., Prior D. B. (Ed.) *Slope Instability*: New York, Wiley, p. 257–361.

Johnson A.M. (1970) - Physical Processes in Geology. Freeman, Cooper, and Co. San Francisco, 577 p.

Johnson A. M. (1965) - *A model for debris flow*. Thèse de Doctorat, The Pennsylvania State University, State College, Pennsylvania.

Jones R., Manville V., Andrade D. (2015) - Probabilistic analysis of rain-triggered lahar initiation at Tungurahua volcano. *Bulletin of Volcanology*, 77, 68, 1-19

Joung Y.S., Buie C.R. (2014) - Aerosol generation by raindrop impact on soil. *Nature communication*, 6,6083

Junghuhn, F.W. (1854) – Java, zijne gedaante, zijn plantentooi en inwendige bouw (IIIe deel : Tweede Afdeeling, De vulkanen en vulkanische verschijnselen). P.N. Van Kampen, Amsterdam, 509 - 1455p.

Kelfoun K., Druitt T.H. (2005) - Numerical modeling of the emplacement of Socompa rock avalanche, Chile. *Journal of geophysical research*, 110, B12202, 13 p

Keller E.A., Bean B., Best D. (2015) - Fluvial geomorphology of a boulder-bed, debris-flow — Dominated channel in an active tectonic environment. *Geomorphology*, 243, 14–26

Kemmerling G.L.L. (1921) - *De uitbarsting van den G. Keloet in den nacht van den 19den op den 20sten mei 1919.* Weltevreden. 120 p.

Kennett B. L. N., Engdahl E. R. (1991) - Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105 (2), 429-465

Kerle N., van Wyk De Vries B., Oppenheimer C. (2003) - New insight into the factors leading to the 1998 flank collapse and lahar disaster at Casita Volcano, Nicaragua. *Bulletin of volcanology*, 65, 331-345

Kerle N., van Wyke de Vries B. (2001) - The 1998 debris avalanche at Casita Volcano, Nicaragua - investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing. *Journal of volcanology and geothermal research*, 105, 49-63

Khan-Mozahedy A.B.M., Muñoz-Perez J.J., Neves M.G., Sancho F., Cavique R. (2016) - Mechanics of the scouring and sinking of submerged structures in a mobile bed: A physical model study. *Coastal Engineering*, 110, 50–63

Khanpour M., Zarrati A.R., Kolahdoozan M., Shakibaeinia A., Amirshahi S.M. (2016) - Mesh-free SPH modeling of sediment scouring and flushing. *Computers and Fluids*, 129, 67–78

Komorowski J.-C., Jenkins S., Baxter P.J., Picquout A., Lavigne F., Charbonnier S, Gertisser R., Preece K., Cholik N., Santoso A.B., Surono. (2013) -

Paroxysmal dome explosion during the Merapi 2010 eruption: Processes and facies relationships of associated high-energy pyroclastic density currents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 261, 260–294

Koning J.F.L. (1919) - De Kloetramp van 20 mei 1919. *Soerabaíasch Handelsblad en Drukkerijen*. 228 p.

Kowalska A., Boczon A., Hildebrand R., Polkowska Z. (2016) - Spatial variability of throughfall in a stand of Scots pine (*Pinus sylvestris L.*) with deciduous admixture as influenced by canopy cover and stem distance. *Journal of Hydrology*, 538, 231–242

Kumagai H, Mothes P., Ruiz M., Maeda Y. (2015) - An approach to source characterization of tremor signals associated with eruptions and lahars. *Earth, Planets and Space*, 67, 178, 1-12

Kusumadinata, K. (1979) - *Data Dasar Gunungapi Indonesia*. Direktorat Jenderal Pertambangan Umum, Direktorat Vulkanologi, Bandung, 820 p.

LaHusen R.G. (1998) – *Detecting debris flows using ground vibrations*. USGS Fact Sheet 236-96.

Lassu T., Seeger M., Peters P., Keesstra S.D. (2015) - The wageningen rainfall simulator: set-up and calibration of an indoor nozzle-type rainfall simulator for soil erosion studies. *Land degradation & development*, 26, 604-612

Laurendeau A. (2013) - Définition du mouvement sismique « au rocher ». Thèse de Doctorat. Université de Grenoble. Grenoble. 304 p.

Lavigne F., Morin J., Surono (2015) - *The atlas of Merapi volcano*. Laboratoire de Géographie Physique, CNRS 8591, Meudon, 58 p.

Lavigne F., de Coster B., Juvin N., Flohic F., Texier P., Morin J., Gaillard J.-C., Sartohadi J. (2008) - People's behaviour in the face of volcanic hazards: Perspectives from Javanese communities, Indonesia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 172 (3-4), 273-287

Lavigne F., Hadisantono R., Surmayadi M., Flohic F., Geyer F. (2004) - L'éruption du volcan Papandayan (Indonésie) en novembre 2002: aléas directs et induits. *Bulletin de l'association de géographes français*, 81, 84-92

Lavigne F., Suwa H. (2004) - Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia. *Geomorphology*, 61 (1 - 2), 41 – 58

Lavigne F. (2004) - Rate of sediment yield following small-scale volcanic eruptions: a quantitative assessment at the Merapi and Semeru stratovolcanoes, Java, Indonesia. *Earth Surface Processes and Landforms*. 29, 1045–1058

Lavigne F., Tirel A., Le Floch D., Veyrat-Charvillon S. (2003) - A real-time assessment of lahar dynamics and sediment load based on video-camera recording at Semeru volcano, Indonesia. *In* Rickenmann D., Chen C.L. (Ed.) :

Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. Millpress, Rotterdam, 871 – 882.

Lavigne F., Thouret J.-C. (2002) - Sediment transportation and deposition by rain-triggered lahars at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. *Geomorphology*, 49, 45–69

Lavigne F., Thouret J.C., Voight B., Young K., LaHusen R., Marso J., Suwa H., Sumaryono A., Sayudi D.S., Dejean M. (2000) - Instrumental lahar monitoring at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. *Journal of volcanology and geothermal research*, 100 (1 - 4), 457 - 478

Lavigne F., Thouret J.-C. (2000) - Les lahars : dépôt, origines et dynamique. Bulletin de la Société Géologique de France. 171 (5), 545-557

Lavigne, F. (1999) - Lahar hazard micro-zonation and risk assessment in Yogyakarta city, Indonesia. GeoJournal. 49 (2), 173 - 183.

Lavigne F. (1998) - *Les lahars du volcan Merapi, Java Central, Indonésie: déclenchement, budget sédimentaire, dynamique et zonage des risques associés*. Thèse de Doctorat. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand. 539 p.

Le Roux J.P. (2003) - Can dispersive pressure cause inverse grading in grain flows? - Discussion. *Journal of sedimentary research*, 73 (2), 333–334

Lecointre J., Hodgson K., Neall V., Cronin S. (2004) - Lahar-Triggering Mechanisms and Hazard at Ruapehu Volcano, New Zealand. *Natural Hazards*, 31 (1), 85 - 109.

Legros F. (2002) - Can dispersive pressure cause inverse grading in grain flows? *Journal of Sedimentary Research*, 72 (1), 166–170

Leone F., Gaillard J.C. (1999) - Analysis of the institutional and social responses to the eruption and the lahars of Mount Pinatubo volcano from 1991 to 1998 (Central Luzon, Philippines). GeoJournal, 49 (2), 223 – 238.

Li Y., Zhang X. (1994) - On some abnormal phenomena during hyperconcentrated floods in the lower Yellow River. *International Journal of Sediment Research*, 9 (2), 30–38.

Liang D., Özgen I., Hinkelmann R., Xiao Y., Chen J.M. (2015) - Shallow water simulation of overland flows in idealised catchments. *Environmental Earth Sciences*, 74, 7307–7318

Liu X., He Y, Zhao X., Zhang T., Li Y., Yun J., Wei S., Yue X. (2016) - The response of soil water and deep percolation under Caragana microphylla to rainfall in the Horqin Sand Land, northern China. *Catena*, 139, 82–91

Loos M., Elsenbeer H. (2011) - Topographic controls on overland flow generation in a forest – An ensemble tree approach. *Journal of Hydrology*, 409, 94–103

Loughlin S.C., Sparks R.S.J., Brown S.K., Jenkins S.F., Vye-Brown C. (2015) - *Global volcanic hazards and risk.* Cambridge University Press. 789p.

Lu, Zheng F., Li G., Bian F., An J. (2016) - The effects of raindrop impact and runoff detachment on hillslope soil erosion and soil aggregate loss in the Mollisol region of Northeast China. *Soil & Tillage Research*, 161,79–85

Lube G., Cronin S.J., Manville V., Procter J.N., Cole S.E., Freundt A. (2012) - Energy growth in laharic mass flows. *Geology*, 40, 475 – 478

Lyell C. (1867) - *Principles of geology*. Volume 2. Murray, London, 659p.

MacDonald G.A. (1972) - Volcanoes. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 510 p.

Major J.J., Iverson R. M. (1999) - Debris-flow deposition: Effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *Geological Society of America Bulletin*, 110, 1424–1434

Major J.J. (1997) - Depositional Processes in Large Scale Debris Flow Experiments. The Journal of Geology. 105 (3), 345-366

Major J.J., Newhall C.G. (1989) - Snow and ice perturbation during historical volcanic eruptions and the formation of lahars and floods. *Bulletin of volcanology*, 52:1-27

Major J.J., Voight B. (1986) - Sedimentology and clast orientations of the 18 May 1980 southwest-flank lahars, Mount St. Helens, Washington. *Journal of Sedimentary Research*, 56, 691–705

Marcial S., Melosantos A.A., Hadley K.C., LaHusen R.G, Marso J.N. (1996) - Instrumental Lahar Monitoring at Mount Pinatubo. in Newhall C.G., Punongbayan R.S. (Ed.) Fire and mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines. University of Washington Press.

Marzen M., Iserloh T., de Lima J.L.M.P., Rie J.B. (2016) - The effect of rain, wind-driven rain and wind on particle transport under controlled laboratory conditions. *Catena*, 145, 47–55

Massey C.I., Manville V., Hancox G.H., Keys H.J., Lawrence C., McSaveney M. (2010) - Out-burst flood (lahar) triggered by retrogressive landsliding, 18 March 2007 at Mt Ruapehu, New Zealand—a successful early warning. Landslides, 7 (3), 303 - 315.

McArdell B., Bartelt P., Kowalski J. (2006) - Field observations of basal forces and fluid pore pressure in a debris flow. *Geophysical research letters*, 34 (7), 1-4

McEwen A.S., Malin M.C. (1989) - Dynamics of mount St. Helens' 1980 pyroclastic flows, rockslide-avalanche, lahars, and blast. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37, 205-231

McIntyre D.S. (1958) - Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. *Soil Science*, 85 (5), 261-266

Menéndez-Duarte R., Marquinez J., Devoli G. (2003) - Slope instability in Nicaragua triggered by Hurricane Mitch: distribution of shallow mass movements. *Environmental Geology*, 44, 290–300

Menon M., Jia X., Lair G.J., Faraj P.H., Blaud A. (2015) - Analysing the impact of compaction of soil aggregates using X-ray microtomography and water flow simulations. *Soil & Tillage Research*, 150, 147–157

Middleton G.V. (1967) - Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of sediment. Canadian journal of earth sciences, 4, 475 – 505

Miyabuchi Y., Maeno F., Nakada S. (2015) - The October 16, 2013 rainfall-induced landslides and associated lahars at Izu Oshima Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 302, 242–256

Mizuyama T. and Miyamoto K. (1989) - Method of predicting regions prone to sediment disasters on volcanoes. *Proceedings of Kagoshima International Conference on Volcanoes 1988*, 609-612.

Mojica J., Colmenares F., Villarroel C., Macia C., Moreno M. (1985a) - Características del flujo de lodo ocurrido el 13 de Noviembre de 1985 en el valle de Armero (Tolima, Colombia): Historia y comentarios de los flujos de 1595 y 1845. *Geología colombiana*, 14, 107 - 140.

Mojica J., Brieva J., Villarroel C., Colmenares F., Moreno M. (1985b) - Observaciones preliminares sobre flujos de lodo cuaternarios relacionados con la actividad del volcán Nevado del Ruiz en la región de Armero-Guayabal-Mariquita (Departamento del Tolima, Colombia). *Geología colombiana*, 14, 141 – 164.

Moncada M.P., Gabriels D., Lobo D., De Beuf K., Figueroa R., Cornelis W.M. (2014) - A comparison of methods to assess susceptibility to soil sealing. *Geoderma*, 226–227, 397–404

Moratiel R., Spano D., Nicolosi P., Snyder R.L. (2013) - Correcting soil water balance calculations for dew, fog, and light rainfall. *Irrigation Science*, 31,423–429

Mothes P.A., Hall M.L., Janda R.J. (1998) – The enormous Chillos Valley Lahar: an ash-flow-generated debris flow from Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 59, 4, 233-244.

Mothes P.A. (1992) - Lahars of Cotopaxi Volcano, Ecuador: hazard and risk evaluation. *In* McCall G.J.H., Laming D.J.C., Scott S.C. (Ed.): *Geohazards: Natural and men-made*. Chapman and Hall, London, 53 - 63.

Mugagga F., Kakembo V., Buyinza M. (2012) - Land use changes on the slopes of Mount Elgon and the implications for the occurrence of landslides. *Catena*. 90, 39–46

Murwanto H., Gunnell Y., Suharsono S., Sutikno, Lavigne F. (2004) - Borobudur temple stood by a lake: chronostratigraphic evidence and historical implications. *The Holocene*, 14, 3, 459-463.

Neall V.E. (2004) - Lahar. *In* Goudie A.S. (Ed.) : *Encyclopedia of geomorphology*. Routledge Ltd, London, 597 - 599.

Neall V.E. (1976a) - Lahars as major geologic hazards. Bulletin of International Association of Engineering Geology, 14, 233-240

Neall V.E. (1976b) - Lahars. Global occurrence & annotated bibliography. Victoria University of Wellington, Geological Department Publication, 5, 1-18

Neave M., Raybourg S. (2007) - A field investigation into the effects of progressive rainfall-induced soil seal and crust development on runoff and erosion rates: The impact of surface cover. *Geomorphology*, 87, 378–390

Neumann van Padang M. (1983) - History of volcanology in East Indies. *Scripta geologica*, 71, 1-76

Neumann van Padang M. (1960) - Measures taken by the authorities of the vulcanological survey to safeguard the population from the consequences of volcanic outbursts, *Bulletin Volcanologique*, 23 (1), 181 - 192.

Neumann van Padang M. (1951) - Catalogue of the active volcanoes of the World including solfatara fields. Part 1- Indonesia. International volcanological association, Napoli. 271p.

Newhall C.G., Bronto S., Alloway B., Banks N.G., Bahar I., Del Marmol M.A., Hadisantono R.D., Holcomb R.T., McGeehin J., Miksic J.N., Rubin M., Sayudi S.D., Sukhyar R., Andreastuti S., Tilling R.I., Torley R., Trimble D., Wirakusumah A.D. (2000) - 10,000 years of explosive eruptions of Merapi Volcano, Central Java: archaeological and modern implications. *Journal of volcanology and geothermal research,* 100 (1-4), 9-50

Newhall C. (1999) - IAVCEI's principal IDNDR Project - decade volcanoes. *IAVCEI News*. 2, 8-9

Nikolopoulos E.I., Borga M., Creutin J.D., Marra F. (2015) - Estimation of debris flow triggering rainfall: Influence of rain gauge density and interpolation methods. *Geomorphology*, 243, 40–50

Nolasco-Javier D., Kumar L., Tengonciang A.M.P. (2015) - Rapid appraisal of rainfall threshold and selected landslides in Baguio, Philippines. *Natural hazards*, 78:1587–1607

Ogiso M., Yomogida K. (2015) - Estimation of locations and migration of debris flows on Izu-Oshima Island, Japan, on 16 October 2013 by the distribution of high frequency seismic amplitudes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 298, 15–26

Onozawa Y., Chiwa M., Komatsu H., Otsuki K. (2009) - Rainfall interception in a moso bamboo (Phyllostachys pubescens) forest. *Journal of Forest Research*. 14 (2), 111–116

Oxburgh E. R., Turcotte D. L. (1970) - Thermal Structure of Island Arcs. Geological Society of America Bulletin, 81, 1665-1668

Pagliara S., Kurdistani S.M., Palermo M., Simoni D. (2016) - Scour due to rock sills in straight and curved horizontal channels. *Journal of Hydro-environment Research*, 10, 12–20

Paguican E. M. R., Lagmay A. M. F., Rodolfo K. S., Rodolfo R. S., Tengonciang A. M. P., Lapus M. R., Baliatan E. G., Obille Jr E. C. (2009) - Extreme rainfall-induced lahars and dike breaching, 30 November 2006, Mayon Volcano, Philippines. *Bulletin of Volcanology,* 71 (8), 845 - 857

Paik J., Son S., Kim T., Kim S. (2012) - A real-scale field experiment of debris flow for investigating its deposition and entrainment. Abstract EP53A-1010 presentée à 2012 Fall Meeting, AGU, San Francisco, California, 3 - 7 Decembre 2012.

Pan H., Wang R., Huang J., Ou G. (2013) - Study on the ultimate depth of scour pit downstream of debris flow sabo dam based on the energy method. *Engineering Geology*, 160, 103–109

Papa M.N., Medina V., Ciervo F., Bateman A. (2013) - Derivation of critical rainfall thresholds for shallow landslides as a tool for debris flow early warning systems. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 4095–4107

Pareschi M.T. (1992) - Computer graphics techniques to represent volcanic hazard and risk. *In* Pflug R., Harbaugh J.W. (Ed.): *Computer Graphics in Geology - Three-Dimensional Computer Graphics in Modeling Geologic Structures and Simulating Geologic Processes*. *Lecture Notes in Earth Sciences 41*, Springer-Verlag, Berlin, 77 – 82

Patin J., Mouche E., Ribolzi O., Chaplot V., Sengtahevanghoung O., Latsachak K.O., Soulileuth B., Valentin C. (2012) - Analysis of runoff production at the plot scale during a long-term survey of a small agricultural catchment in Lao PDR. *Journal of Hydrology*, 426–427, 79–92

Peñuela A., Javaux M., Bielders C.L. (2015) - How do slope and surface roughness affect plot-scale overland flow connectivity? *Journal of Hydrology*, 528, 192–205

Périard Y., José Gumiere S., Long B., Rousseau A.N., Caron J. (2016) - Use of X-ray CT scan to characterize the evolution of the hydraulic properties of a soil under drainage conditions. *Geoderma*, 279, 22–30

Philander, S.G.H. (1983) - El Niño southern oscillation phenomena. *Nature*, 302 (5906), 295-301.

Pierson T.C., Major J.J. (2014) - Hydrogeomorphic Effects of Explosive Volcanic Eruptions on Drainage Basins. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42, 469-507

Pierson T.C. (2005) - Hyperconcentrated flow-transitional process between water flow and debris flow. *In* Jakob M., Hungr O. (Ed.) *Debris-flow Hazards and Related Phenomena*. Praxis Publishing Ltd, Chichester, 159 – 202

Pierson T.C. (1998) - An empirical method for estimating travel times for wet volcanic mass flows. *Bulletin of Volcanology,* 60 (2), 98 - 109.

Pierson T. C. (1995) - Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clad volcanoes: constraints for debris-flow models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 66 (1 - 4), 283 - 294

Pierson T.C., Janda R.J., Umbal J.V., Daag A.S. (1992) - Immediate and long-term hazards from lahars and excess sedimentation in rivers draining Mt. Pinatubo, Philippines. *USGS Water-Resources Investigations Report*, 92 - 4039, 35p.

Pierson T.C., Janda R.J., Thouret J.C., Borrero C.A. (1990) - Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41 (1-4), 17 - 66.

Pierson T.C., Costa J.E. (1987) - A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Reviews in engineering geology*, 7, 1-12

Pierson T.C., Scott K.M. (1985) - Downstream Dilution of a Lahar: Transition from Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow. *Water resources research*. 21 (10), 1511–1524

Pierson T.C. (1985) - Initiation and flow behavior of the 1980 Pine Creek and Muddy River lahars, Mount St. Helens, Washington. *Geological Society of America Bulletin,* 96 (8), 1056-1069.

Pierson T.C. (1981) - Dominant particle support mechanisms in debris flows at Mt. Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. *Sedimentology*, 28, 49–60

Pistolesi M., Cioni R., Rosi M., Cashman K.V., Rossotti A., Aguiler E. (2013) - Evidence for lahar-triggering mechanisms in complex stratigraphic sequences: the post-twelfth century eruptive activity of Cotopaxi Volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 75, 698, 1-18

Quang P.B., Gaillard P., Cano., Y., Ulzibat M. (2015) – Detection and classification of seismic events with progressive multichannel correlation and hidden Markov models. *Computer and Geosciences,* 83, 110-119.

Raffles, St. (1817) - The history of Java. 2 Vols. - Black Parbyry & Allen, London; J. Murray, London.

Ran Q., Tong J., Shao S., Fu X., Xu Y. (2015) - Incompressible SPH scour model for movable bed dam break flows. *Advances in Water Resources*, 82, 39–50

Ray R.L., Jacobs J.M., Cosh M.H. (2010) - Landslide susceptibility mapping using downscaled AMSR-E soil moisture: A case study from Cleveland Corral, California, US. *Remote Sensing of Environment*. 114, 2624–2636

Rein M. (1993) - Phenomena of liquid drop impact on solid and liquid surfaces. *Fluid dynamic research*, 12, 61-93

Reinwardt, G.G.C. (1858) - Reis naar het oostelijke gedeelte van den Indischen Archipel in het jaar 1821, Frederik Muller, Amsterdam. 646p.

Robinson M., Grant S.J., Hudson J.A. (2004) - Measuring rainfall to a forest canopy: an assessment of the performance of canopy level raingauges. *Hydrology and Earth System Sciences*, 8 (3), 327-333

Rodolfo K. S. (2000) - The hazard from lahars and jökulhlaups. *In*: Sigurdsson H., Houghton B.F. , McNuett S.R., Rymer H., Stix J. (Ed): *Encylopedia of volcanoes*. Academic Press, London. 973 - 995 p.

Rodolfo K.S., Arguden A.T., Solidum R.U., Umbal J.V. (1989) - Anatomy and behaviour of a post-eruptive rain lahar triggered by a typhoon on Mayon volcano, Philippines. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 40 (1), 55–66

Rossi M.J., Ares J.O. (2016) - Overland flow from plant patches: Coupled effects of preferential infiltration, surface roughness and depression storage at the semiarid Patagonian Monte. *Journal of Hydrology*, 533, 603–614.

Sánchez-Ruiz S., Piles M., Sánchez N., Martínez-Fernández J., Vall-llossera M., Camps A. (2014) - Combining SMOS with visible and near/shortwave/thermal infrared satellite data for high resolution soil moisture estimates. *Journal of Hydrology*, 516, 273–283

Santé I., Rivera F.F., Crecente R., Boullón M., Suárez M., Porta J., Parapar J., Doallo R. (2016) - A simulated annealing algorithm for zoning in planning using parallel computing. *Computers, Environment and Urban Systems.* 59, 95–106

Sariri F.A. (2007) - *Analisis daerah berpotensi longsor berdasarkan ketebalan solum dan kecepatan infiltrasi.* Mémoire de licence, Universitas Brawijaya, Malang, 58p.

Schilling S.P. (1998) - *LAHARZ; GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones*. USGS Open-File Report 98-638, 80 p.

Schmidt K.H., 1934. Die Schuttströme am Merapi auf Java nach dem Ausbruch von 1930 (Flows at Merapi, Java, after the 1930 eruption). *De Ingenieur in Nederland Indie*, 7-8-9, Batavia, 69 p.

Schürch P., Densmore A.L., Rosser N.J., McArdel B.W. (2011) - Dynamic controls on erosion and deposition on debris-flow fans. *Geology*, 39 (9), 827–830

Scott K.M., Vallance J.W., Kerle N., Macias J.L., Strauch W., Devoli G. (2005) – Catastrophic precipitation-triggered lahar at Casita Volcano, Nicaragua: Occurrence, bulking and transformation. *Earth surface processes and landforms*. 30(1), 59-79.

Scott K.M. (1989) - Lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz river system, Mount St. Helens, Washington. (B) Magnitude and frequency of lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz river system. *USGS Professional Paper,* 1447-B, 33p.

Scott K.M. (1988) - Lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz river system, Mount St. Helens, Washington. (A) Origins, behavior, and sedimentology of

lahars and lahar-runout flows in the Toutle-Cowlitz river system. *USGS Professional Paper,* 1447-A, 74 p.

Scott W.E., Iverson R.M., Vallance J.W., Hildreth W. (1995) - Volcano Hazards in the Mount Adams Region, Washington. *USGS Open-File Report*, 95-492, 11p.

Selby M.J. (1993) - *Hillslope materials and processes.* Oxford Univ. Press, 451 p.

Shen P., Zhang L.M., Zhu H. (2016) - Rainfall infiltration in a landslide soil deposit: Importance of inverse particle segregation. *Engineering Geology*, 205, 116–132

Sheridan M.F., Bonnard C., Carreno R., slebe C., Strauch W., Navarro M., Calero J.C., Trujillo N.B. (1999) - Report on tha 30 October 1998 Rock Fall / avalanche and breakout flow of Casita volcano, Nicaragua, triggered by Hurricane Mitch. *Landslide News*, 12, 2-4

Shimozono T., Sato S. (2016) - Coastal vulnerability analysis during tsunami-induced levee overflow and breaching by a high-resolution flood mode. *Coastal Engineering*, 107, 116–126

Shoji S., Nanzyo M., Dahlgren R. (1993) - *Volcanic ash soils genesis, properties and utilization*. Elsevier. 288 p.

Shukla M.K. (2013) - *Soil Physics, an introduction*. CRC Press. Boca Raton. 443 p.

Sidle R., Bogaard T.A. (2016) - Dynamic earth system and ecological controls of rainfall-initiated landslides. *Earth-Science Reviews*. 159, 275–291

Siebert L., Cottrell E., Venzke E., Edwards B. (2015) - Catalog of earth's documented holocene eruptions. *In* Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H., Stix J. (Ed.) : *The encyclopedia of volcanoes (second edition).* Elsevier, 1367 **-** 1400.

Simkin T., Siebert L. (1994) - *Volcanoes of the world*. Geoscience Press, Tuscon, 349p.

Smith, G., Fritz W. (1989) - Volcanic influence on terrestrial sedimentation. *Geology*, 17, 375 - 376.

Smyth H.R, Hall R., Nichols G.J. (2008) - Cenozoic volcanic arc history of East Java, Indonesia: The stratigraphic record of eruptions on an active continental margin. *The Geological Society of America Special Papers*, 436, 199-222

Soeria-Atmadja R, Maury R.C., Bellon H., Pringgoprawiro H., Polve M., Priadi B. (1994) - Tertiary magmatic belts in Java. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*. 9 (1–2), 13-27

Soil survey staff (2014) - *Keys to Soil Taxonomy*. USDA. 360 p.

Solikhin A., Thouret J.-C., Liew S.C., Gupta A., Sayudi D.S., Oehler J.-F, Kassouk Z. (2015) - High-spatial-resolution imagery helps map deposits of the large (VEI 4) 2010 Merapi Volcano eruption and their impact. *Bulletin of Volcanology,* 77 (4), 20, 1-23

Suryo I. (1986) - G. Semeru. Berita Berkala Vulkanologi. Edisi Khusus, VSI, 111, 52p

Sparks R.S.J. (1976) - Grain-size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. Sedimentology, 23, 147–188

Starheim C.C.A., Gomez C., Davies T., Lavigne F., Wassmer P. (2013) - In-flow evolution of lahar deposits from video-imagery with implications for post-event deposit interpretation, Mount Semeru, Indonesia. *Journal of volcanology and geothermal research*, 256, 96–104

Stock J.D., Dietrich W.E. (2006) - Erosion of steepland valleys by debris flows. *Geological Society of America Bulletin*, 118, (9-10), 1125–1148

Su C., Lu J. (2013) - Measurements and prediction of typhoon-induced short-term general scours in intermittent rivers. *Natural Hazards*. 66:671–687

Suwa H., Okano K., Kanno T. (2011) - Forty years of debris-flow monitoring at Kamikamihorizawa Creek, Mount Yakedake, Japan. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*. IJEGE.2011-03.B-066, 605-613

Tackett J. L., Pearson R. W. (1965) - Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. *Soil Science*, 99 (6), 407-413

Takahashi T. (1981) - Debris flows. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 13, 57–77.

Takahashi T. (1978) - Mechanical Characteristics of Debris Flow. *Journal of the Hydraulics Division*, 104 (8), 1153-1169

Tanaka N., Sato M. (2015) - Scoured depth and length of pools and ditches generated by overtopping flow from embankments during the 2011 Great East Japan Tsunami. *Ocean Engineering*, 109, 72–82

Tedesco C. (1965) - Main Lines of the History of the Roccamonfina Volcano, *Bulletin Volcanologique*, 28 (1), 119 - 137.

Teixeira M., Bateira C., Marques F., Vieira B. (2015) - Physically based shallow translational landslide susceptibility analysis in Tibo catchment, NW of Portugal. *Landslides*, 12:455–468

Ter-Stepanian G. (2002) - Suspension force and mechanism of debris flows. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 61 (3), 197–205.

Thomas N. P., El Swaify S.A. (1989) - Construction and Calibration of a Rainfall Simulator. *Journal of Agricultural Engineering Research.* 43, 1-9

Thouret J.C., Lavigne F., Suwa H., Sukatja C.B., Surono. (2007) - Volcanic hazards at Mount Semeru, East Java (Indonesia), with emphasis on lahars. *Bulletin of Volcanology,* 70 (2), 221 – 244

Thouret J.-C., Lavigne F., Kelfoun K., Bronto S. (2000) - Toward a revised hazard assessment at Merapi volcano, Central Java. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 100, 479–502

Thouret J.C., Abdurachman K.E., Bourdier J.L., Bronto S. (1998) - Origin, characteristics, and behaviour of lahars following the 1990 eruption of Kelud volcano, eastern Java (Indonesia). *Bulletin of Volcanology,* 59 (7), 460 - 480

Thouret J.-C., Cantagrel J.M., Salinas R., Murcia A. (1990) - Quaternary eruptive history of Nevado del Ruiz (Colombia). *In* Williams S.N. (Ed): *Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, I*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 41 (1-4), 225 - 251.

Tregoning P. (1996) - *GPS measurement in the australian and indonesian regions (1989 - 1993): Studies of the Java Trench subduction zone, the Sunda Strait and the Australian Plate*. The University of New South Wales. Sydney. 134 p.

Tricker A.S. (1979) - The design of a portable rainfall simulator infiltrometer. *Journal of Hydrology*, 41, 143-147

Tuñgol N.M., Regalado M.T.M. (1996) - Rainfall, Acoustic Flow Monitor Records, and Observed Lahars of the Sacobia River in 1992. in Newhall C.G., Punongbayan R.S. (Ed.) Fire and mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines. University of Washington Press.

Uesawa S. (2014) - A study of the Taisho lahar generated by the 1926 eruption of Tokachidake Volcano, central Hokkaido, Japan, and implications for the generation of cohesive lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 270, 23–34

UNDRO. (1976) - Prevention et atténuation des catastrophes. Vol 1 : aspects vulcanologiques. UNDRO, Genève, 50 p.

Valentijn, F., (1724) - Oud en Nieuw Oost-Indiën, vervattende een Naaukeurige en Uitvoerige Verhandelinge van Nederlands Mogentheyd in die Gewesten, benevens eene wydlustige Befchryvinge der Moluccos, Amboina, Banda, Timor, en Solor, Java, en alle de Eylanden onder dezelve Landbestieringen behoorende; het Nederlands Comptoir op Suratte, en de Levens der Groote Mogols; als ook een Keurlyke Verhandeling van 't wezenlykfte, dat men behoort te weten van Choromandel, Pegu, Arracan, Bengale, Mocha, Persien, Malacca, Sumatra, Ceylon, Malabar, Celebes of Macassar, China, Japan, Tayouan of Formosa, Tonkin, Cambodia, Siam, Borneo, Bali, Kaap der Goede Hoop en van Mauritius. Te zamen dus behelzende niet alleen eene zeer nette Beschryving van alles, wat Nederlands Oofl-Indiën betreft, maar ook 't voonaamfle dat eenigszins tot eenige andere Europeërs, in die Geweflen, betrekking heeft. Met meer dan thien honderd en vyftig Prentverbeeldingen verrykt. Alles zeer naaukeurig, in opzigt van de Landen, Steden, Sterkten, Zeden der Volken, Boomen, Gewaffchen, Land- en Zeè-dieren, met alle het Wereldlyke en Kerkelyke, van d'Oudfte tyden af tot nu toe aldaar voorgevallen, befchreven, en met veele zeer nette daar toe vereyfchte kaarten opgeheldert. (5 parties, 8 editions). Joannes van Braam, Dordrecht; Gerard onder de Linden, Amsterdam. 5144 p.

Vallance J.W., Iverson R.M. (2015) - Lahars and their deposits. In Sigurdsson H., Houghton B., McNutt S.R., Rymer H., Stix J. (Ed.) : *The encyclopedia of volcanoes (second edition).* Elsevier, 649 - 664.

Vallance, J.W. (2005) - Volcanic Debris Flow. *in* Jacob M., Hungr O. (Ed.) : *Debris-flow hazards and related phenomena*. Praxis Publishing Ltd, Chichester, 247 - 274.

van Asch T.W.J., Malet J.-P. (2009) - Flow-type failures in fine-grained soils: an important aspect in landslide hazard analysis. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1703–1711

van Bemmelen R.W. (1949) - *The geology of Indonesia (Volume I A – General geology of Indonesia and adjacent archipelagoes).* Government Printing Office, The Hague, 732 p.

van Hinlopen Labberton D. (1921) - Oud Javaansche gegevens omtrent de vulkanologie van Java. *Djåwå: Tijdschrift van het Java-Instituut, Weltevreden.* 3, 185 – 201

van Maren D. S., Winterwerp J. C., Wu B. S., Zhou J. J. (2009) - Modelling hyperconcentrated flow in the Yellow River. *Earth surface processes and landforms*, 34 (4), 596–612

Van Rummelen F.H. (1953a) - *Vergelijkende beschouwingen over de uitbarstingen van de Goenoeng Keloet (Kloet) van 19/20 Mei 1919 en 31 Aug. 1951 (Deel 1).* Natuurhistorisch Maandblad. Orgaan van het Natuurhistorisch Genootschap in Limburg. 42 (1), 7 - 12

Van Rummelen F.H. (1953b) - *Vergelijkende beschouwingen over de uitbarstingen van de Goenoeng Keloet (Kloet) van 19/20 Mei 1919 en 31 Aug. 1951 (Deel 2).* Natuurhistorisch Maandblad. Orgaan van het Natuurhistorisch Genootschap in Limburg. 42 (2), 21 - 14

Van Rummelen F.H. (1953b) - *Vergelijkende beschouwingen over de uitbarstingen van de Goenoeng Keloet (Kloet) van 19/20 Mei 1919 en 31 Aug. 1951 (Deel 3).* Natuurhistorisch Maandblad. Orgaan van het Natuurhistorisch Genootschap in Limburg. 42 (3), 32 – 36

van Wyk de Vries B., Kerle N., Petley D. (2000) - Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology*, 28(2), 167-170

Vázquez R., Suriñach E., Capra L., Arámbula-Mendoza R., Reyes-Dávila G. (2016) - Seismic characterisation of lahars at Volcán de Colima, Mexico, *Bulletin of Volcanology*, 78 (2), 8, 1-14

Vázquez R., Capra L., Caballero L., Arámbula-Mendoza R., Reyes-Dávila G. (2014) - The anatomy of a lahar: Deciphering the 15th September 2012 lahar at Volcán de Colima, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 272, 126–136

Verstappen H.Th. (1992) - Volcanic hazards in Colombia and Indonesia: lahars and related phenomena. *In* McCall G.J.H., Laming D.J.C., Scott S.C. (Ed.): *Geohazards: Natural and men-made*. Chapman and Hall, London, 33 – 42

Vessia G., Pisano L., Vennari C., Rossi M., Parise M. (2016) - Mimic expert judgement through automated procedure for selecting rainfall events responsible for shallow landslide: A statistical approach to validation. *Computers & Geosciences*. 86, 146–153

Vignaux M., Weir G.J. (1990) - A general model for Mt. Ruapehu lahars. *Bulletin of Volcanology,* 52 (5), 381 – 390

Ville A., Lavigne F., Virmoux C., Brunstein D., De Bélizal E., Wibowo S. B., Hadmoko D. S. (2015) - Geomorphological evolution of the Gendol valley following the October 2010 eruption of Mt Merapi (Java, Indonesia), *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 21 (3), 235-250

Villermaux E., Bossa B. (2009) - Single-drop fragmentation determines size distribution of raindrops. *Nature Physics*, 5, 697 - 702

Vroon P. Z., van Bergen M.J., White W.M., Varekamp J.C. (1993) - Sr-Nd-Pb isotope systematics of the Banda Arc, Indonesia: Combined subduction and assimilation of continental material. *Journal of geophysical research*. 98 (B12), 22349–22366

Voight B., Constantine E.K., Siswowidjoyo S., Torley S. (2000) - Historical eruptions of Merapi Volcano, Central Java, Indonesia, 1768–1998. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 100, 69–138

Voight B. (1990) - The 1985 Nevado del Ruiz volcano catastrophe: anatomy and retrospection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, 151 - 188.

Volpi E., Di Lazzaro M., Fiori A. (2013) - Analytical modeling of the hydrologic response under moving rainstorms: Storm–catchment interaction and resonance. *Journal of Hydrology*, 493, 132–139

Waitt R.B. (1989) - Swift snowmelt and floods (lahars) caused by great pyroclastic surge at Mount St Helens volcano, Washington, 18 May 1980. *Bulletin of Volcanology,* 52 (2), 138-157.

Walsh B., Jolly A.D., Procter J.N. (2016) - Seismic analysis of the 13 October 2012 Te Maari, New Zealand, lake breakout lahar: Insights into flow dynamics and the implications on mass flow monitoring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, 144–155

Wang B., Harder T.H., Kelly S.T., Piens D.S., China S., Kovarik L., Keiluweit M., Arey B.W., Gilles M.K., Laskin A. (2016) - Airborne soil organic particles generated by precipitation. *Nature géoscience*. 9, 433-437

Wang B., Zhang G.-H., Shi Y.-Y., Zhang X.C. (2014) - Soil detachment by overland flow under different vegetation restoration models in the Loess Plateau of China. *Catena*, 116, 51–59

Wannanen A.O., Harris D.D., Williams R.C. (1970) - *Floods of December 1964 and January 1965 in the Far Western States. Part 2: Streamflow and Sediment Data.* USGS Water-Supply Paper 1866B, 861p.

Waythomas C.F., Walder J.S., McGimsey R.G., Neal C.A. (1996) - A catastrophic flood caused by drainage of a caldera lake at Aniakchak Volcano, Alaska, and implications for volcanic hazards assessment. Geological Society of America Bulletin. 108 (7), 861 - 871

Whipple K.X. (1994) - *Debris-flow fans: Process and form*. Thèse de Doctorat, University of Washington, Seattle. 205 p.

Wibowo S.B., Lavigne F., Mourot P., Métaxian J-P., Zeghdoudi M., Virmoux C., Sukatja C.B, Hadmoko D.S., Mutaqin B.W. (2015) - Coupling between Video and Seismic Data Analysis for the Study of Lahar Dynamics at Merapi Volcano, Indonesia. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*. 21(3): 251-266.

Wibowo S.B., Widiyanto, Sudarto. (2014) - Pengaruh kemiringan batas horison terhadap waktu pelongsoran pada tanah dominan debu dan liat. *Jurnal Tanah dan Sumberdaya Lahan*, 1 (1), 64-71

Wibowo S.B. (2010) - Proposition d'un nouveau paramètre pour mesurer des glissements de terrain : la durée entre le point de saturation du sol et la rupture. Mémoire de Maitrise. Université Paris 1 Panthéon - Sorbonne. Paris. 74p.

Wibowo S.B. (2011) - Glissements de terrain et évolution pédogéomorphologique en relation avec les changements environnementaux à Java, Indonésie. Mémoire de Master. Université Paris 1 Panthéon - Sorbonne. Paris. 90p.

Wibowo S.B. (2007) - Pengaruh kemiringan batas horison terhadap waktu pelongsoran pada tanah dominan debu dan liat. Mémoire de licence. Universitas Brawijaya. Malang. 57 p.

Wichmann A. (1921) - Die vulkane der Sangi-isleln. Koninklijke akademie van wetenschappen, 52p.

Widiyantoro S., van der Hilst R. (1996) - Structure and evolution of lithospheric slab beneath the Sunda arc, Indonesia. *Science,* 271 (5255), 1566-1570

Wilcox A.C., O'Connor J.E., Major J.J. (2014) - Rapid reservoir erosion, hyperconcentrated flow, and downstream deposition triggered by breaching of 38 m tall Condit Dam, White Salmon River, Washington. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119, 1376-1394

Wilcox, Wohl E.E., Comiti F., Mao L. (2011) - Hydraulics, morphology, and energy dissipation in an alpine step-pool channel. *Water resources research*. 47 (7), 1-17

Wirakusumah A.D., Juwarna H., Loebis H. (1989) - *Peta Geologi Gunungapi Merapi, Jawa Tengah 1:50,000.* Direktorat vulkanologi.

Witham C.S. (2005) - Volcanic disasters and incidents: A new database. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148, 191-233.

Yamao M., Sidle R. C., Gomi T., Imaizumi F. (2016) - Characteristics of landslides in unwelded pyroclastic flow deposits, southern Kyushu, Japan. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 16, 617-627

Yang J., Chu X. (2015) - A new modeling approach for simulating microtopography-dominated, discontinuous overland flow on infiltrating surfaces. *Advances in Water Resources*, 78, 80-93

Yin H.Y., Huang C.J., Chen C.Y., Fang Y.M., Lee B.J., Chou T.Y. (2011) – *The present development of debris flow monitoring technology in Taiwan-A case study presentation*. 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, 623-631.

Yin H.Y., Huang C.J., Wu H.L., Wang C.L., Lee B.J., Lien H.P., Chou T.Y., Chang Y.H. (2005) - Development and application of automated debris-flow monitor system in Taiwan. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 06182

Zen M.T., Hadikusumo D. (1965) – The future danger of Mt. Kelut (Eastern Java – Indonesia), *Bulletin Volcanologique*, 28 (1), 275-282

Zêzere J.L., Vaz T., Pereira S., Oliveira S.C., Marques R., Garcia R.A.C. (2015) - Rainfall thresholds for landslide activity in Portugal: a state of the art. *Environmental Earth Sciences*, 73 (6), 2917-2936

Zhang L.M., Xu Y., Huang R.Q., Chang D.S. (2011) - Particle flow and segregation in a giant landslide event triggered by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11, 1153-1162

Zhang Q., Wang S., Yang F.-L., Yue P., Yao T., Wang W.-Y. (2015) - Characteristics of Dew Formation and Distribution, and Its Contribution to the Surface Water Budget in a Semi-arid Region in China. *Boundary-Layer Meteorology*. 154 (2), 317-331

Zhang S., Liu Y., Li M., Liang B. (2016) - Distributed hydrological models for addressing effects of spatial variability of roughness on overland flow. *Water Science and Engineering*, (in press).

Zhao L., Gray D. M., Toth B. (2002) - Influence of soil texture on snowmelt infiltration into frozen soils. *Canadian Journal of Soil Science*. 82(1): 75-83

Zimmermann A., Church M., Hassan M.A. (2010) - Step-pool stability: Testing the jammed state hypothesis, *Journal of geophysical research*, 115 (F2), 1-16

Zobin V. M., Plascencia I., Reyes G., Navarro C. (2009) – The characteristics of seismic signals produced by lahars and pyroclastic flows: Volcán de Colima, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179, 157-167

Annexe 1 - **Développement du code dans *CRBasic Editor* pour le bassin versant perturbé**.

Afin d'arriver à acquérir des données, il a fallu développer un code pour programmer le CR1000 et ensuite l'envoyer via l'interface de communication RS-232. Nous avons réalisé ce travail sur CRBasic Editor qui utilise à la base le langage de la programmation BASIC (*Beginner's All-purpose Symbolic Instruction Code*). Son développement a été réalisé en collaboration à distance avec les personnels du *Cascades volcanoes Observatory - USGS* (Jon Major) et de Myotis S.A.S (Philippe Mourot). La structure du code consiste en quatre parties :

- Déclaration des variables, coefficients, alias et unités,
- Déclaration des tables de données,
- Sous-programme (*subroutine*),
- Programme principal de scrutation.

Les instructions pour la déclaration des variables, coefficients et unités utilisent l'instruction *Public*, *Const*, *Alias* et *Units*. L'instruction *Public* sert à faire apparaitre les données dans le tableau de données « Public ». Le type de données des variables est « *Float* » qui a permis d'enregistrer les signaux de tension analogue très faibles provenant des capteurs et « *Long* » qui a servi à enregistrer le nombre de données enregistrées, le temps et la durée. L'instruction *Const* sert à définir les coefficients utilisés dans le calcul des données, alors que l'instruction *Alias* est utilisée pour donner le deuxième nom d'une variable. À la fin de la première partie du code, nous avons défini l'unité de chaque variable en utilisant l'instruction *Units*.

La déclaration de table de données est divisée en trois tables en fonction de trois niveaux de fréquence d'échantillonnage ou scrutation (rapide, moyenne et lente). Afin de créer une table, il a fallu commencer par l'instruction *DataTable* et finir par *EndTable.* L'intervalle d'enregistrement est configuré par l'instruction *DataInterval* et la commande pour écrire dans la carte mémoire est *CardOut* avec l'option d'arrêt d'enregistrement quand il n'y a plus de place libre dans la carte mémoire. Le système

d'acquisition est de 13 bits pour le type de données « FP2 » ou virgule flottant du Campbell Scientific. La taille de chaque valeur de données est de 2 bytes. Ces données devaient impérativement être enregistrées dans une carte CompactFlash (CF) de qualité industrielle WD SiliconDrive II de 2 Go à l'aide du module CFM100. Les autres cartes CF de qualité commerciale n'ont pas été reconnues par le module CFM100. Ce module est capable de transférer les données depuis CR1000 vers la carte CF à une vitesse de 200 à 400 ko par seconde. Le transfert de données vers l'ordinateur portable est possible via l'insertion de cette carte CF à un lecteur de carte avec une vitesse jusqu'à 60 Mo/s. L'autre moyen est de se connecter directement à CR1000 par une prise sérial RS-232 avec un maximum *baud rate* de 115,2 ko/s. Le transfert de données par un lecteur de CF est donc conseillé pour limiter la consommation exagérée de la batterie de l'ordinateur portable et de l'enregistreur de données sur le terrain.

Le sous-programme (ou *subroutine*) est utilisé pour demander aux capteurs de faire des mesures répétitives. Ce code de sous-programme peut être appelé par le programme principal en utilisant le command *Call*. C'est pour cette raison que le sous-programme a dû être écrit avant le programme principal. Le sous-programme commence par *Sub* et fini par *EndSub*. La commande doit être adaptée pour les deux types de capteurs mentionnés auparavant (capteur unipolaire employa *VoltSe ;* capteur *différentiel* utilisa *VoltDiff*). Quant à la configuration *bridge* pour les capteurs qui ont été connectés aux sorties d'excitation, la commande utilisée est *BrHalf*.

Le programme principal est utilisé pour configurer l'intervalle de scrutation (ou *scan*) : 0,5 seconde - rapide ; 1 minute - moyen ; 10 minutes - lente. Le but est de déterminer si le seuil de déclenchement est dépassé pour chaque scrutation à partir du comptage de l'impulsion du pluviomètre. Le programme doit commencer par *BeginProg* et finir par *EndProg*. La commande *Scan* permet de vérifier si le seuil pluviométrique de 50 mm en 24 heures a été déclenché. Dans ce cas, le CR1000 déclenche la scrutation rapide (mode Averse). À ce moment-là, le télémètre laser, le capteur de pression fluide et le capteur de force sont activés et ils mesurent à une fréquence de 2 Hz. Le minuteur est remis à zéro et relancé pour calculer la durée du

mode Averse (*Storm = 1*), allant jusqu'à 12 heures. Les données sont enregistrées dans le tableau de *Stormlaser* pendant cette période. Puis, la prochaine scrutation commence (*NextScan*).

Si la pluie cumulée dépasse le seuil de déclenchement, la scrutation moyenne est activée (fréquence d'échantillonnage de 1 minute) sans désactiver le mode Averse. Si la pluie cumulée est inférieure au seuil de déclenchement, le mode Averse est désactivé et la scrutation lente est activée (fréquence d'échantillonnage de 10 minutes). L'ensemble du code est présenté en annexe 1.

Il existe deux types de compilation de code dans le CRBasic Editor : (1) mode *Pipeline* et (2) mode Séquentiel. Le mode *pipeline* permet d'effectuer des mesures parallèles. Le programme principal possède la première priorité, suivi par le traitement pour produire des valeurs. Au sein du terme « parallèle », il y a un système de file d'attente où une mesure est faite chaque 10 milliseconde (précision du temps du CR1000), avant de se mettre en pause, se faire déplacer à la dernière queue dans la file d'attente et se faire remplacer par la prochaine mesure. Toutes les mesures doivent être complètes si bien qu'un traitement peut être effectué pour produire des valeurs à un temps exact (parallélisme). L'avantage de ce mode de compilation est que l'opération du CR1000 devient efficace en termes de traitement et de la consommation d'électricité, accompagné par le temps hyper-précis pour les mesures. En revanche, le temps préconfiguré en avance évite la mesure conditionnelle.

Le mode séquentielle existe afin de résoudre cette limitation. Cette compilation est caractérisée par un ordre de mesure qui respecte la structure de la programmation. Chaque mesure est traitée pour produire une valeur qui constitue un paramètre d'entrée pour effectuer une autre instruction. La mesure est fondée sur des conditions désirées qui est pertinent pour cette étude. Pour la précision du temps, la première priorité est consacrée à la mesure principale qui est suivie par un traitement et une communication vers le stockage des données.

Annexe 2 - **Code dans *CRBasic Editor* pour le bassin versant perturbé**. Celui pour le bassin versant non perturbé fut complétement identique, sauf pour le nom de la station (première ligne du code). Ce code doit être compilé en mode séquentiel avant de l'enregistrer en format CR1 et puis de l'envoyer à l'enregistreur de données. La taille de ce simple code fut de 13 Ko, suffisant dans le mémoire du CR1000.

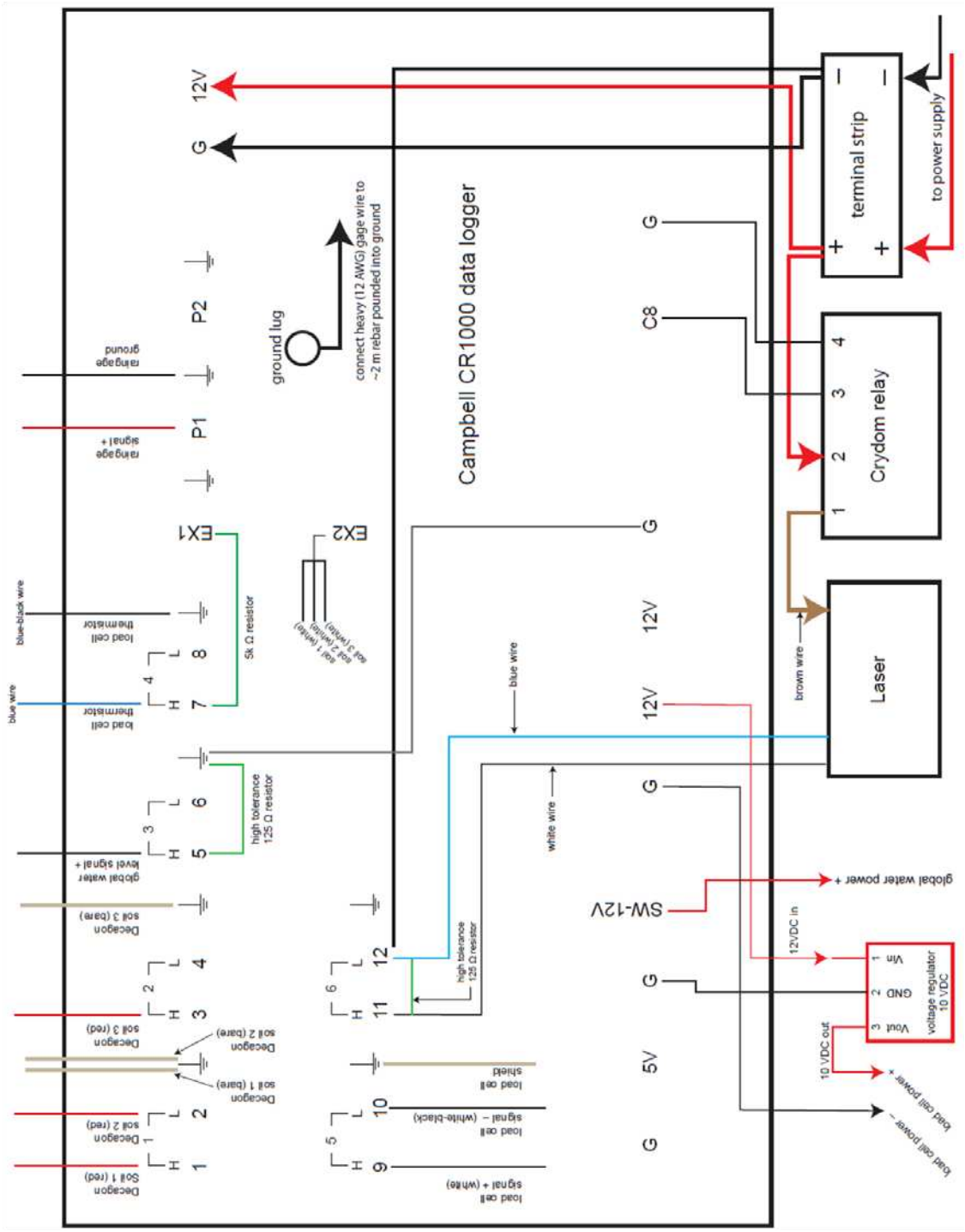
```
'  _________   _________  _______     _____  _____     _____  _________  _________
' /         |  |   ______||   __  \   |     ||     \   /     ||   ______||     _   \
'(      ____|  |   |_     |  |  \  \  |     ||      \/      ||   |       |    |_|   )
' \_____     \  |    _|    |  |   )  ) |     ||              ||    _|    |        __/
' |           ) |    |____ |  |__/  /  |     ||     |\/|     ||   |____ |    |\    \
' |_________/  |_________||_______ /   |_____||_____|  |_____||_________||____| \____\
'------------ WP 2 - Lahar Generation ; WP 3 - Lahar Dynamics --------------
'----------------- http://194.57.254.69/sedimer/index.html ------------------


001 StationName Merapi1_disturbed       'le nom du central d'acquisition pour le bassin versant perturbé
002
003 '-----------------------------------------------------------
004 '----Déclaration des variables, coefficients, alias et unités----
005 '-----------------------------------------------------------
006
007 'Variables de mesure
008 Public Batt_Volt as float            'Tension de la batterie (en V)
009 Public Rain as float                'Pluviomètre HOBO RG3-M (en mm)
010 Public DTLaser as float             'Télémètre SICK DT50-Hi (en mV)
011 Public Pducer as float              'Capteur de pression fluide Global WL400-030-050 (en mV)
012 Public Geokon(2) as float           'Capteur de force Geokon 3500-1 et thermistance (en mV)
013 Public ResSens as float             'Thermistance du capteur de force Geokon 3500-1
014 Public Denom as float               'Valeur pour le calcul de Thermistance du capteur de force Geokon 3500-1
015 Public LoadTemp as float            'Température du capteur de force Geokon 3500-1 (en °C)
016 Public Soil(3) as float             'Capteur de l'humidité du sol Decagon EC-5 (en m3/m3 ou volumetric water
                                        content(VWM))
017 Public Rainthresh as float          'Seuil de pluie pour scrutation Rapide (mode Averse)
018 Public RainMedInt as float          'Pluie cumulée pendant scrutation Medium
019 Public RainSlowInt as float         'Pluie cumulée pendant scrutation Lente
020 Public CumRain as float             'Pluie cumulée depuis le début du programme principal
021 Public BackRec(10)                  'Données enregistrées un dernier jour dans le Continuous data table
022 Public Rain24 as float              'Pluie cumulée de dernières 24 heures
023 Public RecordsBack as long          'Nombre de données enregistrées un dernier jour
024
025 'Variables de seuil pluviométrique
026 Public TimeSinceTrig as long        'Temps de la dernière pluie qui a dépassé le seuil (en minute)
027 Public RunoffPeriod as long         'Durée de lancement du programme principal en mode Averse (en minute)
028 Public Time0                        'Temps du départ pour éviter le lancement du mode Averse au début du programme
                                        principal
029 Public Storm                        'Indicateur de mode Averse:  1 = activé; 0 = désactivé
030
031 'Définir la fréquence de scrutation
032 Const FastRate = 500                 'Temps (en milliseconde), 2 Hz rate
033 Const MedRate = 1                   'Temps (en minute) pour scrutation Medium
034 Const SlowRate = 10                 'Temps (en minute) pour scrutation Lente; à l'arrière
035
036 'Définir les coefficients pour la température du capteur de force Geokon 3500-1
037 Const CoefA = 1.4051E-3
038 Const CoefB = 2.369E-4
039 Const CoefC = 1.019E-7
040
041 'Définir le nom alias
042 Alias Geokon(1) = Totload              'Force totale du capteur de force Geokon 3500-1
043 Alias Geokon(2) = TempVoltRat        'Signal de la thermistance du capteur de force Geokon 3500-1 (half bridge)
044 Alias BackRec(3) = CumRainBack       'Pluie cumulée pour le seuil pluviométrique
045 Alias Soil(1) = Soil10               'humidité du sol à 10 cm de profondeur
```

```
Alias Soil(2) = Soil20                  'humidité du sol à 20 cm de profondeur
Alias Soil(3) = Soil30                  'humidité du sol à 30 cm de profondeur

'Unités
Units Batt_Volt = Volts
Units Rain = mm
Units Totload = mV
Units Loadtemp = deg C
Units Pducer = mV
Units Soil(3) = m3/m3
Units DTLaser = mV
Units CumRain = mm
Units RainSlowInt = mm
Units RainMedInt = mm



'--------------------------------------------------------------
'---------------Déclaration des tableau de données---------------
'--------------------------------------------------------------

DataTable (Continuous, True, 52560)     'Tableau de données pour scrutation Lente
  DataInterval (0,SlowRate,min,0)
  CardOut (1, 52560)                    'Enregistrer les résultats dans la carte CompactFlash; arrêter quand il y a plus
                                        de place dans 1 an à un intervalle de 10 minutes
  Sample (1, Batt_Volt, FP2)            'Enregistrer la tension de la batterie
  Sample (1, RainSlowInt, FP2)          'Enregistrer la pluie cumulée pendant scrutation Lente
  Sample (1,CumRain, FP2)               'Enregistrer la pluie cumulée depuis le début du program principal
  Sample (1, DTLaser, FP2)              'Enregistrer la distance du télémètre SICK DT50-Hi
  Sample (1, Pducer, FP2)               'Enregistrer la pression du capteur Global WL400-030-050
  Sample (1, Totload, FP2)              'Enregistrer la force du capteur Geokon 3500-1
  Sample (1, Loadtemp, FP2)             'Enregistrer la température de la thermistance du capteur Geokon 3500-1
  Sample (3, Soil(), FP2)               'Enregistrer l'humidité du capteur Decagon EC-5
EndTable

DataTable (StormLaser, True, -1)        'Tableau de données pour scrutation Rapide (Mode Averse)
  DataInterval (0, FastRate, msec, 0)
  Cardout (1, -1)                       'Enregistrer les résultats dans la carte CompactFlash; arrêter quand il y a plus
                                        de place
  Sample (1, DTLaser, FP2)              'Enregistrer la distance du télémètre SICK DT50-Hi
  Sample (1, Pducer, FP2)               'Enregistrer la pression du capteur Global WL400-030-050
  Sample (1, Totload, FP2)              'Enregistrer la force du capteur Geokon 3500-1
  Sample (1, Loadtemp, FP2)             'Enregistrer la température de la thermistance du capteur Geokon 3500-1
EndTable

DataTable (IntRainTot, True, -1)        'Tableau de données pour scrutation Medium
  DataInterval (0, MedRate, min, 0)
  Cardout (1, -1)                       'Enregistrer les résultats dans la carte CompactFlash; arrêter quand il y a plus
                                        de place
  Sample (1, RainMedInt, FP2)           'Enregistrer la pluie cumulée pendant scrutation Medium
EndTable



'--------------------------------------------------------------
'-------------------Sous-programme (subroutine)-------------------
'--------------------------------------------------------------

Sub LaserMeasurement ()
  Voltdiff (DTLaser, 1, mv2500, 6, True, 0, _60Hz, 1, 0)        '<Differential channel> pour le télémètre
                                                                laser SICK DT50-Hi
EndSub

Sub PressXducerMeasurement ()
  VoltSe (Pducer, 1, mv2500, 5, True, 0, _60Hz, 1, 0)           '<Single-ended channel> pour le capteur de
                                                                pression fluide Global WL400-030-050
EndSub

Sub LoadCellMeasurement ()
```

```
  VoltDiff (Totload, 1, mv250, 5, True, 0, _60Hz, 1, 0)                    '<Differential channel> pour le capteur de force Geokon 3500-1
  BrHalf (TempVoltRat, 1, mv2500, 7, 1, 1, 2500, False, 10000, _60Hz, 1, 0) '<Half bridge> pour la thermistance du capteur de force Geokon 3500-1
    ResSens = 5000 * (TempVoltRat/(1-TempVoltRat))
    Denom = CoefA + CoefB*Ln(ResSens)+CoefC*(Ln(ResSens))^3
    LoadTemp = (1/Denom)-273.2                                             'Température du capteur de force Geokon 3500-1
EndSub

Sub SoilMoistureMeasurement ()
  BrHalf (Soil(), 3, mv2500, 1, 2, 3, 2500, False, 10000, _60Hz, 2.975, -0.4) '<Half bridge> pour les trois capteurs de l'humidité du sol Decagon EC-5 qui se partage la sortie d'excitation
EndSub

Sub BattMeasurement ()
  Battery (Batt_Volt)                                                      'Tension de la batterie
EndSub



'-------------------------------------------------------------
'----------------------Programme Principale-----------------------
'-------------------------------------------------------------

BeginProg
'-----Définir le seuil de déclenchement
Rainthresh = 50                         'Pluie cumulée en 24 heures pour le seuil
Storm = 0                               'Mode averse désactivé au début du programme principal
Time0 = 1000.0                          'Temps du départ pour éviter le lancement du mode Averse au début du programme principal
RunoffPeriod = 720                      '12 heures de lancement du mode Averse (en minute)

TimeSinceTrig = Timer (1, min, 0) + Time0  'temps de la dernière pluie qui a dépassé le seuil
RecordsBack = FIX(1440/SlowRate)        'nombre de données enregistrées la dernière 24 heures number dans le tableau Continuous

'-----Définir la valeur initiale de la pluie à 0
RainMedInt = 0
RainSlowInt = 0
CumRain = 0


'-----Scrutation Rapide (fréquence de 0,5 s): Mode Averse activé si le seuil de déclenchement est dépassé
  Scan (FastRate, msec, 1, 0)           'Commencement de la scrutation en scrutation rapide (mode Averse), sinon en scrutation lente.
    PulseCount (Rain, 1, 1, 2, 0, 0.2, 0)  'Vérifier l'impulsion de la pluie actuel (0.2 mm chaque basculement d'auget)
    RainMedInt = RainMedInt + Rain      'Toujours vérifier la pluie cumulée pendant scrutation Medium
    RainSlowInt = RainSlowInt + Rain    'Toujours vérifier la pluie cumulée pendant scrutation Lente
    CumRain = CumRain + Rain            'Toujours vérifier la pluie cumulée depuis le début du program principal

    If Rain24 > Rainthresh Then         'Vérifier si la pluie cumulée de dernières 24 heures est supérieure de le seuil de déclenchement
      Time0 = 0.0                       'Remettre à zéro le minuteur une fois le seuil est dépassé (pluie cumulée de 24 heures > 50 mm)
      TimeSinceTrig = Timer (1, min, 2) 'Calculer le temps depuis le déclenchement
    EndIf

    If TimeSinceTrig < RunoffPeriod  Then  'Vérifier si le temps de la dernière pluie qui a dépassé le seuil est inférieur de 12 heures
      Storm = 1                         'Mode Averse activé
      PortSet (8, Storm)                'Command de la porte C8 du CR1000 vers le relais Crydom D1D07 pour activer le télémètre SICK DT50-Hi

      SW12 (Storm)                      'Activer le capteur de pression fluide Global WL400-030-050
      Call LaserMeasurement ()          'Mesure par le sous-programme du télémètre SICK DT50-Hi
      Call PressXducerMeasurement ()    'Mesure par le sous-programme du capteur de pression fluide Global WL400-030-050
```

```
165         Call LoadCellMeasurement ()              'Mesure par le sous-programme du capteur de force Geokon 3500-1
166         CallTable (StormLaser)                   'Enregistrement dans le tableau <Stormlaser>
167       Else
168         Storm = 0                                'Désactiver le mode Averse
169       EndIf
170     NextScan
171
172   '-----Scrutation Medium (fréquence de 1 minute)
173     SlowSequence                                 'Mesure plus lente que la scrutation initiale
174       Scan (MedRate, min, 1, 0)                  'Scanner la pluie cumulée à un intervalle 1 minute
175         If Storm Then
176           CallTable (IntRainTot)                 'Enregistrement dans le tableau <IntRainTot>
177         EndIf
178         RainMedInt = 0.0                         'Remis à zéro de la Pluie cumulée
179       NextScan
180     EndSequence
181
182   '-----Scrutation Lente (fréquence de 10 minutes)
183     SlowSequence                                 'Mesure plus lente que la scrutation initiale
184       Scan (SlowRate, min, 1, 0)                 'Scanner et enregistrer tous les capteurs à une intervalle de 10 minutes
185         Portset (8, Storm)
186         SW12 (Storm)
187   '----->>Si le mode Avers est toujours actif : Mesurer que l'humidité du sol et la tension de la batterie à cette fréquence. Les
      autres sont déjà mesurés à une fréquence de 0,5 s.
188         If Storm Then
189           Call SoilMoistureMeasurement ()        'Mesure par le sous-programme des trois capteurs de l'humidité du sol
                                                     Decagon EC-5
190           Call BattMeasurement ()                'Mesure la tension de la batterie
191           CallTable (Continuous)                 'Enregistrement dans le tableau <continuous>
192         EndIf
193   '----->>Si le mode Averse est désactivé : Mesurer tous les variables
194         If Storm = 0 Then
195           Portset (8, 1)                         'Command de la porte C8 du CR1000 vers le relais Crydom D1D07 pour
                                                     activer le télémètre SICK DT50-Hi
196           SW12 (1)                               'Activer le capteur de pression fluide Global WL400-030-050
197           Delay (0, 5, sec)                      'Retard de 5 seconde avant d'effectuer le mesure
198           Call LaserMeasurement ()               'Mesure par le sous-programme du télémètre SICK DT50-Hi
199           Call PressXducerMeasurement ()         'Mesure par le sous-programme du capteur de pression fluide Global
                                                     WL400-030-050
200           Call LoadCellMeasurement ()            'Mesure par le sous-programme du capteur de force Geokon 3500-1
201           Call SoilMoistureMeasurement ()        'Mesure par le sous-programme des trois capteurs de l'humidité du sol
                                                     Decagon EC-5
202           Call BattMeasurement ()                'Mesure la tension de la batterie
203           CallTable (Continuous)                 'Enregistrement dans le tableau <continuous>
204           Portset (8,0)                          'Command de la porte C8 du CR1000 vers le relais Crydom D1D07 pour
                                                     désactiver le télémètre SICK DT50-Hi
205           SW12 (0)                               'Désactiver le capteur de pression fluide Global WL400-030-050
206         EndIf
207       GetRecord (BackRec, Continuous, RecordsBack)
208       Rain24 = CumRain - CumRainBack             'Mesurer la pluie cumulée en dernier 24 heures
209       RainSlowInt = 0.0                          'Remettre à zéro la pluie cumulée pendant scrutation Lente
210       TimeSinceTrig = Timer(1, min, 4) + Time0   'Mettre à jour le temps de la dernière pluie qui a dépassé le seuil
211       NextScan
212     EndSequence
213   EndProg
```

Annexe 3 - **Panneau de câblage sur CR 1000**. Sept capteurs ont été connectés sur cet enregistreur de données.



Pour cette étude, sur le panneau de l'enregistreur de données CR1000, nous avons utilisé les prises d'entrée de tension analogique, d'entrée de compteur d'impulsion, de voie d'excitation programmable, de voie 12 Vcc commuté. Les capteurs étaient généralement divisés en deux types : (1) capteur unipolaire (*single-ended sensor*), comme les trois capteurs d'humidité du sol Decagon EC-5, un limnigraphe Global Water WL400, un pluviomètre HOBO RG3-M; et (2) capteur différentiel (*differential sensor*), comme un capteur de force Geokon 3500 et une télémétrie laser SICK DT50-Hi. Tous les capteurs ont été installés aux entrées analogiques du CR1000, sauf le pluviomètre à auget basculant HOBO RG3-M qui a servi pour le compteur d'impulsion. La voie d'excitation programmable et la voie 12 Vcc commuté ont servi à fournir l'alimentation électrique pour les capteurs.

Le capteur d'humidité du sol Decagon EC-5 est un appareil qui mesure la quantité d'eau volumétrique dans le sol (teneur en eau) en calculant la permittivité relative (la constante diélectrique) en fonction de la capacité électrique sur la fréquence de 70 MHz entre les deux broches. Cette haute fréquence rend le capteur moins sensible aux effets de site (texture et salinité du sol) et permet de mesurer le teneur en eau de 0 à 100 % (40 - 60 % pour un sol saturé). Ce capteur a été alimenté par le CR1000 sous tension de 2,5 à 3,6 Vcc et 10 mA par le câble blanc (excitation). Les deux autres câbles sont la sortie analogue (rouge) et la mise à la terre (argent). Une sortie d'excitation de CR1000 pouvait alimenter jusqu'à maximum trois capteurs Decagon EC-5 (2,5 Vcc, 25 mA). Ces trois capteurs ont été enterrés dans le sol à trois profondeurs (20, 40, et 60 cm).

Le capteur de pression de fluide Global Water WL400-030-050 contient deux câbles : le câble d'alimentation de 12 Vcc (rouge) et le câble sortie analogique 4 - 20 mA. La mise en place d'une résistance de 125 Ω transformait le signal produit par cet appareil de 0,5 à 2,5 Vcc. Pour la compensation barométrique automatisée, cet appareil a également été accompagné par un tube polyéthylène de ventilation. Ce capteur pouvait mesurer la variation de profondeur d'eau de 0 à 9 mètres avec une précision de 0,1% de la valeur maximum (0,1% FS = 9 mm). Un barrage en béton de 3 m de longueur et de 1

m de largeur avait pour but de régulariser l'écoulement pour favoriser la mesure par ce capteur.

Le capteur de force Geokon 3500-1 nécessitait une alimentation de 10 Vcc par les câbles rouge (+) et rouge-noir (-). Afin de fournir cette tension électrique, nous avons transformé la sortie électrique de 12 Vcc positif de CR1000 à 10 Vcc positif à l'aide d'un IC régulateur 7810. Le câble rouge-noir et la mise à la terre de l'IC 7810 ont été connectés à la mise à la terre du CR1000. Les signaux de tension analogue par les câbles de sortie blanc (+) et blanc-noir (-) ont été connectés aux entrées analogiques du CR1000. La protection électrique par le câble argent a été installée à l'entrée de la mise à la terre à côté des entrées de signaux (+) et (-). Les sorties de thermistance (bleu et bleu-noir) ont été connectés aux entrées analogues unipolaires (*single-ended channel*) à proximité de l'excitation afin de mesurer la température à partir de l'évolution de valeur de la résistance électrique. Plus la température augmente, plus la résistance se réduit. La sortie d'excitation (2,5 Vcc, 25 mA maximum) et le câble bleu de thermistance devaient être connectés par une résistance de 5000 Ω pour limiter la consommation d'électricité jusqu'à 0,5 mA. Nous devions également prendre en considération la longueur de câble pour le calcul de température. Le câble de 25 m possède 1,21 Ω qui fut multiplié par 2 pour 2 sens d'électrique (aller-retour). Le câble bleu-noir a été connecté à la mise à la terre du CR1000. Ce capteur est capable de mesurer une pression jusqu'à 100kPa (14,5 psi) avec une précision de 0,25% de la valeur maximum (0,25% FS = 0,250 kPa). Ce capteur a été planté sur le barrage en béton directement au-dessus du télémètre laser.

Le télémètre laser SICK DT50-Hi est un appareil qui a consommé beaucoup d'électricité sur le terrain (12 Vcc, 175 mA). C'est pour cette raison que l'alimentation de cet instrument a été prise directement de la batterie 12 Vcc, 60Ah. Un relais Crydom D1D07 (entrée porte : 3,5 à 32 Vcc, < 15 mA; sortie : 1 à 100 Vcc, 1mA à 7 A) a servi à contrôler l'alimentation électrique pour le télémètre laser. La commande du CR1000 par la porte digitale C8 (5 Vcc, 1mA) a servi pour activer le relais Crydom (porte 3) pour ensuite faire passer le courant électrique depuis la batterie (porte 2) vers le télémètre laser SICK DT50-Hi (porte 1). La sortie analogue du télémètre produit un signal de 4 à

20 mA si bien qu'il a fallu une résistance de 125 Ω pour le transformer à une tension analogue de 0,5 à 2,5 Vcc. Cet instrument est capable de mesurer une distance de 20 cm à 20 m avec une précision de ± 7 mm. Cet appareil a été installé à 4 m de hauteur du barrage et face à la surface du capteur de force.

Le pluviomètre à auget basculeur HOBO RG3-M a été connecté au compteur d'impulsion (P1) et à la mise à la terre (G) du CR1000 car ce capteur produisait une impulsion à chaque fois que l'auget basculait. L'enregistreur de données du même constructeur (HOBO Pendant Event) a donc été débranché. Ce pluviomètre est capable de mesurer le cumul de pluie le temps de l'enregistrement par le basculement de l'auget de 0.2 mm. Ce pluviomètre a été installé à plus de 2 m de la canopée et de la centrale d'acquisition.

Il existe aussi des pluviomètres indépendants pour les mesures dans des endroits éloignés de la centrale d'acquisition. Des pluviomètres du même type qu'à la centrale d'acquisition ont été installés à plusieurs endroits dans la partie amont des bassins versants. Chacun possède un enregistreur de données HOBO Pendant Event. Les pluviomètres indépendants sont configurés pour enregistrer une pluie cumulative à partir du basculement d'auget qui représente 0,2 mm de pluie. Cet enregistrement est réalisé grâce à l'enregistreur de données HOBO Pendant Event. La tension de la batterie a été enregistrée toutes les 2 heures.

Annexe 4 - **Configuration de SAFIR (Station d'Acquisition multi-Fonction pour les Instabilités et les Risques) dans cette étude.** Le réglage s'est focalisé sur la façon d'enregistrement, les capteurs, la température de boitier, et le contrôle de la batterie. Il y a eu 3 portes d'entrée des capteurs. Dans cette étude, nous n'avons utilisé que 2 premières portes (CH1 et CH2). Le mode détection de lahar fut fondé sur le calcul du ratio STA/LTA (*Short Time Average / Long Time Average*).

```
##########################################
# Fichier de configuration MYOTIS SISMIC SAFIR #
##########################################

#------------------#
[Parametres generaux]
#------------------#
#info station
site_name=02000-MYOTIS
station_name=4023
adresse_485=1

# LOGIN / PASSWORD
login_user=sandy
password_user=putih

#Mode de fonctionnement
mode=5

#Période Max Périodique (minutes)
period_max=5

#Période de controle des cables
period_check_cable=1440

#Temps d'ecoute du bruit de fond sismique en sec.
noise_listening=10

#fréquence d'acquisition
fe_sismique=500

#durée d'enregistrement (en ms)
duree_avt=2000
#duree_apr=120000
#duree_max=120000
duree_apr=7200000
duree_max=7200000

#non-évaluation de la moyenne LTA durant un évènement
lta_lock=1

# SANDY
mobile_phone_alerte=081931854834
mobile_phone_support=081931854834
# SANDY - MODEM INTERNET
mobile_phone_alerte=087712208224

SMS_actif=1
modem_actif=1
type_modem=GSM


######################
# Capteurs SISMIC    #
######################
```

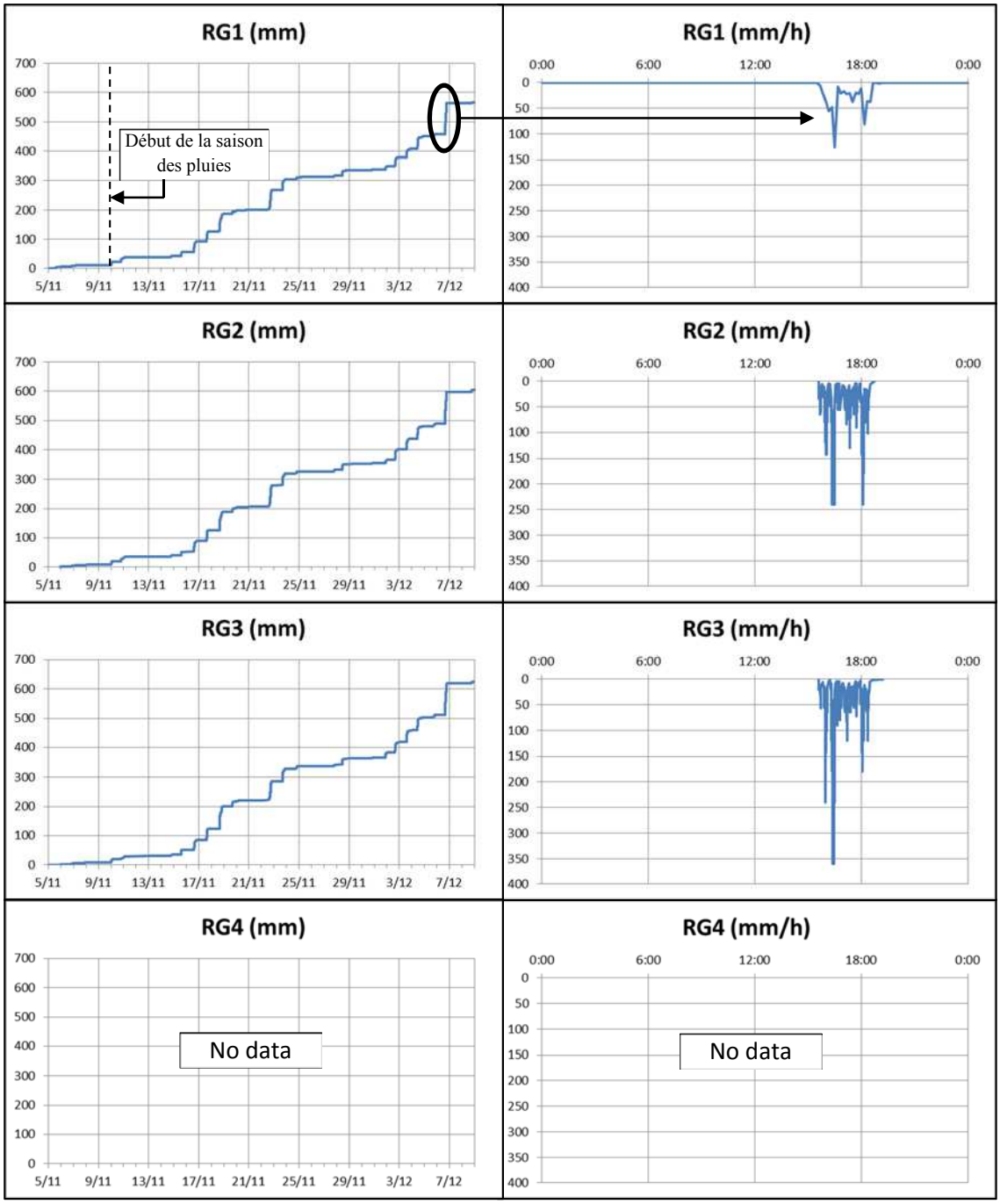
```
#------------------------#
[GEOPHONE 01 ON CH1 OF ADC]
#------------------------#
ch_name=C1
ch_type_capteur=geophone
ch_station_adress=1
ch_adc_adress=0
ch_num_in_dev=1
ch_actif=1
ch_detect=1
ch_gain_convertisseur=26214
ch_gain_analogique=200
ch_sensibility=32E-3
ch_unit=mm/s
ch_duree_STA=300
ch_duree_LTA=10000
ch_seuil_STALTA=3
ch_seuil_fin_STALTA=2
ch_impedance=370
ch_type_process_defaut=00000110

#------------------------#
[GEOPHONE 02 ON CH2 OF ADC]
#------------------------#
ch_name=C2
ch_type_capteur=geophone
ch_station_adress=1
ch_adc_adress=0
ch_num_in_dev=2
ch_actif=1
ch_detect=1
ch_gain_convertisseur=26214
ch_gain_analogique=200
ch_sensibility=32E-3
ch_unit=mm/s
ch_duree_STA=300
ch_duree_LTA=10000
ch_seuil_STALTA=3
ch_seuil_fin_STALTA=2
ch_impedance=370
ch_type_process_defaut=00000110

#------------------------#
[GEOPHONE 03 ON CH3 OF ADC]
#------------------------#
#ch_name=C3
#ch_type_capteur=geophone
#ch_station_adress=1
#ch_adc_adress=0
#ch_num_in_dev=3
#ch_actif=1
#ch_detect=1
#ch_gain_convertisseur=26214
#ch_gain_analogique=200
#ch_sensibility=32E-3
#ch_unit=mm/s
#ch_duree_STA=300
#ch_duree_LTA=10000
#ch_seuil_STALTA=20
#ch_seuil_fin_STALTA=2
#ch_impedance=370

#---------------------#
[TEMP_BOITIER on CH7 OF ADC]
#---------------------#
ch_name=TEMP_B
ch_type_capteur=temp
ch_station_adress=1
```

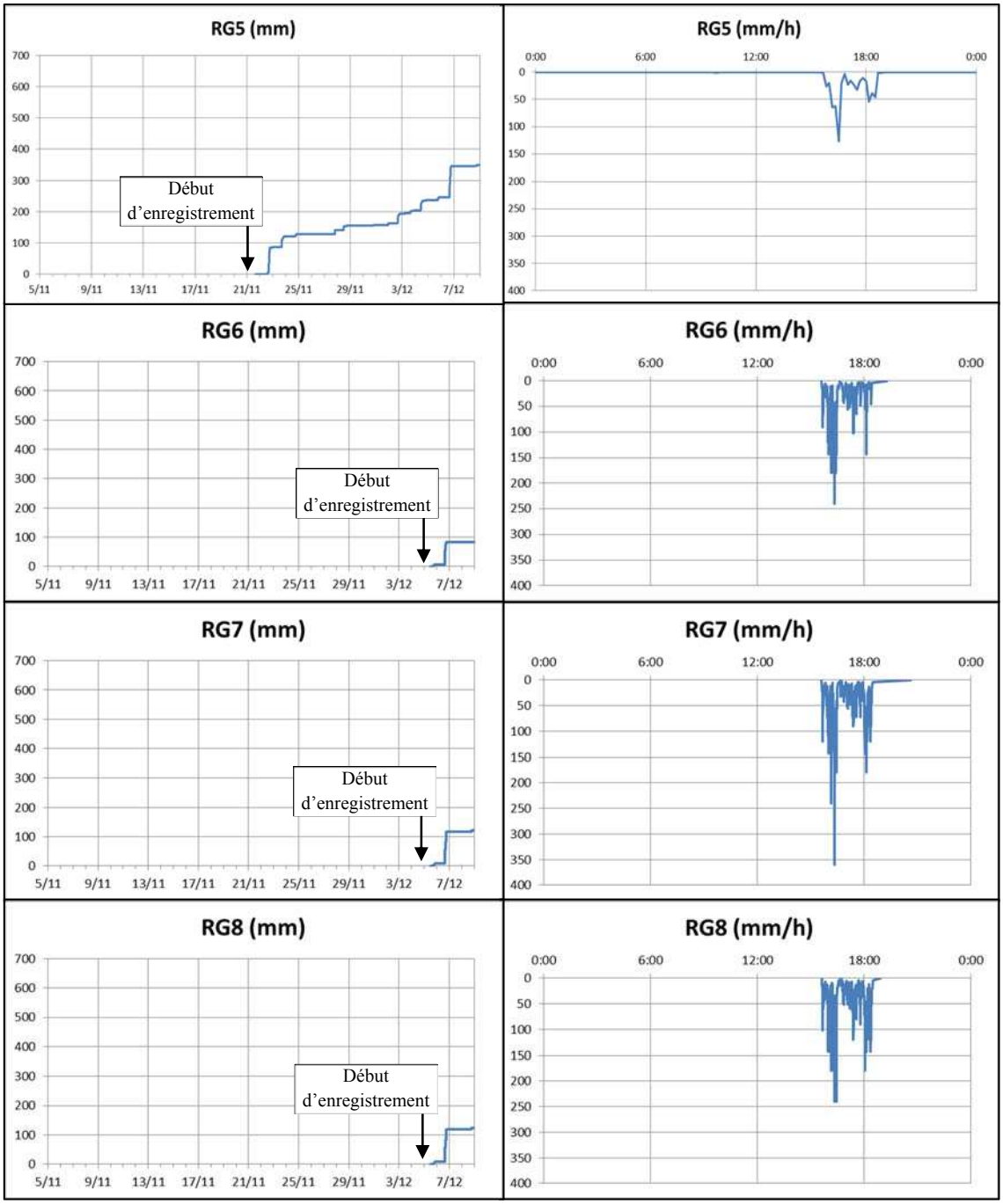
```
ch_adc_adress=0
ch_num_in_dev=7
ch_actif=1
ch_detect=0
ch_coef_linear=-50
ch_coef_linear=3.8147E-3
ch_unit=DegC

#--------------------#
[VBATT ON CH8 OF ADC]
#--------------------#
ch_name=VBATT
ch_type_capteur=batt
ch_station_adress=1
ch_adc_adress=0
ch_num_in_dev=8
ch_actif=1
ch_detect=0
ch_coef_linear=0
ch_coef_linear=2.54281E-4
ch_alert_move_high=16.67
ch_alarm_move_high=16.67
ch_alert_move_low=11
ch_alarm_move_low=11
ch_alert_actif=0
ch_alarm_actif=1
#ch_nb_default_for_alarm*period_max=tps avant alarme
ch_nb_default_for_alarm=3
ch_unit=V
ch_save_event=0
```

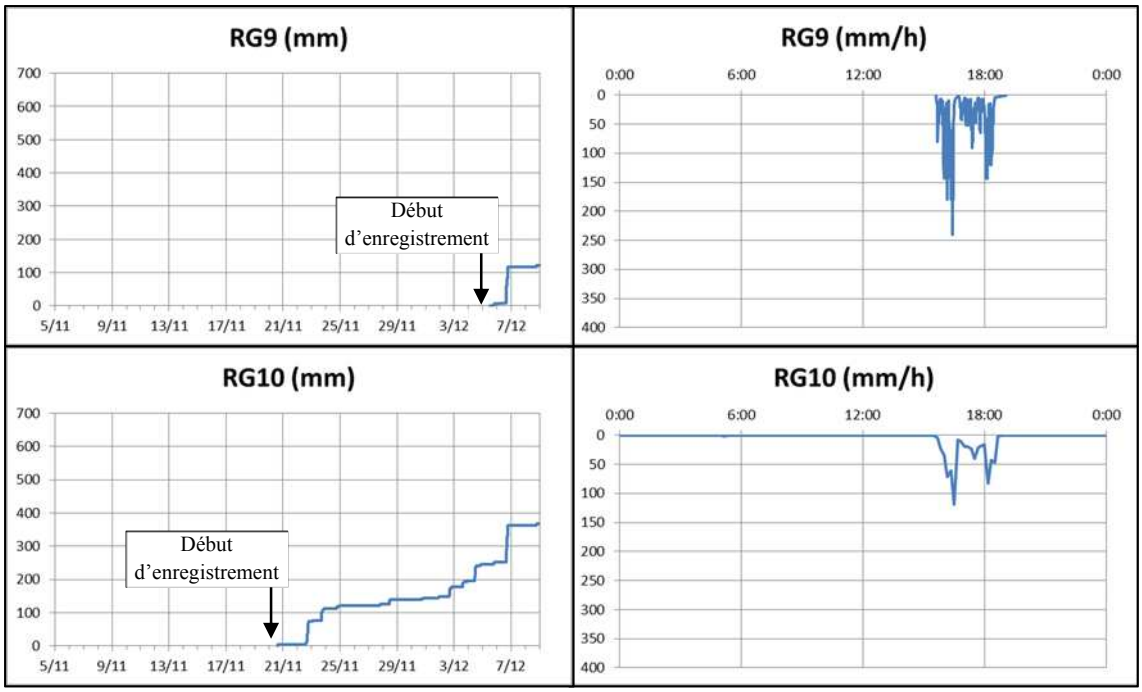
Annexe 5 – **Caractéristiques des pluies du 6 décembre 2012.**

Pluie cumulé derniers 30 jours

Intensité de pluie du 6/12/2012



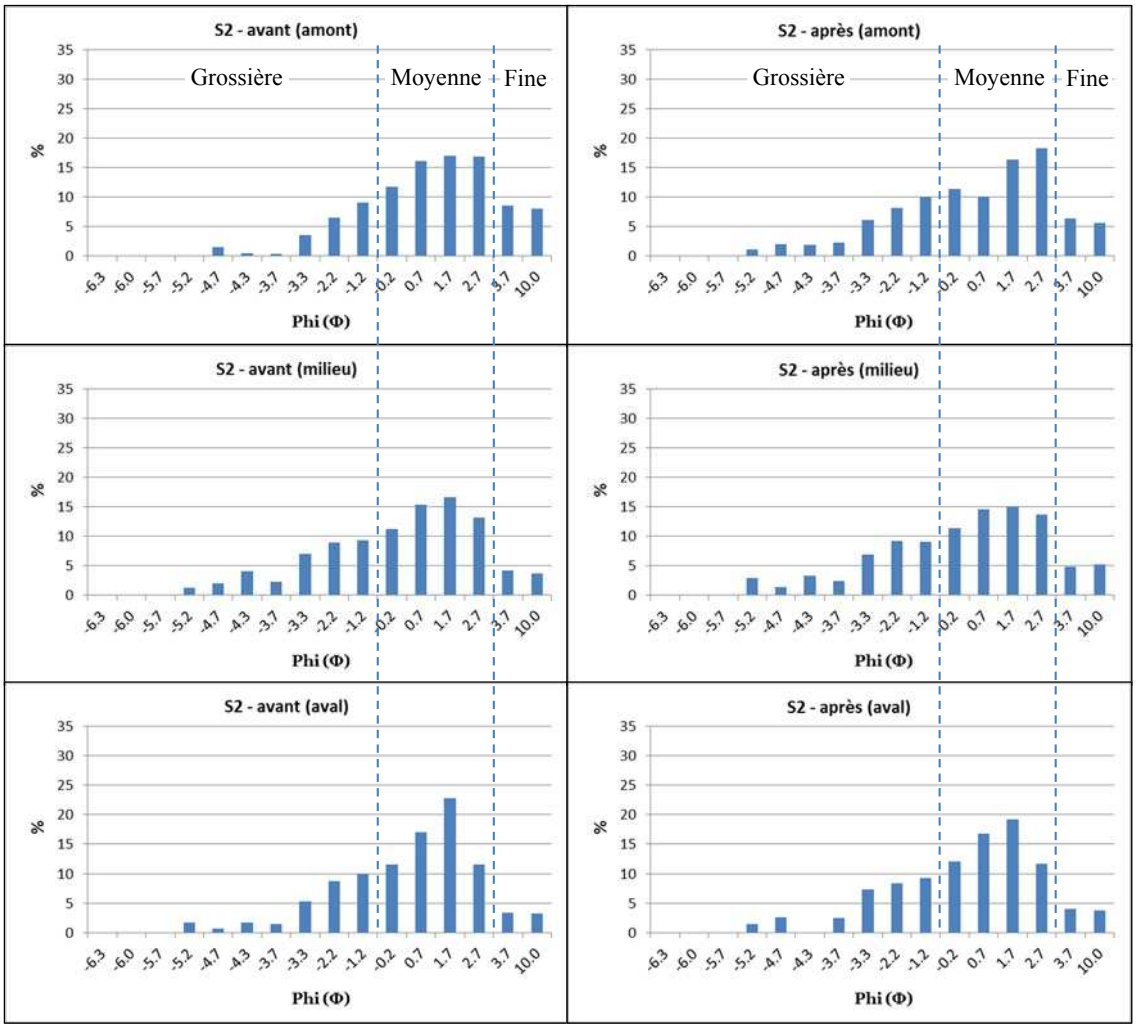

RG5 (mm)
Début d'enregistrement
RG5 (mm/h)
RG6 (mm)
Début d'enregistrement
RG6 (mm/h)
RG7 (mm)
Début d'enregistrement
RG7 (mm/h)
RG8 (mm)
Début d'enregistrement
RG8 (mm/h)
5/11 9/11 13/11 17/11 21/11 25/11 29/11 3/12 7/12
0:00 6:00 12:00 18:00 0:00


RG9 (mm)
700
600
500
400
300
200
100
0
5/11
9/11
13/11
17/11
21/11
25/11
29/11
3/12
7/12
Début d'enregistrement
RG9 (mm/h)
0:00
6:00
12:00
18:00
0:00
0
50
100
150
200
250
300
350
400
RG10 (mm)
700
600
500
400
300
200
100
0
5/11
9/11
13/11
17/11
21/11
25/11
29/11
3/12
7/12
Début d'enregistrement
RG10 (mm/h)
0:00
6:00
12:00
18:00
0:00
0
50
100
150
200
250
300
350
400

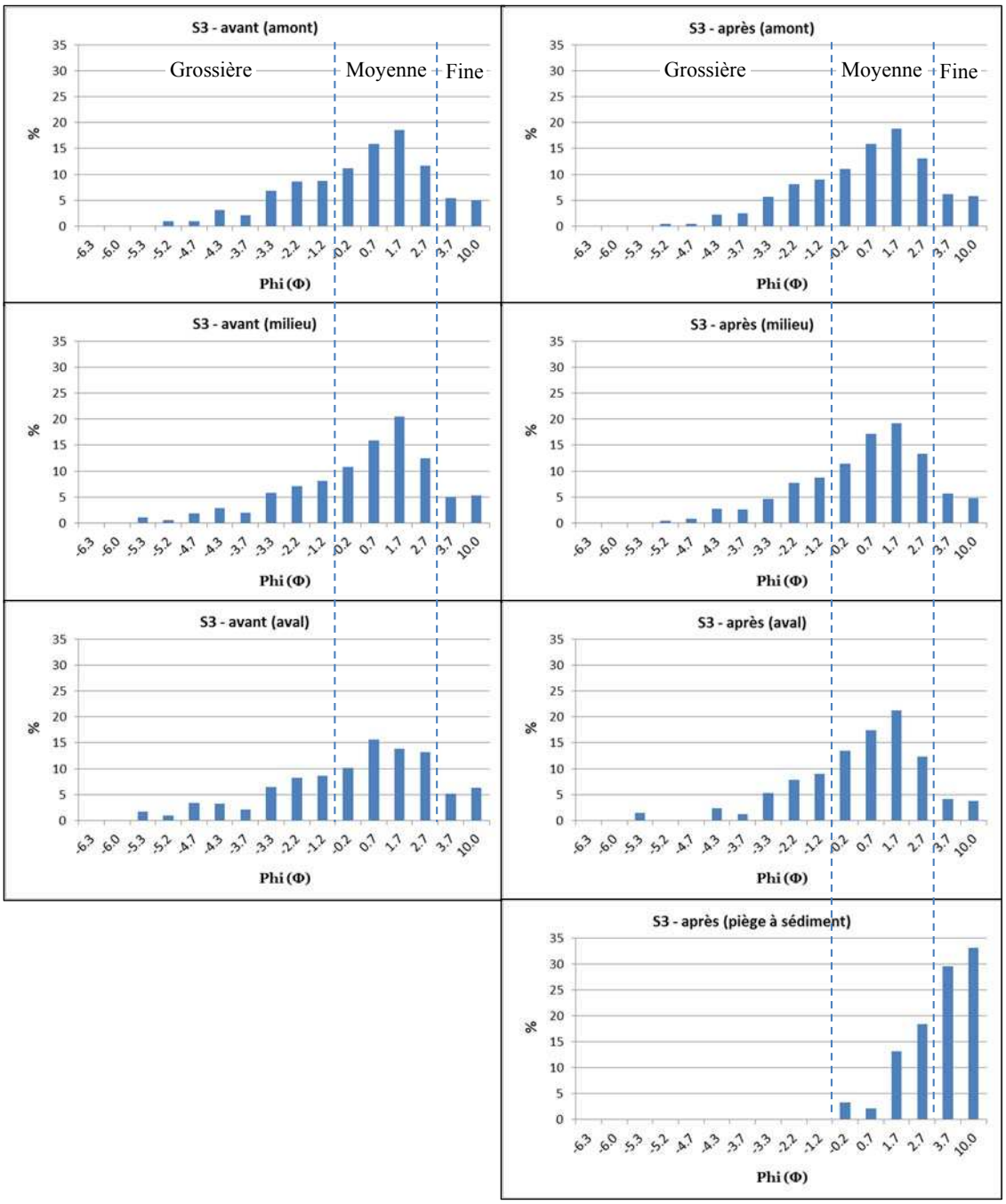
Annexe 6 – **Évolution granulométrique des simulations 1 à 8.** Pour une raison technique, le tamis de -5.7 Φ fut utilisé de manière interchangeable avec celui de -5.3 Φ pour les simulations 1 et 8. La simulation 2 utilise seulement le tamis de -5,7 Φ. Les restes de simulations n'utilisent que le tamis de -5,3 Φ. Am = Amont, Mi = Milieu, Av = Aval, P à S = Piège à sédiment.

			Grossier								**Moyenne**				**Fine**	
		Phi (Φ)	**-5.7 ou -5.3**	**-5.2**	**-4.7**	**-4.3**	**-3.7**	**-3.3**	**-2.2**	**-1.2**	**-0.2**	**0.7**	**1.7**	**2.7**	**3.7**	**10**
Simulation	**1**	Am	2.38	1.12	1.89	-0.06	-0.24	-1.91	-0.64	0.80	-3.51	-0.78	-1.86	0.00	0.00	0.00
		Mi	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
		Av	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
		P à S	0.00	10.33	11.22	16.51	4.54	7.17	0.00	16.51	0.00	1.00	0.00	10.33	11.86	16.51
	2	Am	0.00	1.09	0.45	1.48	1.90	2.54	1.66	0.99	-0.28	-5.98	-0.68	1.40	-2.21	-2.47
		Mi	0.00	1.62	-0.67	-0.70	0.08	-0.19	0.21	-0.29	0.12	-0.85	-1.69	0.54	0.58	1.52
		Av	0.00	-0.19	2.01	-1.73	0.99	2.08	-0.38	-0.64	0.44	-0.17	-3.56	0.09	0.63	0.46
	3	Am	0.00	-0.50	-0.52	-0.87	0.32	-1.18	-0.53	0.29	-0.12	0.04	0.30	1.28	0.69	0.78
		Mi	-1.09	-0.14	-0.95	-0.09	0.67	-1.15	0.56	0.64	0.63	1.22	-1.28	0.75	0.68	-0.47
		Av	-0.30	-0.98	-3.46	-0.93	-0.89	-1.14	-0.47	0.40	3.14	1.72	7.40	-0.89	-1.01	-2.53
		P à S	-1.79	-0.98	-3.46	-3.31	-2.13	-6.46	-8.33	-8.70	-7.00	-13.51	-0.70	5.23	24.33	26.75
	4	Am	0.72	-1.92	-2.10	-0.80	-0.89	-0.53	-0.87	-0.71	-0.11	0.85	3.84	1.81	0.42	0.35
		Mi	1.04	-1.90	-0.84	0.30	0.39	-0.25	-0.73	1.72	1.56	2.31	1.80	-3.54	-1.32	-0.51
		Av	0.00	-1.16	2.09	-1.20	0.46	1.59	1.57	1.01	0.62	-0.62	-3.45	-1.60	0.52	0.20
		P à S	0.00	-3.34	-1.02	-2.50	-1.46	-4.96	-8.43	-7.68	-0.58	4.57	3.88	2.61	7.64	11.25
	5	Am	0.93	0.51	-0.31	-0.56	0.33	-1.18	-1.19	-0.70	-0.54	2.00	0.63	0.04	-0.06	0.04
		Mi	-0.24	1.19	0.28	0.15	-1.60	5.33	0.33	-0.03	-1.85	-1.79	-1.06	-1.00	0.58	-0.37
		Av	1.54	-2.25	1.73	1.65	1.08	3.43	2.38	0.65	-1.91	-6.85	0.32	-2.05	0.76	-0.47
	6	Am	0.00	0.56	-0.56	1.88	0.25	-0.14	-0.84	-0.25	-0.17	-0.51	0.21	-0.07	-1.02	0.74
		Mi	0.00	0.00	0.47	2.31	-0.62	1.71	0.01	-0.77	0.01	-1.63	0.30	-0.88	-0.54	-0.53
		Av	0.00	-0.84	1.15	3.57	0.81	3.94	1.18	0.03	-1.89	-4.20	-2.65	-5.45	5.17	-0.88
	7	Am	0.00	-0.50	1.69	0.62	0.33	0.72	-0.07	0.16	-1.57	-0.22	-0.68	-0.50	-0.15	0.16
		Mi	1.18	1.13	-0.72	-0.22	-0.41	-0.83	-0.89	0.33	-0.18	1.09	0.05	0.78	1.61	-2.88
		Av	0.00	-0.71	0.00	-0.88	-0.53	-0.90	0.42	0.72	0.97	0.65	-0.10	0.27	0.47	-0.50
	8	Am	0.00	0.00	1.04	-0.40	-0.09	-0.84	0.09	1.10	0.53	1.04	0.76	0.13	-2.24	-1.10
		Mi	0.00	0.00	0.55	0.34	-0.15	-0.87	-0.30	0.43	1.07	1.81	2.58	-2.23	-2.50	-0.79
		Av	0.00	0.59	0.90	1.42	1.26	0.27	-0.29	0.57	-0.76	-0.70	0.00	-0.95	-1.92	-0.44
		P à S	0.00	0.00	-1.93	-1.86	-1.70	-4.80	-6.62	-6.58	-15.07	-18.21	-1.30	2.96	26.41	28.48

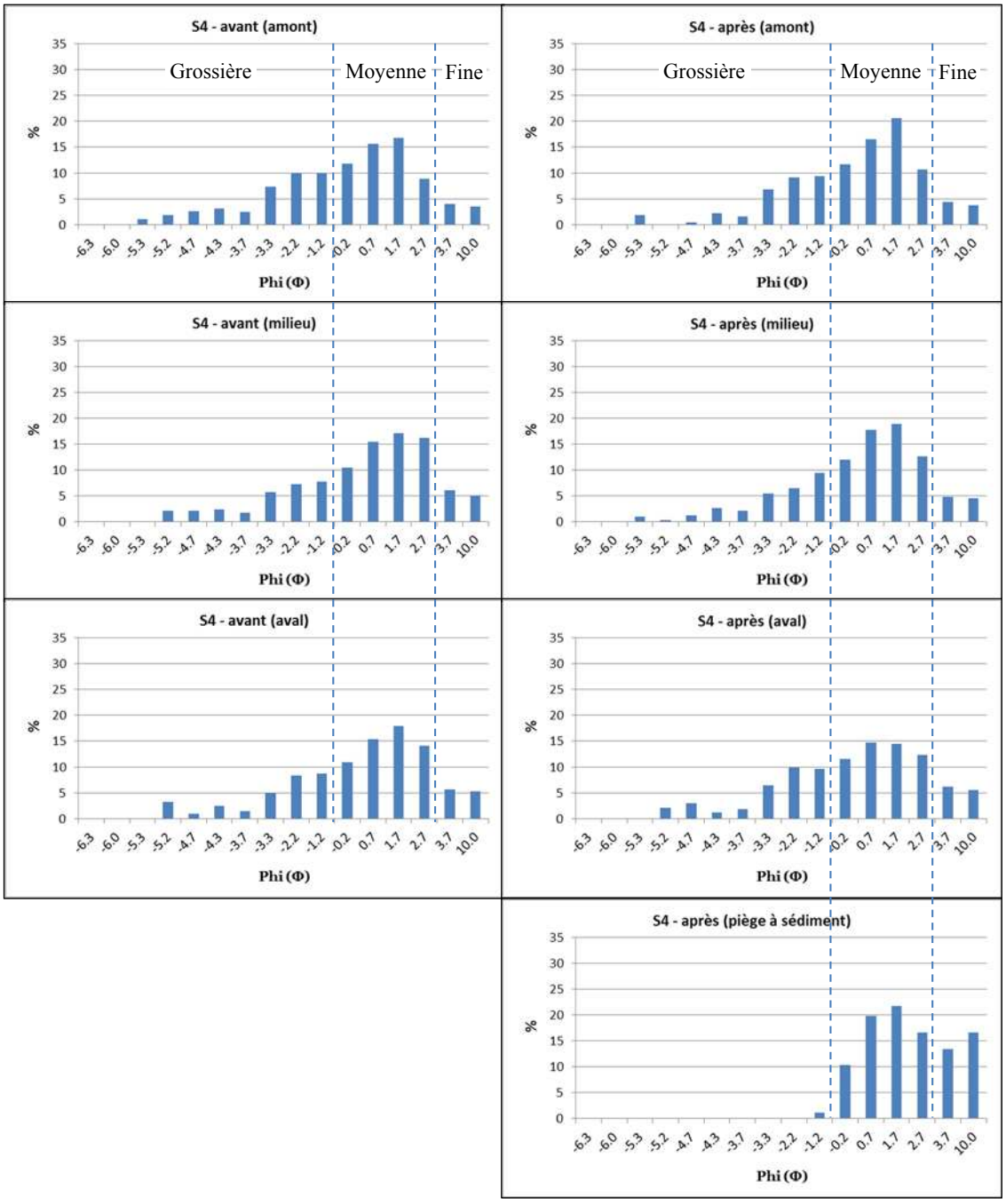
Annexe 7 – **Comparaison granulométrique avant et après la simulation 2.**



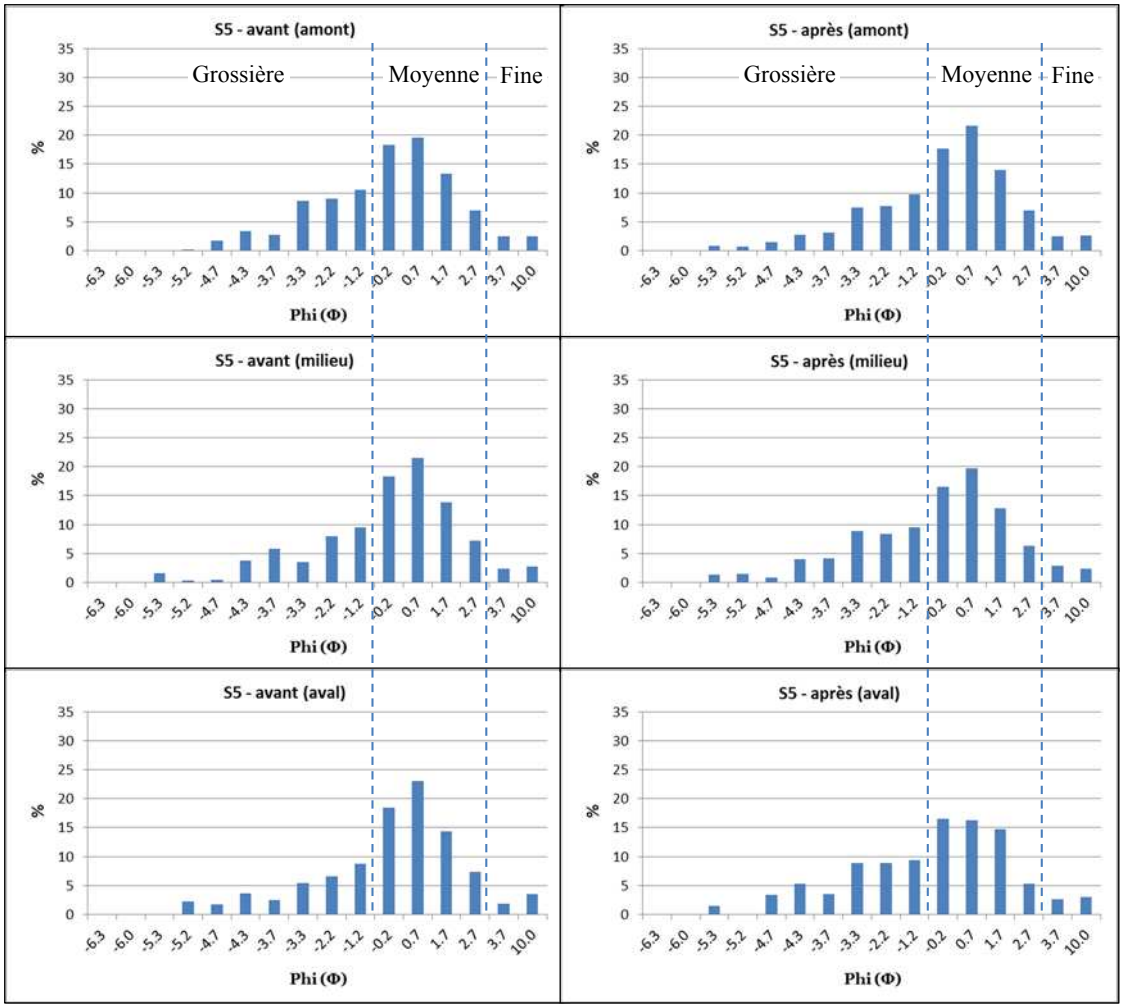
Annexe 8 – **Comparaison granulométrique avant et après la simulation 3.**



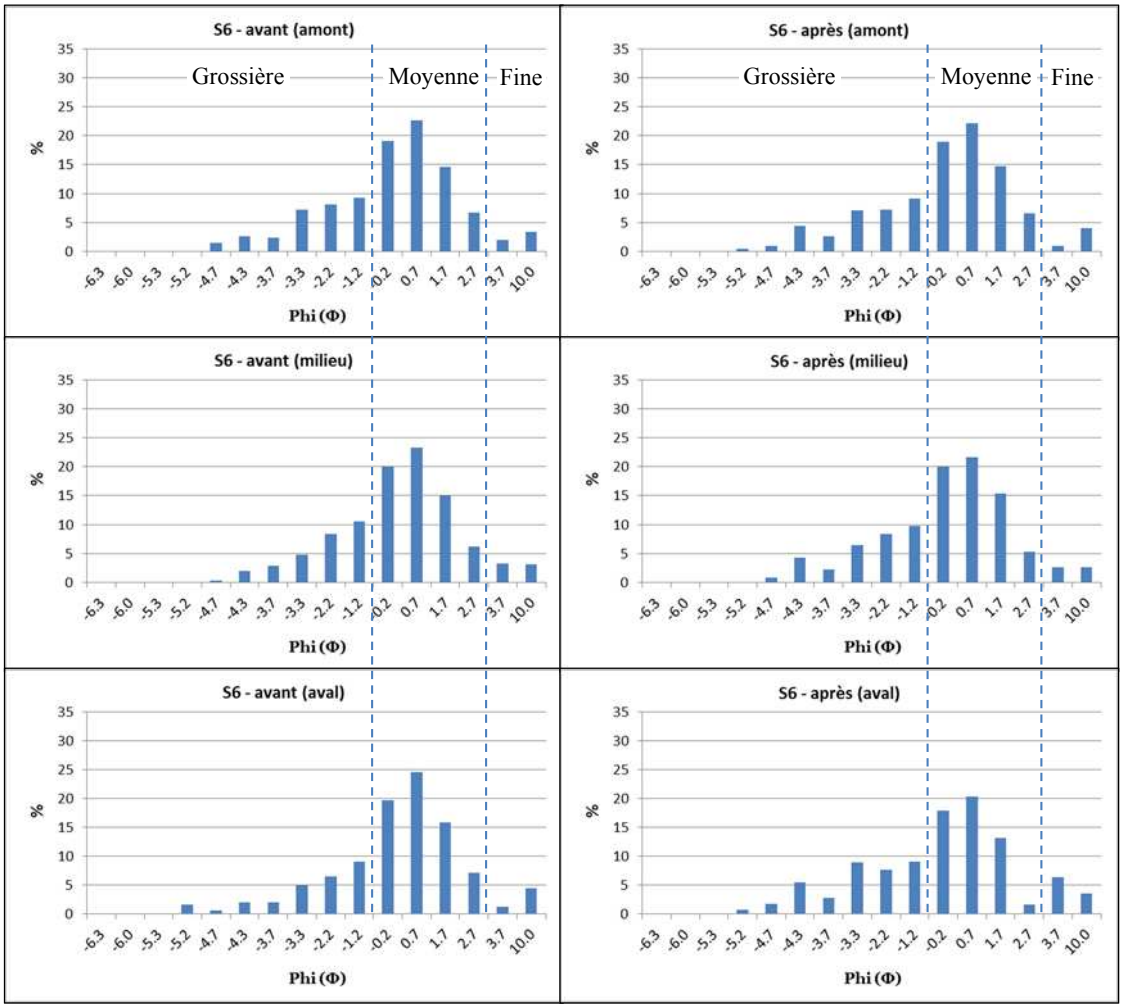
Annexe 9 – **Comparaison granulométrique avant et après la simulation 4.**



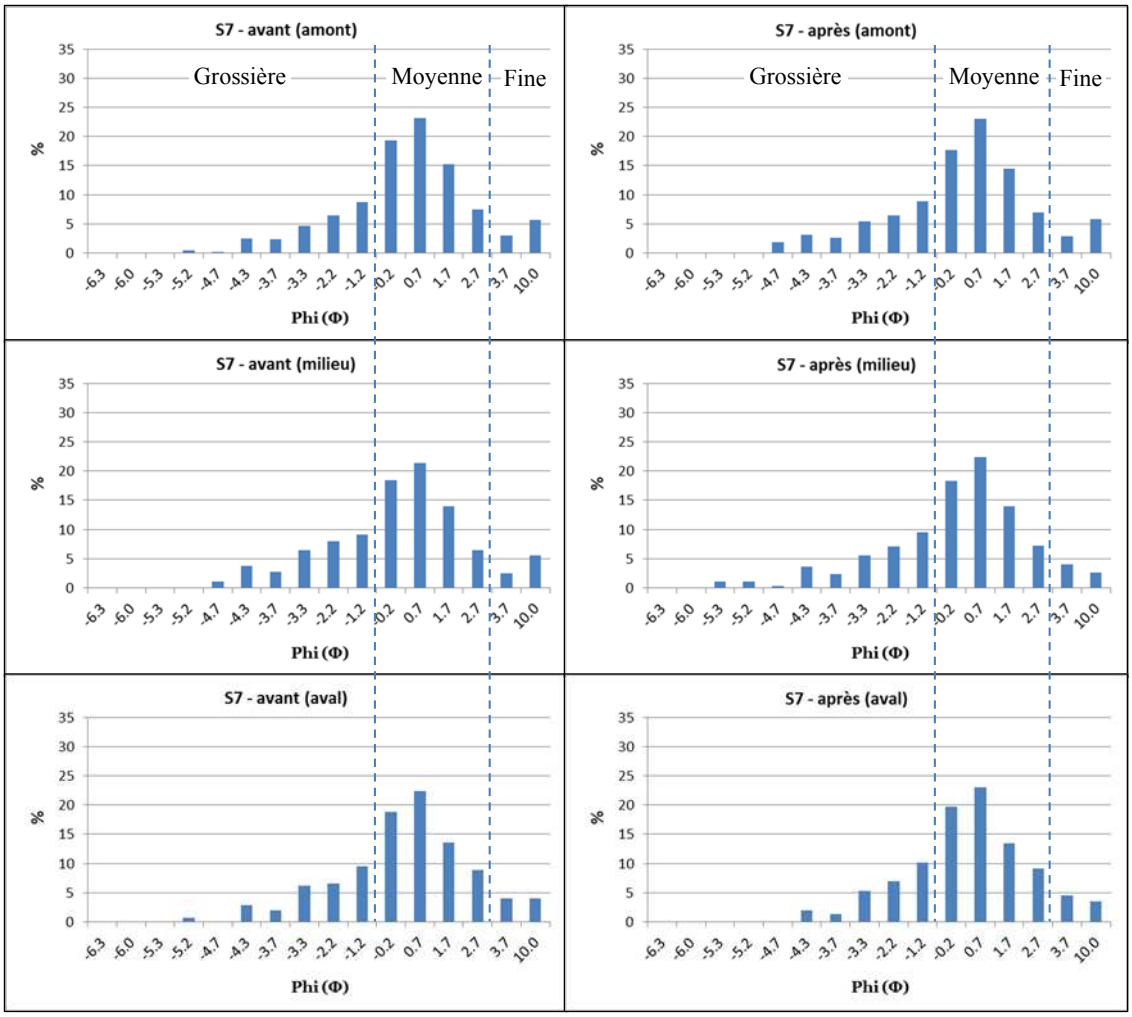
Annexe 10 – **Comparaison granulométrique avant et après la simulation 5.**



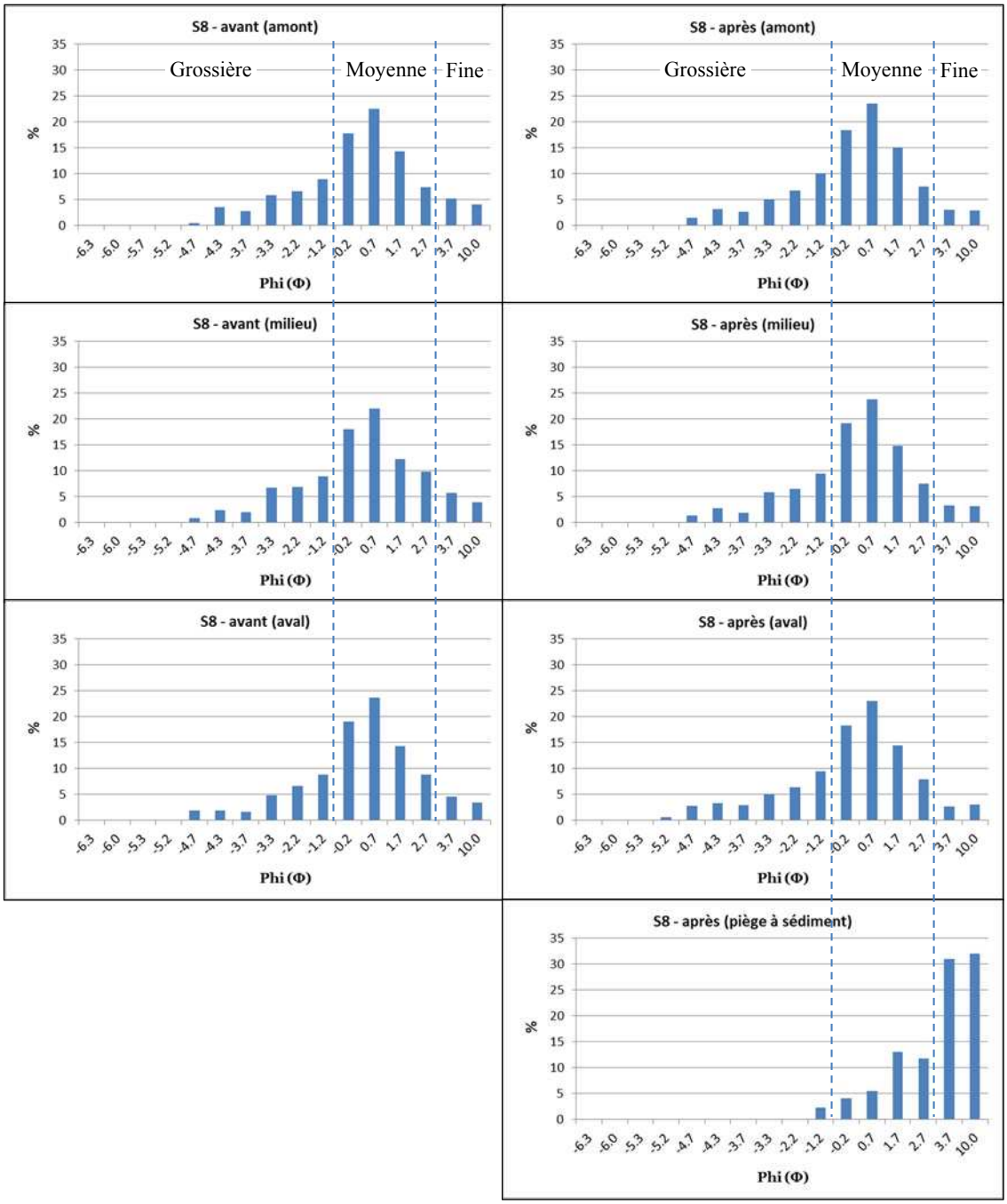
Annexe 11 – **Comparaison granulométrique avant et après la simulation 6.**



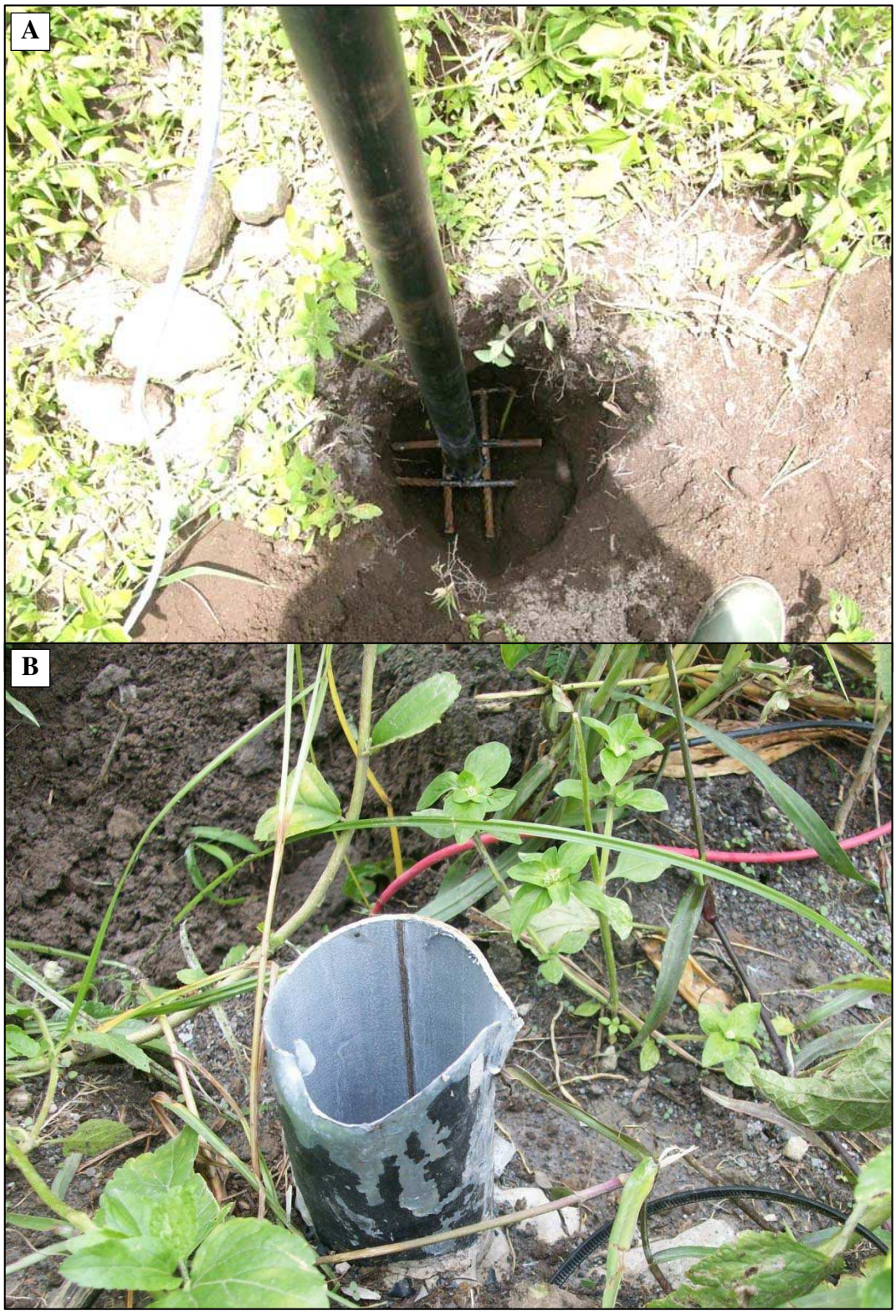
Annexe 12 – **Comparaison granulométrique avant et après la simulation 7.**



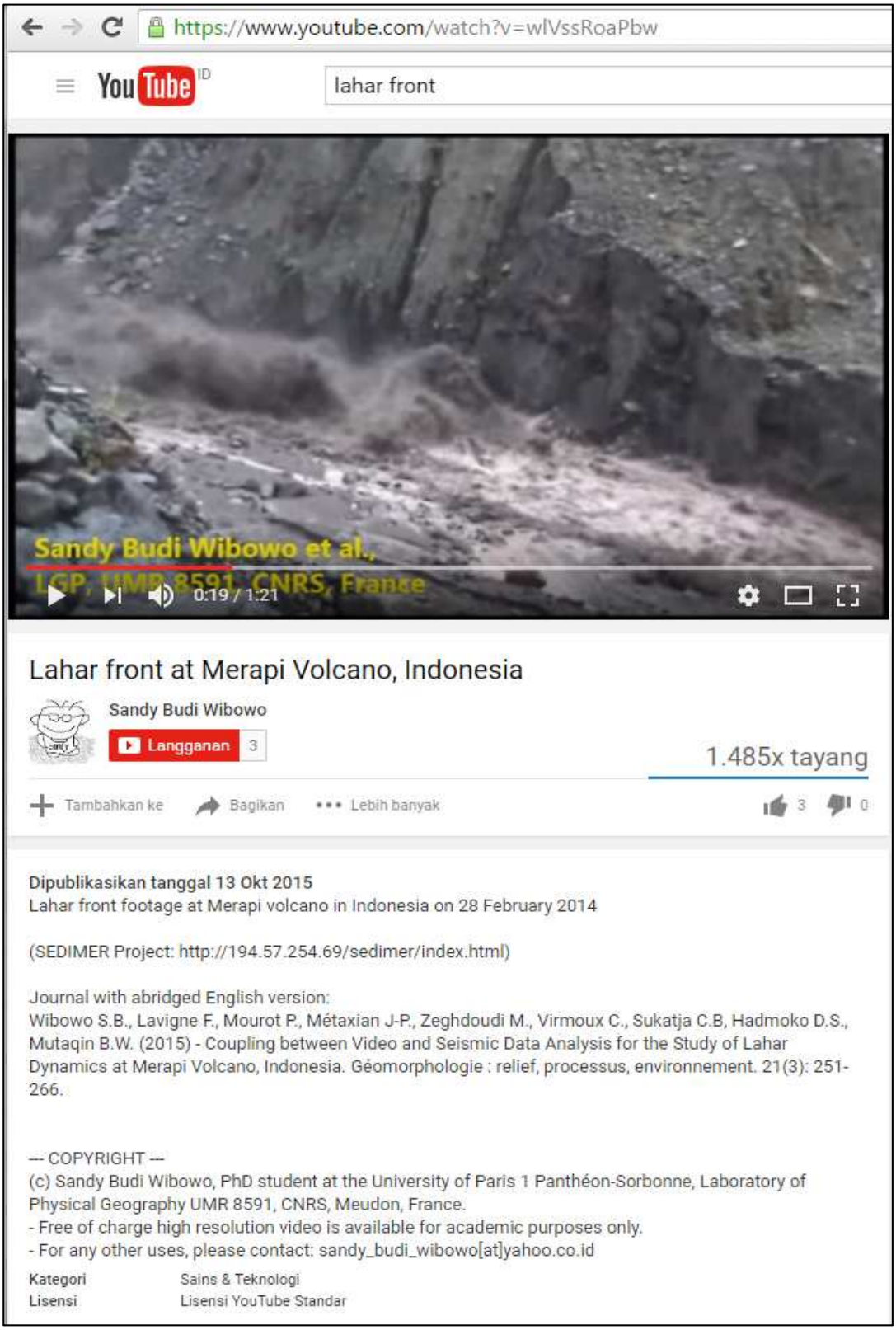
Annexe 13 – **Comparaison granulométrique avant et après la simulation 8.**



Annexe 14 - **Exemple du vandalisme.** A : Installation d'un mat pour un panneau solaire au début de la thèse. B : Morceau du mat coupé et volé.



Annexe 15 - **Vidéo du lahar du 28 Février 2014 sur Youtube avec la référence de publication** (https://www.youtube.com/watch?v=wlVssRoaPbw).



Annexe 16 - **Contribution de cette étude pour le VolFilm, notée dans ce material release form.** Ce film sera distribué globalement et sera utilisé par l'International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior (IAVCEI) à des fins éducatives et de préventions des risques volcaniques.

VolFilm

VolFilm is a project lead by Professor Steve Sparks at the University of Bristol, UK, developing multilingual and multi-platform films for resilience to risks from volcanic hazards (the "Project"). VolFilm comprises a team of volcanologists and film makers from around the world, part-funded by the Challenge Fund – a partnership between the World Bank's Global Facility for Disaster Risk Reduction and Recovery (GFDRR) and the UK Department for International Development (DfID). In Phase 1 of VolFilm five short educational films are being produced: Pyroclastic flows hazards, Pyroclastic Flows Impacts, Lahar hazards, Lahar impacts, and an experiential film on the lahars at Nevado del Ruiz. Further films are planned as part of the Project on the remaining volcanic hazards and their impacts, along with further experiential films on any of the volcanic hazards. These films will be made freely available through different media, including various internet sites inclusive of social media and video hosting platforms including YouTube and Vimeo; local screenings of the films for example in community workshops or volcano observatories; and local television screenings. The films will be made available globally, in a number of languages and there will be no restrictions in time on their use. These films are intended as educational resources primarily for communities living near volcanoes, increasing their resilience to risks from volcanic hazards.

Material release form

Project: VolFilm

We: University of Bristol, Wills Memorial Building, Bristol, BS8 1RJ, UK

You: Sandy Budi Wibowo, sandy_budi_wibowo@yahoo.co.id, Ikan Nus 2 Street, No. 5, Malang 65142, East Java, Indonesia

Material: Lahar front at Merapi Volcano, Indonesia

Date: 03/08/2016

Through this agreement you agree to license to us the rights set out below in the film footage/still photographs (the "Material") for use by us in any film produced, broadcast or otherwise made available as part of the Project, and any associated promotional material or literature (for example, but not limited to academic papers and presentations, associated educational literature to accompany the films).

This form when signed by you shall constitute the terms on which we will make use of the Material in the Project.

1. You hereby grant to us and persons authorised by us a non-exclusive licence in perpetuity to record, copy, edit, reproduce, broadcast, transmit and perform all or part of the Material for and/or in connection with the production, promotion, exploitation and/or advertising of the Project throughout the world in any language for the entire period of copyright in the Material and all extensions and renewals thereof by all means and in all media whether now known or hereafter discovered or developed.
2. You hereby grant us all other rights whatsoever including all consents under Part II of the Copyright, Designs and Patents Act 1988 or any statutory modification or re-enactment thereof for the time being in force ("CDPA") in the Materials, and you hereby agree to procure the giving of similar consents from all persons engaged or employed by you and whose performances or intellectual property rights are incorporated in the Materials, to enable us to make the fullest use of the Materials without restriction or payment of further fees.
3. You recognise that we have the unlimited right to edit, copy, alter, add to, take from, adapt and translate all or any of the Materials after delivery by you and hereby irrevocably and

unconditionally waive the benefits of any provision of law relating to so-called "moral rights" (including without limitation any rights under section 77 to section 85 inclusive of the CDPA) and any similar laws of any jurisdiction in relation to the Materials. You further agree to procure the waiver of all such rights in our favour and our successors in title by all persons engaged or employed by you and who contributed to the Materials and to whom such rights may accrue.

4. You shall promptly execute and deliver such documents and perform such acts as may be required for the purpose of giving full effect to this agreement, and shall use all reasonable endeavours to procure that any third parties shall also do so as necessary. We shall reimburse you for the reasonable costs properly incurred by you in complying with your obligations under this clause.
5. You warrant and represent that you are entitled to grant to us the rights referred to in paragraph 1 above and that (a) the exercise of such rights shall not infringe the copyright or any other personal or property rights of any person or be in breach of any statute or regulation, (b) the exercise of such rights shall not entitle any person to claim any payment from us or from any of our licensee or (c) any persons appearing in the Material have given their consents to enable us to make and exploit the Project in all manner and in all media throughout the world for the full period of copyright. We propose but do not undertake to include the Material in the Project.
6. You shall make the Material available in a format reasonably requested by us.
7. The University will pay you a fee of the sum of £1 in respect of the rights granted in this agreement. No further sums shall be required to be paid by us by way of repeat fees, use fees, residuals, royalties or other payments whatsoever.
8. This form may be freely assigned by us and shall be interpreted in accordance with the laws of England and Wales. You acknowledge that in the event of any default of any of these terms by us your sole remedy will be an action at law for damages and in no event will you be entitled to rescind these terms or receive any injunctive or other equitable relief.

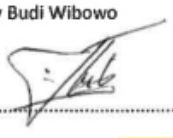
(name) Steve Sparks

(signature) p.p. SKBrown

Signed for and on behalf of VolFilm

Agreed and accepted by:

(name) Sandy Budi Wibowo

(signature) 

Signed for and on behalf of the licensor

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION GÉNÉRALE
Figure 1 Structure de la thèse 5

CHAPITRE 1
Figure 2 Paléo-reconstruction et carte actuelle de l'Indonésie 9
Figure 3 Subduction en Indonésie 10
Figure 4 Direction des vents humides près de la surface de la Terre pendant la saison des pluies et positionnement du soleil 15
Figure 5 Densité de population autour du Merapi 19

CHAPITRE 2
Figure 6 Schéma des types de déclenchement des lahars 25
Figure 7 Granoclassement des lahars (Fisher et Schmincke, 1984) 29

CHAPITRE 3
Figure 8 Approche 5W-1H appliquée à cette étude 37
Figure 9 Contrôle des douanes dans l'entrepôt de l'aéroport international de Yogyakarta 41
Figure 10 Images satellites et photo aérienne des sites étudiés 42
Figure 11 Installation des instruments sur chaque bassin versant 47
Figure 12 Photo de site d'étude. 49
Figure 13 Préparation des simulations au laboratoire lahar du STC 51
Figure 14 Carte du site d'étude 56
Figure 15 Instruments de surveillance indépendante 60
Figure 16 Pluviomètres utilisés dans cette étude 62
Figure 17 Installation de caméra et d'appareil photo. 64
Figure 18 Station sismique Myotis 67

CHAPITRE 4
Figure 19 Images diachroniques des deux bassins versants instrumentés 83
Figure 20 Profils topographiques des sites d'études associées à la figure 19B 84
Figure 21 Visualisation 3D de la topographie du bassin versant perturbé 85
Figure 22 Modèle Numérique de Terrain/MNT du bassin versant non perturbé (A) et courbes de niveau à un intervalle de 2,5 m (B). 86
Figure 23 Description du profil du sol du bassin versant perturbé. 87
Figure 24 Charte Munsell de Couleurs de Sols (Munsell Soil Color Chart) utilisé pour la détermination de la couleur des horizons des bassins versants perturbé (rectangle rouge ; A-2A-2B-2BC) et non perturbé (rectangle vert ; A-Bw1-Bw2-BC) dans cette thèse. 88
Figure 25 Description du profil du sol du site du bassin versant non perturbé 89
Figure 26 Ravines voilées des deux espèces dominantes dans les sites étudiés à cause de vents forts 90

Figure 27 Glissement de terrain après la pluie du 6 décembre 2012 92
Figure 28 Caractéristique générale des pluies du 6 décembre 2012 93
Figure 29 Données intégrées au bassin versant perturbé du 5 novembre au 9 décembre 2012 96
Figure 30 Données intégrées au bassin versant perturbé du 9 décembre 2012 au 31 janvier 2013 97
Figure 31 Données intégrées du bassin versant non perturbé du 5 novembre au 9 décembre 2012 99
Figure 32 Données intégrées du bassin versant non perturbé du 9 décembre 2012 au 31 janvier 2013 100
Figure 33 Données intégrées 500 m en aval des deux bassins versants du 9 décembre 2012 au 31 janvier 2013 102
Figure 34 Intensité de pluie et rétention en eau pour la surveillance des glissements de terrain dans le bassin versant du lac Tutira au Nouvelle Zélande (Hawke et McConchie, 2011)..... 107

CHAPITRE 5
Figure 35 Photo d'une des 8 simulations montrant le glissement de terrain. 120
Figure 36 Distribution granulométrique de matériaux de la Gendol (A) et de la Putih (B). 123
Figure 37 Comparaison granulométrique avant et après la simulation 1 125
Figure 38 Fracture et compaction des matériaux 127
Figure 39 Distribution de la surface des zones érodée, stable, et sédimentée (en mètre) en utilisant la méthode Cut and Fill dans le SIG 130
Figure 40 Glissement de terrain de la simulation 2 133
Figure 41 Photos prises au début et à la fin des simulations 3 à 8 136
Figure 42 Angle de contact des gouttes de pluie provenant du simulateur de pluie. 143
Figure 43 Évolution de taille d'une goutte de pluie 144
Figure 44 Croûte de battance liée aux éclaboussures de matériaux fins 146
Figure 45 Croûte de ruissellement 147
Figure 46 Formation d'aérosol (échelle 1 mm) 149
Figure 47 Carte d'isopaques de l'éruption du Merapi en 2010 (Solikhin *et al*., 2015). 155
Figure 48 Glissements de terrain sur le flanc sud du Merapi. 155

CHAPITRE 6
Figure 49 Images MTSAT et précipitations enregistrées à l'est et à l'ouest du bassin versant Gendol. 169
Figure 50 Images satellites MTSAT du cyclone Gillian sur le territoire indonésien le 18 Mars 2014 à 10h00, 14h00 et 19h00 171
Figure 51 Captures d'écran du lahar du 28 Février 2014 175
Figure 52 Captures d'écran du lahar du 28 Février 2014 176
Figure 53 Lahar du 28 Février 2014. 177
Figure 54 Captures d'écran du lahar du 18 mars 2014 180
Figure 55 Captures d'écran du lahar du 28 Février 2014 181
Figure 56 Lahar du 18 Mars 2014 182

Figure 57 Enregistrement sismique du géophone amont (76 m du site) lors de la phase d'écoulement hyperconcentré et de coulée de débris du lahar du 28 Février 2014. 186
Figure 58 Enregistrement sismique du géophone aval lors de la phase d'écoulement hyperconcentré et de coulée de débris du lahar du 28 Février 2014 187
Figure 59 L'enregistrement sismique du lahar du 18 Mars 2014 sur la géophone amont (76 m du site). La partition de chaque phase fondée sur l'interprétation 189
Figure 60 L'enregistrement sismique du lahar du 18 Mars 2014 sur la géophone aval 190
Figure 61 Vue du sommet avant le lahar du 18 mars 2014 193
Figure 62 Vue après le lahar du 18 Mars 2014 194
Figure 63 Relation entre profondeur et vitesse des lahars du 28 février (A, B) et du 18 mars (C, D) 199
Figure 64 Blocs (A) et matériaux d'effondrement (B) à la surface d'écoulement 200
Figure 65 Schéma de la dynamique du lahar : vue horizontale (A) et vue verticale (B) 202
Figure 66 Gamme de fréquence d'écoulement hyperconcentré et de coulée de débris (HF = écoulement hyperconcentré, SF = écoulement fluviatile, DF = coulée de débris) 203
Figure 67 Schéma théorique du mouvement de lahar passant sur un sabodam avec une rupture de pente 207

CHAPITRE 7

Figure 68 Localisation de la cascade, du site d'étudié et du méandre imprimé. 214
Figure 69 Terminologie utilisée dans ce chapitre. 215
Figure 70 Vue amont du chenal avant et après le lahar du 28 février. 217
Figure 71 Morphologie du chenal après le lahar du 18 mars. 224
Figure 72 La granulométrie des dépôts du lahar du 18 mars en amont et en aval de la coulée de lave 225
Figure 73 Tuf volcanique marron sur le lit du chenal. 229
Figure 74 Modèle 3D du mouvement des matériaux à l'intérieur du front déshydraté de type "barrage mobile" (Johnson *et al*., 2012) .....
Figure 75 Mouvement de blocs provoquant l'érosion et l'agitation 240
Figure 76 Cascade dans le même chenal à environ 1,2 km en amont de notre site d'observation 243
Figure 77 Érosion du dépôt de coulée de lave 245
Figure 78 Évolution géomorphologique du chenal le long de point d'observation 249

LISTE DES TABLEAUX

INTRODUCTION GÉNÉRALE
Tableau 1 Les principales catastrophes liées à la survenue de lahars 1

CHAPITRE 1
Tableau 2 Géochronologie de la région Java / Merapi depuis 160 Ma 12
Tableau 3 Chronologie des éruptions holocènes du volcan Merapi 13

CHAPITRE 2
Tableau 4 Comparaison simplifiée de vitesses et de débits de lahars passés dans le monde. 26

CHAPITRE 3
Tableau 5 Analyse SWOT de cette étude. 39
Tableau 6 Synthèse des méthodes et outils dans l'étude des processus de déclenchement des lahars 43
Tableau 7 Synthèse des méthodes et outils dans la simulation de déclenchement des lahars 54
Tableau 8 Synthèse des étapes de travail pour l'étude de la dynamique des lahars. 57

CHAPITRE 4
-

CHAPITRE 5
Tableau 6 Dimension du plan incliné. 117
Tableau 7 Synthèse des Résultats des simulations physiques. 118
Tableau 8 Évolution topographique pour chaque simulation. 128

CHAPITRE 6
Tableau 9 Quatre grandes phases du lahar du 28 février. 173
Tableau 10 Quatre grandes phases du lahar du 18 mars. 178
Tableau 11 Quatre types d'interaction des matériaux en aval. 205

CHAPITRE 7
Tableau 12 Évolution géomorphométrique des parties centrale, droite et gauche du chenal à la fin de chaque phase par rapport à la phase précédente. 219
Tableau 13 Analyse granulométrique des dépôts 219
Tableau 14 Évolution géomorphométrique du chenal en aval de la coulée de lave la fin de chaque phase du lahar du 18 mars 226
Tableau 15 Analyse granulométrique des dépôts en amont de la coulée de lave 226
Tableau 16 Analyse granulométrique des dépôts en aval de la coulée de lave 226

TABLE DES MATIÈRES

Résumé ii
Abstract Bahasa Indonesia iii
Abstract iv
Resumen en español v
Sommaire vi

INTRODUCTION GÉNÉRALE 1

PARTIE I 7
CHAPITRE 1. INTÉRÊT DE TRAVAILLER SUR L'ÉROSION DU VOLCAN MERAPI 8
1.1. Un jeune stratovolcan actif : tectonique et géologie 8
1.1.1. Une subduction active 8
1.1.2. Géologie du volcan Merapi 14
1.2. Des précipitations intenses propices au déclenchement des lahars 15
1.3. Hydro-géomorphologie du volcan 17
1.3.1. Zone amont (> 1000 m d'altitude) 17
1.3.2. Zone intermédiaire (300 - 1000 m d'altitude) 17
1.3.3. Zone aval (< 300 m d'altitude) 18
1.4. Un volcan surpeuplé 18
1.5. Conclusion 20

CHAPITRE 2. NÉCÉSSITÉ DE COMPRENDRE L'ALÉA LAHAR 21
2.1. Terminologie 21
2.2. Modes de déclenchement des lahars 23
2.3. Dynamique des lahars 26
2.4. Dépôt des lahars 28
2.5. Evolution des méthodes d'étude des lahars 31
2.5.1. Avant l'éruption du Kelud en 1919 : observations de terrain après les lahars, description, témoignages, mesures de prévention 31
2.5.2. Après l'éruption du Kelud en 1919 : description approfondie et officielle, photos de terrain, photos aériennes, cartographie, prévention 32
2.5.3. Après les éruptions successives du Mont St. Helens en 1980, Galunggung en 1982, Nevado del Ruiz en 1985, Kelud en 1990 et Pinatubo en 1991 : études approfondies et instrumentales 33
2.5.4. Après les années 2000 - jusqu'à aujourd'hui : l'ère de la modélisation et de l'instrumentation high-tech 33
2.6. Conclusion 34

CHAPITRE 3. OBJECTIFS ET MÉTHODOLOGIE GÉNÉRALE 36
3.1. Objectifs 36
3.2. Méthodologie 40
3.2.1. Préparation de l'appareillage 40
3.2.2. Déclenchement des lahars 41
3.2.2.1. Choix des sites étudiés 41
3.2.2.2. Acquisition de données 43
3.2.2.2.1. Instrumentation de terrain 45
3.2.2.2.2. Observation in-situ 48
3.2.3. Simulation physique du déclenchement 50
3.2.3.1. Inspection intégrale et réparation modérée du système 50
3.2.3.2. Protocole de simulation 52
3.2.3.3. Traitement des données des simulations 55
3.2.4. Dynamique des lahars 56
3.2.4.1. Surveillance en temps réel 58
3.2.4.1.1. Surveillance dépendante 58
3.2.4.1.2. Surveillance indépendante 59
3.2.4.2. Acquisition des données 61
3.2.4.2.1. Données pluviométriques 61
3.2.4.2.2. Données hydrologiques 63
3.2.4.2.3. Données sismiques 65
3.2.4.3. Traitement des données 67
3.2.5. Impact géomorphométrique et dépôts associés 69
3.2.5.1. Acquisition des données 69
3.2.5.1.1. Impact géomorphométrique 69
A. Endroit précis : technologie laser, mesure manuelle, et vidéo 69
B. Environnement aux alentours : photos diachroniques 71
3.2.5.1.2. Dépôts associées 72
3.2.5.2. Traitement des données 74
3.3. Conclusion 75
CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE 77

PARTIE II 81
CHAPITRE 4. ÉTUDE IN-SITU DE L'ÉROSION DANS DEUX PETITS BASSINS VERSANTS VOISINS 82
4.1. Résultats 82
4.1.1. Identification des sites d'études 82
4.1.1.1. Configuration topographique 82
4.1.1.2. Le cadre pédologie 86
4.1.1.3. Une végétation différentiellement affectée par l'éruption 90
4.1.2. Changement de caractéristique des écoulements à cause d'un glissement de terrain 91
4.1.2.1. Bassin versant perturbé 94
4.1.2.2. Bassin versant non perturbé 98
4.1.2.3. Site 500 m en aval 102
4.2. Discussion 103

4.2.1. Glissement de terrain, pluie déclenchante, et estimation du temps de déclenchement 103
4.2.2. Caractéristique de l'humidité du sol très opposée 106
4.2.3. Changement de caractéristique d'écoulements avant et après le glissement de terrain 109
4.2.3.1. Source de ruissellement 109
4.2.3.2. Écoulement dans le bassin versant perturbé et non perturbé 110
4.3. Limites de l'étude 113
4.4. Conclusion 114

CHAPITRE 5. MODÉLISATION PHYSIQUE DE DÉCLENCHEMENT DES LAHARS 116
5.1. Résultats 117
5.1.1. Quantité de pluie nécessaire pour un changement topographique 117
5.1.2. Ruissellement, percolation, et glissement de terrain 121
5.1.3. Granulométrie et topographie 122
5.1.3.1. Évolution topographique instantanée (Simulation 1) 124
5.1.3.2. Évolution topographique plus progressive (Simulation 2) 131
5.1.3.3. Évolution topographique lente (Simulation 3 à 8) 134
5.2. Discussion 142
5.2.1. Le rôle de la pluie et de la formation d'une croûte de battance liées au déclenchement des lahars 142
5.2.2. Processus surfacique, sous surfacique et formation de croûte de ruissellement 151
5.2.3. Évolution de la distribution granulométrique et de la topographie 156
5.2.4. Reproductibilité et limites de l'étude 159
5.3. Conclusions 161
CONCLUSION DE LA DEUXIÈME PARTIE 163

PARTIE III 167
CHAPITRE 6. DYNAMIQUE DES LAHARS EN MOUVEMENT 168
6.1. Résultats 168
6.1.1. Pluies 168
6.1.1.1. Pluies du 28 Février 168
6.1.1.2. Pluies du 18 Mars 170
6.1.2. Paramètres hydrologiques des lahars 172
6.1.2.1. Hydrologie du lahar du 28 Février 172
6.1.2.2. Hydrologie du lahar du 18 mars 178
6.1.3. Transport de blocs visibles 183
6.1.3.1. Blocs visibles du lahar du 28 février 183
6.1.3.2. Blocs visibles du lahar du 18 mars 184
6.1.4. Signaux sismiques 185
6.1.4.1. Signaux sismiques du lahar du 28 Février 185
6.1.4.2. Signaux sismiques du lahar du 18 Mars 188
6.2. Discussion 191
6.2.1. Pluies 191

6.2.2. Quatre grandes phases d'écoulement 197
6.2.2.1. Un écoulement hyperconcentré initial. 197
6.2.2.2. De coulée de débris caractérisées par plusieurs pulsations principales. 197
6.2.2.3. Le corps du lahar restant de type coulée de débris. 199
6.2.2.4. La queue du lahar marquée par une dilution progressive 200
6.2.3. Intérêt de la confrontation entre données géophysique et observations visuelles 201
6.2.3.1. Une réponse sismique variant fortement en fonction de la morphologie du chenal. 202
6.2.3.2. Une réponse sismique des coulées de débris à interpréter avec prudence. 203
6.2.3.2.1. Dynamique de lahar 204
6.2.3.2.2. Technique de l'instrumentation 207
6.2.4. Enjeu et reproductibilité de la méthode 210
6.3. Conclusion 211

CHAPITRE 7. IMPACTS MORPHOMETRIQUES ET DÉPÔTS ASSOCIÉS 213
7.1. Résultats 216
7.1.1. Évolution géomorphométrique 216
7.1.1.1. Lahar du 28 février 216
7.1.1.2. Lahar du 18 mars 222
7.1.1.3. Contrainte d'érosion 228
7.1.2. Chronologie de mise en place des dépôts 230
7.1.2.1. Lahar du 28 février 230
7.1.2.2. Lahar du 18 mars 231
7.2. Discussion 234
7.2.1. Évolution géomorphologique liée à des grandes phases d'écoulement 234
7.2.1.1. Pendant l'écoulement hyperconcentré initial 234
7.2.1.2. Pendant le pic de coulée de débris 236
7.2.1.2.1. Sous-phase "front du lahar" 238
7.2.1.2.2. Sous-phase de concentration ou "avant le pic" 239
7.2.1.2.3. Sous-phase de décrue ou "après le pic" 241
7.2.1.3. Corps du lahar 246
7.2.1.4. Queue de lahar 246
7.2.2. Intérêt de la confrontation entre coupe sédimentologie et observations visuelles 248
7.3. Conclusion 251
CONCLUSION DE LA TROISIÈME PARTIE 252

CONCLUSION GÉNÉRALE 254

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 259
Annexe .....
Liste des figures .....
Liste des tableaux .....
Table des matières .....