



HAL
open science

Caractérisation des processus d'instabilité affectant les îles volcaniques: Application au volcan de la Montagne Pelée en Martinique à partir de l'exploitation des forages de l'Expédition IODP 340

Morgane Brunet

► **To cite this version:**

Morgane Brunet. Caractérisation des processus d'instabilité affectant les îles volcaniques: Application au volcan de la Montagne Pelée en Martinique à partir de l'exploitation des forages de l'Expédition IODP 340. Géologie appliquée. Institut de Physique du Globe de Paris, 2015. Français. NNT : . tel-03161202

HAL Id: tel-03161202

<https://hal.science/tel-03161202>

Submitted on 5 Mar 2021

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

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



THESE DE DOCTORAT

INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS
SORBONNE PARIS CITE

Ecole Doctorale des Sciences de la Terre

Présentée par:

Morgane BRUNET

en vue de l'obtention du titre de:

Docteur de l'Institut de Physique du Globe de Paris

Spécialité: Géophysique

Caractérisation des processus d'instabilité affectant les îles volcaniques:

**Application au volcan de la Montagne Pelée en Martinique
à partir de l'exploitation des forages de l'Expédition IODP 340**

Soutenue le 8 décembre 2015 devant le jury composé de:

M. Christian Gorini
M. Olivier Merle
Mme. Christine Deplus
M. Roger Urgeles
M. Thierry Nalpas
Mme. Anne Le Friant
M. Georges Boudon

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Membre invité
Directrice de thèse
Co-directeur de thèse

UNIVERSITE SORBONNE PARIS CITE



Thèse préparée
à l'INSTITUT DE PHYSIQUE DU GLOBE DE PARIS
Ecole doctorale STEP'UP - ED N°560
IPGP - Equipe des Systèmes Volcaniques

Caractérisation des processus d'instabilité affectant les îles volcaniques:

Application au volcan de la Montagne Pelée en Martinique à partir de l'exploitation des forages de l'Expédition IODP 340

par
Morgane Brunet

présentée et soutenue publiquement le
8 décembre 2015

Thèse de doctorat de Sciences de la terre et de l'environnement
dirigée par Anne Le Friant
& Georges Boudon

devant un jury composé de:

Christian Gorini	Rapporteur
Professeur (Université Pierre et Marie Curie)	
Olivier Merle	Rapporteur
Professeur (Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand)	
Christine Deplus	Examinatrice
CR CNRS (IPGP)	
Roger Urgeles	Examineur
Professeur (Université de Barcelone - Espagne)	
Anne Le Friant	Directrice de thèse
DR CNRS (IPGP)	
Georges Boudon	Co-directeur de thèse
Physicien (IPGP)	

REMERCIEMENTS

« Dis-le moi et je l'oublierai ; Enseigne-le moi et je m'en souviendrai ; Implique moi et j'apprendrai. » - Benjamin Franklin

La coutume voudrait que l'on remercie les membres du jury en premier. Je préfère commencer par m'adresser aux personnes qui ont rendu cette thèse réalisable, depuis la soumission du projet initial jusqu'à l'écriture du point final.

Anne, merci d'avoir endossé le rôle de directrice de thèse au cours de ces 3 années, me laissant l'indépendance de travail dont j'avais besoin et la liberté de penser et de mener la thèse vers des terrains qui me sont familiers. Merci d'avoir cru en moi dès le début et de m'avoir confié un travail qui - je le sais - te tient à cœur. Tu me l'as si souvent dit, cette thèse c'est « mon bébé », mais c'est aussi le tien, car c'est grâce à toi que le projet IODP a vu le jour, et de surcroît, la thèse aussi. Merci pour cette belle opportunité que tu m'as donné.

Georges, au titre de co-directeur de thèse, je tiens à te remercier pour ton implication dans ce travail, bien que nous ayons laissé en suspens ta spécialité qu'est la tephrochronologie au profit des modélisations numérique et analogique qui elles ... ne le sont pas ! Merci d'avoir joué le jeu et d'avoir été présent jusqu'au bout, notamment sur la fin lorsque je venais fréquemment frapper à ta porte (pour ton plus grand bonheur !). Merci pour les discussions partagées ensemble au labo ou sur le terrain. What else ?

Je remercie l'équipe des Systèmes Volcaniques de m'avoir appris ce qu'était le monde de la recherche. Merci à l'administration de l'Ecole Doctorale et notamment Laure Meynadier pour son soutien et ses encouragements tout au long de la thèse. Plus immatériel mais essentiel, merci à l'ANR-13-BS06-009 grâce auquel bon nombre de frais ont été financés.

« La pierre n'a point d'espoir d'être autre chose qu'une pierre. Mais, de collaborer, elle s'assemble et devient temple. » - Antoine de Saint-Exupéry

A ce titre, la thèse a évolué et s'est enrichie scientifiquement au fil des collaborations, ce qui m'amène à remercier ceux qui y ont largement contribué : Anne Mangeney, Laurent Moretti, Enrique Fernandez Domingo, Erwan Hallot, Thierry Nalpas, Jean-Jacques Kermarrec et Elodie Lebas.

« L'ignorant affirme, le savant doute, le sage réfléchit. » - Aristote

Je tiens particulièrement à remercier Olivier Merle pour avoir accepté de rapporter ce manuscrit et pour avoir également accepté la charge de présider le jury. Merci également à Christian Gorini en tant que rapporteur, mais aussi pour avoir pris le temps de me recevoir et de m'avoir conseillé pour mon futur suite à la soutenance. Je souhaite également remercier Christine Deplus et Roger Urgeles d'avoir accepté le rôle d'examineur.

Un merci tout particulier à Thierry Nalpas, membre invité de ce jury et co-encadrant des travaux de modélisation analogique avec Erwan Hallot (absent à la soutenance mais présent par la pensée), sans qui ce projet n'aurait pu voir le jour. Merci pour votre disponibilité, pour nos nombreuses discussions enrichissantes et tout simplement pour votre soutien infaillible depuis le début.

« Que la force soit avec toi. » - Maître Yoda

Sans leur soutien au fil des années, je ne serais pas là aujourd'hui pour écrire ces mots. Un grand MERCI à mes parents qui m'ont supporté et encouragé depuis 26 ans, notamment dans les joies et les tourments de ces 3 dernières années. Merci d'avoir accepté ma passion pour les cailloux (ce n'est pas rien !), d'avoir toujours été présents et de m'avoir soutenu dans mes différents projets et choix de vie qui m'ont souvent éloignée du cocon familial.

Sans leur humour à deux balles, je ne l'aurais pas aussi. Merci à mes « grands » frères d'être les meilleurs. Je tiens tout particulièrement à remercier Gaël pour son aide précieuse dans la réalisation des vidéos de mes expériences (via une seule ligne de commande) et merci à toi Romain pour ... pour ... pour... Pour m'avoir offert la plus belle Rose. Lorsqu'elle sera plus grande, je lui expliquerai ce qu'est un schiste bleu, que le Stromboli n'est pas un pays et que la géologie n'est pas qu'une question d'alcoolémie.

Un grand merci à mes grands-parents de Bretagne, Mamie de Haute-Loire, ma tante Roselyne, mon oncle Pierrot, Marité, les cousins de Paris et les cousines de Viennes, qui n'ont jamais trop su et compris ce que je faisais dans la vie, mais qui m'ont soutenu coûte-que-coûte.

« Il n'y a pas de hasard, il n'y a que des rendez-vous. » - Paul Eluard

Les fou-rires, les pleurs, les crises de colère, la réussite, les déceptions, ... La thèse c'est aussi un apprentissage des émotions que j'ai eu la chance de partager avec des amis, ou des personnes rencontrées au hasard des chemins empruntés ces 3 dernières années. Je souhaite ici les remercier chaleureusement, qu'elles soient originaires de l'IPGP :

Aline, P., Antoine, P. (cette brutalite), Cédric, O. (« Du beeeuuuuurre, Tabarnak ! »), Céline, V. (« Qu'est-ce qu'elle diit ? »), Clara, S. (la Siciliana della mia vita), Cyrielle, T., Diane, B. (notre rhum-addict), Géraldine, Z. (Gégétastique !), Guillaume, B. (l'agréable dose de testostérone du bureau), Hervé, G. (« Le Texas c'est trop la classe ! »), Isabelle, T., Jean-Luc, M. (merci pour les mousses au chocolat kit-kat !), Kévin, J. (alias Mr Muons, le vrai), Laurent, M. (une dernière simulation pour le plaisir ?), Lucie, G. (la passion des Minions à l'état pur), Marionna, T. (la fournisseuse officielle de chocolat en période de redac'), Nobu, F. (la pile du 3^{ème} étage), Pauline, D. (« le froid c'est dans la tête ! »), Sara, L. Vittorio, Z. (le V.I.P) et Yoram, T.

Ou issues des terres Bretonnes : Hugo, L. (mon Gogo Gadgeto), Maryse, L. (ma Meryzz Christmas), Mélanie, C. (Mélanique, l'unique), Jean-Baptiste, C. (« Doriiiigue ! »), Morgane, H. (Maman Momo !), Kévin, G. (alias BGK), Adrien, B., (alias Junior), Alexandre, B. (alias Xouxou), et les belles rencontres : Benjamin, G., Jean-Jacques, K., Ondrej, K., Peter, C., Xavier, F., Yossef, N., Eliott, C., etc.

Ou encore au-delà des frontières : Aurélien, E. (alias CoGlin : Australo-Bisontin), Benjamin, B. (l'ange-gardien : Suisso-Allemano-Norvégien), Elodie, L. (le soutien infaillible : Franco-Kieleuse), Guillaume, J. (le papa fêtard : Franco-Kieler), Martin, J. (le papa trop cool: Suisso-Tasmanien) et Quentin, D (l'ami de toujours : Canado-Norvégien). Une mention spéciale pour les p'tits Suisses : Antoine, Q., Brice, C., Chloé, M., Emer, O., Evelyne, T., Katja, Remy, A., Romain B. et Suzanne, S. qui ont su me soutenir et encourager chacun à sa manière. Enfn je tiens tout particulièrement à remercier Lord Brahim, B. et Sir Mathieu D. pour leur brin de folie et leur investissement dans une vidéo éruptive de niveau 3 qui aura également marqué ma thèse.

Et comme on dit aujourd'hui : **#MERCI #TRUGAREZ #THANKS #GRAZIE #GRACIAS #DANKE #MERCIVILMAL #TAKK #TOPMOUMOUTH**

Je dédie cette thèse à mes proches, mais aussi à Mme Geffrelot qui a su me transmettre cette vocation passionnante pour la géologie il y a plus de 13 ans.

RESUME - ABSTRACT

Résumé

Cette thèse s'intéresse aux processus d'instabilité affectant l'île volcanique de la Martinique (Petites Antilles) à partir de l'analyse combinée de données de géophysique marine et de forages profonds. Les premières ont été acquises au cours de trois campagnes océanographiques réalisées au large de l'île (AGUADOMAR – 1999, CARAVAL – 2002 et GWADASEIS – 2009) alors que les données de forage ont été collectées lors de l'Expédition IODP 340 (2012), première du genre à avoir foré dans des dépôts liés à l'activité volcanique d'une île. La couverture complète des données de géophysique marine a permis de caractériser l'architecture, l'extension et le volume de ces dépôts, alors que les données de forages ont permis de contraindre leur composition et a posteriori, leur origine. L'ensemble de ces données nous permet aujourd'hui de proposer un nouveau modèle, établissant un lien entre les processus d'effondrement du flanc du volcan de la Montagne Pelée et des processus de glissements sous-marins au large de l'île. Ce modèle repose sur deux hypothèses principales : 1/ la mise en place des avalanches de débris est influencée par la rupture de pente entre le flanc sous-marin du volcan et le bassin de Grenade et 2/ le poids généré par les dépôts d'avalanches de débris a pu déclencher une rupture des sédiments et la propagation d'un glissement sous-marin en aval. Afin de vérifier l'exactitude de la 1ère hypothèse, des simulations numériques ont été réalisées afin de comprendre les mécanismes de mise en place des avalanches de débris, et ce à partir de la modélisation du 3^{ème} et dernier dépôt identifié en mer. L'utilisation de deux codes numériques (SHALTOP décrivant précisément les termes complexes de la topographie et HYSEA tenant compte de l'eau), montre que SHALTOP induit une meilleure reproduction du dépôt comparé à HYSEA. Ceci démontre l'influence notable de la topographie dans la dynamique des avalanches et notamment de la rupture de pente qui tend à ralentir leur propagation. Par ailleurs, dans le but de vérifier la 2nd hypothèse de notre modèle, des expériences de modélisation analogique ont été réalisées afin de comprendre cette fois-ci, les mécanismes de propagation des glissements sous-marins sur une pente. Elles démontrent l'influence positive des ruptures de pente et des apports de matériels sur la distance de propagation du glissement, alors que l'eau tend à maintenir le glissement sur la durée. Les apports de matériel permettent le plus souvent d'accélérer momentanément la vitesse du glissement. Enfin, nous discutons la possibilité d'appliquer le nouveau modèle proposé aux autres îles de l'arc des Petites Antilles et à d'autres îles volcaniques du monde.

Abstract

This study focuses on instability processes occurring on the volcanic island of Martinique (Lesser Antilles) from the combined analysis of marine geophysical and deep drilling datasets. The first ones were gathered during three oceanographic cruises offshore the island (AGUADOMAR – 1999, CARAVAL – 2002 et GWADASEIS – 2009), while drilling data were collected during the IODP Expedition 340 (2012), the first of its kind which has drilled into deposits associated to the activity of a volcanic island. The full coverage of marine geophysical dataset allowed to characterize these deposits's architecture, extent and volume while drilling data allowed to better constrain its composition and origin. All of these data allow us to propose a new model linking flank-collapse processes of Montagne Pelée volcano and submarine landslides processes offshore the island. This model relies on two main assumptions : 1/ debris avalanches's emplacement is influenced by the slope break between the submarine volcano flank and the Grenada Basin and 2/ the weight of debris avalanche deposits may have triggered a seafloor sediment failure resulting in a submarine landslide propagation downstream. In order to test the veracity of the 1st assumption, numerical simulation have been carried out to better understand the emplacement mechanisms of debris avalanches, based on the 3rd and last debris avalanche deposit identified offshore. The use of two numerical models (SHALTOP accurately describing the complex terms of topography and HYSEA taking into account the water column), shows that SHALTOP better reproduce the deposit compared to HYSEA. This demonstrates the significant influence of topography into the debris avalanches' dynamic and especially of the slope break that tends to slow down their propagation. In addition, in order to verify the 2nd assumption of our model, analogue modelling experiments have been undertaken in order to better understand this time, propagation mechanisms of submarine landslides over a slope. They demonstrate the positive influence of the slope breaks and of the material inputs over the landslide's runout distance, while the water tends to maintain the landslide's duration. Most of the time, material inputs allow to accelerate temporarily the landslide's velocity. Finally, we discuss the possibility to apply the new model proposed by this study to the others volcanic islands of the Lesser Antilles arc and to others volcanic island worldwide.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	16
CHAPITRE I - Généralités sur les processus d'instabilités en domaine marin -	
Objectifs de ce travail	20
I.1 Introduction.....	21
I.2 Les instabilités gravitaires en domaine marin et insulaire.....	22
I.2.1 Les instabilités gravitaires en domaine marin	22
I.2.2 Les instabilités de volcans	40
I.2.3 Synthèse sur les caractéristiques des processus d'instabilité en domaine marin.....	58
I.3 L'arc insulaire des Petites Antilles	71
I.3.1 Le contexte géodynamique	71
I.3.2 De Montserrat au Kick'em Jenny	74
I.4 Objectifs de la thèse	88
CHAPITRE II - Données et Méthodes	92
II.1 Introduction	93
II.2 Les données de géophysique marine : principes d'acquisition et traitements	94
II.2.1 Bathymétrie et imagerie multifaisceaux.....	94
II.2.2 Sismique réflexion.....	98
II.2.3 Les carottages	102
II.2.4 Les forages profonds	103
II.3 Les campagnes océanographiques	111
II.3.1 AGUADOMAR (http://dx.doi.org/10.17600/98010120).....	111
II.3.2 CARAVAL (http://dx.doi.org/10.17600/2010030).....	115
II.3.3 GWADASEIS (http://dx.doi.org/10.17600/9020020).....	117
II.3.4 Expédition IODP 340	119
II.3.1 Synthèse des données utilisées	121
II.4 Exploitation des données.....	125
II.4.1 Investigation à grande échelle: analyse des données de sismique réflexion	125
II.4.2 Investigation à petite échelle : l'analyse des données de forage	128
II.4.3 Tephrochronologie	134
II.4.4 Investigation à l'échelle microscopique : analyses des CAT-scan.....	136

CHAPITRE III - Etudes des processus d'instabilités au large de la Montagne Pelée, Martinique: Apport des données de forages profonds de l'Expédition IODP 340.....	144
III.1 Introduction.....	145
<i>Composition, geometry and emplacement dynamics of a large volcanic landslide offshore Martinique : from volcano flank-collapse to seafloor sediment failure ? (Brunet et al., 2015).....</i>	147
 CHAPITRE IV - Simulations numériques du dernier évènement d'effondrement de flanc de la Montagne Pelée en Martinique.....	174
IV.1 Introduction	175
<i>Numerical simulation of the 30-45 ka debris avalanche flow of Montagne Pelée volcano, Martinique: from volcano flank-collapse to submarine emplacement (Brunet et al., soumis).....</i>	177
 CHAPITRE V - Modélisation analogique des déformations associées aux processus de glissements sur les pentes sous-marines, à l'ouest de la Martinique	222
V.1 Introduction.....	223
V.2 Travaux antérieurs et problématique	224
V.3 Physique des glissements	230
V.3.1 Influence de la pression hydrostatique	231
V.4 Caractéristiques du système naturel	233
V.4.1 Pente	233
V.4.2 Géométries	233
V.4.3 Nature du sédiment	234
V.5 Protocole expérimental.....	235
V.5.1 Conditions de similitude et dimensionnement	235
V.5.1 Matériaux analogues et expérimentation	237
V.5.2 Déroulement expérimental	248
V.6 Résultats.....	248
V.6.1 Terminologie et observations de premier ordre	248
V.6.2 Caractéristiques générales des expériences sans apports de matériel	251
V.6.3 Caractéristiques générales des expériences avec apports sédimentaires.....	255
V.6.4 Formation et localisation des structures de déformation.....	255
V.6.5 Vitesse de propagation de la déformation	263

V.7 Interprétations et discussion	264
V.7.1 Interprétations des expériences sans apports sédimentaires	264
V.7.2 Interprétations des expériences avec apports sédimentaires	269
V.7.3 Vitesse de glissement	273
V.7.4 Limites du modèle.....	274
V.7.5 Analogie du modèle	275
V.8 Conclusions	280
CHAPITRE VI - Synthèse et Perspectives	282
VI.1 Introduction	283
VI.2 A l'échelle de la Martinique : Importance des glissements dans l'histoire du volcan de la Montagne Pelée	284
VI.2.1 Instabilités aériennes versus instabilités sous-marines : le nouveau modèle.....	284
VI.2.2 Les paramètres contrôlant les processus d'instabilités aériens et sous-marins....	287
VI.3 A l'échelle de l'Arc Antillais : de l'île de Montserrat à l'île de St. Vincent	292
VI.3.1 Apports de nos travaux dans la ré-interprétation des processus de glissement à l'échelle de l'Arc des Petites Antilles	292
VI.3.2 Les différences importantes entre le Nord et le Sud de l'Arc Antillais.....	296
VI.4 A l'échelle globale : comparaison avec d'autres occurrences dans le monde	300
VI.4.1 La mobilité des glissements	301
VI.4.2 Comparaison avec d'autres occurrences dans le monde.....	303
VI.5 Perspectives de ce travail	306
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	310
ANNEXE I - <i>Submarine record of volcanic island construction and collapse in the Lesser Antilles arc: First scientific drilling of submarine volcanic island landslides by IODP Expedition 340 (Le Friant et al., 2015)</i>	338
ANNEXE II - Travail préliminaire d'analyses tephrochronologiques	362
ANNEXE III – PARTIE A1 - Coupes des modèles analogiques	370
ANNEXE III – PARTIE A2 - Mesures des quantités de déplacements et des vitesses des modèles analogiques	376

INTRODUCTION GENERALE

Quelques soient leur localisation et le contexte dans lequel elles se mettent en place, les instabilités gravitaires en domaine marin ont fait l'objet de nombreuses études et ont largement bénéficié du développement de méthodes d'investigation de plus en plus performantes ces 30 à 40 dernières années. Ces processus qui se produisent en domaine marin, inaccessibles de manière directe à l'homme, peuvent être investigués en utilisant des données de géophysique marine (bathymétrie, sismique, sondeur de sédiments) ou en prélevant directement des échantillons lors des opérations de carottage ou de forage. Ces données ont permis de reconnaître les dépôts en mer et de proposer une classification des processus de glissements sous-marins en fonction des paramètres moteurs du glissement.

La compréhension des processus de glissement a franchi un grand pas dans les années 1980. D'une part, l'éruption du Mont St Helens en 1980 a permis de mettre en évidence les processus de glissement sur les volcans et d'en identifier les deux caractéristiques principales (la cicatrice du glissement et le dépôt d'avalanche de débris associé). D'autre part, dans le contexte particulier des édifices volcaniques insulaires, les avalanches de débris s'épanchent en mer et leur signature caractéristique a été reconnue pour la première fois autour des îles d'Hawaii grâce aux données de géophysique marine. Depuis, les nombreuses études menées ont démontré la récurrence du phénomène d'instabilité dans l'évolution des édifices volcaniques quelque soit le contexte géodynamique dans lequel ils évoluent. Une des particularités des dépôts d'instabilité en contexte volcanique insulaire est qu'ils représentent les volumes de glissement reconnus les plus importants et qu'ils ont des distances de propagation considérables par rapport à leurs homologues aériens.

Dans cette thèse, nous nous sommes intéressés aux processus de glissement aérien et sous-marin affectant l'île de la Martinique et plus précisément le volcan de la Montagne Pelée dans l'arc des Petites Antilles. Avant l'Expédition IODP 340, 52 instabilités gravitaires avaient été identifiées au niveau de l'arc à partir de l'analyse des données à terre et en mer. Bien que localisés directement en face des structures en fer à cheval identifiées à terre, les dépôts retrouvés en mer s'étendent très loin des îles couvrant des surfaces bien supérieures à celles des îles et mettant en jeu des volumes bien supérieurs à ceux manquant à terre ce qui soulevait de nombreuses questions quant à l'origine de ces dépôts. Les données collectées lors de l'Expédition IODP 340, permettant de forer pour la première fois dans ce type de dépôts d'instabilités, ont révélé l'absence de dépôts d'avalanches de débris associés aux volcans sub-aériens dans les parties distales des dépôts reconnus en mer et confirmé la présence de glissements sous-marins de grande ampleur. A travers l'exemple de la Martinique, nous avons

cherché tout au long de ce travail à identifier les différents processus de glissement qui peuvent affecter les îles volcaniques et à comprendre leurs interactions probables. Nous avons travaillé conjointement à partir des données de géophysique marine (campagnes AGUADOMAR (N/O L'Atalante, Décembre 1998-Janvier 1999), CARAVAL (N/O L'Atalante, Février-Mars 2002), GWADASEIS (Suroît, Février-Mars 2009)) et de forage profonds (Expédition IODP 340) et nous avons réalisé des simulations numérique et analogique des différents processus de glissement afin de répondre aux questions suivantes :

- Quelles sont les caractéristiques des différents types d'instabilités gravitaires identifiées à terre et en mer en Martinique (taille des structures, volumes des dépôts...)
- Quelles sont l'architecture et la composition des dépôts mis en place ?
- Quels sont les paramètres importants qui régissent le comportement des unités glissées ?
- Quels sont les mécanismes qui contrôlent leur mise en place et influencent l'arrêt de l'écoulement ?
- Y a-t-il un lien entre les différents types d'instabilités reconnus ? Comment se fait-il ? Quand les différents types d'instabilités se produisent-ils dans l'histoire volcanique de la Montagne Pelée ?

Ce manuscrit est organisé en 6 chapitres :

Dans le premier chapitre, nous introduisons les processus d'instabilités gravitaires en domaine sous-marin à travers plusieurs exemples puis les processus d'effondrement de flanc de volcan en domaine insulaire. Nous en déduisons les principales caractéristiques, puis nous dressons un état de l'art des connaissances sur les processus d'instabilités identifiés dans l'arc des Petites Antilles et notamment en Martinique, afin de définir les principaux objectifs de cette thèse.

Dans le deuxième chapitre, nous présentons l'ensemble des méthodes et données utilisées au cours de ce travail. Nous détaillons particulièrement les démarches suivies pour exploiter ces données.

Dans le troisième chapitre, nous présentons une étude intégrant les données de sismique réflexion et les nouvelles données de forage, afin d'établir une nouvelle cartographie

des dépôts identifiés au large de la Martinique (article en révision). Nous proposons un nouveau modèle de glissement intégrant les mécanismes de mise en place des instabilités gravitaires sous-marines liées aux évènements d'effondrement aérien de la Montagne Pelée. Ce modèle est le fil conducteur des chapitres suivants.

Dans le quatrième chapitre, nous présentons une étude consacrée à la simulation numérique de l'écoulement de l'avalanche de débris issue du dernier effondrement de flanc de la Montagne Pelée. Les motivations de ce travail sont multiples, puisque nous souhaitons mieux contraindre les paramètres qui régissent ces écoulements, mais également vérifier la faisabilité du modèle présenté dans le chapitre III. Ce travail a été réalisé en collaboration avec Anne Mangeney et Laurent Moretti de l'IPGP et est présenté sous forme d'un article en cours de soumission.

Dans le cinquième chapitre, nous cherchons à déterminer les paramètres et les mécanismes qui régissent la déformation d'une pile sédimentaire en milieu aqueux suite à une surcharge de matériel. Nous réalisons pour cela des expériences de modélisation analogique. Ces expériences permettent notamment de mieux contraindre et d'affiner le modèle proposé dans le chapitre 3. Ce travail a été réalisé en collaboration avec Erwan Hallot et Thierry Nalpas de l'Université de Rennes 1.

Dans le sixième et dernier chapitre de cette thèse, nous synthétisons l'état des connaissances actuelles sur les processus d'instabilités gravitaires en Martinique. Nous comparons nos résultats en Martinique avec les autres îles de l'arc des Petites Antilles et discutons nos résultats vis-à-vis d'autres exemples dans le monde. Enfin, pour conclure ce manuscrit, nous présentons les perspectives de recherche qu'ouvre ce travail.

CHAPITRE I

Généralités sur les processus d'instabilité en domaine marin
Objectifs de ce travail

I.1 Introduction

Dans ce premier chapitre, nous introduisons les processus d'instabilités gravitaires en domaine marin à travers plusieurs exemples de la littérature, puis le phénomène des effondrements de flanc de volcan. Par la suite, nous proposons une classification des différents types d'instabilités en présentant leurs caractéristiques, et en précisant les méthodes de prospection permettant de les reconnaître. Enfin, nous décrivons le contexte géodynamique de l'Arc des Petites Antilles, et synthétisons l'état des connaissances sur les instabilités gravitaires terrestres et sous-marines récurrentes dans la région. Nous nous intéressons tout particulièrement à l'île de la Martinique affectée par ces processus, et présentons les objectifs de ce travail.

I.2 Les instabilités gravitaires en domaine marin et insulaire

Les instabilités gravitaires en domaine marin représentent un danger à différents niveaux. Par exemple, elles peuvent avoir des conséquences catastrophiques pour les populations installées près des côtes qui sont particulièrement exposées aux risques de tsunamis générés par les glissements. Par ailleurs, l'installation sous-marine de câbles de télécommunications ou encore les plateformes d'exploitation des ressources naturelles telles que le pétrole ou le gaz au niveau de la pente continentale ou plus au large dans les eaux profondes, sont autant d'infrastructures qui peuvent être endommagées par les glissements sous-marins. Ces dernières années, les recherches fondamentales permettant de caractériser ces instabilités, les processus qui les déclenchent et les mécanismes de transport du matériel ont donc été particulièrement étudiés.

I.2.1 Les instabilités gravitaires en domaine marin

Les instabilités gravitaires ont été décrites dans plusieurs contextes géodynamiques et nous allons tenter ici de décrire les différents types d'instabilités reconnus en fonction des contextes géodynamiques à travers différents exemples de la littérature.

I.2.1.a Les marges passives

Les marges passives constituent le passage entre les lithosphères continentale et océanique. Formées en extension par l'ouverture d'un océan, les marges passives sont constituées d'un plateau continental (*continental shelf*) (Figure I.1.A), profond de moins de 180 m, et large de 70 à 80 km en moyenne, mais pouvant dépasser plusieurs centaines de kilomètres (plus de 350 km au large de l'Argentine). A l'avant, la marge passive est caractérisée par une rupture de pente, souvent localisée entre 120 et 130 m de profondeur (Boillot, 1990), à partir de laquelle débute la pente (ou talus) continentale (*continental slope*) (Figure I.1.A), de pendage moyen de 3° à 5°. La rupture de pente et le talus continental confèrent une topographie instable et un point de passage préférentiel des sédiments depuis le continent jusqu'au domaine sous-marin, et favorisent de fait, le développement d'instabilités gravitaires. Ces dernières se matérialisent généralement sous forme de glissements gravitaires ou coulées de débris. La pente se termine ensuite par le glacis continental (*continental rise*) (Figure I.1.A), le long duquel la pente s'adoucit aux alentours de 3000 à 4000 m de

profondeur. Enfin, au-delà de 4000 m de profondeur, se situent les plaines abyssales (*abyssal plain*) (Figure I.1.A) quasiment horizontales. Dans les plaines abyssales se développent les cônes sous-marins (*deep-sea fan*) (Figure I.1.A) formés par l'apport des sédiments terrigènes mais également par l'apport de matériel provenant de courants de turbidité. Ces derniers sont déclenchés en amont de la pente et générant des dépôts turbiditiques caractéristiques. Par ailleurs, les marges passives sont souvent caractérisées en profondeur par des niveaux de faible résistance, pouvant être de nature salifère, argileuse ou encore riche en gaz (i.e. méthane). Or, soumis à des contraintes/stimuli environnants, ces niveaux peuvent générer des glissements ou étalements gravitaires des sédiments marins.

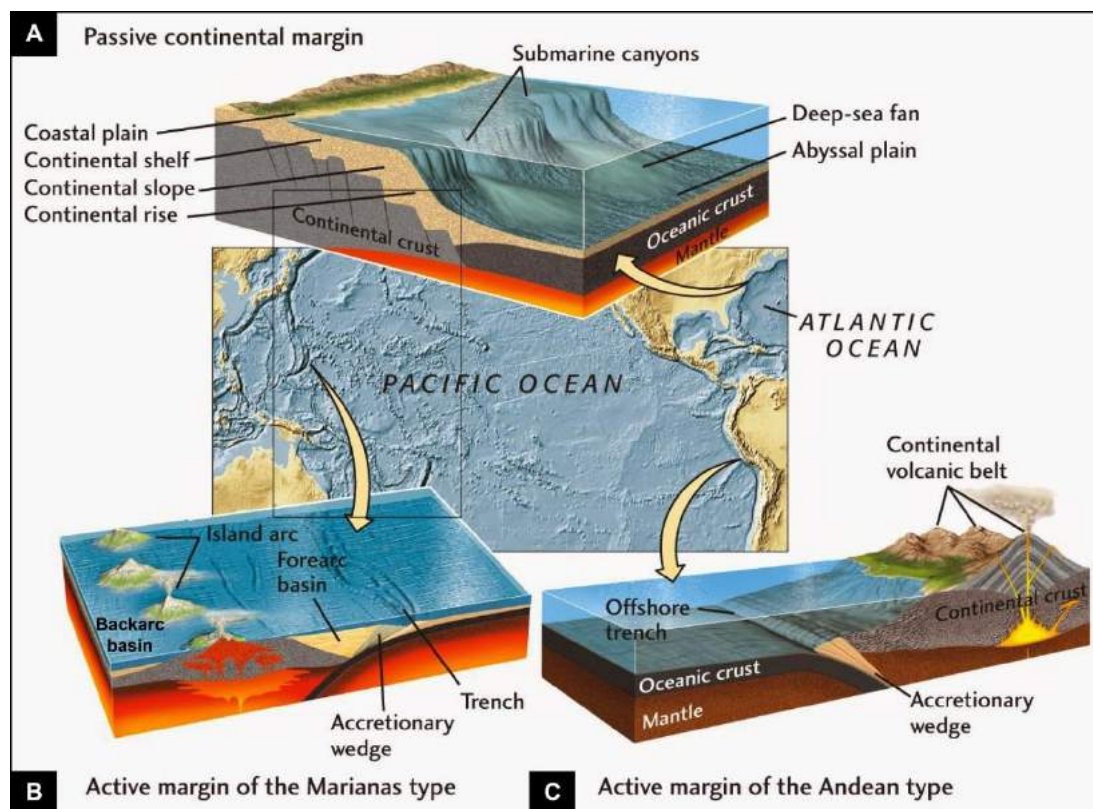


Figure I.1 : Blocs diagrammes représentant la morphologie (A) d'une marge passive, (B) d'une marge active de style Mariannes et (C) d'une marge active de style Andéenne (d'après Grotzinger et Jordan., 2010).

Le complexe de Storegga au niveau de la marge Norvégienne, est constitué de deux voire trois dépôts de glissements, considérés comme les plus grands glissements sous-marins en Europe, s'étendant sur une surface totale de 95000 km² (Haflidason et al., 2002) pour un

volume de 3000 km³, et daté à 8500 ans (Haflidason et al., 2004) (Figures I.2.A et I.2.B). La région est sujette à de nombreux glissements, principalement déclenchés par la sismicité régionale, mais également par les phases de glaciation du plateau continental. En effet, au cours des derniers 500 ka, les avancées périodiques de la glace sur le plateau continental (Sejrup et al. 2000) se corrèlent avec une augmentation de la fréquence des glissements, dont ceux de Storegga (BritSurvey, 2002 ; Bryn et al., 2003). Le poids généré par la glace impose une charge suffisamment importante sur le plateau, capable de le déstabiliser et de générer des glissements sous-marins. L'ampleur du phénomène est attesté par la longueur de la zone de rupture (300 km), sa hauteur (30-50 m voire 120 m localement) (Figure I.2.C) ainsi que par la distance de propagation du glissement de la pile sédimentaire (environ 500 km) (Haflidason et al., 2004). Il en résulte des coulées de débris et des turbidites, ces dernières étant particulièrement localisées dans la partie distale du glissement (Figure I.2.B). L'extension des dépôts est notamment contrôlée par les structures géologiques environnantes (Figure I.2.B), alors que leurs épaisseurs sont principalement influencées par les courants océaniques dans la mer de Norvège (Holtedhal et Berjkli., 1975, 1982). Toutefois, l'origine des glissements est toujours discutée. La présence des hydrates de gaz dans le plateau de Vøring et leur possible rapport avec le déclenchement du glissement de Storegga est toujours source de débat. Bugge et al. (1987) suggèrent que ce glissement a été déclenché éventuellement par un tremblement de terre avec une possible libération des gaz suite à une décomposition des hydrates de gaz. Or, selon Mienert et al. (1998), en plus du changement climatique, un rechargement en sédiments a possiblement exercé une forte pression sur la pente à l'origine du glissement.

1.2.1.b Les marges actives

Les marges actives constituent la limite entre deux plaques convergentes (Figure I.1B-C). Dans le cas où les deux plaques sont océaniques, on parle de marge active de type Mariannes, et dans le cas où les deux plaques qui se confrontent sont continentale et océanique, on parle de marge active de type Andéenne. Contrairement à leurs homologues, les marges actives sont caractérisées par une activité sismique et volcanique importante. Dans leurs parties émergées, les marges actives de type Mariannes sont caractérisées par la présence d'un arc volcanique (*island arc*), d'un bassin avant et arrière-arc (*backarc and forearc-basin*), d'un prisme d'accrétion sédimentaire (*accretionary wedge*) et d'une fosse océanique (*trench*). Dans le cas des marges actives de type Andéenne, la marge est également

caractérisée par une fosse océanique, un prisme d'accrétion, toutefois le volcanisme issu de la subduction entre les deux plaques génère la formation de volcans au niveau de la bordure de la croûte continentale (*continental volcanic belt*) (Figure I.1.C). La profondeur de la rupture de pente peut être équivalente à celle de la marge passive, mais peut également être beaucoup plus profonde, en fonction du contexte tectonique régional. Dans le cas de la fosse de subduction des Mariannes, celle-ci peut atteindre 11 000 m de profondeur (Pomerol et al., 2005), constituant un dénivelé de pente propice aux instabilités gravitaires. Nous présentons ici quatre exemples permettant d'illustrer trois types d'instabilité pouvant se produire dans les marges actives.

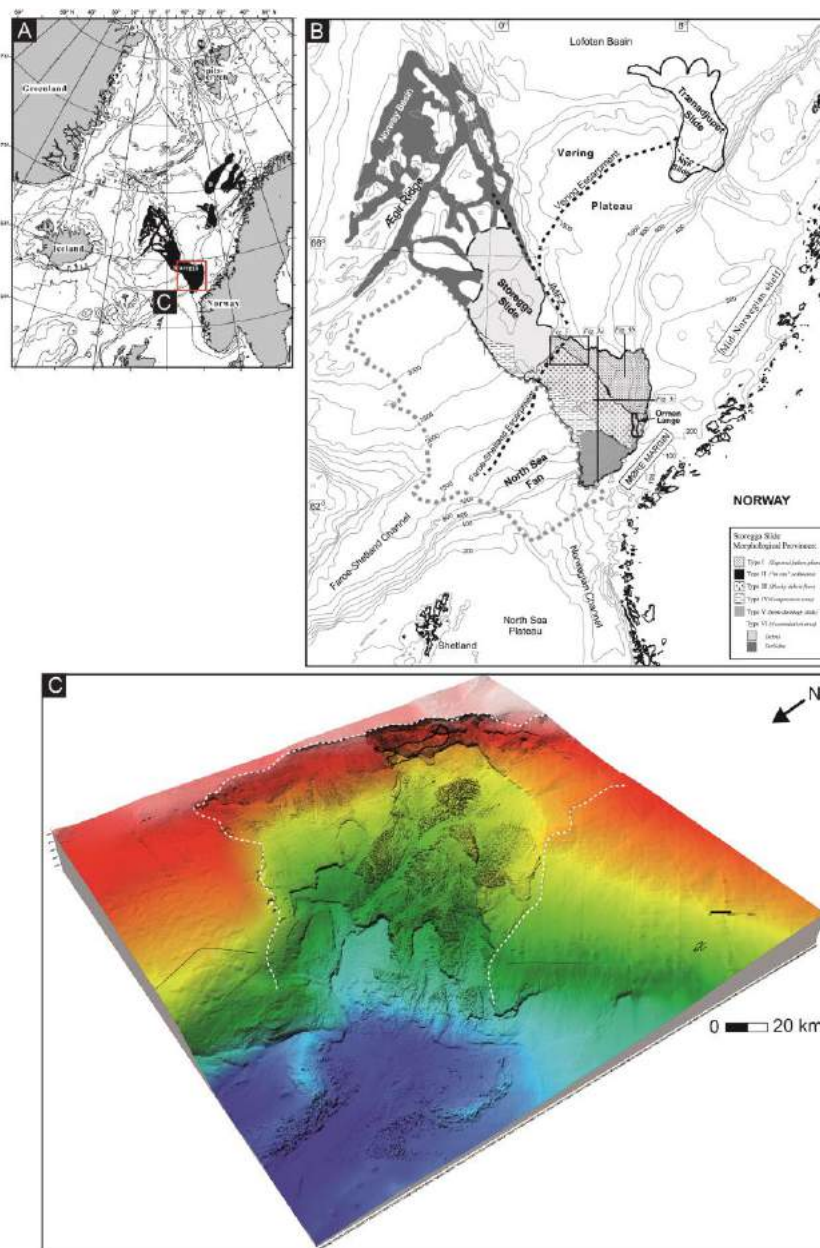


Figure I.2 : (A) Localisation du glissement de Storegga au large de la marge passive Norvégienne et (B) Carte bathymétrique et délimitations des différentes provinces du glissement (d'après Haflidason et al., 2004), (C) Illustration de l'escarpement à l'origine du glissement de Storrega (Peter Wille et al., 2005).

Tout d'abord, nous pouvons citer l'exemple du glissement de Palos Verdes, localisé le long de la faille de San Pedro, au large de Los Angeles aux Etats-Unis (Figure I.3.A). La région est connue pour être active d'un point de vue sismique, et le glissement décrit ici a été déclenché par un tremblement de terre majeur (Hampton et al., 1996). La structure tectonique de San Pedro sépare la bordure sud-ouest de la zone en uplift des Palos Verdes du bassin de San Pedro. La pente continentale est relativement forte et est constituée de roches sédimentaires, érodées par de nombreux ravins (Figure I.3.B). La base de cette pente se corrèle avec la base de la faille de San Pedro (Bohannon et Gardner., 2004). Les données de sismique réflexion dans la région suggèrent la présence de nombreux dépôts caractéristiques des avalanches de débris, résultant d'effondrements successifs de la pente, dont celui de Palos Verdes, daté à 7500 ans (Normark et al., 2004). La cicatrice du glissement est localisée aux alentours de 100 m de profondeur, et le matériel s'est essentiellement déposé en bas de la pente (800 m de profondeur) (Figure I.3.B). La pente varie de 10 à 17° et l'épaisseur du dépôt dans sa partie la plus épaisse oscille entre 20 et 40 m. La distance de propagation du glissement est estimée à 8 km environ (depuis la zone de fracture), recouvrant une surface de 32 km² pour un volume de 0.34-0.72 km³ (Bohanon et al., 2004) (Figure I.3.B). Le dépôt d'avalanche de débris est caractérisé par une topographie en hummocks sur les données de bathymétrie (Figure I.3.B) et composé de blocs pouvant atteindre 15 m de haut et plusieurs centaines de mètres de long ;

La zone de subduction de Kermadec-Hikurangi est également propice aux instabilités gravitaires (Figure I.4). Les données de géophysique marine acquise dans la région ont mis en évidence le dépôt d'avalanche de débris de Ruatoria d'un volume gigantesque de plus de 3000 km³, couvrant une surface de 3400 km² et d'une épaisseur allant jusqu'à 2 km. Sous l'effet de la gravité et des contraintes tectoniques de la région, la pente continentale sous-marine s'est déstabilisée à 1200 m de profondeur, laissant une cicatrice de près de 1500 m de hauteur (Figure I.4). Le dépôt d'avalanche de débris qui en résulte se compose d'une centaine de blocs constitués de sédiments, le plus important atteint 18 km de long et plus de 2 km de haut tandis qu'une vingtaine sont de dimension supérieure à 5 km. Leur déplacement sur près de 50 km dans la plaine abyssale (- 3500 m) atteste de l'énergie libérée lors du glissement (Figure I.4). Ce dépôt est également associé à des coulées de débris identifiées jusqu'à 100 km au large de la côte (Collot et al., 2001).

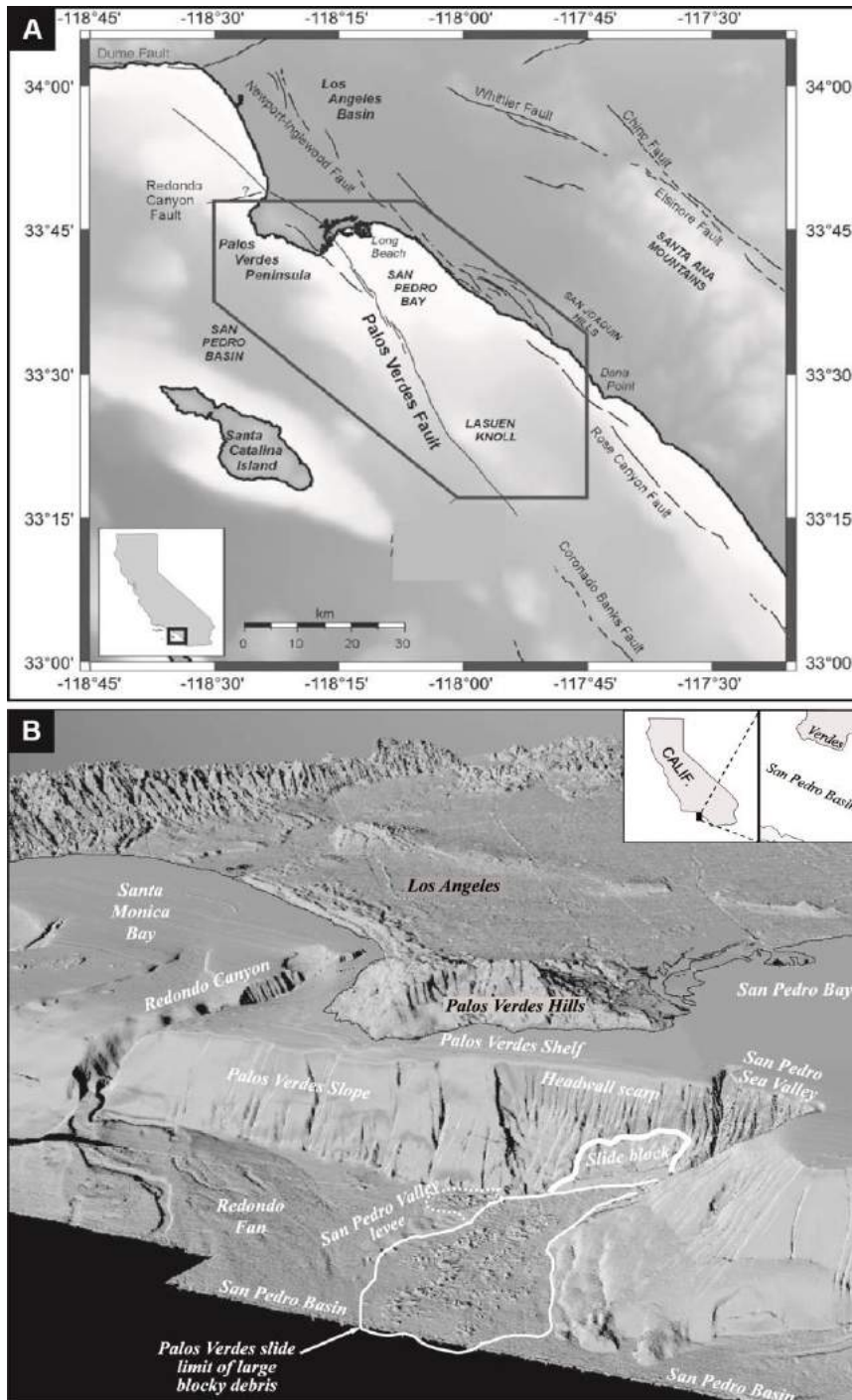


Figure 1.3 : (A) Carte de localisation de l'avalanche de débris de Palos Verdes et des failles environnantes, au large de la marge active Californienne (d'après Bankman et Show., 2009) et (B) Illustration de l'escarpement et des dépôts d'avalanche de débris en mer (ligne blanche) (d'après Normark et al., 2004).

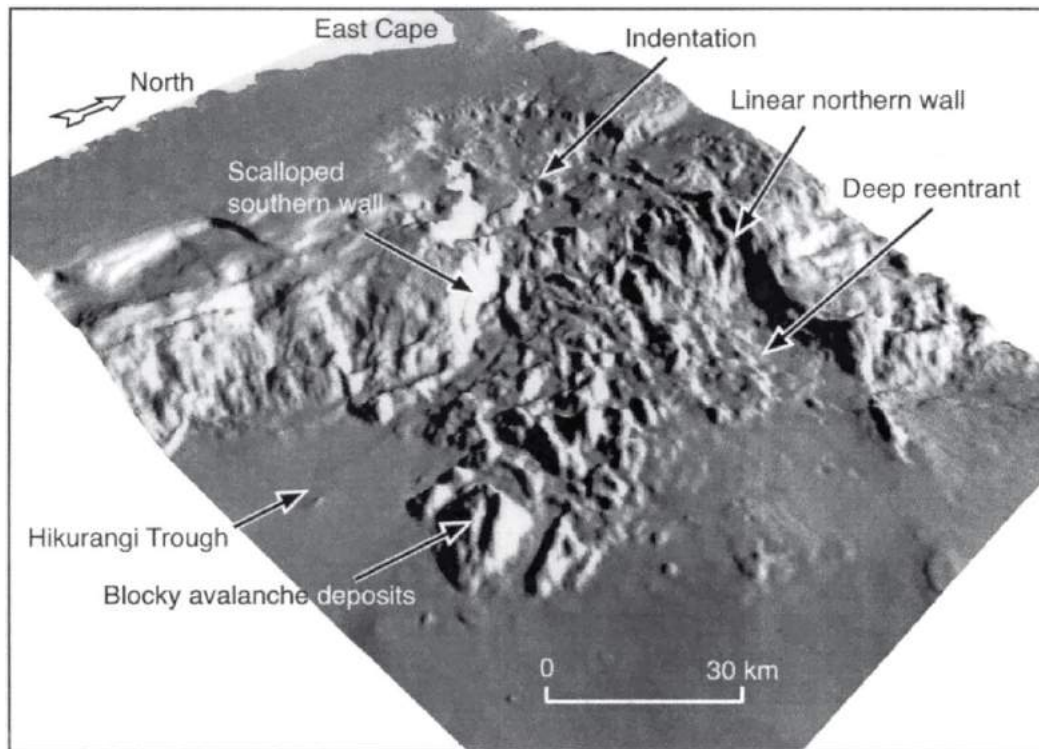


Figure I.4 : L'avalanche de débris de Ruatoria au nord de la marge active d'Hikurangi, Nouvelle-Zélande (Collot et al., 2001).

Par ailleurs, nous pouvons citer un autre exemple d'instabilité se produisant en domaine de marge active, comme celui de la marge continentale Chilienne, issue de la subduction entre la plaque de Nazca sous la plaque Sud-Américaine (Figure I.5.A). La vitesse de subduction relativement rapide (6.6 cm/an ; Angermann et al., 1999), rend la marge particulièrement active d'un point de vue tectonique, attestée par les méga-séismes affectant la région. A titre d'exemple, nous pouvons citer le méga-séisme du 27 Février 2010 dont la magnitude a été mesurée à 8.8 sur l'échelle de Richter. Ces tremblements de terre majeurs sont propices au déclenchement d'instabilités gravitaires, comme le démontre Völker et al (2009) en cartographiant 62 dépôts de glissements sous-marins au large de la marge (Figure I.5.A). L'un d'entre eux, le Reloca slide, est un glissement translationnel (*slide*), initié au bas de la pente continentale (20°-30°) est considéré comme l'un des plus grands identifiés dans la région (Figure I.5.B). La zone de rupture (*headwall scarp*) est située à 2900-3000 m de fond et forme une falaise abrupte de 2000 m de hauteur (Figure I.5.B). Le Reloca slide s'étend sur 217 km² pour un volume de 24 km³ (Völker et al., 2009). La masse glissée est constituée de blocs très cohésifs, conservant intact le matériel issu de la marge (Völker et al., 2009). Les blocs conservés sont anguleux et peuvent atteindre 100 m de hauteur. Une partie plus

désagrégée forme des blocs de 10 m de haut et se propagent jusqu'à une distance de 18 km (Figure I.5.B) (Völker et al (2009)). Les auteurs associent cette instabilité majeure au soulèvement (*uplift*) du prisme d'accrétion qui de fait, accentue les pentes sous-marines dans cette partie de la marge. Dans le cas du Reloca slide, comme dans beaucoup d'autres, les glissements en domaine sous-marin s'initient souvent sous forme de glissement translationnel (*slide*) mais évoluent très vite en glissement rotationnel (*slump*).

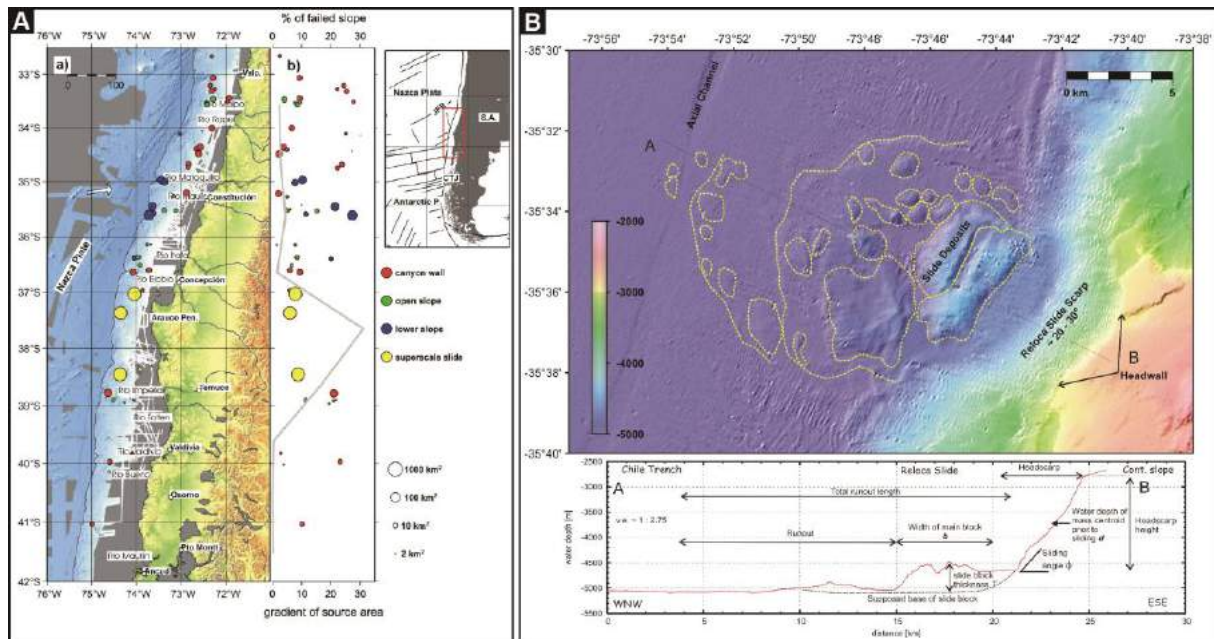
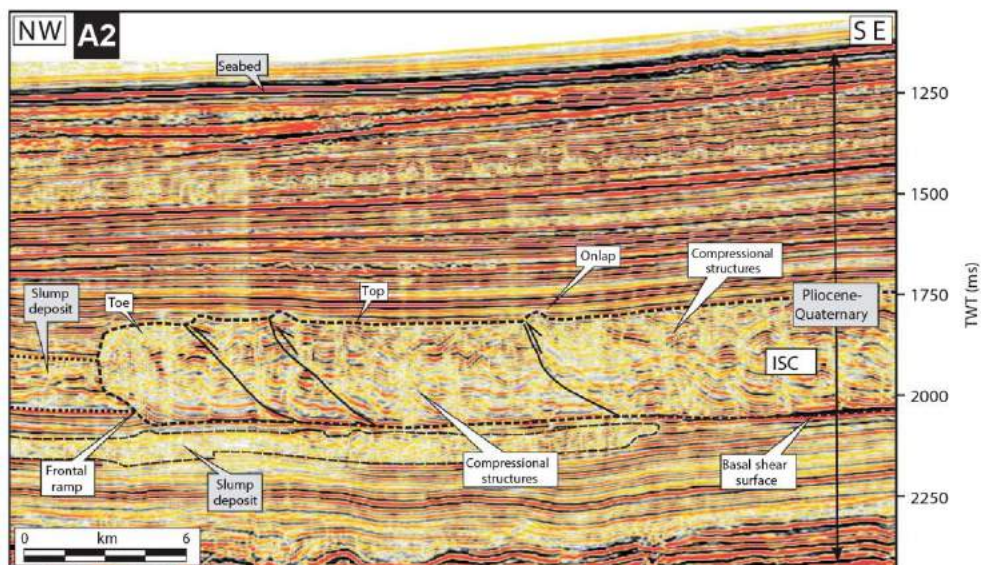
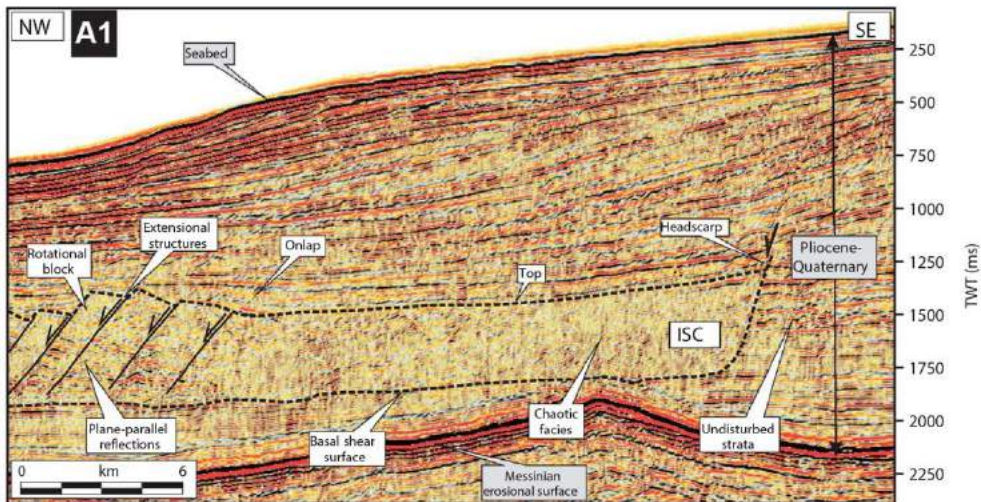
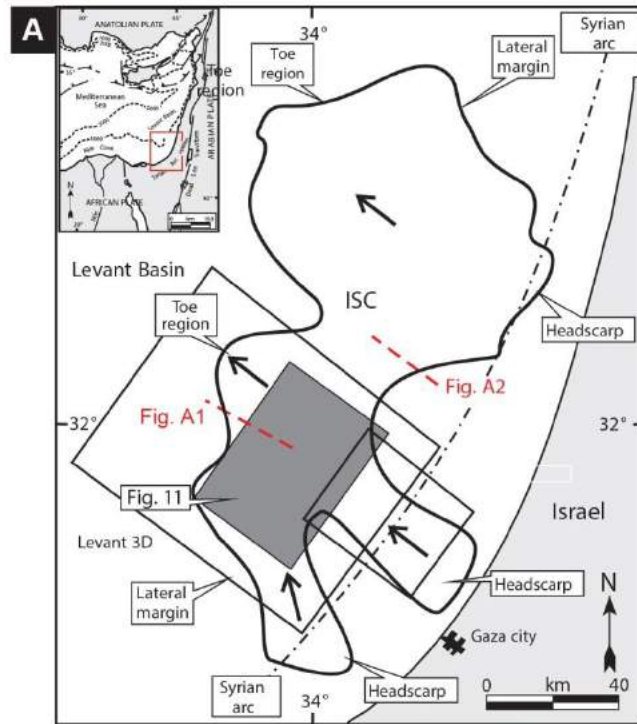


Figure I.5 : (A) Carte bathymétrique de la marge continentale Chilienne. Les points représentent les différents types de glissement (fonction de la couleur) identifiés dans la région, (B) Illustration de la répartition de ces glissements sous-marins le long de la marge. La taille des symboles est basée sur la grandeur du glissement considéré (d'après Völker et al., 2009).

Pour l'illustrer, prenons l'exemple de la marge continentale Israélienne, siège également de nombreuses instabilités gravitaires de types glissements rotationnels (*slumps*). Située à l'intersection des trois plaques Anatolienne, Africaine et Arabe (Figure I.6.A), la marge a été largement affectée depuis le Pliocène par des mouvements tectoniques importants qui ont influencé les apports sédimentaires (notamment lors de la crise Messinienne) mais également le niveau eustatique. L'ensemble a entraîné des phases d'avancées et de reculs successifs de la côte, favorisant en aval l'effondrement de la pente

sous-marine, sous forme de glissements rotationnels (*slumps*) (Figure I.6). A l'aide des données de sismique réflexion acquises dans la région, Frey-Martinez et al., (2005, 2006) distinguent deux types de *slumps* : les glissements frontalement confinés (*frontally confined landslides*, Figure I.6.A) et les glissements frontalement émergents (*frontally emergent landslides*, Figure I.6.B). Dans le premier cas, les glissements sont caractérisés par une translation restreinte, qui les contraint à rester confinés contre les niveaux stratifiés en aval. Dans le deuxième cas, les glissements dont la translation est plus importante (i.e. énergie cinétique) sont capables de chevaucher les niveaux stratifiés en aval, et de continuer à translater librement sur le fond océanique (Figure I.7). Le glissement ISC (*Israel Slump Complex*) correspond à un glissement confiné (Figure I.6.A). Il recouvre une surface de 4800 km² pour un volume de 1000 km³ (composé de trois unités glissées). L'épaisseur moyenne du dépôt est de 200 m, mais atteint 300 m dans sa partie la plus distale. Le glissement T20 constitue un seul et même glissement (Figure I.6.B). Il recouvre une surface de 60 km² pour un volume de 6 km³, et est caractérisé par une épaisseur moyenne de 100 m. Initié à 60 km au large de la côte, le dépôt s'est propagé sur une distance de 10 km. En terme de morphologie, la partie amont du glissement est essentiellement caractérisée par des structures extensives et parfois par des blocs basculés (Figure I.6.A1). L'extrémité distale du glissement ISC (i.e. frontalement confiné) est caractérisée par des structures compressives confinées contre une rampe les séparant des niveaux stratigraphiques en aval non déformés (Figure I.6.A2). Cette partie du dépôt est la plus épaisse. Le glissement T20 (i.e. frontalement émergent) est caractérisé en amont par un affaissement des sédiments, traduit par la faible épaisseur du dépôt (Figure I.6.B1) et par des structures compressives situées au-dessus de la rampe émergente. Cela se manifeste en surface par un bombement (Figure I.6.B2), contrairement aux glissements confinés. En aval, la partie émergente confère des distances de propagation (*runout distances*) plus grandes comparées aux glissements confinés (Figure I.7). Les deux types de glissements sont caractérisés par des déformations internes importantes, illustrés sur les profils sismiques par un faciès sismique chaotique (Figures I.6.A1, A2, B1 et B2), correspondant généralement à des chevauchements imbriqués. Toutefois, le glissement ISC (frontalement confiné) présente une stratification interne plus préservée (e.g. réflexions sub-horizontales et blocs dont la stratification est intacte, Figure I.6.A1). Les auteurs suggèrent que le mode d'emplacement de ces glissements dépend du centre de gravité, et donc de la profondeur de la zone de rupture initiale (Frey-Martinez et al., 2005, 2006).



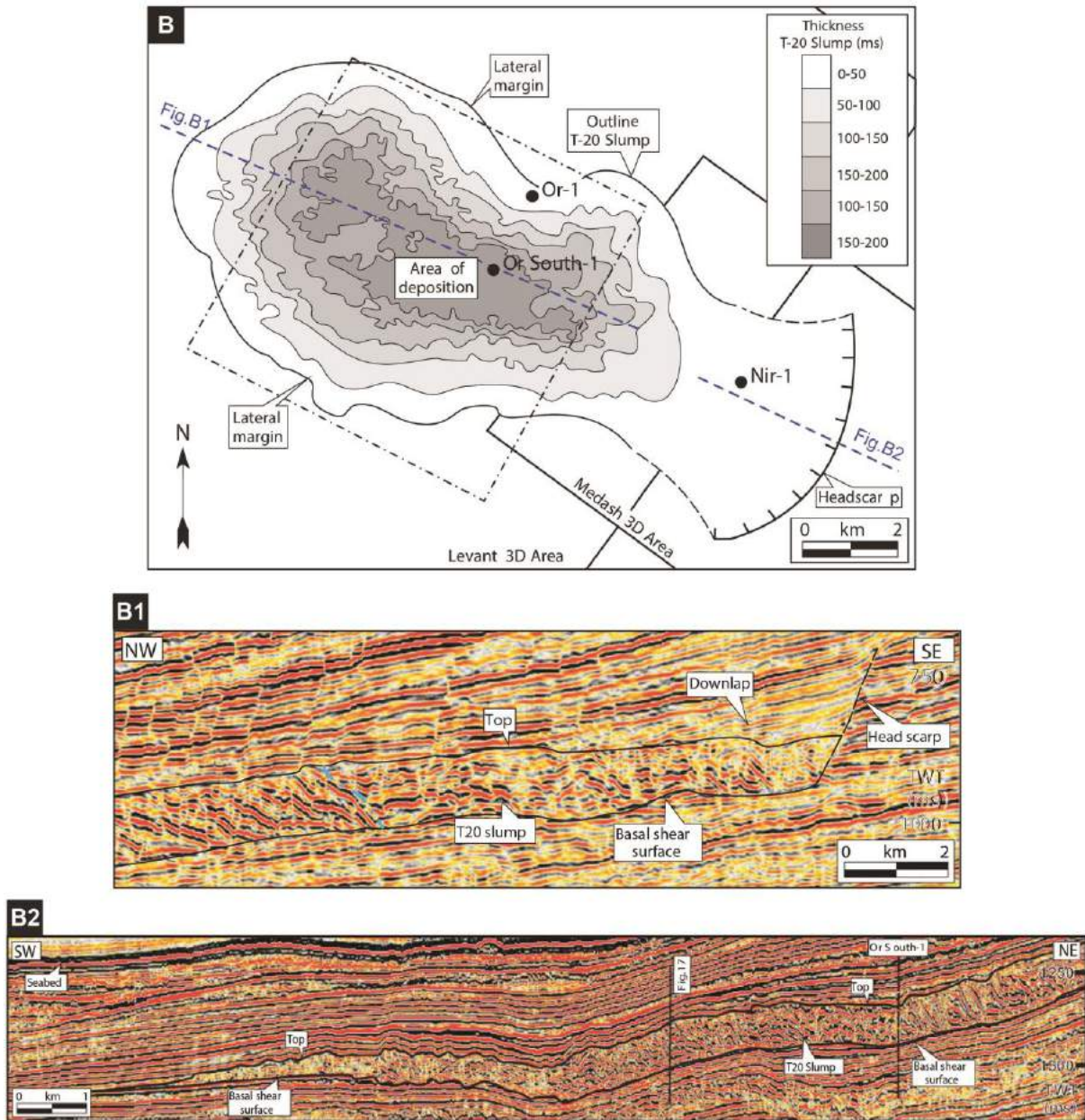


Figure 1.6 : (A) Exemple d'un glissement frontalement confiné : le glissement ISC (Israel Slide Complex) et (B) Exemple d'un glissement frontalement émergent : le glissement T20. Les figures A1, A2, B1 et B2 correspondent à des profils sismiques longitudinaux, dont les localisations sont indiquées sur les figures A et B respectivement (d'après Frey-Martinez et al., 2006).

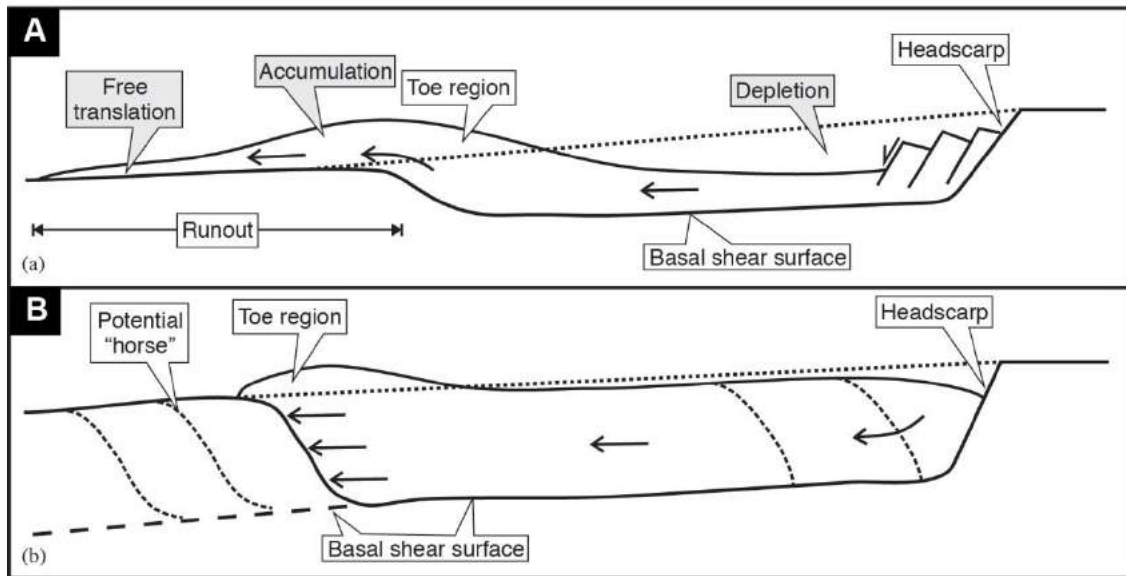


Figure I.7 : Schéma de glissement (A) frontalement émergent et (B) frontalement confiné, identifiés au large de la marge Israélienne (Frey-Martinez et al., 2006).

Enfin la marge Ionienne, située au sud de l'Italie, permet d'illustrer un autre type d'instabilité rencontré en domaine sous-marin, appelé reptation (*creeping*) (Figure I.8). Le Golfe de Taranto situé au nord-ouest de la mer Ionienne est soumis à une tectonique régionale très active (Chaîne des Apennins voisine), caractérisée par des interactions entre des zones de cisaillement et des système compressifs, donnant lieu à des structures dépressives telles que le bassin de Corigliano (Rebesco et al., 2009) (Figure I.8.A). C'est au nord et au nord-ouest de ce même bassin que des données de sismique réflexion haute résolution et de bathymétrie multifaisceaux ont mis en évidence des déformations importantes de sédiments marins sous forme d'ondulations, caractéristiques du *creeping* (Figure I.8.B et I.8.C). Ces dernières montrent des crêtes bombées séparées par des dépressions très étroites et généralement sub-parallèles aux contours bathymétriques (Figure I.8.B). La longueur d'onde de ces ondulations est généralement de 100 m environ, mais peut être seulement de plusieurs dizaines de mètres à près de 200 m. Leur hauteur n'excède pas 1 à 5 m. Dans la partie nord du bassin (Figure I.8.A), les ondulations se propagent sur 50 km et sont localisées entre 350 et 400 m de profondeur, alors que dans la partie sud du bassin, elles s'étalent sur 200 km², entre 400 et 500 m de profondeur (Figure I.8.B) (Rebesco et al., 2009). Sur les profils sismiques, ces ondulations sont caractérisées par des faciès sismiques lités divisés en unités de réflecteurs serrés concordants (Rebesco et al., 2009) (Figures I.8.A et I.8.B). Dans la région étudiée, ce type d'instabilité sous-marine serait lié aux importants taux de sédimentation dans le bassin,

alimentés par les nombreuses rivières et torrents, ainsi que par la présence de fluide (gaz et/ou eau) dans la couverture sédimentaire. L'activité sismique est également mise en cause.

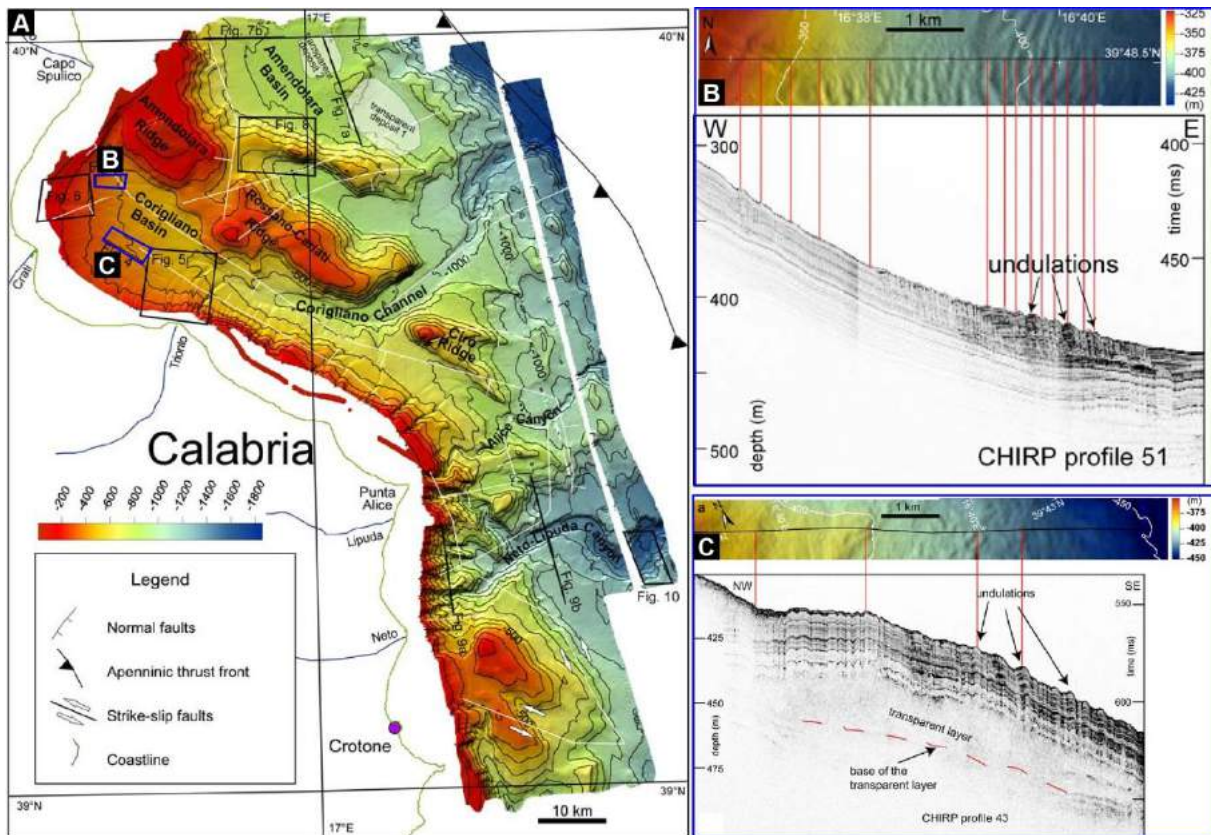


Figure 1.8 : (A) Golfe de Taranto situé au nord-ouest de la mer Ionienne. Les figures (B) et (C) correspondent aux données bathymétriques et de profils sismiques (CHIRP) acquises au nord et nord-ouest du Golf, respectivement. Elles permettent de mettre en évidence des déformations sédimentaires sous forme d'ondulations, caractéristiques des instabilités gravitaires de type creeping (d'après Rebesco et al., 2009).

1.2.1.c Les fjords

Les fjords correspondent à des vallées glaciaires érodées par la présence passée d'un glacier et dont le retrait a laissé place à la mer. A l'embouchure, se situe un delta généralement très encaissé et alimenté par les apports sédimentaires venant de l'érosion de la vallée par le glacier (Syvitski et al., 1987). De fait, cela contribue à un important et rapide taux de sédimentation dans ces régions qui, associé aux pentes très abruptes, constituent un environnement propice aux processus d'instabilités (Prior et al., 1981).

Le fjord de Saguenay, situé au nord-est du Québec est un bon exemple pour illustrer les processus d'instabilité dans ce contexte (Figure I.9.A). Il est caractérisé par une forme en Y, avec un bras correspondant au Bras Nord, et l'autre correspondant à la Baie des Ha ! Ha ! (Figure I.9.B). Dans sa partie supérieure, le fjord peut atteindre 275 m de profondeur et une largeur de 3 et 5 km. Le taux de sédimentation est plus important dans le Bras Nord, à raison de quelques cm par an (Locat et Leroueil., 1988 ; Perret et al., 1995), alors qu'il n'est que de 0,2 cm/an dans la Baie des Ha ! Ha ! (Barbeau et al., 1981a). En son centre, la Baie des Ha ! Ha ! présente une faille relativement droite (Figure I.9.B). Le mur nord de la baie est très abrupt, de l'ordre de 40°, alors que le mur sud présente des pentes plus douces (Figure I.9.B). Les fortes pentes observées sur les bords du fjord ont favorisé de nombreux glissements, souvent déclenchés par les tremblements de terre, fréquents dans la région. Le Bras Nord est caractérisé par la présence en son centre d'un canal peu profond, draguant possiblement les coulées de débris provenant des fortes pentes sus-jacentes (Urgeles et al., 2002) (Figure I.9.B). L'un des séismes les plus importants s'est produit en 1663, atteignant une magnitude de 7 sur l'échelle de Richter et générant de nombreux glissements de terrain, dont le plus grand répertorié est celui de St. Jean de Vianney atteignant un volume de 2 km³ (Locat et Leroueil., 1988). Sous l'eau, différents types d'instabilités gravitaires existent dans le Bras Nord, incluant des étalements gravitaires (Figure I.9.C1), des coulées de débris (Figure I.9.C2), ou encore des glissements rotationnels (Figures I.9.C3 et I.9.C4) (Locat et al., 2000). Les trois laissent une cicatrice de rupture caractéristique sur les pentes du fjord. Toutefois, dans le cas des étalements et glissements gravitaires, la cicatrice est davantage localisée en bas de pente, où cette dernière est plus douce (3°) (Figure I.9.C1 et Figure I.9.C3). De fait, l'énergie impliquée dans le mouvement est moindre et la distance de propagation également (<1 km). Les étalements gravitaires incorporent les sédiments marins in-situ et sont caractérisés en surface et au front par des rides de compression, témoins d'un déplacement compressif des sédiments in-situ, induit par la masse glissante en amont (Figure I.9.C1). Le glissement de la Pointe-Du-Fort dans la Baie des Ha ! Ha ! (Figure I.9.C4) a entaillé le flanc sud de la baie et généré un dépôt de 15 m d'épaisseur propagé sur environ 800 m. Initié légèrement plus en amont de la pente, le dépôt incorpore des sédiments consolidés de la pente sous forme de débris parmi une large part de sédiments marins (Figure I.9.C4), contrairement au glissement dans le Bras Nord initié en bas de pente (Figure I.9.C3). Les coulées de débris sont quant à elles généralement initiées plus en amont des pentes et sont constituées de fragments de taille variable qui ; une fois dans l'eau, incorporent le sédiment marin. L'ensemble créé une matrice cohésive qui maintient le matériel en suspension et

permet à la coulée de se propager beaucoup plus loin (> 10 km) comparé aux autres types d'instabilités (Figure I.9.C2).

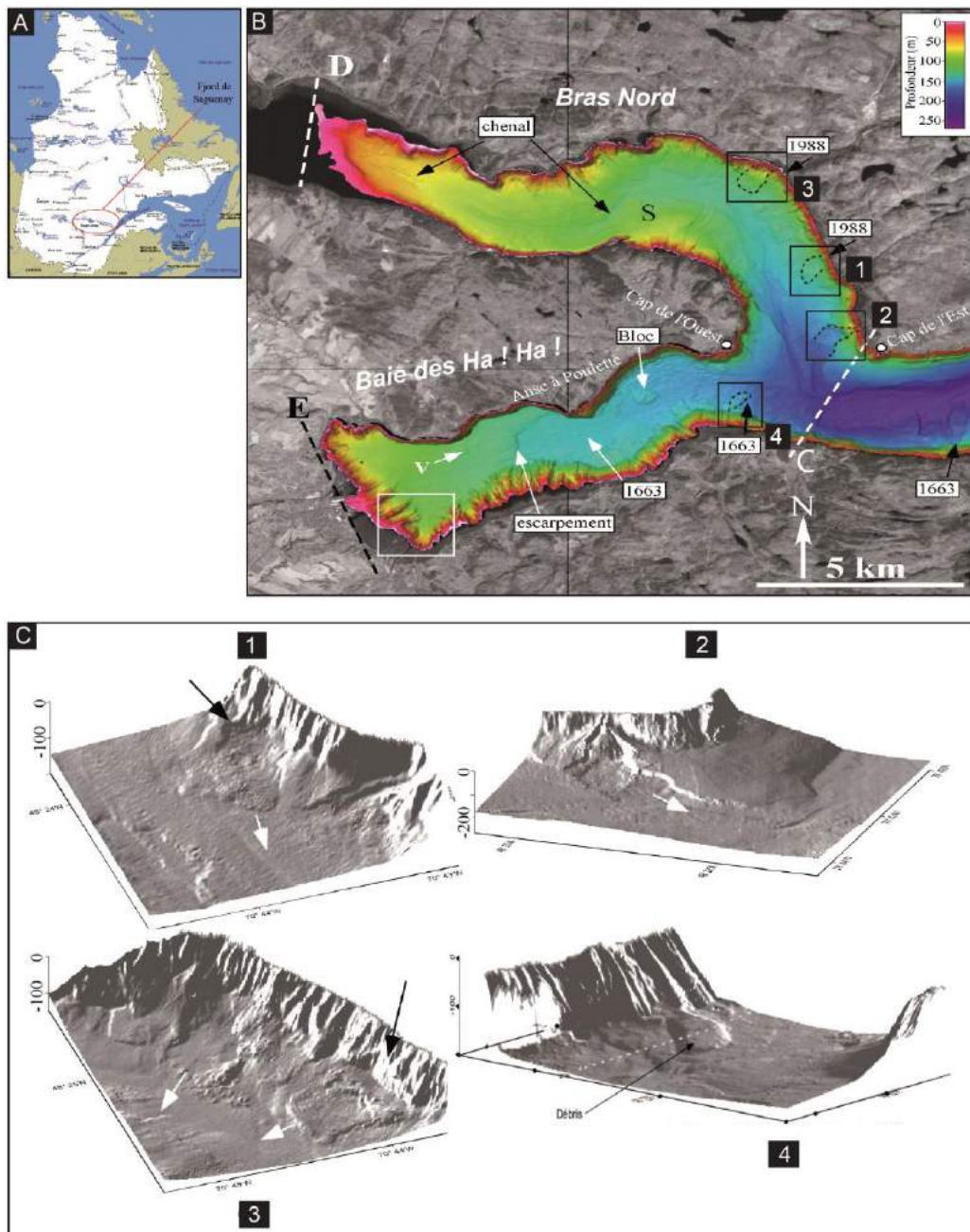


Figure I.9 : (A) Carte de localisation du fjord de Saguenay, (B) Carte bathymétrique du fjord de Saguenay et les différents types de glissements s'y produisant. Les pointillées C, D et E représentent les limites de la partie supérieure du fjord. (C) Cartes en 3D des différents types de glissements dans le fjord : (1) Etalement gravitaire et la zone rupture qui lui est associée (flèche noire), (2) Coulée de débris, (3) Glissement, (4) Glissement de la Pointe-Du-Fort (modifié d'après Locat et al., 2009).

Par ailleurs, le séisme responsable de toutes ces instabilités, aurait également déclenché plus en profondeur des courants de turbidités générant des dépôts turbiditiques dont un dépôt de 5-15 m d'épaisseur identifié dans la partie la plus profonde du fjord (Perret et al., 1995).

Les fjords sont également sujets à d'autres types d'instabilités gravitaires, tels que les chutes de blocs. A titre d'exemple, nous pouvons citer la Baie de Lituya, localisée dans un fjord au sud-ouest de l'Alaska (2 à 3 km de large pour 12 km de long) (Figure I.10.A.B). Ce dernier a été secoué le 9 Juillet 1958 par un tremblement de terre majeur de magnitude 8.3. La secousse a entraîné l'effondrement d'une falaise abrupte (40°) sous la forme d'une chute de blocs colossale, dont la cicatrice de glissement est située à environ 900 m d'altitude (Figure I.10.C). Estimé à 40 millions de m³, le matériel déstabilisé et de nature cohésive, s'est déposé en bas de pente sous la forme de blocs plurimétriques plus ou moins désagrégés pendant la chute. L'impact du matériel entrant dans l'eau a été immédiatement suivi par la formation d'une vague géante estimée à 524 m de hauteur (due à la configuration du fjord), la plus grande connue à ce jour (Miller, 1960). Les dégâts occasionnés sont toujours visibles à l'heure actuelle (Figure I.10A.B) et attestent de l'ampleur de ce type d'instabilités gravitaires.

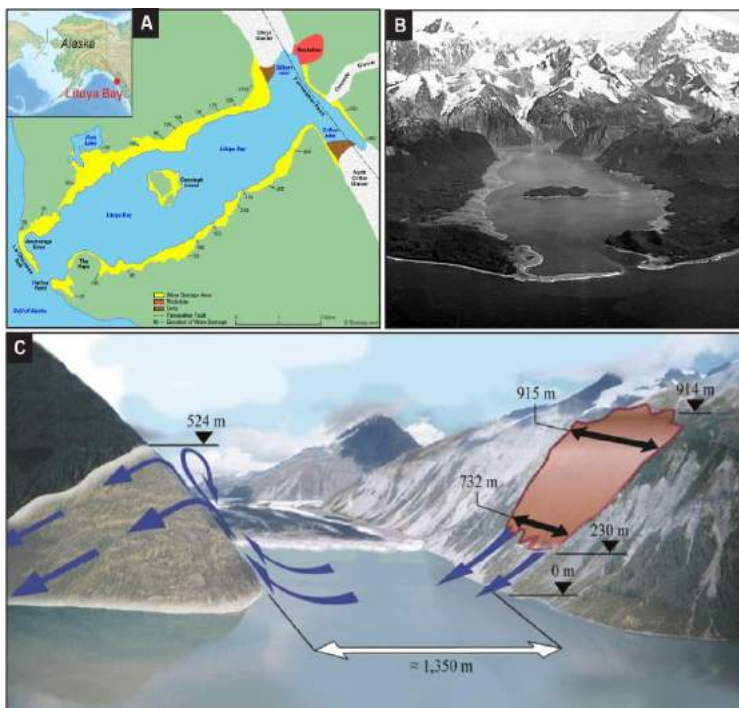


Figure I.10 : (A) Lituya Bay située au sud-ouest de l'Alaska (rouge : localisation de la chute de blocs générée suite au tremblement de terre du 9 Juillet 1958 ; jaune : zone endommagée suite au passage de la vague de tsunami ; marron : deltas. Source : www.geology.com. (B) Photographie de la baie post-tsunami (Miller, 1960) et (C) Schéma interprétatif des principales caractéristiques de l'évènement (d'après Heller et Hager, 2014).

I.2.1.d Les canyons sous-marins

Les canyons sous-marins se forment communément sur les pentes sous-marines, représentant une voie de passage préférentielle pour les sédiments terrigènes comme en attestent les cônes sous-marins présents à leurs extrémités (Figure I.1.A et Figure I.11). Les remparts des canyons sont généralement très hauts et abruptes, constituant donc des lieux propices aux instabilités gravitaires, et de fait à l'érosion. Les canyons sous-marins forment également des pièges pour les sédiments grossiers issus du plateau continental qui, suite à un tremblement de terre ou à des ouragans, peuvent être déstabilisés et se déverser en aval. (Marshall, 1978 ; Malouta et al., 1981).

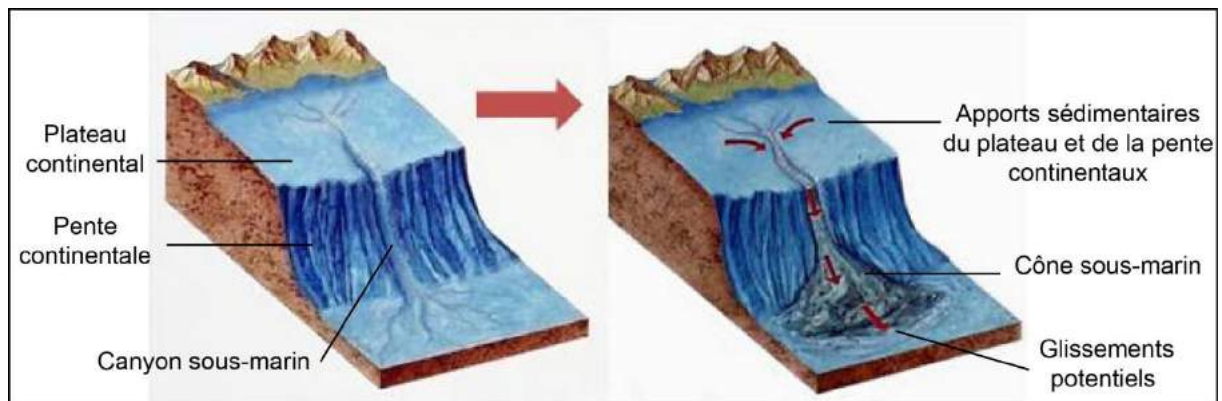


Figure I.11 : Blocs diagrammes représentant la structure d'un canyon sous-marin, et la formation de cônes via les apports sédimentaires du plateau et de la pente continentale.

A titre d'exemple, la marge de Béring, entre l'Alaska et la Russie (Figure I.12), est caractérisée par des canyons géants. Aujourd'hui inactive, elle était autrefois une marge active dont la subduction a cessé il y a 50 Ma (Ben-Avraham and Cooper, 1981). Depuis, la marge apparaît être instable et s'écroule régulièrement générant des coulées de débris qui sont canalisés dans ces canyons avant de se déposer à leur extrémité (Figure I.12.C) (Karl et al., 1996). Par ailleurs, les données de bathymétrie mettent en évidence la récurrence de vastes cônes sous-marins s'étalant vers le large sur une distance de plus de 40 km parfois (Figures I.12.A et B), témoignant de leur importance dans le transport des sédiments depuis le continent jusqu'au domaine marin profond. Ces cônes se produisent tous les 5 à 10 km le long de la marge et peuvent parfois atteindre plus de 150 m de haut. Ils affichent des crêtes bien découpées et sont très érodés sur leurs versants sud, démontrant également des processus

d'érosion importants dans le milieu (Figure I.12). Par ailleurs, en contre-bas de certains canyons sous-marins, apparaissent localement des « plunge pools » ou bassins profonds (Figure I.12.D). A terre, ces structures indiquent la présence de chutes d'eau importantes, dont l'énergie générée creuse ce type de structure. En domaine marin profond, elles sont assez rares et les processus qui en sont à l'origine sont encore mal connus. Toutefois, les *plunge pools* témoignent de la puissance de certains phénomènes dans les canyons sous-marins profonds (Gardner et al., 2005).

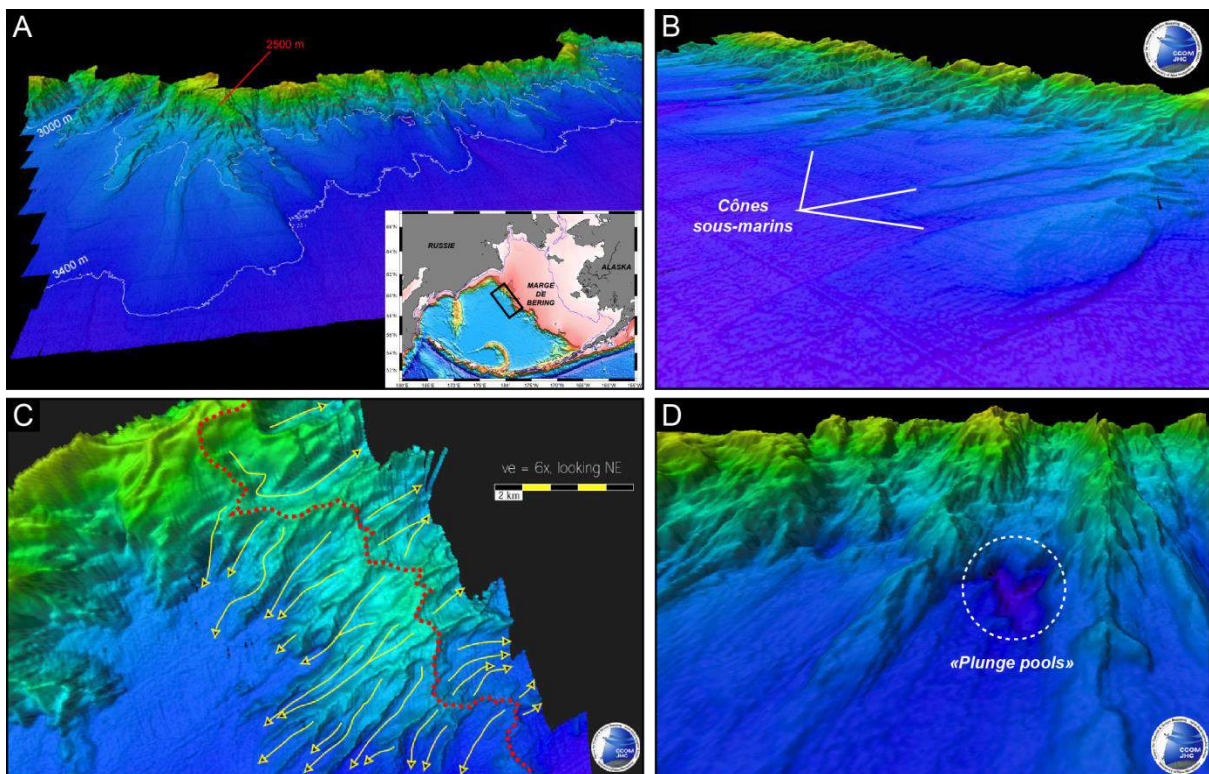


Figure I.12 : Images bathymétriques montrant les canyons imposants de la zone est de la marge de Bering. (A) Vue perspective le long de la marge, montrant la récurrence des cônes sous-marins de sédiments et coulées de débris en bas des canyons sous-marins, (B) Zoom sur ces structures s'épanchant en direction du sud-ouest, parfois sur plusieurs dizaines de km, (C) Côté est de la marge, la limite rouge en pointillés représente la limite de partage des sédiments et les flèches jaunes les voies de passage des sédiments, (D) Exemple d'un « plunge pull », ou bassin profond à la base d'un canyon sous-marin (source images :Center for Coastal and Ocean Mapping Joint Hydrographic Center: www.ccom.unh.edu).

I.2.2 Les instabilités de volcans

Les édifices volcaniques sont aussi sujets à des instabilités gravitaires dont les conséquences seront un peu différentes dans un contexte insulaire. En effet, au cours de son histoire, un volcan traverse des phases de construction lors des éruptions mais également des phases de destruction. Ces dernières peuvent être lentes, via des processus d'érosion, ou catastrophiques lors d'effondrements de caldeira ou de effondrements de flancs entiers du volcan. Pour illustrer ce qu'est un effondrement de flanc de volcan, nous commencerons par discuter de l'éruption du Mont St Helens de 1980 dans la Chaîne des Cascades aux Etats-Unis au cours de laquelle ces processus ont été pour la première fois observés en direct. Puis, nous caractériserons ces instabilités pour des volcans en domaine insulaire où l'une des caractéristiques importantes est que les produits glissés s'épanchent en mer.

I.2.2.a Les effondrements de flancs de volcan en domaine terrestre

L'éruption du Mont St. Helens le 18 mai 1980 (Figure I.13.A), a permis pour la première fois de suivre en direct le processus d'effondrement de flanc de volcan (Glicken et al., 1981 ; Lipman et Mullineaux, 1981 ; Voight et al., 1981). L'étude détaillée de cette éruption a montré qu'elle était liée à l'ascension d'un magma qui n'avait pas atteint la surface mais s'était accumulé dans le flanc nord du volcan entraînant la croissance d'un cryptodôme, induisant une déformation importante de ce flanc de l'ordre de 2,5 m/jour à l'horizontale et 1m/jour à la verticale (Figure I.13.B) (Moore et Albee, 1981 ; Paul et al., 1987). Cette déformation a entraîné l'effondrement gravitaire du flanc du volcan, laissant place à une structure en fer-à-cheval (représentant la cicatrice du glissement (Figure I.13.C), et générant une avalanche de débris qui s'est propagée sur le flanc nord du volcan. Les dépôts de l'avalanche de débris présentent une morphologie caractéristique en hummocks (Figure I.13.D) et ont recouvert une surface de 60 km², pour un volume de 2,5 km³ avec des épaisseurs pouvant atteindre 195 m (Voight et al., 1981, 1983 ; Glicken et al., 1996). Le glissement du flanc du volcan a généré la décompression brutale des gaz magmatiques piégés dans le cryptodôme et de la vapeur d'eau du système hydrothermal environnant, provoquant une explosion violente dirigée latéralement (*lateral directed blast* ; Hoblitt et al., 1981) les parois de la structure en fer à cheval jouant le rôle de déflecteurs. L'écoulement généré dilué et turbulent, s'est propagé à une vitesse pouvant atteindre 300 km/h (Kieffer, 1981), et a totalement détruit une superficie de 550 km². Cette éruption a permis d'appréhender et de comprendre le phénomène, jusque-là incompris, des effondrements de flanc de volcans. Ces

processus sont caractérisés par la formation d'une structure en fer-à-cheval (cicatrice du glissement) et la présence de dépôts d'avalanche de débris présentant généralement mais pas systématiquement des morphologies en hummocks. L'identification de ces deux éléments a par la suite permis de reconnaître et d'étudier ces glissements sur de nombreux autres édifices volcaniques. Les études réalisées depuis ont montré que quelque soit leur contexte géodynamique, les volcans, lorsqu'ils ont atteint une certaine taille, connaissent des effondrements de flanc, le phénomène pouvant être bien souvent récurrent (Siebert et al., 1984; McGuire, 1996).

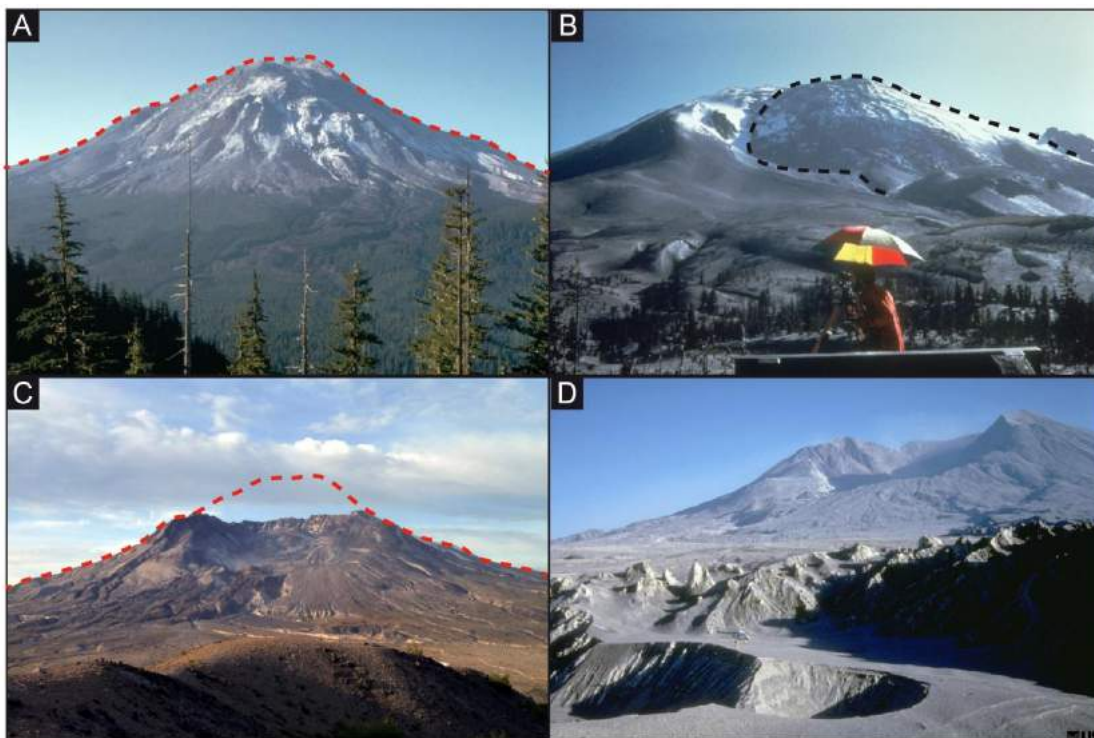


Figure 1.13 : Evolution du Mont St. Helens avant et après l'éruption du 18 Mai 1980. (A) Morphologie du volcan pré-éruption, (B) Déformation du flanc nord du volcan, (C) Morphologie du volcan post-éruption, montrant la cicatrice de l'effondrement en forme de fer-à-cheval et (D) Dépôts d'avalanche de débris en hummocks, caractéristiques des effondrements de flancs de volcan (Source : USGS).

Dans l'histoire géologique récente, nous pouvons citer l'exemple de l'éruption du Bezymianny au Kamchatka en Russie, le 30 mars 1956. Cette dernière a entraîné l'effondrement du flanc est du volcan, créant une structure en fer à cheval de 1.5 km de large par 2 km de long, des dépôts d'avalanche de débris de l'ordre de $1,8 \text{ km}^3$, puis un blast dirigé

latéralement qui s'est propagé sur 25 km, comme au Mont St. Helens (Gorskov, 1959 ; Bogoyavlenska et al., 1985). Dans l'histoire géologique plus ancienne et parmi les évènements majeurs, l'exemple de l'éruption du Socompa au Chili (7500 ans) a généré une avalanche de débris dont les dépôts ont un volume de 25 km³, alors que les éruptions du Nevado de Colima au Mexique et celle du Mont Shasta en Californie ont entraîné des volumes de dépôts d'avalanche de débris encore plus conséquents, de l'ordre de 45 km³ (Stoops et Sheridan, 1992 ; Crandell et al., 1989). C'est la reconnaissance à terre des dépôts caractéristiques en hummocks qui a permis d'interpréter ceux-ci comme provenant d'avalanches de débris (datées respectivement à 18 ka et 300 ka). A l'heure actuelle, elles représentent les effondrements de flanc de volcan les plus volumineuses ayant été étudiées à terre.

1.2.2.b Les effondrements de flanc de volcan en domaine insulaire

Contrairement au domaine terrestre, les avalanches de débris issues des effondrements de volcans insulaires, peuvent majoritairement s'épancher en mer et générer des tsunamis. Seules les données de géophysique marine ou de forages permettent alors d'accéder à leurs dépôts et de les relier aux structures observées à terre afin d'établir leur relation. Que ce soit en domaine intraplaque (i.e. points chauds) (Moore et al., 1989, 1994 ; Carracedo et al., 1999 ; Urgeles et al., 2001 ; Masson et al., 2002 ; Labazuy, 1996 ; Oehler et al., 2004, 2008 ; Lebas et al., 2011) ou en domaine de subduction (Johnson, 1987 ; Siebert et al., 1995 ; Deplus et al., 2001 ; Le Friant et al., 2003 ; Boudon et al., 2007 ; Ward and Day., 2003) les volcans sont largement affectés par les processus d'effondrement de leurs flancs. Cette section est consacrée à quelques exemples permettant d'illustrer le phénomène dans chaque contexte.

- En domaine intraplaque

➤ L'archipel d'Hawaii

Dana et al (1890) ont été les premiers géologues à visiter les volcans Hawaïiens et interpréter les grandes falaises observées le long des côtes comme issues de fracturation. Cette hypothèse a ensuite été rejetée par Hitchcock (1900) préférant une origine érosive. Bien plus tard, l'hypothèse des fractures est finalement acceptée, mais leur origine est ensuite

longuement débattue. Stearns et McDonald (1946) suggèrent qu'elles correspondent aux murs de glissements géants, puis McDonald revient sur l'idée et propose qu'une large intrusion sous le sommet du volcan a créé un uplift, lui-même à l'origine des failles sur les flancs du volcan. La reconnaissance de morphologies en hummocks au large de ces structures, permet à Moore (1964) d'aller plus loin et d'interpréter ces morphologies comme étant le résultat des glissements géants. Toutefois, cette interprétation est loin de faire l'unanimité. Par exemple, MacDonald et Abbot (1970) soutenus par Langford et Bill (1972) et Andrews et Bainbridge (1972) suggèrent que ces morphologies en hummocks représentent des volcans sous-marins. Ce n'est qu'en 1979, où les premières données de bathymétrie et de dragage des fonds marins (Fornari et al., 1979) mettent en lumière l'existence d'un dépôt d'environ 40 km³ au large de l'île de Kilauea, interprété comme dépôt d'instabilité (Normark et al., 1979). Le débat est clos lorsque les images de sonar (système GLORIA) (Figure I.14) acquises lors des campagnes océanographiques menées à la fin des années 80, ont cartographié plus de 68 glissements, révélant l'importance des processus d'instabilité sur les flancs sous-marins des volcans Hawaïiens (Moore et al., 1989,1994 ; Morgan et al., 2003) (Figure I.15).

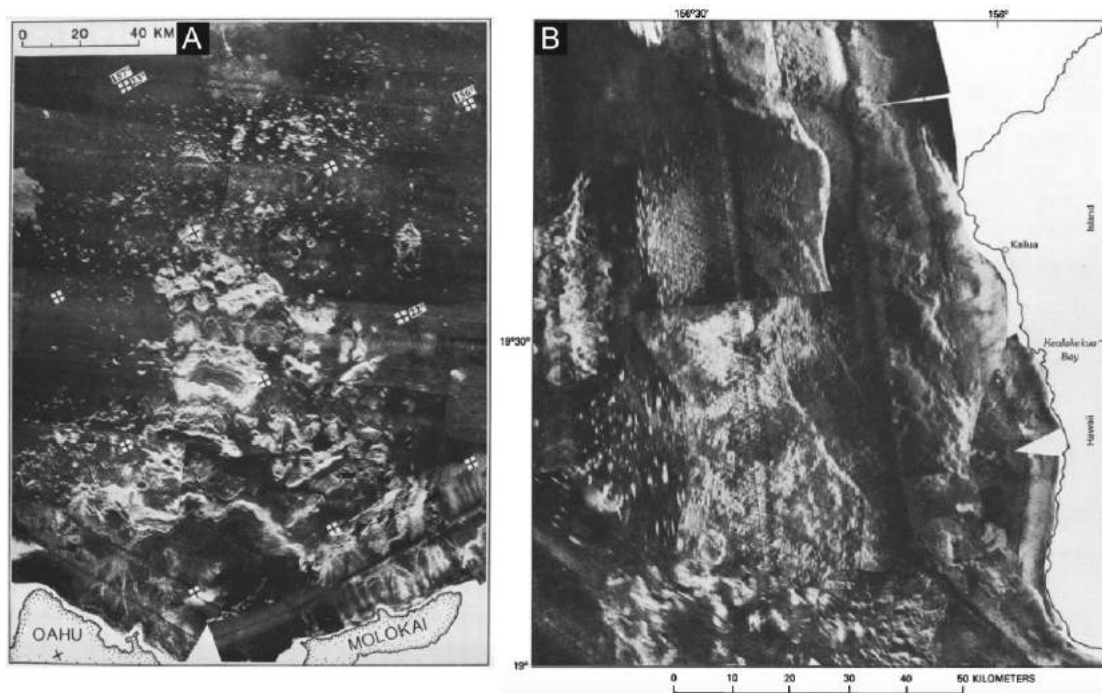


Figure I.14 : Mosaïque d'images sonar acquises à l'aide du système GLORIA, mettant en évidence les dépôts d'avalanches de débris (A) Nuuanu et Wailau et (B) Alika au large des îles Hawaïiennes (d'après Moore et al., 1989 ; Lipman et al., 1988).

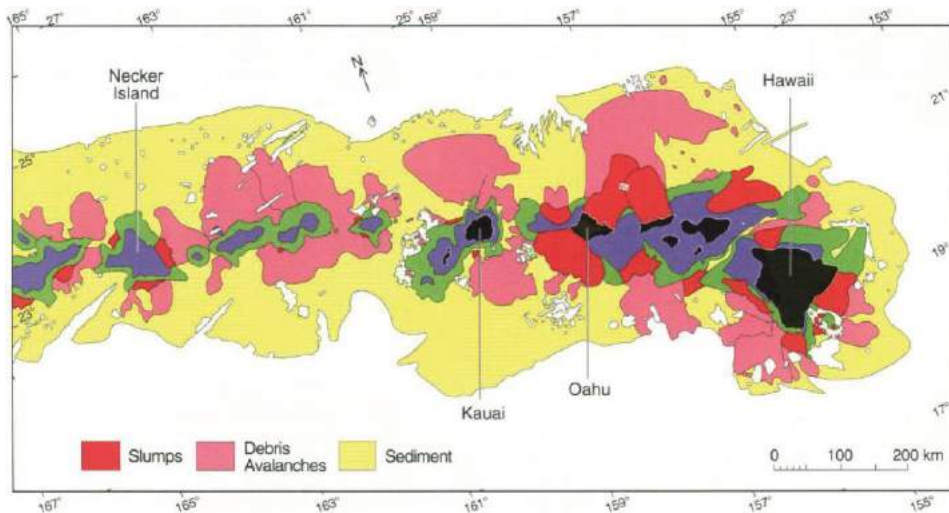


Figure I.15 : Cartographie de l'ensemble des dépôts d'instabilités (avalanche de débris + glissements rotationnels) reconnus le long de la ride d'Hawaii (d'après Moore et al., 1989).

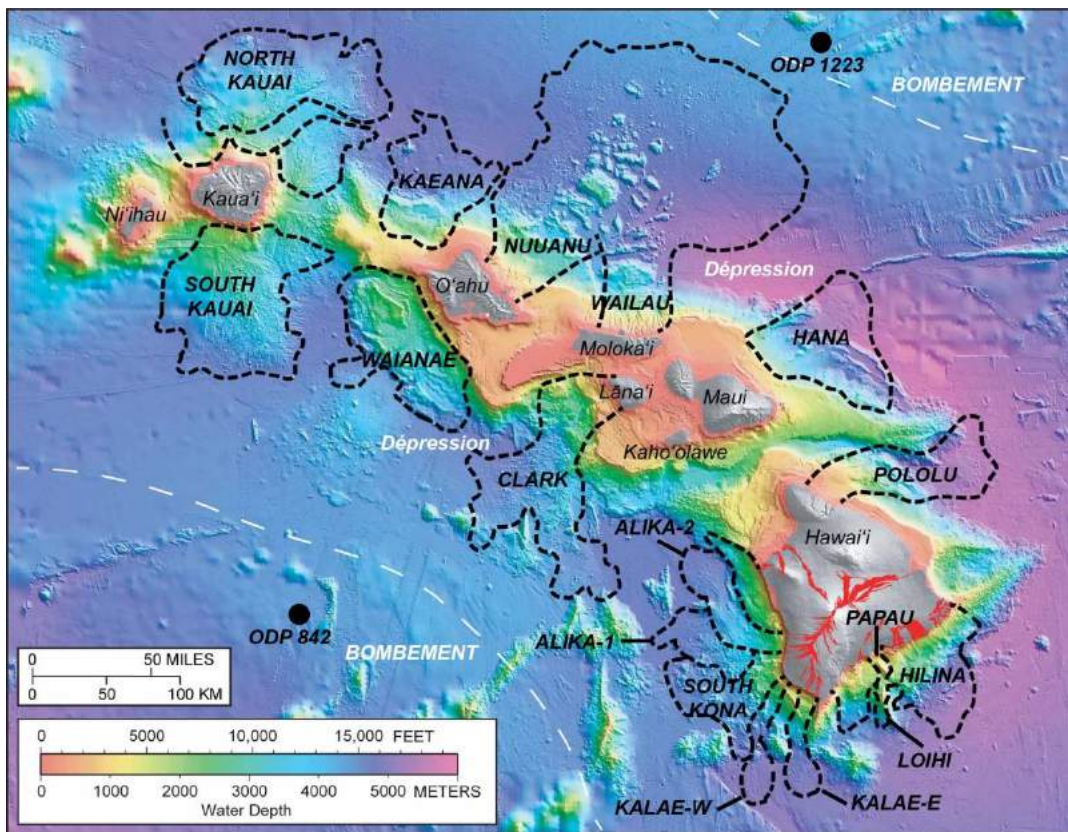


Figure I.16 : Cartographie des 17 dépôts d'instabilités majeurs identifiés au large des îles d'Hawaii et site des forages 842 (LEG 136) et 1223 (LEG 200) (modifié d'après Moore et al., 1989. Source carte : USGS). Les zones rouges représentent les coulées de lave émises lors des 200 dernières années.

Deux processus d'instabilités, qui vont générer des dépôts différents, sont en fait reconnus autour des îles d'Hawaii : les glissements rotationnels (i.e. *slumps*) et les effondrements de flanc de volcans (Figures I.15 et I.16). Les deux processus sont généralement associés à la présence de *rift-zone* (i.e fractures à la surface des édifices volcanique, formées par l'intrusion de dyke), et se propagent perpendiculairement à ces structures (Moore et al., 1989). Les glissements rotationnels se mettent en place le long de pente $> 3^\circ$ (Moore et al., 1994), le long d'une zone de décollement profonde. Le glissement est suffisamment cohésif pour que les matériaux ne se fragmentent pas (ou très peu) pendant le transport. La zone de rupture des plus grands *slumps* est profondément enracinée dans l'édifice volcanique, mais généralement aucune structure en amphithéâtre (ou structures en fer-à-cheval) n'est apparente car la tête de glissement est comblée par l'apport continu de matériaux volcaniques. Ces types de glissements peuvent atteindre 110 km de large et 10 km d'épaisseur. C'est le cas du glissement Hilina au sud-est d'Hawaii, large de 10 000 à 12 000 km³ (Smith et al., 1999) (Figure I.17). On dénombre une vingtaine de glissements rotationnels le long de l'archipel (Figure I.15).

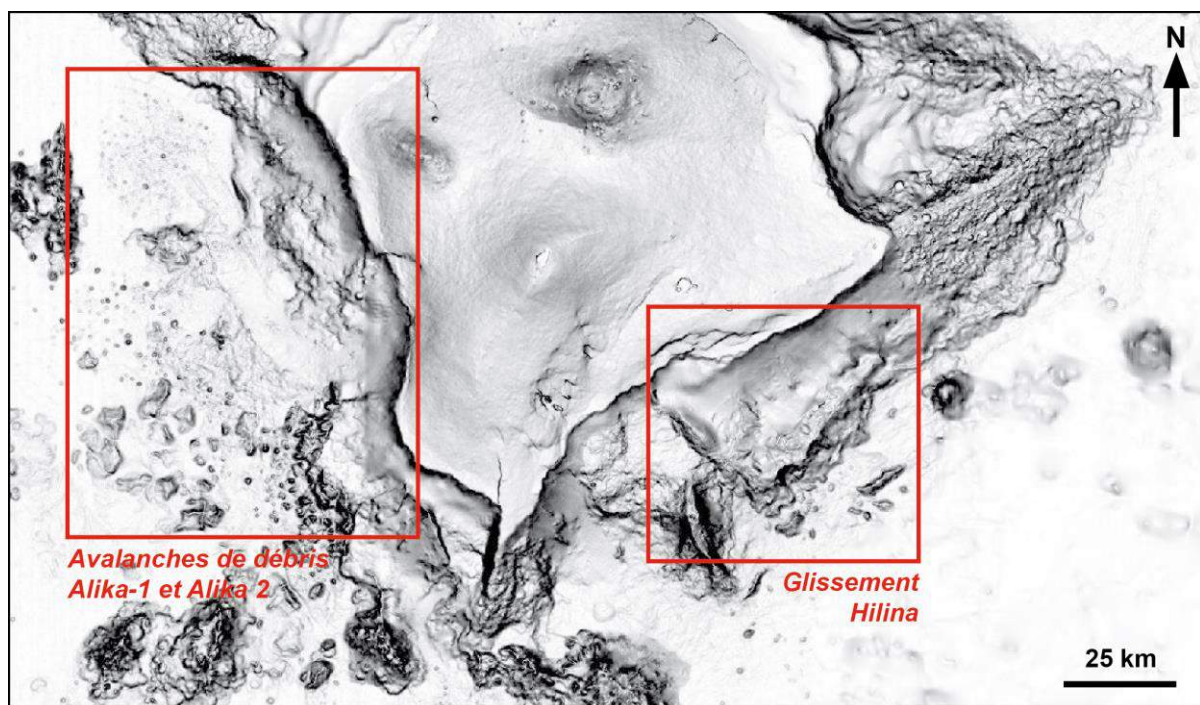


Figure I.17 : Carte bathymétrique de la région sud de l'archipel d'Hawaii (d'après Moore and Chatwick., 1995). Les encadrés rouges mettent en évidence les dépôts d'avalanches de débris Alika-1 et Alika-2 et le glissement d'Hilina.

A contrario, les effondrements de flancs de volcans donnent lieu à des avalanches de débris qui se mettent en place sur des pentes $< 3^\circ$ (Moore et al., 1994), et se propagent très rapidement, pouvant atteindre des vitesses de l'ordre de 40m/s (Voight et al., 1983). Le matériel déstabilisé se fragmente au cours de l'écoulement, formant des blocs de taille variée dont certains peuvent atteindre des dimensions de 1 km à 10 km de diamètre et constituent des pans entiers du volcan non fragmenté. Généralement moins épais que les *slumps* (0.05-2 km), les dépôts d'avalanches de débris se propagent toutefois sur des distances plus longues, pouvant atteindre 200 km et des volumes de 5000 km³ (Figure I.16). Ces dépôts d'avalanches de débris sont parmi les plus grands reconnus au monde (Moore et al., 1989, 1994). C'est le cas des avalanches de débris Alike-1 et Alike-2 au sud d'Hawaii (Figures I.16 et I.17).

Pour mieux comprendre la contribution du volcanisme Hawaïen dans les processus sédimentaires sous-marins, plusieurs campagnes de forages ont été réalisées depuis les années 1990. Lors du leg ODP 136, deux carottes ont été prélevées au site 842, situées à 320 km à l'ouest de l'île d'Hawaii (Figure I.16) (Garcia et al., 1994). Les carottes sont essentiellement composées de niveaux sableux associés à des dépôts de courants turbiditiques liés à des effondrements de flancs des volcans mais correspondant à des écoulements distaux par rapport aux avalanches de débris. Ceci suggère d'une part, que les courants de turbidité ont parcouru au moins 240 km sur une pente très douce ($< 1^\circ$), et d'autre part, atteste de la puissance de ces courants capables d'atteindre le sommet du bombement topographique, lié à la flexure de la lithosphère sous le poids de la chaîne volcanique (Figure I.16). L'épaisseur de ces courants turbiditiques a notamment été estimée à 325 m (Garcia et al., 1994 ; Muck et Underwood, 1990). Les dépôts turbiditiques qui en résultent varient entre 1 à 11 cm d'épaisseur. De l'autre côté de l'archipel, d'autres forages ont également été réalisés lors du Leg ODP 200. Le site 1223A (Garcia et al, 2006), foré à 260 km au nord-est de l'île d'O'ahu (Figure I.16), avait notamment pour objectif de renseigner la chronologie et les processus de mise en place du glissement de Nu'uauu, l'un des plus volumineux répertorié au monde (Figure I.16) (Moore et al., 1994). Longue de 41 m, la carotte a révélé 4 dépôts turbiditiques (> 1.5 m), dont les analyses géochimiques et minérales ont suggéré qu'ils provenaient du volcan Ko'olau (O'ahu), distant de 260 km. Comme décrit dans l'exemple précédent, les courants de turbidité à l'origine de ces dépôts se sont donc déplacés sur des très longues distances (> 260 km), franchissant la fosse et le bombement sous-marins (Figure I.18).

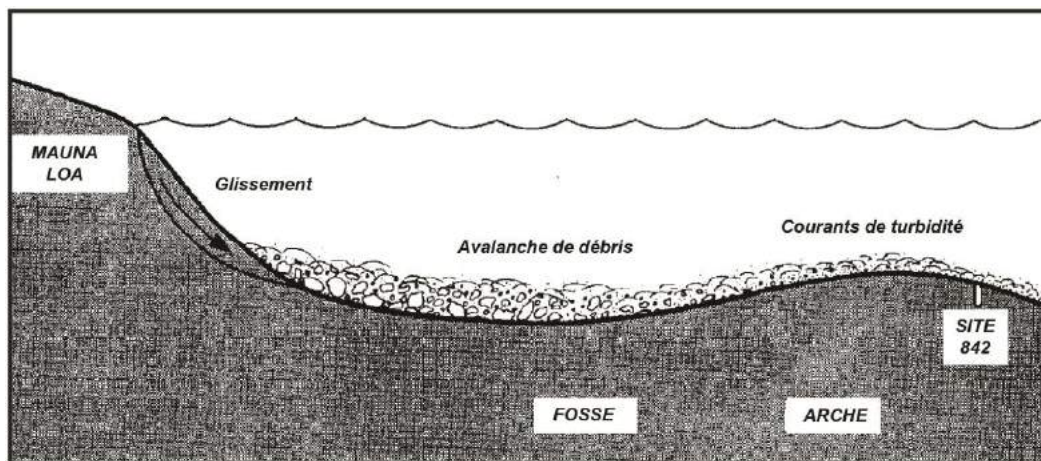


Figure I.18 : Schéma illustrant les relations entre les différents processus, depuis le glissement en passant par l'avalanche de débris et jusqu'au courant de turbidité (modifié d'après Garcia et al., 1994).

L'ensemble de ces données a permis de montrer la récurrence et l'ampleur des glissements au large des îles d'Hawaii et, les forages réalisés à une distance considérable des îles (> 200 km) ont souligné l'importance des courants de turbidité générés à la suite de ces glissements.

➤ L'archipel des Canaries

L'archipel des Canaries situé sur la pente continentale de la marge nord-ouest Africaine, est constitué de 7 îles volcaniques : La Palma, El Hierro, La Gomera, Tenerife, Gran Canaria, Fuerteventura et Lanzarote (Figure I.19). De nombreuses études ont mis en évidence la récurrence des processus d'effondrement de flanc de volcan dans la région, affectant à la fois les pentes aériennes et sous-marines des volcans (Holcomb and Searle, 1991; Ancochea et al., 1994; Watts and Masson, 1995; Masson, 1996, 2002; Teide Group, 1997; Urgeles et al., 1997, 1999). Comme observé précédemment dans le cas des îles Hawaïennes, ces effondrements génèrent des avalanches de débris qui se déposent sur les pentes sous-marines des volcans, attesté par la présence de mégablocks caractéristiques. Ce type de dépôt est notamment observé au nord-ouest de l'île El Hierro ou encore de l'île de La Palma et résulte de l'effondrement massif des flancs des volcans respectifs El Golfo et la Cumbre Nueva (Figure I.20). Les dépôts sont caractérisés en mer par la présence de hummocks pouvant mesurer plus de 2 km de large et 300 m de haut (Urgeles et al., 1997).



Figure I.19 : Photographie des 7 îles volcaniques de l'archipel des Canaries (source : NASA).

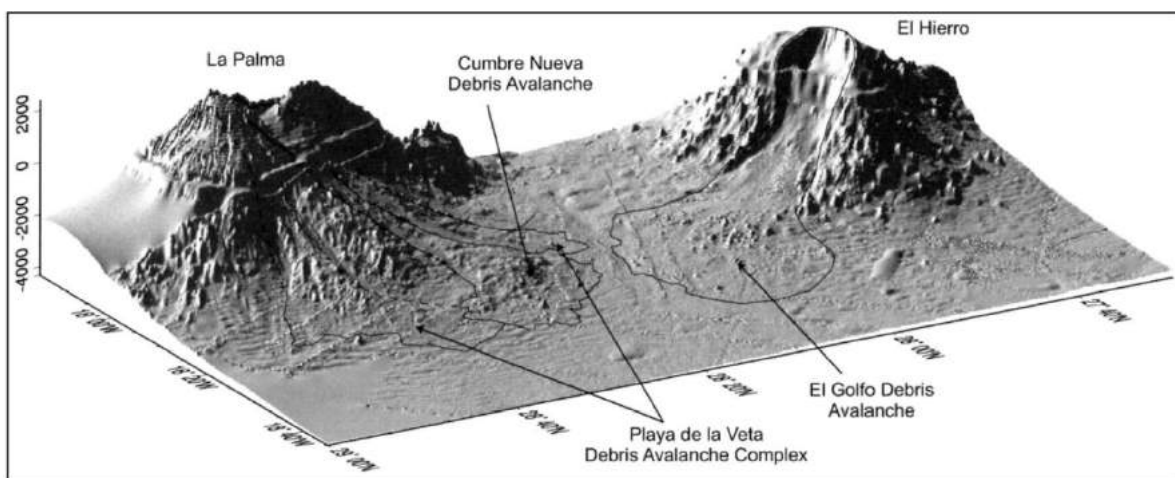


Figure I.20 : Image 3D des îles El Hierro et La Palma vues du nord-ouest, montrant les dépôts d'avalanches de débris El Golfo et Cumbre Nueva, issus des effondrements de volcans (Urgeles et al., 2001).

Par ailleurs, l'archipel serait possiblement caractérisé par des processus de *slumps*, affectant les flancs sud-est (i.e. Las Playas) et sud-ouest de l'île El Hierro (El Julian ; Gee, 1999). L'observation des profils sismiques montrent une zone de déformation (associée à un faciès sismique chaotique) plus grande que celle généralement associée aux avalanches de débris. Cette déformation s'illustre à terre par des failles normales plongeantes vers la mer et parallèles à la ligne de côte. Masson et al. (2002) interprètent ces structures comme le résultat de processus de *slumps*, similaires à ceux décrits dans l'archipel Hawaïen et suggèrent qu'une partie de ces *slumps* peut également se fracturer et générer des avalanches de débris (i.e. Las Playas II et Las Playas I respectivement). Comme à Hawaï, les *slumps* et avalanches de débris peuvent être associés à la présence de *rift-zone* (i.e. El Hierro, La Palma), mais ces

dernières ne sont pas responsables de l'ensemble des processus d'instabilité reconnus aux Canaries (Masson et al. 2002). Par ailleurs, des coulées de débris ont également été identifiées au large de l'archipel Canarien : les « Canary debris flows » (40000 km²) et les « Sahara debris flows » (48000 km²). Ces deux coulées de débris ont été initiées sur des pentes immergées, la première au nord-ouest de l'île El Hierro, la seconde au large de la marge Africaine (Figure I.21) (Masson, 1996, 2006; Roberts and Cramp, 1996 ; Talling et al., 2007, 2012).

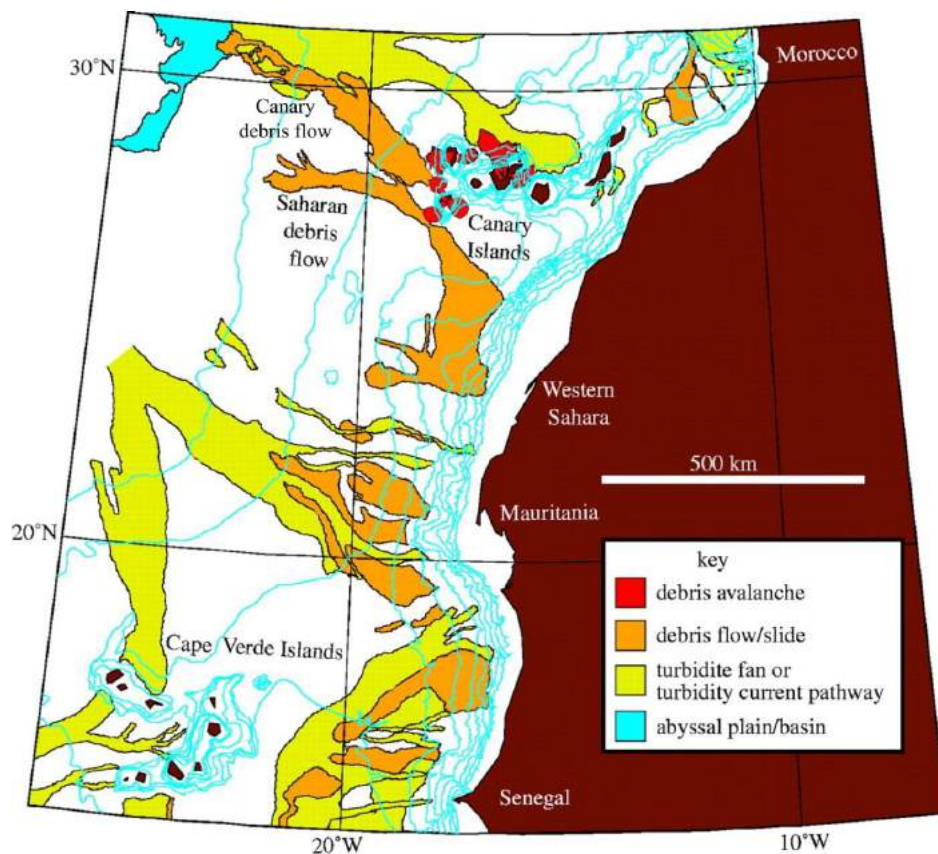


Figure I.21 : Distribution des dépôts d'instabilités sur les fonds marins au large de la marge ouest Africaine et des Canaries. Les vastes coulées de débris « Canary debris flows » et « Sahara debris flows » sont également représentées (d'après Masson et al., 2006).

Elles peuvent être associées à l'emplacement d'avalanches de débris en amont de la pente, comme cela est le cas des « Canary debris flows », interprétés comme le remaniement de sédiments hémipélagiques par l'avalanche El Golfo, au nord-ouest d'El Hierro (Figure I.20 ; Masson, 1996; Urgeles et al., 1997). Ce qui n'est pas le cas des « Sahara debris flows », car initiées au niveau de la marge continentale Africaine, et donc indépendantes de tout

glissement d'origine volcanique. L'écoulement de ces dernières a toutefois considérablement érodé les flancs sous-marins de l'île El Hierro (Gee et al., 1999). Par ailleurs, les dépôts associés ne représentent pas forcément un seul évènement mais une succession de coulées ayant parcouru plusieurs centaines de kilomètres, depuis la marge jusqu'aux plaines abyssales (Gee et al., 1999). Enfin d'importants dépôts turbiditiques sont également reconnus au large des îles, notamment dans la plaine abyssale de Madeira au nord de l'archipel et seront décrits ultérieurement dans le texte. L'ensemble de ces instabilités est illustré dans la Figure I.22.

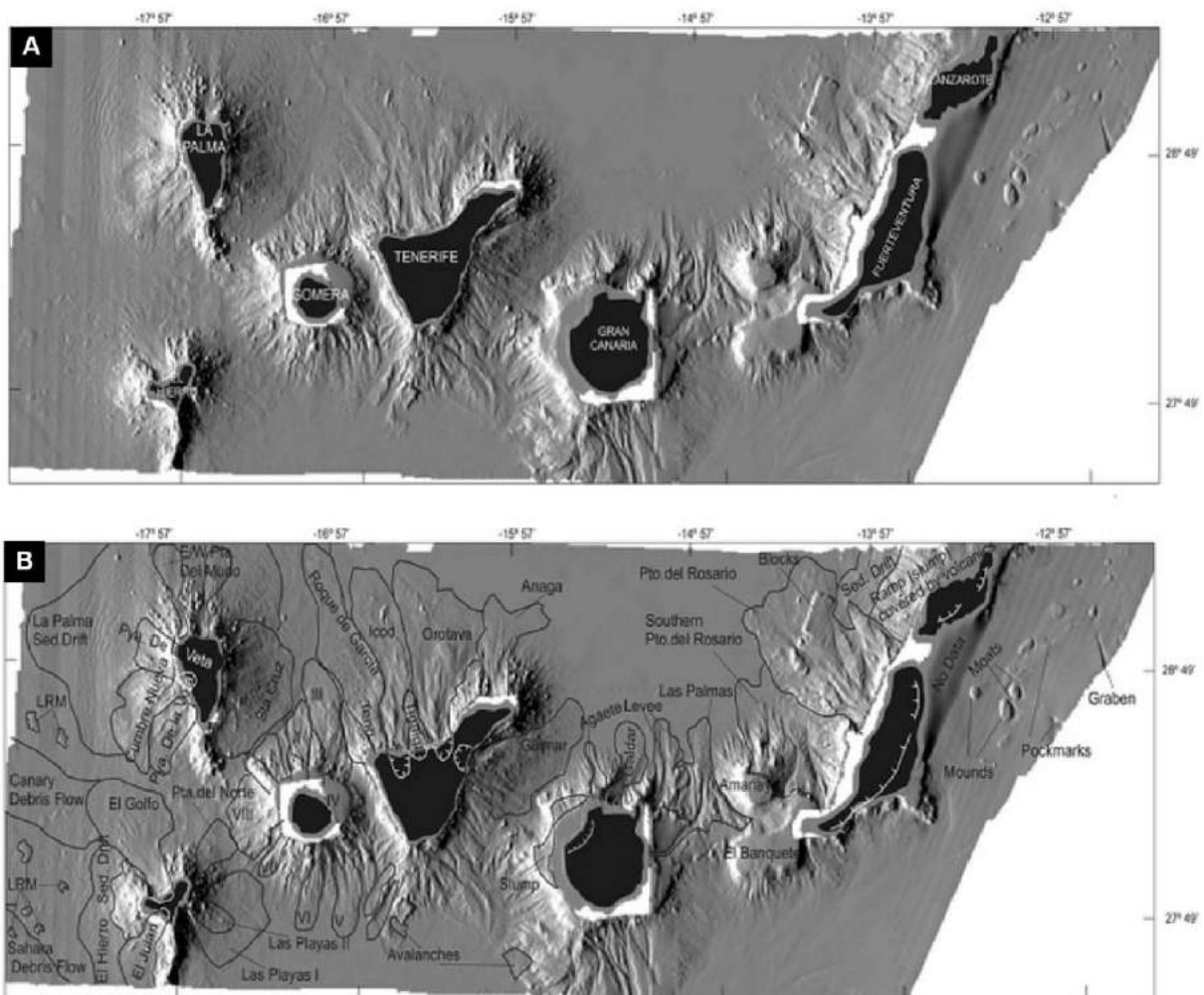


Figure I.22 : (A) Carte en relief des fonds marins au large des îles des Canaries et (B) Mêmes cartes montrant la distribution des dépôts d'instabilités et les cicatrices à terre correspondantes. LRM : Low Relief Mounds (Clift et Acosta, 2007).

La première campagne de forage s'est déroulée en 1994, lors du leg 157 où 4 sites ont été forés dans le talus volcanoclastique au nord (sites 953 et 954) et au sud (955 et 956) de l'île de Gran Canaria (Figure I.23.A) où culmine le volcan de Roque Nublo. Les sites de forages ont été choisis stratégiquement au niveau de lignes sismiques précédemment acquises dans la région (Figure I.23.B) (Schmincke et al., 1995).

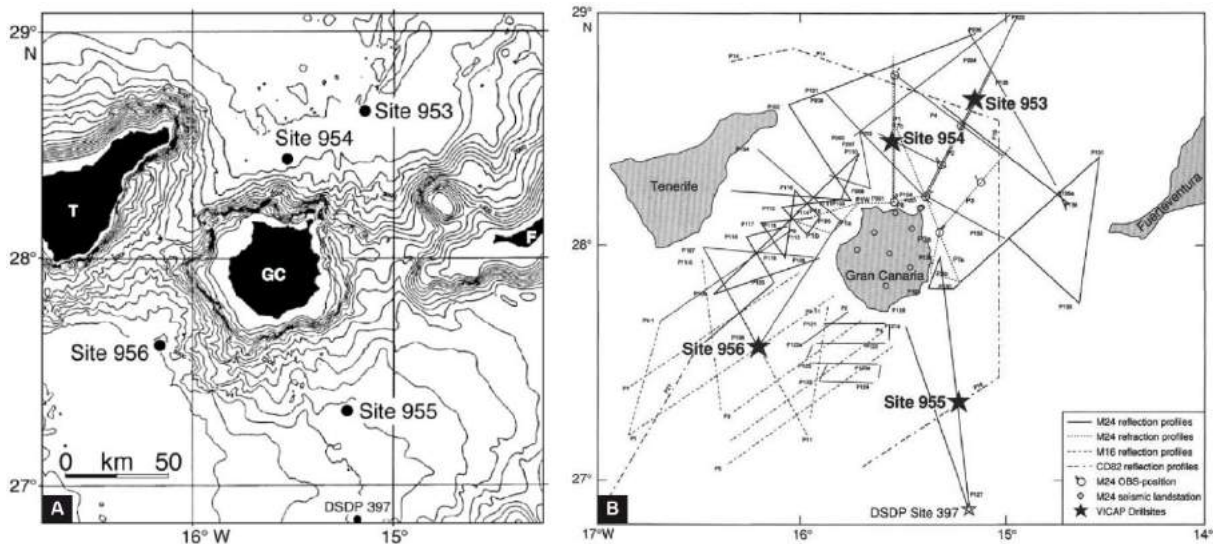


Figure I.23 : (A) Localisation des sites de forages 953 à 956 (ODP, leg 157) (Van Den Bogaard., 1998), (B) Couverture des profils sismiques au large de l'île de Gran Canaria (Schmincke., 1995).

Localisées entre 30 et 70 km au large de l'île, les carottes sont majoritairement constituées de dépôts turbiditiques volcanoclastiques et de coulées de débris. Au nord, l'analyse des forages au site 953 (série la plus épaisse et plus complète : 1159 m de sédiments) a notamment permis de corréliser les différents dépôts aux différentes phases d'évolution du volcan. Ainsi, deux dépôts de coulées de débris reconnus dans les carottes sont constitués de hyaloclastites (identifiés également sur les données de sismique réflexion ; Figure I.24), associés à des effondrements majeures du volcan liées à la phase de volcan bouclier sous-marin (Funck et Schminck., 1998; Schmincke et Sumita, 1998). D'autres dépôts du même type sont corrélés par Sumita et al. (2001) aux dépôts d'avalanches de débris de Guïmar, dont la structure en fer-à-cheval est située à plus de 150 km (côte est de Tenerife) (Figure I.22). Ceci suggère donc un processus de remaniement des avalanches de débris en coulées de débris qui se propagent au moins sur 70 km de plus. Par ailleurs, l'émersion et la

croissance du volcan semblent avoir été marquées par des phases d'érosion importantes, comme en atteste la présence de dépôts turbiditiques distaux (Schneider et al., 1997 et Schmincke et al., 1998). Au sud de l'île (sites 955 et 956), le talus volcanoclastique est également composé de dépôts turbiditiques très épais, provenant essentiellement de la marge continentale Africaine. Il est également constitué d'un épais dépôt de coulée de débris (> 80 m) qui serait associé à l'un des nombreux événements d'effondrement ayant affecté le volcan lors de son immersion.

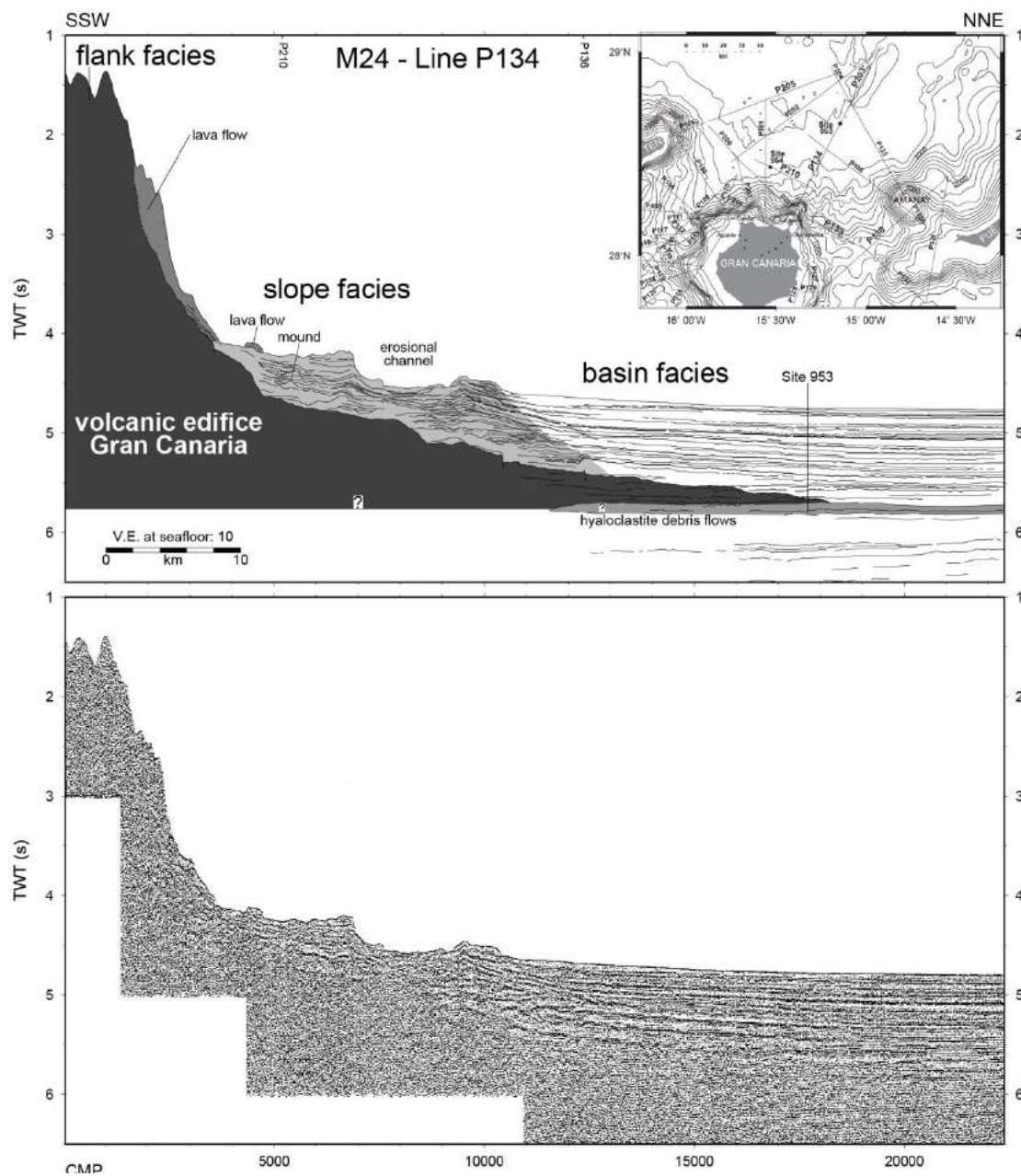


Figure 1.24 : *Interprétation du profil sismique de la ligne P134 (localisation dans l'insert). Le site de forage 953 est annoté (Schmincke et al., 1998).*

Plus récemment, des carottages ont été réalisés à l'ouest de l'archipel (Figure I.25.A). Les îles de La Palma, El Hierro et Tenerife sont également affectées par des processus d'effondrement générant des avalanches de débris (Masson et al., 2002 ; Acosta et al., 2003) ou des courants de turbidités profonds, qui se mettent en place dans la plaine abyssale de Madeira. Cette dernière située à 500 km à l'ouest des îles, est profonde de 5000-5500 m (Figure I.25.A) (Weaver and Kuijpers, 1983; Weaver et al., 1992; Wynn et al., 2000, 2002), et connectée au bassin d'Agadir à l'ouest via le *Madeira Distributary Channel System* (MDCS) (Figure I.25.A). L'avalanche de débris Icod représente le dernier effondrement de flanc sur l'île de Tenerife (Hunt et al., 2011, 2013) (Figures I.22 et I.25.B). Elle est constituée de 320 km³ de matériel volcanique (Hunt et al., 2011, 2013), s'épanchant sur une surface de 1700 km² (Acosta et al., 2003) et ayant parcouru une distance de 105 km (Figure I.25.B). De nature cohésive, le dépôt est constitué de blocs relativement petits, composés de matériaux pyroclastique et de laves, ce qui confère une nature plus cohésive au matériel lors de l'écoulement (Watt et al., 2014). La composition des dépôts turbiditiques mis en évidence par les forages opérés dans la plaine de Madeira et associés au glissement, ont notamment permis de montrer que ce dernier se serait mis en place en plusieurs fois, comme bien d'autres glissements de l'archipel (Hunt et al., 2011, 2013) (Figure I.25.B).

Il apparaît donc clairement que l'ensemble des données collectées dans les forages apporte des informations cruciales quant à l'origine, à la nature et au mode d'emplacement des dépôts. Toutefois il est important de noter que ces forages restent distaux par rapport aux îles volcaniques et donc en aval des dépôts d'avalanches de débris (Figure I.25.A), ce qui permet essentiellement d'étudier les dépôts turbiditiques qui y sont associés.

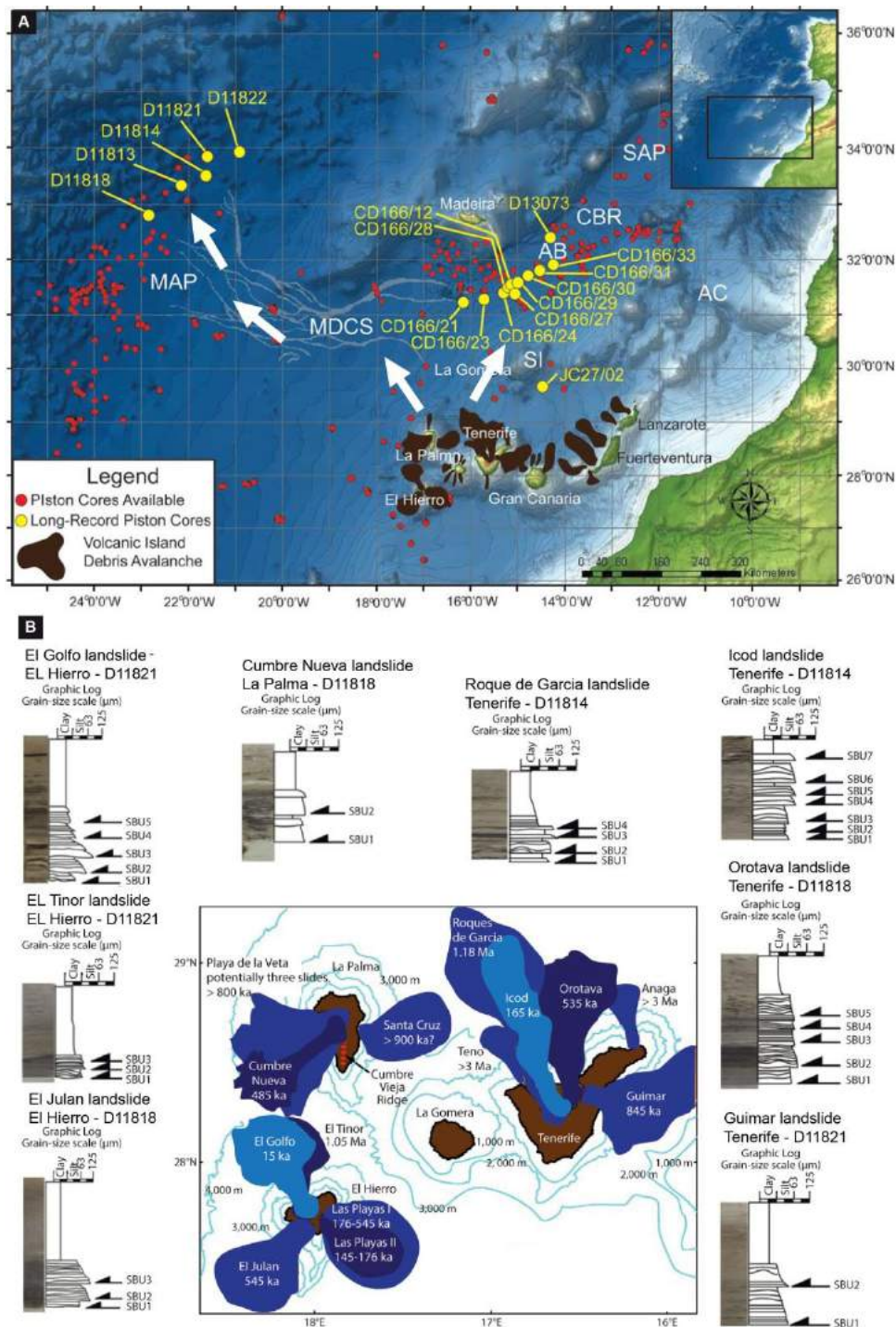


Figure I.25 : (A) Carte du système turbiditique Marocain (Moroccan Turbidite System), au nord-ouest de l'Afrique, montrant la distribution des glissements dans les îles à l'ouest de l'archipel des Canaries. MAP : Madeira Abyssal Plain, MDCS : Madeira Distributary Channel System, AB : Agadir Basin, SI : Selvage Islands, AC : Agadir Canyon, CBR : Casablanca Ridge and SAP : Seine Abyssal Plasin (Hunt et al., 2013a). Les carottes forées dans cette région sont également annotées et celles prélevées dans la plaine abyssale de Madeira sont illustrées en (B) (d'après Watt et al., 2014).

- En domaine de subduction

Les processus d'instabilités affectent également les volcans insulaires localisés dans les zones de subduction. Nous citons ici brièvement deux exemples situés de part et d'autre du Globe, avant d'introduire le cas des Petites Antilles.

➤ Ritter Island

Ritter Island est une île volcanique, localisée au sud de la mer de Bismark, entre la Nouvelle-Bretagne et la Papouasie Nouvelle-Guinée (Figure I.26.A). Issue de la subduction de la plaque Indo-Australienne sous la plaque Eurasienne, le volcan est très actif et est entré en éruption pour la dernière fois en 2007. Le 13 mars 1888, une éruption mineure se produit et déclenche un effondrement majeur du flanc ouest du volcan (Cooke et al., 1981). La hauteur de l'édifice est réduite de 780 m et une structure en amphithéâtre large de 4.4 km par 3.5 km creuse l'édifice (Johnson, 1987) (Figure I.26.C). L'avalanche de débris qui en résulte a été estimée à 5 km³, représentant deux fois le volume déstabilisé lors de l'éruption du Mont St-Helens en 1980 (Figure I.13). Une seule campagne océanographique a été menée en 1985 afin d'imager, via des données de bathymétrie, la zone au large de l'île. Or le faisceau ne pouvant pas sonder au-delà de 1000 m, seuls deux monticules (*mounds*) ont été identifiés au large de la structure (Figure I.26.B). Peu d'études supplémentaires ont été menées sur l'évènement et aucune autre donnée de bathymétrie ou de sismique réflexion ne permet d'imager les dépôts épanchés en mer. Toutefois, à titre de comparaison, on constate une différence de deux voire trois ordres de grandeurs entre les volumes déstabilisés sur l'île de Ritter et ceux déstabilisés au large des îles d'Hawaii (Nuuanu : 5000 km³) et des Canaries (Icod : > 300 km³). Par ailleurs, des travaux de simulation (Ward et Day, 2003) se sont intéressés à la vague générée par l'évènement. Les auteurs ont ainsi modélisé une vague de plusieurs dizaines de mètres de haut et se propageant jusqu'aux côtes des îles avoisinantes à une centaine de kilomètres, ce qui corrèle avec les observations et écrits de l'époque. Les auteurs concluent que l'effondrement du flanc du volcan Ritter est le plus grand effondrement de flanc de volcan enregistré dans les temps historiques (Ward and Day., 2003).

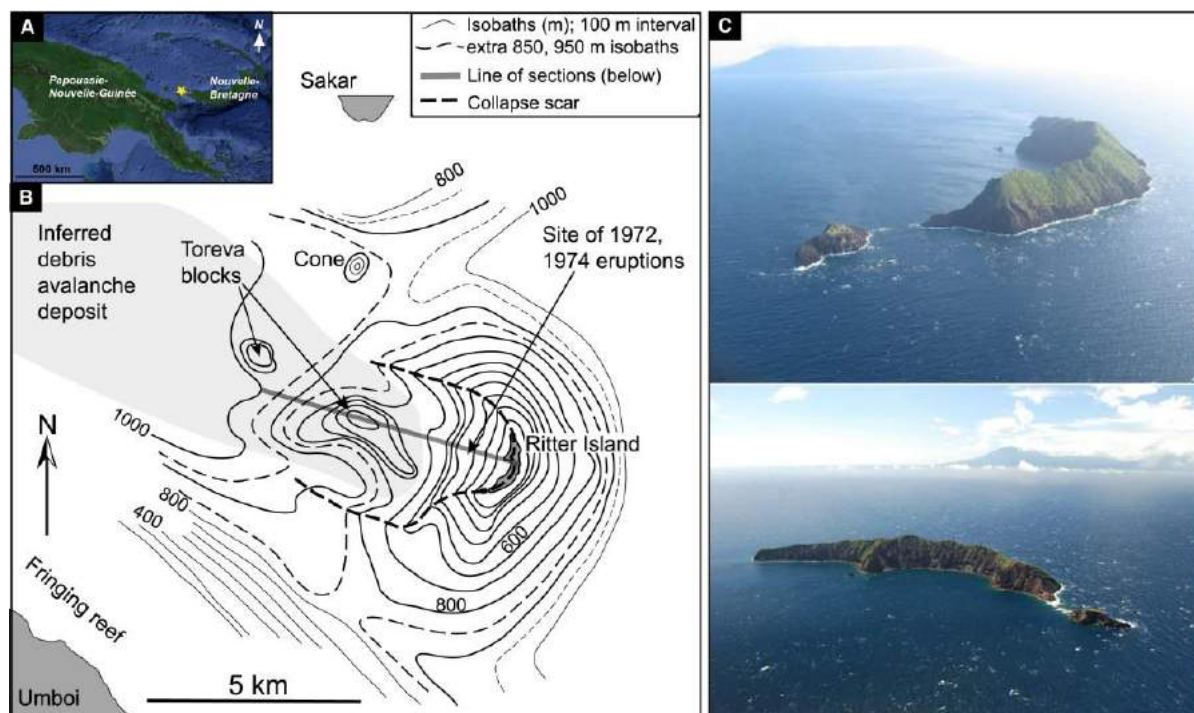


Figure I.26 : (A) Localisation de Ritter Island en Mer de Bismark, (B) Topographie de l'île illustrant la géométrie de la structure d'effondrement sur l'île (d'après Johnson, 1987), et les deux monticules identifiés dans l'alignement de la structure à terre (via les données de bathymétrie acquises lors de la campagne Dick Smith Explorer en 1985), (C) Photographies de l'île. L'imposante cicatrice en fer-à-cheval dirigée vers l'ouest, atteste de l'ampleur du phénomène d'effondrement ayant affecté le volcan en 1988 (Cooke, 1981 et Johnson, 1987).

➤ Le volcan Augustine

De l'autre côté du Pacifique, en Alaska, le volcan Augustine fait partie de l'arc volcanique Aléoutien lié à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Nord-Américaine (Figure I.27.A). Sujet à de nombreux cycles de destruction et de construction au cours de son histoire éruptive, le volcan s'est déstabilisé pour la dernière fois en 1883, détruisant le flanc nord du volcan et produisant un dépôt d'avalanche de débris de 0.3 km^3 (*The Burr Point debris avalanche*). Ce dernier s'est déposé à terre et en mer sur une surface totale de 21 km^2 et jusqu'à 2 km au large de l'île (Siebert et al., 1989, 1995) (Figure I.27.C). Bien que la cicatrice à terre soit difficilement identifiable car recouverte par des événements plus récents, les données bathymétriques ont permis d'identifier les blocs aux morphologies en hummocks caractéristiques, et d'estimer le volume correspondant (Siebert et al., 1995) (Figure I.27.C). L'étude stratigraphique et topographique de l'île (Begét et Kienle, 1992) a

notamment mis en évidence 11 évènements d'effondrement ayant affecté le volcan en l'espace de 2000 ans, (Figure I.27.B) ce qui revient à une fréquence importante d'effondrement tous les 150-200 ans. Cette récurrence serait alimentée par l'important flux magmatique, 10 à 100 fois supérieur à l'ensemble des flux magmatiques en domaine de subduction (Crisp, 1984). Toutefois ce taux reste toujours inférieur à ceux des volcans de point chaud comme au Kilauea et Mauna Loa à Hawaii (Holcomb, 1987 ; Lockwood, 1987). Seulement 100 ans après son effondrement en 1883, le volcan avait repris sa taille originelle. Comme dans le cas du volcan de Ritter Island, l'avalanche de débris générée par l'effondrement de 1883 aurait produit une vague de 10 m de haut, se propageant sur une distance de 100 km. Aucune perte humaine n'a été associée à l'événement et les dégâts occasionnés mineurs. Toutefois, les îles Cook sont aujourd'hui occupées par 250 000 personnes et des infrastructures pétrolières importantes qui, associés à la récurrence des processus d'effondrement du Mont Augustine, en font une zone particulièrement à risque.

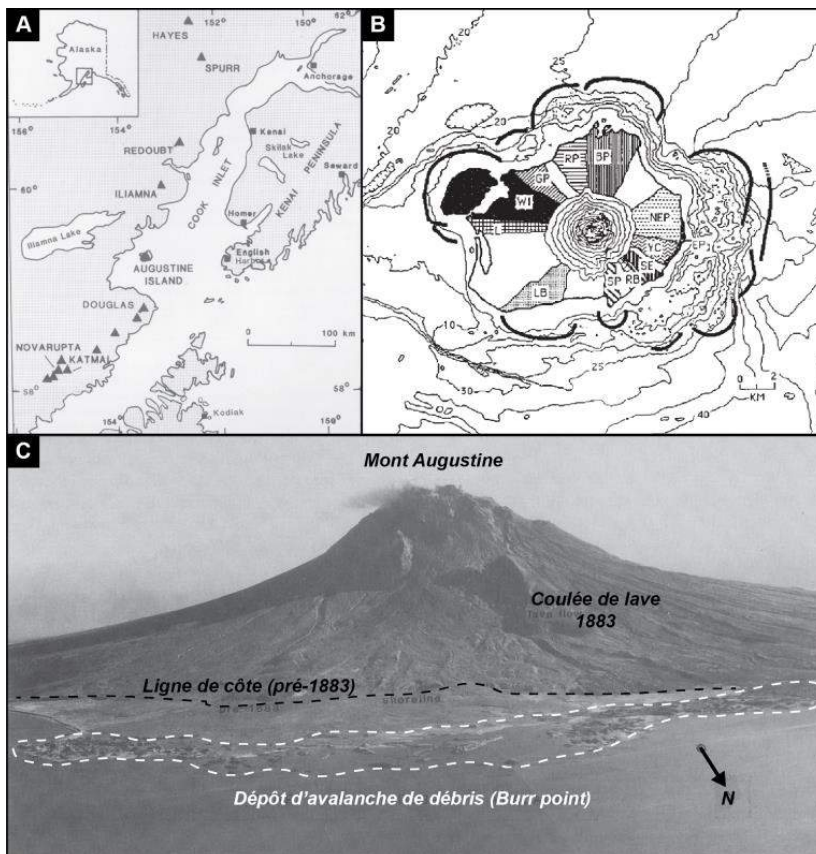


Figure I.27 : (A) Carte de localisation du Mt Augustine au sein de l'Arc Aléoutien, (B) Carte topographique répertoriant les 11 dépôts d'avalanches de débris reconnus dans l'histoire éruptive du volcan, (C) Photographie du Mt. Augustine, vu du Nord-Est montrant les dépôts d'avalanche de débris issus de l'effondrement du flanc nord du volcan (modifié d'après Siebert et al., 1995).

I.2.3 Synthèse sur les caractéristiques des processus d'instabilité en domaine marin

Au travers des différents exemples décrits, il apparaît clairement que les environnements sous-marins sont propices aux processus d'instabilités gravitaires. Par ailleurs, la littérature sur ces derniers est considérable et montre combien ils sont variés, tant au niveau de leurs origines qu'au niveau des dépôts qu'ils génèrent. Il est parfois difficile de s'y retrouver car en fonction des spécialistes qui les décrivent (sédimentologues, volcanologues...), les termes utilisés ne sont pas toujours les mêmes. Nous tentons ici de proposer une classification et une nomenclature que nous utiliserons par la suite dans le manuscrit pour décrire les processus d'instabilité aux Antilles.

I.2.3.a Classification des différents processus d'instabilité

Plusieurs classifications des différents processus d'instabilité existent dans la littérature, en fonction des modes de transport, des matériaux impliqués, ou encore des dépôts qui en résultent. Dans le cadre de cette thèse, nous avons souhaité définir notre propre classification (Figure I.28), basée sur notre contexte d'étude, tout en intégrant les autres types d'instabilités reconnues dans d'autres contextes géologiques et décrits précédemment dans la *section 1*. Par conséquent, nous définissons 3 principaux processus d'instabilité: (1) les processus d'effondrements de flanc aériens et sous-marins (*flank-collapse*), (2) les processus de glissements sous-marins par rupture des sédiments (*seafloor sediment failure*) puis (3) les processus qui évoluent en écoulements (*flows*), généralement en milieu sous-marin. Toutefois il convient de noter que le terme de « glissement » initialement introduit par les sédimentologues a été ré-utilisé dans le cas particulier des « glissements » de flancs de volcans, bien que le matériel impliqué soit de nature volcanique et non sédimentaire. De plus, l'échelle de temps varie entre les processus d'effondrements qui sont très rapides alors que les glissements sous-marins et les écoulements sont généralement plus lents. Enfin, un type d'instabilité n'est pas cantonné à un mode de mise en place (i.e. avalanche de débris peut être aussi bien un processus terrestre, sous-marin et mixte), comme il peut aussi évoluer entre le moment de son initiation et celui de son dépôt final (Mulder et Cochonat, 1996 ; Mulder et Alexander, 2001). Cela peut être le cas d'une coulée de débris qui peut évoluer en écoulement liquéfié, ou fluidisé voire en courant turbiditique. Cette évolution se fait via plusieurs étapes de transformations et de dilutions du courant (Middleton et Hampton., 1973).

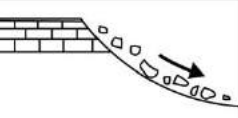
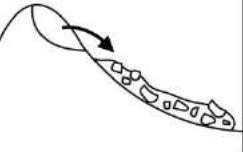

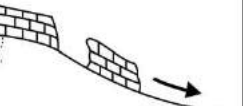

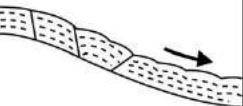
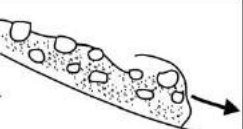
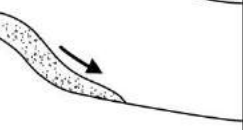
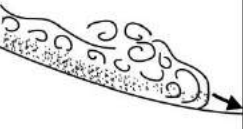
PROCESSUS	MODE DE TRANSPORT	CARACTERISTIQUES	VOLUMES (km ³)	SURFACE (km ²)	PROPAGATION (km)	EXEMPLES
1	CHUTE DE BLOCS <i>(rock fall)</i>		40.10 ⁻³	7	> 1	Baie de Lituya (Alaska)
	AVALANCHE DE DEBRIS <i>(debris avalanche)</i>		5000	23 000	235	Nuuanu (Hawaii)
2	ETALEMENT GRAVITAIRE <i>(spread)</i>		> 1.10 ⁻³	> 1	< 1	Fjord de Saguenay (Québec)
	GLISSEMENT TRANSLATIONNEL <i>(slide)</i>		24	217	18	Reloca (Marge Chilienne)
	GLISSEMENT ROTATIONNEL <i>(slump)</i>		10 000	2100	40	Hilina (Hawaii)
	REPTATION <i>(creeping)</i>		4.10 ⁻³	200	20	Golfe de Taranto (Italie)
3	COULEE DE DEBRIS <i>(debris flow)</i>		400	40 000	500	Coulée de débris des Canaries (Canaries)
	COULEE FLUIDISE / LIQUEFIEE <i>(fluidised/liquefied flows)</i>		40.10 ⁻³	< 1000	< 10	Delta du Mississipi (USA)
	COURANTS DE TURBIDITE <i>(turbidity current)</i>		210	335 000	< 1000	Icod turbidite (Canaries)

Figure I.28 : Synthèse des grands processus et modes de transports reconnus en domaines aérien et sous-marin, (modifiée d'après Stow et al., 1986). Le processus 1 réfère aux processus d'effondrements (*flank-collapse*) pouvant se produire à la fois en domaines aérien et sous-marin. Le processus 2 représente les processus de glissements sous-marins par rupture des sédiments (*seafloor sediment failure*). Le processus 3 correspond aux processus essentiellement sous-marins, qui évoluent en écoulement (*flows*). Par ordre de présentation, les exemples sont tirés de : Miller, 1960 ; Moore et al., 1994 ; Locat et al., 2009 ; Völker et al., 2009 ; Smith et al., 1999 et Moore et al., 1989 ; Rebesco et al., 2009 ; Talling et al., 2007 ; Hampton et al., 1996 et Hunt et al., 2011. Les volumes, surfaces et distances de propagation sont extraits de ces exemples.

- Les instabilités par effondrements (flank-collapses)

- Les chutes de blocs

Les chutes de blocs ou de débris (*debris/rocks falls*) correspondent au brusque mouvement gravitationnel le long d'une pente très abrupte de sédiments consolidés ou de fragments du substratum (Figure I.28). Les blocs consolidés qui se détachent (parfois hors de l'eau, on-shore) parcourent une distance qui dépend de la taille et de la forme des blocs ainsi que du gradient et de la rugosité de la surface de la pente. Les dépôts qui en résultent sont généralement constitués de blocs isolés ou d'une multitude de blocs sans matrice, concentrés en bas de pente (Prior et Doyle, 1985). Ces instabilités gravitaires sont essentiellement provoquées par l'érosion, la pression interstitielle dans les roches in-situ, ou encore l'activité sismique.

- Les avalanches de débris

Les avalanches de débris (*debris avalanche*) sont des évènements à grande échelle, catastrophiques, impliquant d'importants volumes de matériel (Figure I.28) (Mulder et Cochonat, 1996 ; Trispanas et al., 2008). Elles peuvent se produire suite à l'effondrement de marges, de flancs de montagne ou de volcans (i.e. fortes pentes), comme nous avons pu le décrire précédemment dans les archipels Hawaïien et Canarien (Figure I-20) (Moore et al., 1989, 1994 ; Urgeles et al., 1997, 1999, 2001 ; Masson et al., 2002, 2006). Les avalanches de débris peuvent se propager sur des distances pouvant atteindre 100 km et impliquer des volumes de plusieurs milliers de km³ (avalanche de Nuuanu, Hawaï, Figure I.15 et I.16, Moore et al., 1989). Les blocs charriés par l'avalanche peuvent avoir des dimensions conséquentes : couramment jusqu'à plus de 500 m de long et plusieurs dizaines de mètres de haut (Mulder et Cochonat, 1996), voire plusieurs kilomètres (18 km pour l'avalanche de Ruatoria ; Figure I.4 ; Collot et al., 2001). En mer comme à terre, les dépôts ont généralement une forme lobée et présentent le plus souvent des morphologies en hummocks caractéristiques. Ces blocs transportés correspondent à des morceaux du flanc de la montagne ou du volcan dont ils sont issus, et sont maintenus dans une matrice composée d'éléments plus fins. Les dépôts sont toujours mal classés, des éléments anguleux plurimétriques côtoient des éléments de taille plus petite et sont dispersés au sein d'une matrice fine. Dans les dépôts

d'avalanches de débris, les constituant (grosiers comme fins) sont souvent fracturés voire hydrothermalisés dans le cas des avalanches de débris d'origine volcanique.

- Les instabilités par rupture des sédiments (sediment failures)

- Les étalements gravitaires

Les étalements gravitaires (*spreads*) sont des processus purement gravitaires (Figure I.28). Ils s'initient sur des pentes très douces voire sur des terrains plats. L'arrivée d'un excès de charge créant une contrainte, ou la perte de cohésion des sédiments due à un phénomène de liquéfaction (suite à un séisme), peuvent être à l'origine de ces types d'instabilité. Les dépôts de *spread* peuvent être de quelques millions de m³ à plusieurs milliers de km³. Le dépôt qui en résulte présente des structures en extension à l'arrière de la masse étalée (dues au mouvement d'affaissement), compensées à l'avant par un régime compressif, matérialisé par la formation de rides de compression et un front topographique à la surface du dépôt (Locat et al., 2001 ; Brun et Fort, 2008).

- Les glissements *sensu stricto*

Le processus de « glissement » se décline en deux catégories : les glissements translationnels (*slides*) et les glissements rotationnels (*slumps*) (Figure I.28). Ces derniers sont des mouvements de masse sédimentaires cohérents, glissant sur une surface de décollement basal, limités de tous les côtés par des plans de rupture distincts, en particulier en amont par un escarpement de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (Coleman et Prior, 1988 ; Mulder et Cochonat, 1996). La différence entre les deux processus réside dans l'état de conservation de la masse glissée et du degré de déformation du matériel constitutif.

Les glissements rotationnels (*slumps*) se mettent en place le long d'une surface de rupture courbe et dont le matériel transporté subit de ce fait une rotation (Hampton et al., 1996; Mulder and Cochonat, 1996) (Figure I.28 et I.29). Le matériel se déforme en extension en amont, et, si le milieu est confiné, en compression en aval. Le plan de rupture peut s'enraciner à sa base sur un plan de stratification auquel cas, la surface de glissement peut devenir plane. Les glissements translationnels (*slide*) quant à eux s'initient le long d'une

surface de rupture plane et parallèle à la stratification dans la majorité des cas (Figure 1.28 et I.29) (Hampton et al., 1996; Mulder and Cochonat, 1996). En domaine sous-marin, les glissements s'initient souvent sous forme de *slide*, mais évoluent très vite en *slump*. Les dépôts qui en résultent peuvent présenter deux morphologies distinctes : soit ils sont frontalement confinés (*frontally confined landslide*), soit ils sont frontalement émergents (*frontally emergent landslide*) (Figure I.7). Les premiers se caractérisent par un glissement en translation restreinte qui ne surmonte pas les niveaux non déformés en place à l'aval (Figure I.7.A). Dans le cas des glissements émergents, une translation plus importante se produit, et la masse sédimentaire en mouvement chevauche - via une rampe frontale - les niveaux non déformés en place à l'aval pour translater ensuite à nouveau sur le fond océanique (Figure I.7.B). Dans les deux cas, des déformations en plis et chevauchements caractérisent l'extrémité des glissements et la masse en amont peut être caractérisée par des déformations faibles (bancs inclinés et micro-faillés) à modérées (convolutes et bancs inclinés/plissés). Lorsque la déformation devient suffisamment importante, avec notamment une liquéfaction partielle de la masse par des pressions de fluide interstitiel élevées, alors la masse de sédiments glissés quitte le domaine des slides/slumps et se transforme en coulées de débris (Mulder et Cochonat., 1996 ; Iverson et al., 1997). Les glissements émergents sont souvent associés à des coulées de débris et des courants de turbidité profonds. Par ailleurs, ils affichent un front morphologique en surface, lié à la rampe frontale en profondeur qui n'apparaît pas sur les glissements confinés.

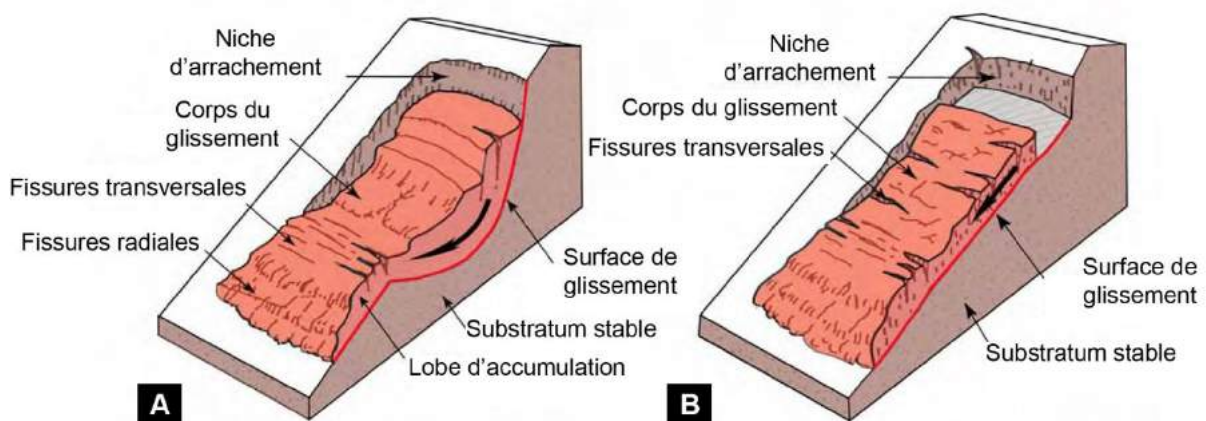


Figure I.29 : Blocs diagrammes illustrant (A) les glissements rotationnels (*slumps*) et (B) les glissements translationnels (*slide*).

- La reptation

Le fluage des sédiments, ou également appelé reptation (*creeping*), est un mouvement se mettant en place très lentement, via un processus de déformation plastique lente, graduelle et continue des sédiments sous l'effet d'une charge (Figure I.28) (Mulder and Cochonat, 1996; Canals et al., 2004). Le phénomène peut s'initier sur des pentes modérées à faibles. La pression induite par la colonne sédimentaire au-dessus de la surface de décollement génère une charge constante. De fait, la contrainte appliquée produit une variation de la pression interstitielle qui crée la déformation (Stow et al., 1986; Mulder et Cochonat, 1996). Les dépôts consistent en strates inclinées et présentant de faibles déformations internes. Si les contraintes physiques évoluent (e.g. chocs dus à un séisme, infiltration de fluides, augmentation de la charge), la reptation peut évoluer et se transformer en glissement sédimentaire (Mulder et Cochonat, 1996 ; Lee et Chough, 2001).

- Les instabilités par écoulements (flows)

- Les coulées de débris

Les coulées de débris (*debris-flow*) sont constituées de fragments de taille variable (sable, gravier, bloc) maintenus en suspension par une matrice cohésive (argile et silt) (Postma, 1986 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Mulder et Alexander, 2001) (Figure I.28). Elles résultent généralement d'un apport d'eau considérable (fortes pluies, fontes des neiges). L'eau est absorbée par les débris, ajoutant du poids au matériel et créant un écoulement. Les coulées de débris peuvent également être associées à la mise en place d'avalanche de débris en mer. Le transport des coulées de débris est favorisé par la cohésion de la matrice qui lui permet de maintenir sa densité, de s'écouler et de transporter de grands blocs isolés (Rodine et Johnson, 1976). Une couche mince d'eau peut toutefois s'insérer à la base de l'écoulement, on parle alors d'hydroplaning (Mohrig et al., 1998). Ce dernier diminue les forces de frottement basal et le pouvoir érosif de la coulée, favorisant ainsi sa propagation. Dès lors que les forces résistantes sont supérieures aux forces motrices, les coulées de débris s'arrêtent et se figent, on parle alors de *freezing* (Middleton et Hampton, 1973 ; Stow., 1992). Les dépôts qui en résultent sont généralement massifs, avec une répartition aléatoire des éléments grossiers au sein de la matrice argilo-sableuse. En revanche, la partie basale de l'écoulement peut

présenter un granoclassement inverse ou conserver des blocs imbriqués grâce au cisaillement durant le transport de la coulée de débris (Middleton et Hampton, 1973).

➤ Les coulées fluidisées ou liquéfiées

Les coulées fluidisées ou liquéfiées (*fluidised* ou *liquefied flows*) sont appelées coulées denses hyper-concentrées et concentrées (Mulder et Alexander, 2001) (Figure I.28). Ce sont des coulées de matériaux constitués de particules non cohésives (type sable) maintenues en suspension par la surpression du fluide interstitiel. Elles résultent de l'injection d'un fluide à travers le sédiment (fluidisation) ou de de l'application d'un stimulus externe, comme les séismes (liquéfaction). Ces coulées se propagent librement, même lorsque la pente est très faible et peuvent atteindre des volumes de plusieurs dizaines de millions de m³ (e.g. < 0.2° et 4.10⁷ m³ dans le delta du Mississippi, Prior et Coleman, 1978). Si le mélange eau-sédiment est homogène, on parle alors de coulées liquéfiées. Ce dernier est possible tant que la surpression interstitielle est supérieure à la pression hydrostatique. Les phénomènes de liquéfaction et de fluidisation peuvent également réduire voire éliminer la résistance au cisaillement d'un matériau en augmentant la pression interstitielle de fluide (Nichols, 1995). Les dépôts qui en résultent sont massifs et homogènes, de composition essentiellement silteuse ou sableuse, et peuvent présenter des figures d'échappements de fluides (*Dishes structures* ou *dykes*, Nardin et al., 1979). Une coulée de débris peut évoluer en coulées hyperconcentrées et concentrées (Laval et al., 1988). Les coulées concentrées peuvent également se transformer en continu en courants de turbidité (Mulder et Alexander, 2001).

➤ Les courants de turbidité

Les courants de turbidité (*turbidity currents*) constituent des courants de densité ou courants gravitaires dans lesquels la turbulence du fluide maintient la dispersion des grains (Figure I.28) (Kneller et Buckee., 2000). On distingue deux types de courants : les courants de basse et haute densité, dépendant de la concentration des sédiments dans le fluide (Middleton et Hampton, 1973 ; Nardin et al., 1979 ; Lowe, 1982 ; Mulder et Cochonat, 1996). Un courant de turbidité est constitué de 3 parties principales : la tête, le corps et la queue (Middleton et Hampton, 1973), puis deux parties dans sa hauteur : une couche basale dense ayant une vitesse et une concentration en sédiments plus importante que la partie sus-jacente. Cette

dernière est formée d'un nuage turbulent (Middleton et Hampton, 1973 ; Postma et al., 1988). Ces processus se mettent en place généralement en domaine marin profond, et peuvent déplacer des sédiments en suspension sur des distances considérables, plusieurs centaines de kilomètres, comme nous avons pu le constater au large des archipels Hawaïen et Canarien (Figure I.18). Ils peuvent également atteindre des vitesses élevées : la rupture successive de câbles télégraphiques sous-marins a notamment permis de calculer une vitesse de 60-100 km/h dans le cas du courant de turbidité des Grands Blancs de 1929 (à la suite d'un tremblement de terre au sud de Terre-Neuve). Au cours de son transport, la différence entre les forces de frottements et les forces motrices influence la durée de l'écoulement (Stow, 1996).

1.2.3.b Méthodes de prospection et d'identification des dépôts d'instabilités

Le domaine sous-marin offre peu d'accessibilité et donc peu de facilité pour observer et étudier en direct les processus d'instabilités gravitaires. Toutefois le développement des méthodes d'imagerie des fonds marins a permis de palier à ces difficultés. Dans ces méthodes, sont comprises :

- La bathymétrie multifaisceaux, basée sur la rétro-diffusion d'ondes sonores, cette technique permet de mesurer la profondeur des fonds marins et d'en déterminer la morphologie ;
- Les profils de sismiques réflexion/réfraction, basés sur la propagation d'ondes sismiques. Cette méthode permet d'imager en profondeur, à faible ou haute résolution (fonction de la fréquence) ;
- Les sondeurs de sédiments, qui utilisent des fréquences intermédiaires et permettent d'imager les interfaces superficielles sous les fonds marins avec une bonne résolution;
- Les sonars latéraux, qui émettent des ondes acoustiques et permettent d'imager les fond marins;
- Les opérations de dragages ou de forages permettent d'échantillonner le matériel identifié via les méthodes décrites précédemment, seulement en surface (pour le dragage) ou plus en profondeur (pour les forages).

1.2.3.c Les facteurs d'instabilité

La stabilité d'une pente est définie par l'interaction entre deux types de forces : (1) la résistance au cisaillement du matériel in-situ et (2) la force motrice ou contrainte cisailante (générée par le poids du matériel) à laquelle il est soumis. Si la force motrice augmente et/ou la force résistante au cisaillement diminue, de telle sorte que la première soit supérieure à la seconde, alors il y a rupture (Hampton et al., 1996 ; Locat et Lee, 2002 ; Canals et al., 2004).

Au-delà de la simple configuration des pentes, plusieurs stimuli externes peuvent influencer leur état de stabilité. Ils sont variés et c'est souvent la conjonction de plusieurs d'entre eux qui détériore la stabilité d'une pente, jusqu'à occasionner sa déstabilisation (Hampton et al., 1996 ; Mienert et al., 2002). On en distingue deux types : (1) les facteurs prédisposant, représentant les mécanismes agissant à long terme et (2) les facteurs déclenchant, agissant à court terme (Hampton et al., 1996 ; Locat et Lee, 2002 ; Leroueil et al., 2004).

- Les facteurs prédisposants

Le premier facteur prédisposant à l'instabilité est naturellement l'existence d'une pente capable de générer une contrainte cisailante. Toutefois, une forte pente ne suffit pas toujours à produire un glissement et seule l'association avec d'autres facteurs prédisposants génère son instabilité (Kenter, 1990). De plus, des pentes très faibles (inférieures à quelques degrés) sont capables de déclencher des instabilités, qu'elles soient de nature silicoclastiques (McAdoo et al., 2000 ; Talling et al., 2007) ou encore carbonatées (Spence et Tucker, 1997). Par conséquent, l'angle de la pente est un facteur de causalité à long-terme, incapable de déclencher à lui-seul une instabilité, mais constitue une condition nécessaire à celle-ci (Hampton et al., 1996 ; Sultan et al., 2004). D'autres facteurs, d'ordre secondaire et dépendants du contexte régional, prédisposent une pente à l'instabilité tels que l'héritage sédimentaire, comme des niveaux salifères profonds (Brun et Fort, 2008 ; Loncke et al., 2006), des niveaux riches en hydrates de gaz (Bünz et al., 2005 ; Minisini et al., 2007), des niveaux de faible résistance présents en profondeur sur les flancs volcaniques (Merle et Borgia, 1996 ; van Wyk de Vries et al., 1997, 2001 ; Oehler et al., 2005), la propagation de deltas (Prior et Coleman, 1978, 1982, 1984), ainsi que des glissements antérieurs (Sultan et al., 2004a).

- Les facteurs déclenchants

A plus ou moins court-terme, plusieurs types de stimuli peuvent déclencher une instabilité - que l'on soit en domaine aérien ou sous-marin – dès lors que la contrainte cisailante est supérieure à la résistance au cisaillement des matériaux. On distingue ainsi :

- Un taux de sédimentation important, entraînant une augmentation de pression de fluide interstitiel et de niveaux sous-consolidés peu résistants au cisaillement (Mandl et Crans, 1981 ; Postma, 1983 ; Gardner et al., 1999, Mourgues et Cobbold, 2003 ; Vendeville et Gaullier, 2003 ; Bartzeko et Kopf, 2007) ;
- L'injection de gaz - notamment de méthane – dans les sédiments par décomposition de la matière organique (Prior et Coleman, 1978 ; Barnes et Lewis, 1991 ; Bünz et al., 2005), et l'effondrement d'hydrates de gaz (Laberg et Vorren, 2000 ; Sultan et al., 2004b) ;
- L'accentuation de la pente pouvant être due à des processus tectoniques (i.e. rejet de failles, blocs basculés, Callot et al., 2008 ; ou en compression, Barnes et Lewis, 1991 ; McAdoo et al., 2000 ; Cochonnat et al., 2002), ou à une flexure de la lithosphère (McAdoo et al., 2000) ;
- Des processus d'érosion à la base de la pente (par des courants marins par exemple) ;
- Les glaciations continentales (Mulder et Moran, 1995 ; Locat et Lee, 2002), entraînant une surcharge de la glace sur les sédiments sous-jacents ;
- L'eustatisme (Vernhet et al., 2006), notamment les chutes du niveau marin qui génère un phénomène de propagation de la sédimentation sur les plateaux et pentes continentaux, et donc une augmentation de la charge sédimentaire là où la pente devient forte (Hilbrecht, 1989 ; Spence et Tucker, 1997 ; Dreyer et al., 1999) ;
- L'action de la houle et des vagues de tempête (Spence et Tucker, 1997 ; Locat et Lee, 2002) ;
- L'activité des marées entraînant des variations de la pression de fluide interstitiel (Spence et Tucker, 1997) ;
- L'activité humaine, via la construction d'infrastructures sur les talus naturels, comme l'aéroport de Nice à l'origine d'un glissement catastrophique en 1979 (Genesseeux et al., 1980 ; Piper et Savoye, 1993).

- L'activité sismique, générant des tsunamis et des processus de liquéfaction (Nichols, 1995), lors de séismes de forte magnitude notamment (e.g. le glissement de Vanney dans le Fjord de Saguenay suite au séisme de 1663, Locat et Leroueil, 1988)
- L'activité volcanique, dont les produits éruptifs peuvent se déposer sur les flancs des volcans plus ou moins abrupts, et créer une charge sur des zones potentiellement instables.

1.2.3.d Les facteurs d'instabilité : le cas particulier des effondrements de flanc de volcans

De nombreux facteurs favorisent les effondrements de flanc de volcan, liés ou non à l'activité magmatique de l'édifice. Parmi les plus évoqués, on retiendra les intrusions de dyke ou de sills, de cryptodôme (Lipman et Mullineaux, 1981 ; McGuire et al., 1990 ; Iverson, 1995 ; Elsworth et Voight, 1995) ; la surcharge et l'accentuation des pentes par accumulation des produits volcaniques (Siebert, 1984 ; McGuire, 1996) ; les éruptions phréatiques de type Bandaï (Siebert et al., 1987) ; les effondrements de caldeira (Marti, 1997 ; Hürlimann et al., 1999) ; l'activité hydrothermale de l'édifice (Sekiya et Kikuchi, 1889) ; la présence de niveaux jouant le rôle de surface de décollement, pouvant être des hyaloclastites ou encore des pyroclastites, etc. ; la surpression de fluide ; ou encore l'eustatisme (McGuire, 1996 ; Quidelleur et al., 2008).

Par ailleurs, le flanc d'un volcan peut être amené à se déstabiliser suite au processus d'étalement gravitaire (*gravitational spreading*) ou à l'étalement lié à l'activité d'une rift-zone (*volcano spreading*). Dans le premier cas, la présence d'une surface de décollement à la base de l'édifice, de nature ductile, soumise aux contraintes générées par le poids de l'édifice sur cette couche ductile crée de l'étalement gravitaire. A titre d'exemple, la présence d'horizons ignimbritiques ductiles sous les édifices volcaniques de Mobamcho et Socompa ont conduit à l'étalement gravitaire de ces derniers, et la formation d'avalanche de débris (e.g. van Wyk de Vries et Francis, 1997 ; van Wyk de Vries et al., 2001, van Wyk de Vries, 2001). En domaine océanique, l'étalement gravitaire est facilité par la présence de sédiments préexistants entre la base de l'édifice et la lithosphère océanique. Enfin, le *volcano spreading* est induit par l'activité volcanique et souvent couplé à l'activité d'un rift-zone (Borgia, 1994). Les édifices du Kilauea et du Mauna Loa en font figures d'exemples (Morgan et al., 2003, 2007). Des expériences de modélisation analogique ont notamment été réalisées afin de mieux

comprendre les mécanismes d'effondrement de flanc de volcan lié à ces deux types d'étalements (Merle et Borgia, 1996 ; Oehler et al., 2005 ; Münn et al., 2006 ; Delcamp et al., 2008, 2012). Les travaux réalisés par Oehler et al., (2005) ont notamment souligné l'importance des niveaux de faibles résistances (*Low Strength Layers : LSLs*) dans le processus de *gravitational spreading* et le déclenchement d'avalanches de débris. L'impact de différents types de LSLs a été testé : sédiments marins, hyaloclastites, roches hydrothermales altérées et les deltas volcanoclastiques intra-édifice. Les expériences de modélisation analogique mettent en avant que l'étalement gravitaire d'un volcan sur un simple niveau de sédiments marins à la base de l'édifice tend à inhiber les effondrements, notamment lorsque l'épaisseur du niveau sédimentaire est supérieure à 1/10 de la hauteur totale du volcan (Figure I.30). Les auteurs suggèrent que la présence de deltas volcanoclastiques est nécessaire aux processus de effondrements de flanc de volcan, et les facilitent d'autant plus lorsqu'ils sont associés à d'autres LSLs (Figure I.30).

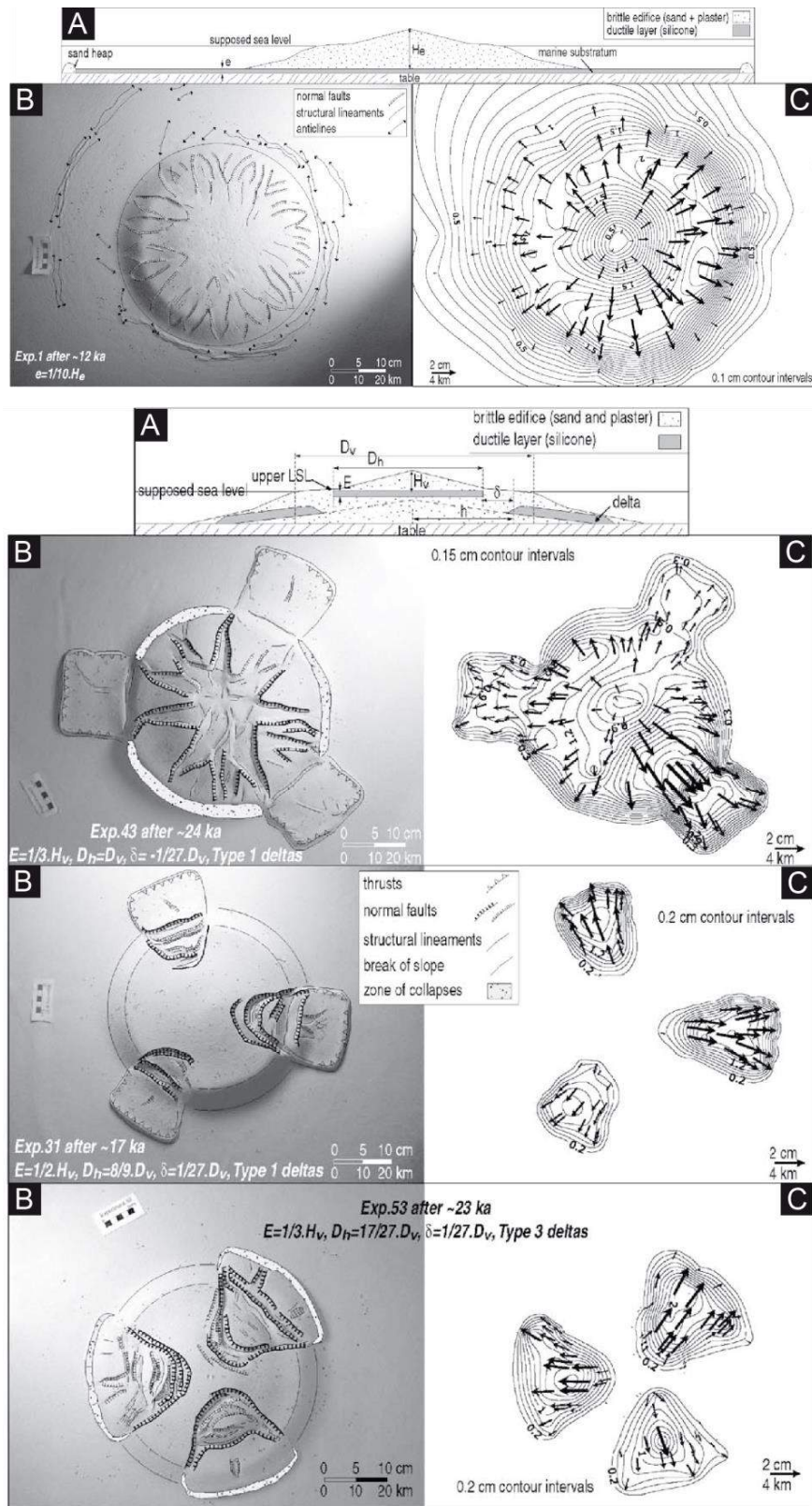


Figure 1.30 : Illustration d'une expérience de modélisation analogique testant le seul effet de sédiments marins à la base d'un édifice volcanique, avec (A) Représentations schématiques des expériences au stade initial, (B) une photographie de l'expérience à un instant donné et (C) la topographie et vecteurs de déplacement (d'après Oehler et al., 2005).

I.3 L'arc insulaire des Petites Antilles

I.3.1 Le contexte géodynamique

L'Arc des Petites Antilles résulte de la subduction des plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud sous la plaque Caraïbe, à une vitesse de 2 cm/an environ (Wadge, 1984 ; DeMets et al., 2000). Il s'étend sur 850 km depuis l'Amérique du Sud jusqu'aux Grandes Antilles (Figure I.31). Le volcanisme qui en découle est actif depuis 40 millions d'années (Martin-Kaye, 1969 ; Bouysse et al., 1990). Au nord de la Dominique, l'arc est divisé en deux: un premier arc à l'Est, principalement constitué d'une plateforme carbonatée et d'îles plus anciennes où le volcanisme est éteint (Miocène au début de l'Eocène), puis un autre arc à l'Ouest, où les îles volcaniques sont actives depuis 20 millions d'années (Figure I.31). Il a été proposé que cette bifurcation de l'Arc des Petites Antilles soit due à la subduction de la ride asismique de Barracuda (Germa, 2008), entraînant la remontée du slab ou encore un l'arrêt de l'activité volcanique (Bouysse et Westercamp., 1990).

Au sud de la Dominique, les deux arcs se rejoignent pour n'en former qu'un qui montre la superposition ou juxtaposition, selon les îles, de l'activité volcanique des deux arcs. Cette partie sud de l'Arc des Petites Antilles est bordée à l'Ouest par le Bassin de Grenade, profond de 3000 m (Figure I.32). C'est un bassin arrière-arc, typique d'une marge active (Figure I.1.B). L'Arc est propice aux processus de effondrements de flanc de volcans. Sur l'ensemble des îles de l'arc, au moins 12 volcans ont été actifs depuis les derniers 10 000 ans, et au moins 52 effondrements de flanc ont été identifiés le long des flancs des volcans des Petites Antilles (Figure I.32) (e.g., Boudon et al., 1984, 1987, 2007; Vincent et al., 1989; Deplus et al., 2001; Le Friant, 2001, Le Friant et al., 2002, 2003a, 2003b, 2004; Komorowski et al., 2005; Trofimovs et al., 2006, 2010, 2013 ; Lebas et al., 2011; Watt et al., 2012a, 2012b; Crutchley et al., 2013; Karstens et al., 2013; Cassidy et al., 2014). Nous synthétisons ici rapidement les instabilités reconnues sur les différentes îles de l'arc des Petites Antilles entre Montserrat au Nord et le Kick'em Jenny puis décrivons plus en détail les connaissances sur la Martinique avant le début de notre travail.

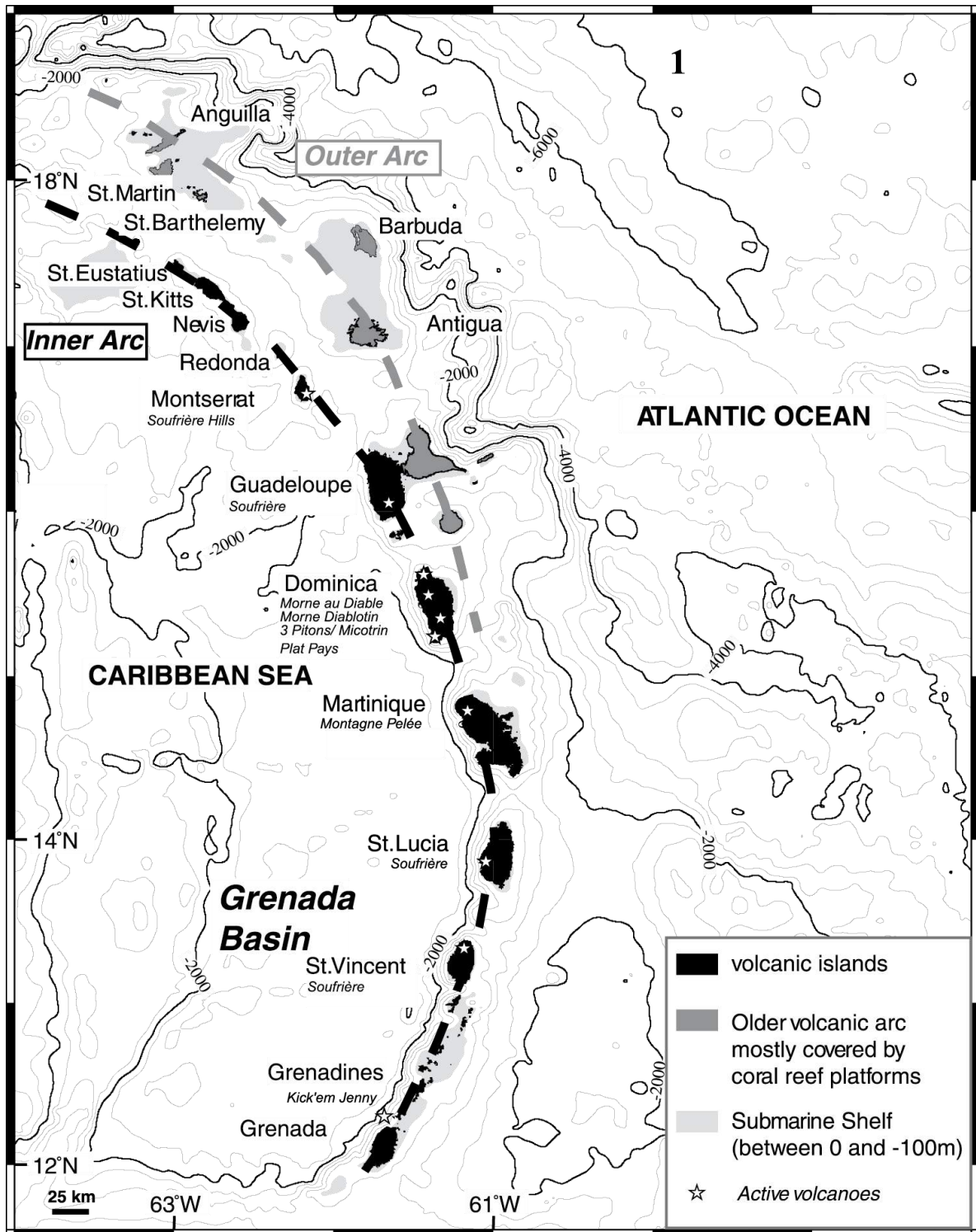


Figure I.31 : Contexte géodynamique de l'Arc des Petites Antilles. La bathymétrie est issue de Sandwell et Smith (1997). Les isobathes sont représentés tous les 500 m avec des isobathes en gras tous les 2000 m. Les îles volcaniques actives et les plateformes carbonatées sont illustrées en noir et gris respectivement (Boudon et al., 2007).

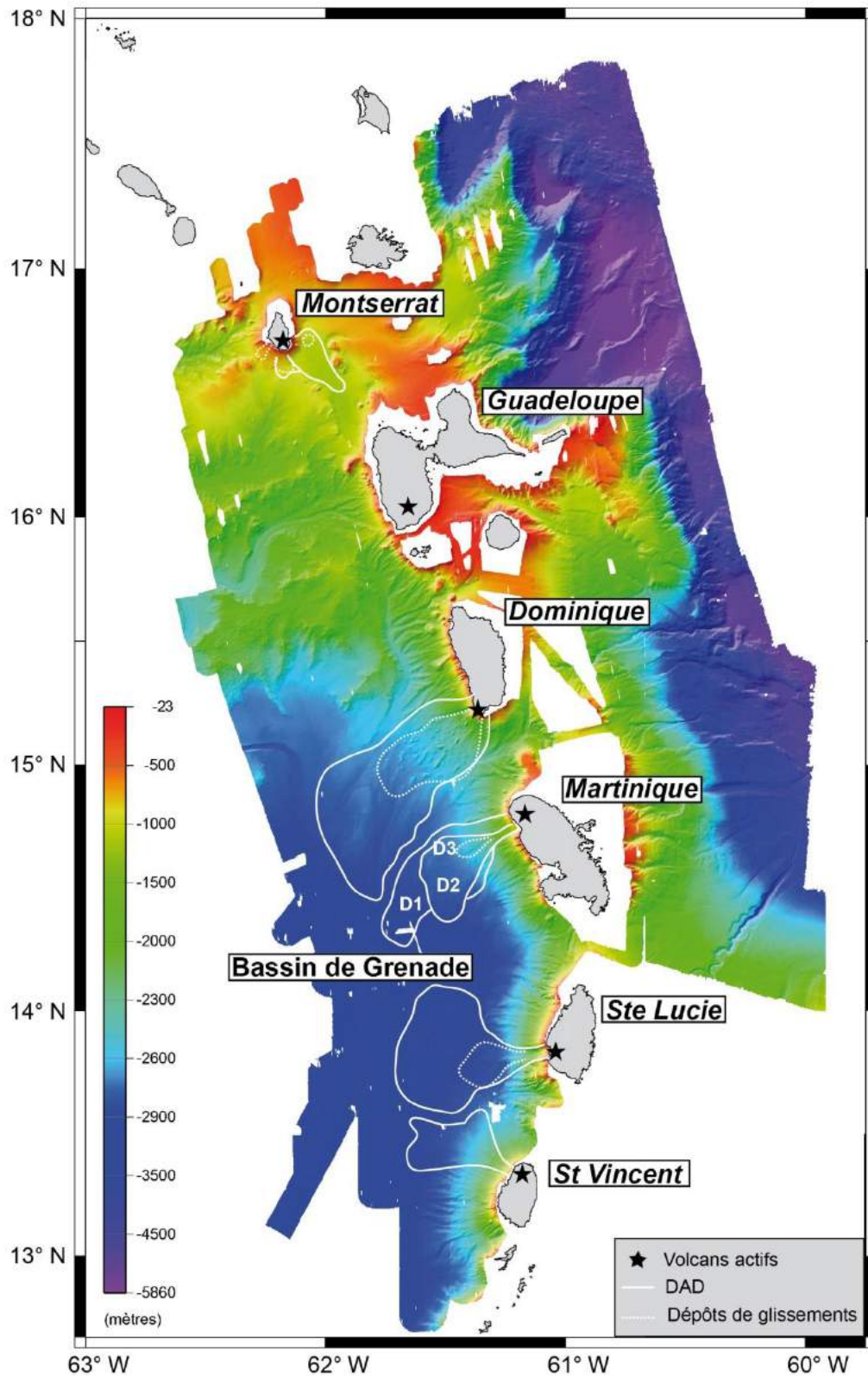


Figure I.32 : Carte bathymétrique de l'Arc des Petites Antilles (données issues des campagnes AGUADOMAR et CARAVAL), illustrant la récurrence des processus d'instabilités (modifié à partir de Le Friant et al., 2015).

I.3.2 De Montserrat au Kick'em Jenny

I.3.2.a Montserrat

Parmi toutes les îles de l'Arc, Montserrat est la seule où les processus d'instabilité ont pu être directement observés par l'homme. A Montserrat, le volcanisme a progressivement migré du nord au sud de l'île formant une série de centres volcaniques (Harford et al., 2002). Quatre principaux centres volcaniques sont présents sur l'île : Silver Hills, Centre Hill et South Soufrière Hills – Soufrière Hills (Figure I.33). Débutée en 1995, l'éruption de Soufrière Hills (Druitt et Kokelaar, 2002 ; Wadge et al., 2014) a généré d'importantes coulées pyroclastiques, la plupart entrées en mer, créant parfois des tsunamis mineurs. Cela a notamment été le cas le 26 décembre 1997 (i.e. Boxing Day), où l'effondrement du volcan de Soufrière Hills a généré une avalanche de débris sur le flanc sud, suivie par un blast latéral dû à la dépressurisation rapide du dôme de lave et du système hydrothermal. S'en sont suivies des coulées pyroclastiques de cendres et de blocs (*block-and-ash flows*) résultant de l'écroulement progressif du dôme de lave. Ces dernières se sont épanchées en mer produisant un tsunami de 2 m de haut sur la côte ouest de l'île (Sparks et al., 2002). Cet événement d'effondrement de flanc de volcan est récurrent dans l'histoire du volcan de Soufrière Hills (Sparks et al., 2002 ; Voight et al., 2002 ; Herd et al., 2005), comme en attestent les nombreux dépôts identifiés en mer autour de l'île (Deplus et al., 2001 ; Le Friant et al., 2004 ; Lebas et al., 2011 ; Watt et al., 2012a, 2012b ; Crutchley et al., 2013 ; Karstens et al., 2013) (Figure I.33). L'English's crater – siège de l'activité récente du volcan – a probablement été formé vers 12 – 14 ka (Trofimovs et al., 2013). L'avalanche de débris associée s'est épanchée en mer sur une surface de 51 km² (Lebas et al., 2011), formant un dépôt typique en hummocks d'un volume estimé à 1.8 km³, Dépôt 1 (Figure I.33) (supérieur au volume déstabilisé à terre de 0.5 km³, Boudon et al., 2007 ; Lebas et al., 2011). L'entrée en mer de cette avalanche aurait également généré des courants de turbidité importants au large de l'île (Le Friant et al., 2004 ; Boudon et al., 2007, Trofimovs et al., 2013). A l'inverse, le Dépôt 2 est beaucoup plus imposant en terme de volume (20 km³) et de surface occupée (190 km²) (Figure I.33). Sur les données de sismique réflexion, il montre également des variations d'épaisseurs plus importantes que le Dépôt 1 (Lebas et al., 2011). Au regard de la morphologie lisse et des réflecteurs internes du Dépôt 2, il a été proposé que ce dernier soit essentiellement composé de sédiments marins (Watt et al., 2012a, 2012b).

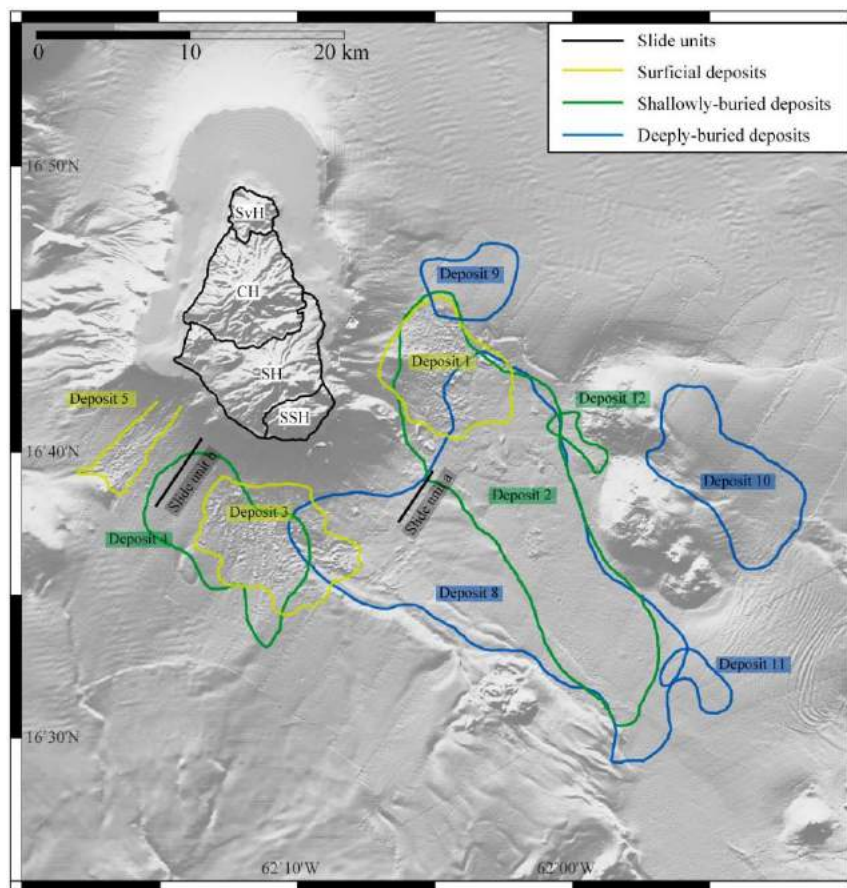


Figure I.33 : Topographie et bathymétrie au sud de l'île de Montserrat, montrant les nombreux dépôts et leurs extensions identifiés en mer (Lebas et al., 2011).

I.3.2.b Guadeloupe

Le volcan de la Soufrière de Guadeloupe est situé au sud de Basse-Terre (Figure I.34). C'est un des volcans enregistrant le plus grand nombre de effondrements de flanc : au moins 13 évènements se sont produits au cours des 140 000 dernières années, et 10 d'entre eux ont affecté le volcan lors des derniers 15 000 ans (Komorowski et al., 2002 2005 ; Boudon et al., 2007 ; Legendre, 2012). La majeure partie des structures en fer à cheval affecte le flanc sud-ouest de la Soufrière (Figure I.34), certains évènements se sont aussi produits sur les flancs Est et Sud, ce qui n'est jamais le cas pour les îles du Sud. Les avalanches de débris générées ont parfois pu s'écouler sur 10 km jusqu'à la côte, une faible proportion s'épanchant en mer. Les volumes des dépôts sont variables mais ne dépassent jamais plus de 0,5 km³ (Boudon et al., 2007), ce qui représente une différence de 1 à 2 ordres de grandeur avec les volumes estimés pour les îles du Sud. Bien que les DADs issus de ces nombreux effondrements

atteignent généralement la mer, aucun dépôt n'est observé sur le fond marin. L'explication vient principalement de la configuration des flancs sous-marins qui sont très abruptes et de la présence de canyons profonds et abondants, dans lesquels les dépôts d'avalanche de débris (un faible volume arrivant en mer) sont rapidement remobilisés et drainés vers le bassin de Grenade via les canyons sous-marins (Figure I.35). Les effondrements de flanc de la Soufrière de Guadeloupe peuvent être liés à des processus de fracturation et d'hydrothermalisation avec un système hydrothermal très développé (effondrement de 11 500 B.P.), ou encore à l'injection d'un cryptodôme dans le flanc sud de l'édifice, comme cela a été le cas en 3100 B.P., générant un violent blast qui détruisit probablement une grande partie du sud de Basse-Terre (Boudon et al., 1984, 1987).

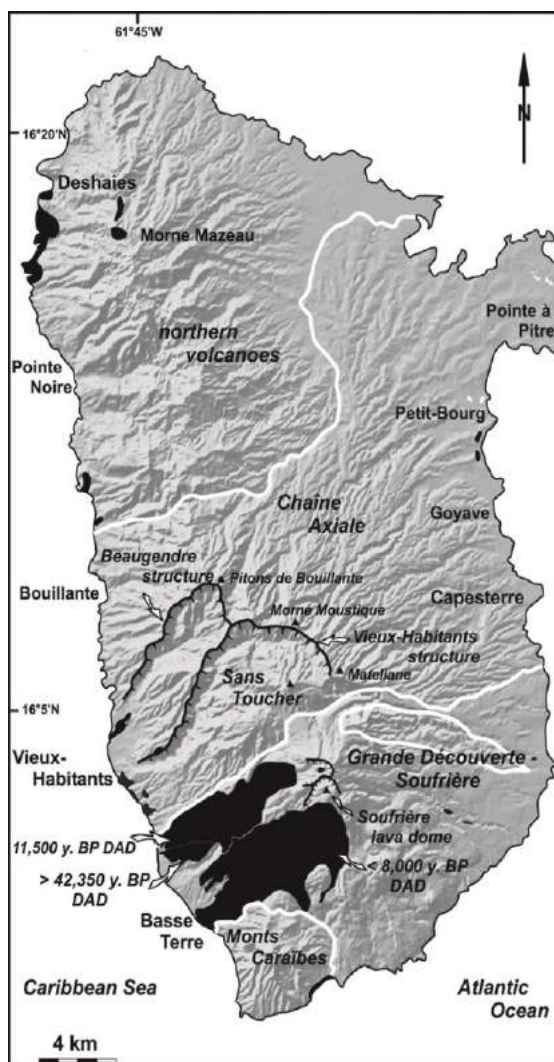


Figure I.34 (gauche) : Carte topographique de l'île de Basse-Terre en Guadeloupe, illustrant des dépôts d'avalanche de débris (noir) et les structures en fer-à-cheval associée, à différentes périodes de l'activité de la Soufrière (Boudon et al., 2007).

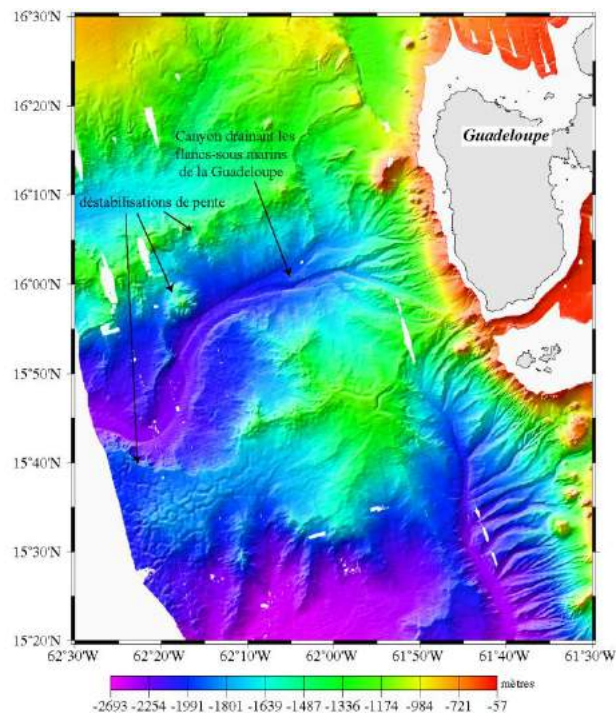


Figure I.35 (droite) : Carte bathymétrique acquise au large de Basse-Terre (Guadeloupe, Petites Antilles) mettant en évidence les canyons sous-marins profonds connectant l'île au bassin arrière-arc de Grenade (Le Friant et al., 2009).

Sur l'île de Basse-Terre de Guadeloupe, des volcans plus anciens, constituant la Chaîne Axiale au nord de la Soufrière, ont également subi des effondrements de flancs mais de plus grande ampleur, tel que l'événement de Vieux-Habitants (Boudon et al., 2007) daté entre 659 ± 11 et 629 ± 13 ka (Samper et al., 2008). Une autre structure a été reconnue par Boudon et al. (2007) : la structure de Beaugendre dont l'âge serait supérieur à 750 ka (Samper et al., 2008), (Figure I.34) mais certains auteurs considèrent que cette structure en fer à cheval est uniquement le fruit de l'érosion (Ricci et al., 2014). Quoi qu'il en soit, des dépôts d'avalanche de débris sont présents à l'ouverture de ces structures, formant des falaises en bord de côte d'une dizaine de mètre de hauteur. Les volumes estimés par Boudon et al. (2007) sont de l'ordre de 30 et 8 km³ respectivement pour les deux événements de Vieux-Habitants et Beaugendre.

1.3.2.c Dominique

L'activité volcanique est très abondante en Dominique puisque 4 centres éruptifs sont considérés comme actifs. Le complexe volcanique de Plat Pays, localisé au sud-ouest de l'île (Figure I.36) a connu au moins trois effondrements de flanc au cours de son évolution, dont les volumes ont été estimés à partir des structures en fer à cheval et de l'extension des dépôts en mer (Le Friant et al., 2002 ; Boudon et al., 2007). Le premier événement (Morne Eloi, Figure I.36) est défini comme le plus large de tous et s'est produit après la construction d'un premier édifice. Son âge est estimé à environ 100 ka et la structure est peu visible, car recouverte en partie par les produits émis lors de la construction du second édifice volcanique. Le volume de l'avalanche de débris qui s'est épanchée en mer est estimé à 18-20 km³. La construction du second édifice se termine par un nouvel effondrement de flanc produisant une nouvelle avalanche de débris, qui s'épanche également en mer. Son volume est estimé à 6-7 km³ et la structure en fer à cheval formée (Dépression de la Soufrière) est de 4,2 x 2,5 km. Sur la base de datations ¹⁴C sur des bois carbonisés prélevés dans des dépôts pyroclastiques pré- et post- effondrement, son âge est estimé entre 6600 ± 50 and 2380 ± 75 ans B.P. Le nouveau cône construit à l'intérieur de la structure de la Soufrière a également été déstabilisé (événement du Morne Rouge, Figure I.36). La structure à terre est bien préservée et le volume

de l'effondrement est estimé à $< 1 \text{ km}^3$. Toutes ces avalanches de débris se sont épanchées en mer mais il est difficile de différencier les différents dépôts sous-marins. On notera cependant au large de la Dominique l'existence de mégablocs formant des hummocks de grande taille dont les plus volumineux atteignent 2,8 km de longueur pour une hauteur de 260 m (Deplus et al., 2001 ; Figure I.36). Ce sont les morphologies en hummocks les plus volumineuses reconnues aux Antilles à ce jour.

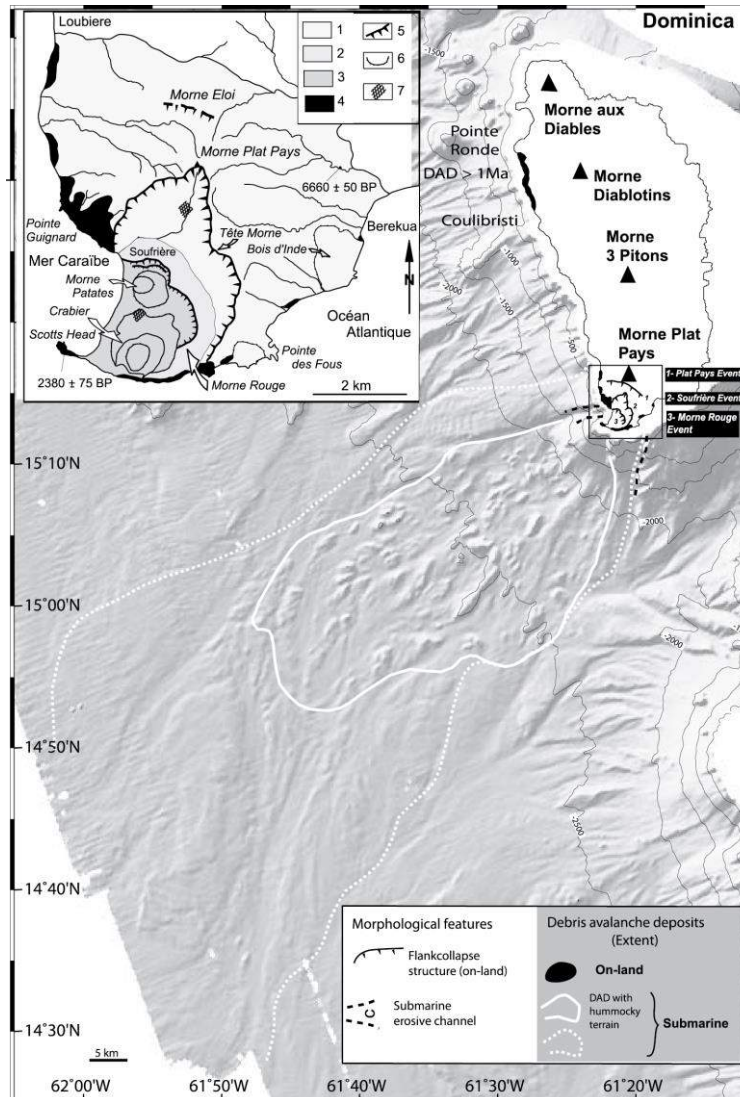


Figure I.36 : Carte topographique et bathymétrique de l'ouest de la Dominique, montrant les extensions des dépôts d'avalanches de débris à terre et en mer, ainsi que leurs extensions. L'insert en haut à gauche est une carte géologique simplifiée du complexe volcanique du Plat Pays : (1) dépôts du complexe de Plat Pays, (2) produits de Morne Rouge, (3) Volcanisme récent, (4) dépôts d'avalanche de débris, (5) structures d'effondrement de flanc, (6) dôme de laves et (7) champs fumeroliens (Boudon et al., 2007).

I.3.2.d Ste Lucie

Située au sud-ouest de l'île, la structure de Qualibou, dont les dimensions sont de 5 x 6 km, en forme de fer à cheval est ouverte sur la mer Caraïbe (Figure I.37). Entre caldeira ou structure d'effondrement, son origine a longtemps été débattue, mais il est aujourd'hui reconnu qu'elle constitue une structure d'effondrement depuis que les dépôts d'avalanche de débris et les structures en hummocks caractéristiques ont été observés à terre et majoritairement en mer (Figure I.37) (Deplus et al., 2001 ; Le Friant, 2001 ; Boudon et al., 2007, 2013). Le volume déstabilisé est de l'ordre de 10 km³. La couverture sédimentaire sur les dépôts d'avalanche de débris en mer suggère que l'événement s'est produit il y a plusieurs dizaines de milliers d'années. Des dépôts marins plus anciens peuvent être également associés à des effondrements du volcan plus anciens, ou encore à celles du flanc sous-marin du volcan comme proposé par Le Friant (2001).

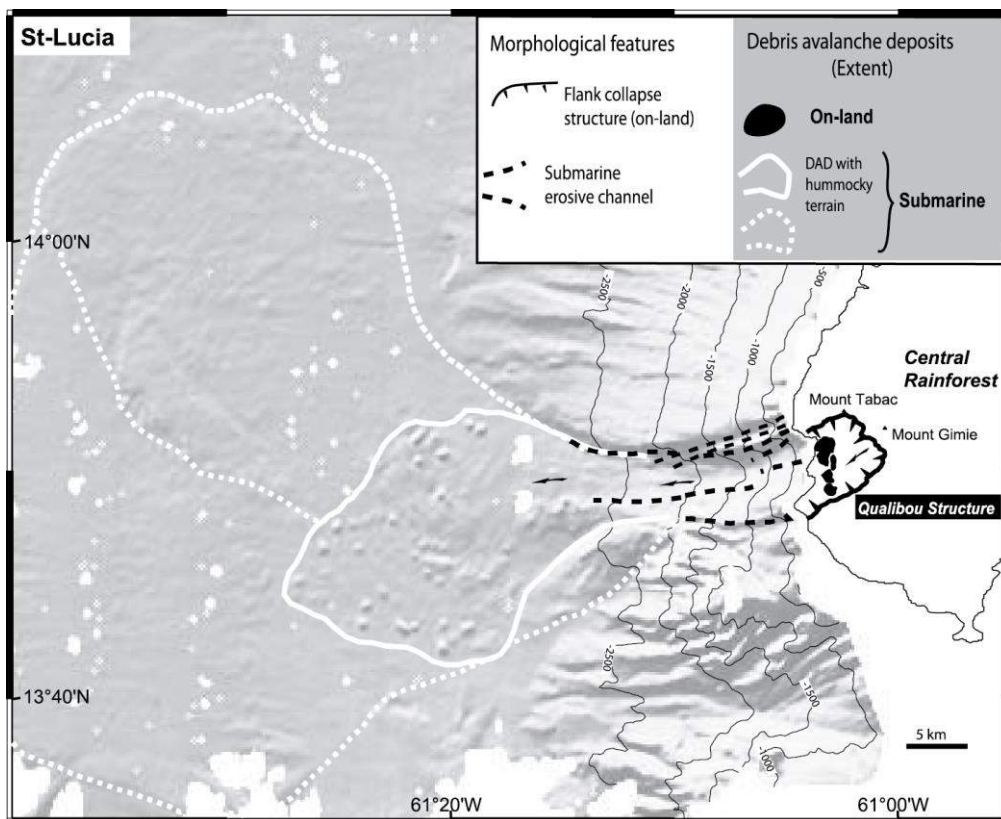


Figure I.37 : Carte bathymétrique de l'ouest de Ste-Lucie, montrant les dépôts d'avalanche de débris à terre et en mer, ainsi que leurs extensions. La structure de Qualibou est également représentée (Boudon et al., 2007).

I.3.2.e St Vincent

Localisé au nord-ouest de l'île, le volcan de la Soufrière, volcan très actif qui a connu sa dernière éruption en 1979, présente deux structures en fer à cheval sur son flanc ouest (Boudon et al., 2007, Le Friant et al., 2009) (Figure I.38). La première appelée structure de la Baleine, considérée comme la plus ancienne, est ouverte sur la mer Caraïbe (Figure I.38). Ses remparts Nord et Est sont bien préservés formant une falaise continue depuis la zone sommitale jusqu'à la côte. Son rempart sud n'est pas visible car recouvert par les produits émis au cours de la construction d'un second cône volcanique. Malgré cette limite la taille de la structure est estimée à 5 x 3,5 km et le matériel déstabilisé à 9 km³ (Le Friant et al., 2009). L'avalanche de débris s'est totalement épanchée en mer (Figure I.39). Il existe peu de contraintes temporelles sur l'évènement, mais compte tenu de la faible épaisseur de sédiments mesurée sur données de géophysique en mer, son âge est supposé ne pas dépasser 50 ka (Le Friant et al., 2009). Le second (Somma) cône volcanique est installé à l'intérieur et sur la bordure sud de la structure de Baleine (Figure I.38), et il a également subi un effondrement de flanc, d'un volume plus faible que la précédente. La structure en fer à cheval, de 2,5 x 3,5 km est ouverte vers le sud-ouest et le matériel déstabilisé est estimé entre 3 et 5 km³. L'actuel cône de la Soufrière s'est construit à l'intérieur de cette structure.

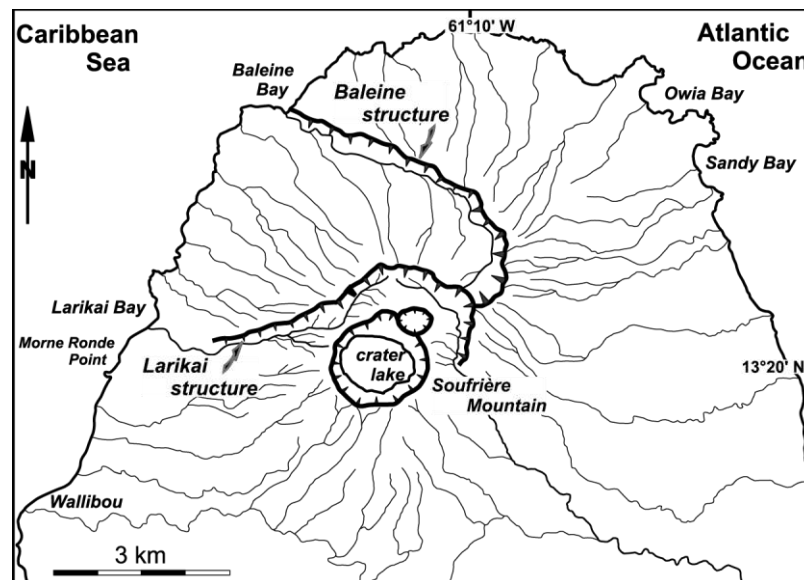


Figure I.38 : Carte du réseau hydrographique au niveau du volcan de la Soufrière de St Vincent, représentant également les structure en fer-à-cheval de la Baleine et de Somma. (Boudon et al., 2007).

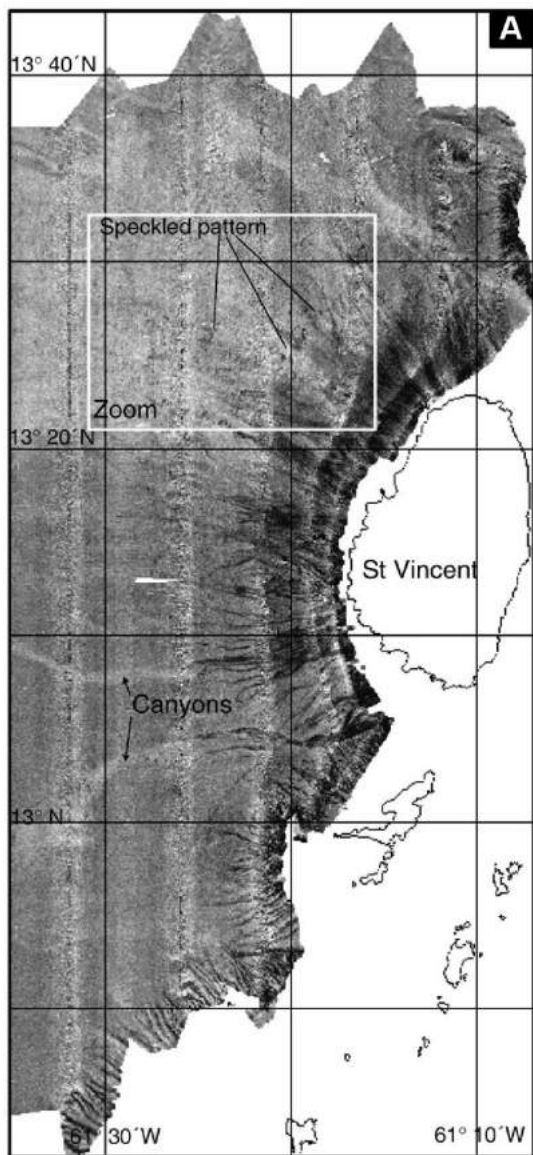
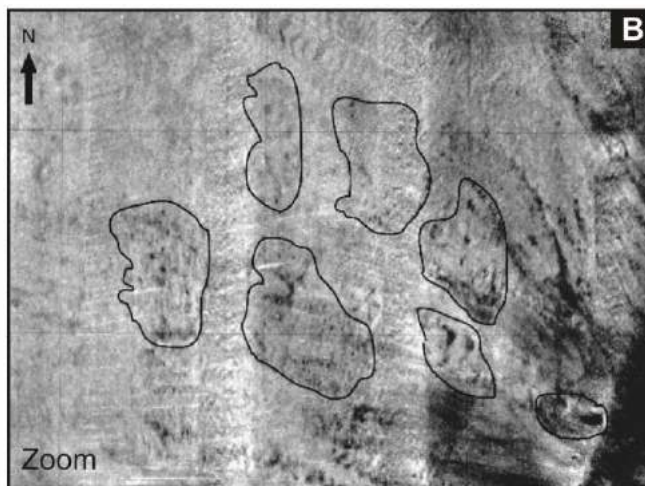


Figure I.39 : (A) Images de réflectivité à l'ouest des flancs sous-marins de l'île de St. Vincent. L'image montre un faciès « moucheté » caractéristique des dépôts d'avalanches de débris. (B) Zoom sur le faciès « moucheté » (Le Friant et al., 2009).



I.3.2.f Kick'em Jenny

Le Kick'em Jenny est le seul volcan sous-marin de l'arc des Petites Antilles, c'est aussi le plus actif. Les premières données de bathymétrie ont été obtenues lors des campagnes en mer SEACARIB I (1985) et SEACARIB II (1987) (Figure I.40.A) (Bouysse et al., 1988). A partir de ces données, il a été démontré que le cône actuel du Kick'em Jenny se situait à l'intérieur d'une structure en fer à cheval de 6 x 3,5 km, ouverte vers le nord-ouest, vers le bassin de Grenade (Figure I.40) (Boudon et al., 1999, 2007 ; Le Friant, 2001). Deux autres campagnes de relevé bathymétrique ont été réalisées en 2002 et 2003 (Figure I.40.B) (à bord du navire NOAA Ronald H. Brown, Lindsay et al., 2005). Elles montrent que des dépôts avec une morphologie en hummock sont présents au pied de la structure en fer à cheval. Ils

couvrent une superficie de 62 km² (Lindsay et al., 2005) et leur volume est estimé à $10 \pm 0,5$ km³. Ceci confirme l'existence d'un effondrement de flanc qui a affecté le premier cône du Kick'em Jenny. Des estimations de volume et de taille du volcan laissent supposer que le volcan avant l'effondrement aurait été émergé, alors que le sommet du cône actuel est situé à 180 m en dessous du niveau de la mer (Lindsay et al., 2005a). La fréquence des éruptions sur ce volcan - de l'ordre de 10 depuis 1939 (date de la découverte de l'existence de ce volcan) - et l'existence du cône récent installé sur une forte pente à l'intérieur de la structure d'effondrement font de ce volcan l'un des plus dangereux en terme de risque tsunamigénique.

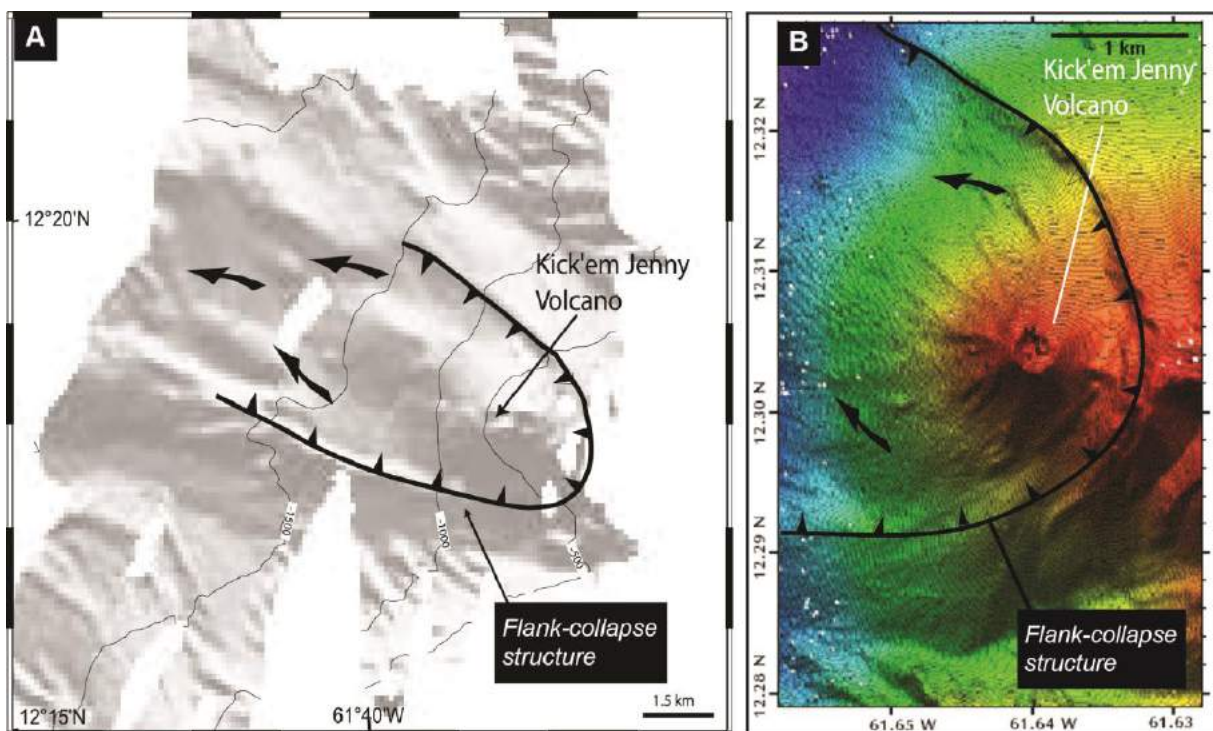


Figure I.40 : (A) Carte bathymétrique issue des campagnes SEACARIB (1985 et 1987, Boudon et al., 2007), et (B) Carte topographique et bathymétrique du volcan sous-marin Kick'em Jenny, au nord de l'île de Grenade (bathymétrie des campagnes de 2002 et 2003, Lindsay et al., 2005). Le cône actuel s'est construit à l'intérieur d'une structure d'effondrement, coupant elle-même un cône plus ancien (« proto Kick'em Jenny »).

I.3.2.g Martinique

- L'histoire de la Martinique

La Martinique est la seule île de l'arc qui montre la juxtaposition de l'activité volcanique depuis le début du Miocène jusqu'à l'actuel, avec une migration progressive de l'activité volcanique du sud-est au nord-ouest de l'île, suivant l'évolution de la subduction au cours du temps (Figure I.41). Par ailleurs, l'île est localisée à l'endroit même où l'arc ancien et l'arc récent divergent, enregistrant ainsi « l'arc intermédiaire » (Germa et al., 2011), (Figure I.32).

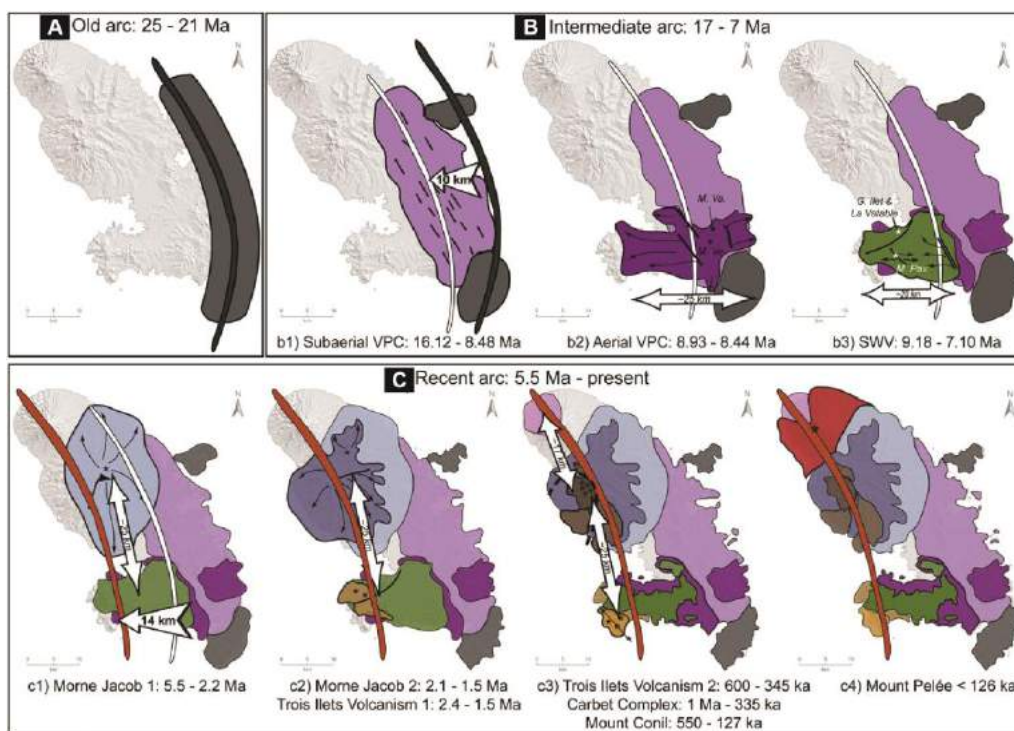


Figure I.41 : Illustration de la migration des centres volcaniques au cours du temps en Martinique. (A) L'arc ancien (ligne noire); (B) L'arc intermédiaire (ligne blanche) mise en place en trois étapes : b1: emplacement sous-marin de la Chaîne du Vauclin Pitault (VPC); b2: emplacement aérien du VPC and b3: Volcanisme du sud-ouest (SWV); et (C) L'arc récent (ligne orange) : c1: volcan du Morne Jacob (composition tholeiitique), c2: deuxième phase éruptive du Morne Jacob (composition calco-alkaline) et c3: Volcanisme des Trois Ilets, le Complexe du Carbet et le Mont Conil, c4: La Montagne Pelée. Les flèches blanches représentent la distance entre chaque complexe et la migration des arcs (d'après Germa et al., 2011).

La Martinique constitue donc l'île où l'enregistrement de l'histoire géologique de l'Arc est la plus complète. On distingue ainsi 8 principaux centres volcaniques en Martinique : (1) Le Complexe Basal et les Séries de Sainte Anne (24.8 ± 0.4 – 20.8 ± 0.4 Ma) pour l'arc ancien ; (2) La Chaîne du Vauclin-Pitault (16.1 ± 0.2 – 8.44 ± 0.12 Ma) et (3) Le Volcanisme sud-ouest (9.18 ± 0.16 – 7.10 ± 0.10 Ma) de l'arc intermédiaire ; enfin (4) le volcan du Morne Jacob (5.14 ± 0.07 – 1.54 ± 0.03 Ma), (5) le Volcanisme des Trois Ilets (2.358 ± 0.034 Ma and 346 ± 27 ka), (6) le Complexe des Carbets (998 ± 14 to 322 ± 6 ka), (7) le Mont Conil (543 ± 8 to 127 ± 2 ka) et enfin (8) le volcan de la Montagne Pelée (126 ± 2 ka à l'actuel) pour l'arc récent (Figure I.41) (Germa et al., 2010, 2011a, 2011b). Le volcan du Piton du Carbet a subi un effondrement de flanc majeur au cours de son histoire (770 ± 11 et 341 ± 5 ka, Samper et al., 2007, Boudon et al. 1992, 2013). Des dépôts ont été reconnus à terre, parfois sur des épaisseurs pouvant atteindre une centaine de mètres.

- Les effondrements de flanc du volcan de la Montagne Pelée

Le volcan de la Montagne Pelée situé au nord-ouest de la Martinique (Figure I.42), est le seul volcan actif de l'île depuis 300 000 ans (Germa et al., 2011). Ce dernier est tristement célèbre suite à l'éruption du 8 Mai 1902 qui détruisit les villes de Saint-Pierre et Morne-Rouge où périrent 30 000 personnes (Lacroix, 1904). La Montagne Pelée a connu au moins trois événements majeurs d'effondrement de son flanc sud-ouest (Le Friant et al., 2003 ; Boudon et al., 2007, Germa et al. 2011,) au cours de son évolution (Figure I.42). Ces événements ont été identifiés à partir de l'étude conjointe des structures d'effondrement reconnues à terre et des dépôts d'instabilités identifiés en mer. Les dépôts d'instabilités en mer ont été identifiés lors de la campagne Aguadomar (N/O L'Atalante, 1999 ; Deplus et al., 2001) sur les données de bathymétrie, d'imagerie, de sondeur de sédiments 3.5 kHz et de sismique réflexion (Figures I.42-I.43) en utilisant les critères définis par d'autres auteurs dans d'autres contextes volcaniques (Moore et al., 1989, Urgeles et al., 1999). Par exemple, les dépôts d'avalanche de débris associés aux instabilités se traduisent par la présence de morphologie en hummock sur la bathymétrie (Figure I.43.A), de tâches noires de réflectivité sur l'imagerie acoustique (Figure I.43.B), d'hyperboles de réflexion sur les données de sondeurs de sédiments (Figure I.43.C), ou encore d'un faciès chaotique sur la sismique (Figure I.43.D). Les 3 dépôts d'instabilités retrouvés en mer étant systématiquement localisés

dans l'alignement des 3 structures d'instabilité identifiées à terre, les dépôts en mer ont systématiquement été associés aux structures à terre (Le Friant et al., 2003a ; Figure I.42.B).

- **Evènement du Prêcheur (1^{er} effondrement de flanc)** : L'évènement le plus ancien est daté à 127 ± 2 ka via des datations K-Ar, sur des échantillons de laves prélevés de part et d'autres de la structure (Germa et al., 2011). Cet évènement correspond à la plus grande structure reconnue à terre (en rouge sur la Figure I.42) (structure en fer-à-cheval large de 8 x 6 km) dont le rempart nord est bien visible dans la topographie mais dont le rempart sud a probablement été détruit par les instabilités suivantes. Le volume de matériel glissé est estimé à 25 km^3 (Le Friant et al., 2003). Le dépôt en mer associé à ce premier effondrement est appelé D1 et s'étend sur 70 km depuis la ligne de côte, couvrant une surface de 1100 km^2 (Le Friant et al., 2003). Un léger front morphologique est observé au sud du dépôt (Figure I.42.B).

- **Evènement de St Pierre (2^{ème} effondrement de flanc)**: Suite à ce premier effondrement, un nouveau cône s'est construit à l'intérieur de la structure 1. Ce nouveau cône se serait également destabilisé aux alentours de $32 \text{ ka} \pm 2 \text{ ka}$ (Boudon et al., 2013) (en vert sur la Figure I.42) laissant place à la structure en fer à cheval 2. Cette dernière mesure 6,5 x 4 km de large, et le volume manquant est estimé à 13 km^3 . Le dépôt correspondant au deuxième évènement d'effondrement, et appelé D2, s'étend quant à lui sur 50 km depuis la côte, sur une surface de 700 km^2 . La limite de ce dépôt a notamment été définie à partir de l'observation d'un front morphologique majeur (entre 10 et 20 m de haut, et localement 35 m) sur les données de bathymétrie (Figure I.42.B), car aucune discontinuité ou réflecteur spécifique ne permet de distinguer le dépôt D1 du dépôt D2 en profondeur sur les données de sismique (Le Friant et al., 2003).

- **Evènement de Rivière Blanche (3^{ème} effondrement de flanc)**: Un cône s'est une nouvelle fois formé à l'intérieur de la deuxième cicatrice de glissement et s'est à son tour rapidement destabilisé. C'est le dernier évènement d'effondrement reconnu dans l'histoire de la Montagne Pelée (en jaune sur la Figure I.42). Les datations utilisant la méthode U-Th sur des échantillons de dômes de lave suggéraient un âge à 9 ka (Le Friant et al., 2003). La structure en fer-à-cheval correspondante à terre couvre une surface de 1,5 x 4 km, et

Chapitre I - Généralités sur les processus d'instabilités en domaine marin & Objectifs

correspond à un volume de 2 km^3 de matériel déstabilisé (Le Friant et al., 2003). Enfin, le dernier événement d'effondrement est associé au dépôt D3. Ce dernier diffère des dépôts D1 et D2 en de nombreux points. Tout d'abord, il est beaucoup plus petit en termes de volume ($1,8 \text{ km}^3$) et de surface (50 km^2), puis il est localisé au niveau de la rupture de pente. Par ailleurs, il est de forme lobée et montre un léger front à son extrémité. Enfin, le dépôt est caractérisé par une morphologie en hummocks due à la présence de gros blocs à sa surface (100-500 m de diamètre, et 10 à 40 m de hauteur) (Figure I.42.A) (Le Friant et al., 2003). Depuis, un nouvel édifice s'est formé et constitue le cône actuel que nous connaissons (Figure I.42).

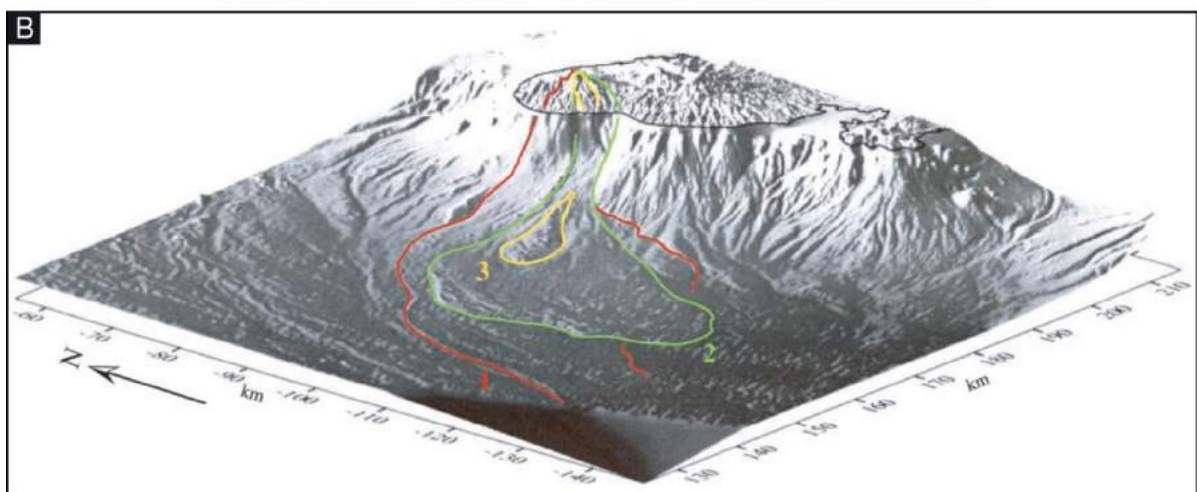
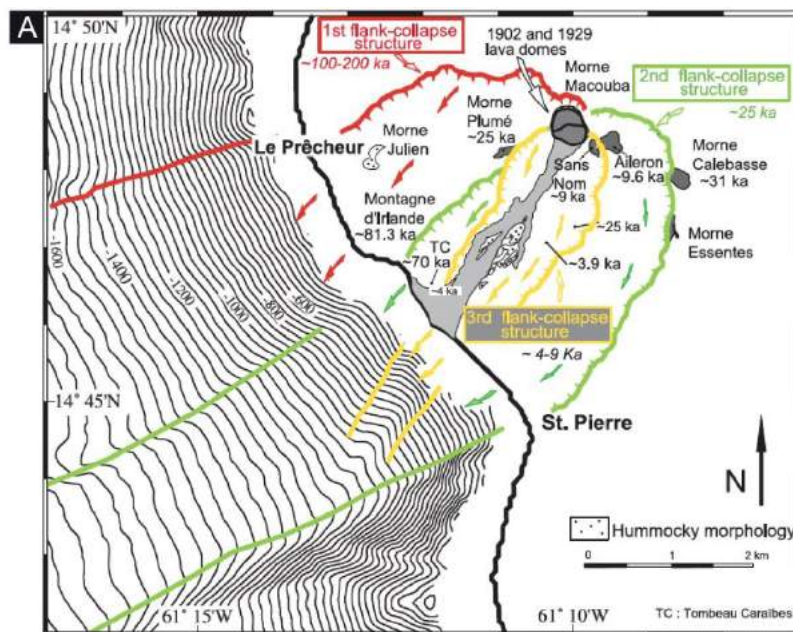


Figure I.42 : (A) Carte représentant les trois structures en fer-à-cheval reconnues sur la Montagne Pelée, et leur relation avec les chenaux observés en mer. (B) Vue 3D de la bathymétrie et de la topographie compilées. Les données sont projetées en km Mercator. Une exagération verticale de 2,5 a été appliquée. Les lignes de couleur représentent l'extension de chaque dépôt en mer et leur liaison avec les structures d'effondrement à terre (Le Friant et al., 2003a).

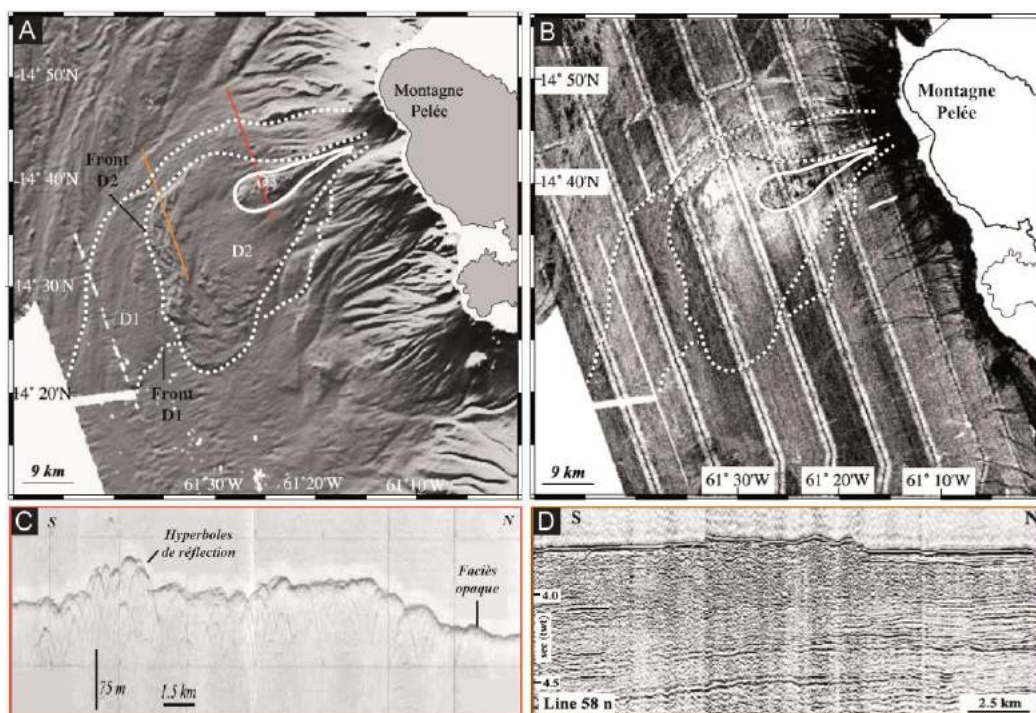


Figure I.43 : Ensemble des données de géophysique marine issue de la campagne AGUADOMAR (1999) au large de la Martinique. (A) Données de bathymétrie multifaisceaux montrant les blocs à la surface du dépôt D3, puis le front morphologique de D2. Les pointillés symbolisent leurs extensions ; (B) Données de réflectivité montrant un faciès « moucheté » au niveau de D3, caractéristique des dépôts d'avalanche de débris ; (C) Données de sondeur de sédiment 3,5 KHz, recoupant les dépôts avec des hyperboles de réflexion représentant les mégablocs en D3 et le faciès opaque correspondant à la matrice ; (D) Profil de sismique réflexion affichant un faciès chaotique à l'emplacement des dépôts d'avalanche de débris et le front morphologique de D2. Notons qu'aucun réflecteur spécifique ou discontinuité existe permettant de faire la distinction entre les dépôts D1 et D2 (Le Friant et al., 2003a).

I.4 Objectifs de la thèse

Comme nous avons pu le voir à travers les études qui leur sont consacrées, les instabilités gravitaires en domaine marin sont nombreuses et peuvent avoir des origines diverses. De nombreuses études ont été menées sur le cas particulier des effondrements de flanc de volcan dont les produits vont s'épancher en mer en contexte insulaire générant les dépôts d'instabilité volcaniques les plus volumineux. Cependant les dépôts retrouvés en mer sont souvent bien plus importants que ceux manquant à terre comme l'illustrent clairement les exemples de la Martinique, la Dominique ou encore de Ste Lucie dans l'arc des Petites Antilles ou l'extension des dépôts d'instabilités est plus importante que la surface totale de l'île (Figure I-32). Pour expliquer cette différence, les auteurs suggèrent différents processus comme une érosion importante au cours de l'écoulement de l'avalanche de débris ayant entraîné l'incorporation massive de sédiments marins. De nombreuses questions restent finalement en suspens quant à l'origine de ces grands dépôts d'instabilités retrouvés en mer que ce soit au large de la Martinique, d'autres îles des Antilles ou dans d'autres contextes volcaniques car aucun forage n'avait jusqu'ici été réalisé directement dans ces dépôts imagés uniquement à partir des données de géophysique marine: Ces dépôts en mer sont-ils réellement associés aux instabilités à terre ? De quoi sont-ils constitués, de produits volcaniques et /ou de sédiments marins ? Quelle est leur origine et quels sont leurs mécanismes de mise en place ? Comment les produits volcaniques provenant des instabilités interagissent-ils avec les sédiments marins lorsqu'ils entrent en mer?

L'originalité de ce travail est :

1/ d'une part, d'aborder ces questions à différentes échelles en utilisant des données classiques de géophysique marine couplées à un jeu de données exceptionnelles de forage collectées lors de la campagne IODP 340 dans les dépôts d'instabilité au large de la Martinique aux Antilles (c'est la première fois au monde que de tels dépôts sont forés directement) ;

2/ d'autre part de combiner différents types d'approches (analyse de données marines, modélisation analogique et simulation numérique) pour comprendre la particularité et les processus de mise en place des différents types d'instabilités au large de la Martinique et plus généralement des édifices volcaniques.

Les objectifs de ce travail sont les suivants :

1- Caractériser les dépôts d'instabilités au large de la Martinique et les replacer dans l'histoire de la Montagne Pelée

De précédentes études ont mis en évidence la récurrence des processus d'effondrement du volcan de la Montagne Pelée en Martinique dans l'Arc des Petites Antilles mais le lien entre les structures de glissement observées à terre et les dépôts d'instabilité en mer soulevait des questions importantes quant aux processus sollicités. Les nouvelles données de forages collectées lors de l'Expédition IODP 340 ont apporté un nouveau regard sur les processus de glissement et nous ont amené à ré-interpréter la nature des dépôts d'instabilité en mer en révélant la présence de glissements sous-marins importants. L'analyse conjointe des données de sismique réflexion (Aguadomar, Caraval, Gwadaseis) et des données de forages (Exp 340) a permis d'identifier et de caractériser (extensions, volumes, morphologie, structures) les différents processus d'instabilités mis en jeu (instabilités de flancs de volcans et glissements sous-marins) afin de discuter leurs origines et de proposer un modèle spécifique aux îles volcaniques permettant de les relier les uns aux autres.

2- Comprendre les mécanismes de mise en place des avalanches de débris

La caractérisation des dépôts d'avalanche de débris en mer (distance de run-out, morphologie, répartition spatiale des épaisseurs) doit ensuite permettre de mieux comprendre les paramètres qui régissent leur mise en place (volumes mis en jeu, configuration des pentes et ruptures de pentes, rugosité de la topographie, pression hydrostatique, ...).

Les contraintes apportées nous permettent ici de simuler numériquement l'écoulement d'une avalanche de débris issue d'un effondrement de flanc, afin de mieux comprendre la dynamique de glissement des avalanches de débris, et tout particulièrement les mécanismes de mise en place des dépôts qui en résultent. Les simulations réalisées se basent sur le dernier effondrement de flanc ayant affecté la Montagne Pelée.

3- Contraindre les mécanismes de propagation d'un glissement sous-marin, déclenché par la mise en place de charges sédimentaires

De la même manière, la caractérisation des dépôts de glissements sous-marins en terme de structures (front morphologique, rampe frontale, systèmes de plis et chevauchements, surface de décollement basale, ...) et de dimensions (distance de run-out, surface, volume, épaisseur, ...) doivent renseigner sur la dynamique de propagation de la déformation.

L'ensemble de ces informations est utilisé ici dans le but de modéliser de manière analogue la propagation d'un glissement le long d'un profil conforme au système naturel. Le but n'est pas de reproduire trait pour trait les glissements observés au large de la Martinique, mais de tester un à un différents paramètres physiques (valeur et longueur de pente, nombre de rupture de pente, type de charge, ...) afin de comprendre le rôle de chacun dans la propagation d'un glissement, et ceci tout particulièrement en domaine marin.

L'ensemble des informations récoltées via ces différentes approches permet à terme de valider la faisabilité du modèle proposé, suggérant une interaction étroite entre les processus des effondrements de flanc du volcan de la Montagne Pelée et les glissements sous-marins observés au large de l'île. Ces résultats sont ensuite élargis aux autres îles de l'arc des petites Antilles et comparés à d'autres volcans afin de progresser dans la compréhension du fonctionnement des volcans en domaine insulaire.

CHAPITRE II

Données et Méthodes

*« Il faut voir le bon côté des choses : ce ne sont pas les données qui manquent ! »
(Georges Boudon, 2013)*

II.1 Introduction

Ce second chapitre est consacré aux données marines et aux méthodes utilisées au cours de ce travail. Les codes numériques et les protocoles expérimentaux utilisés pour les simulations numériques et analogiques sont présentés respectivement dans les chapitres 4 et 5. Basé en grande partie sur l'analyse combinée de plusieurs jeux de données, nous présentons d'abord l'ensemble des données de géophysique marine (bathymétrie/imagerie multifaisceaux et sismique réflexion), et les campagnes océanographiques au cours desquelles elles ont été acquises (AGUADOMAR, 1999 ; CARAVAL, 2002 et GWADASEIS, 2009). Puis nous introduisons les nouvelles données de forages profonds collectées lors de l'Expédition IODP 340 (2012) –et les mesures de CAT-scan – que nous avons réalisées récemment. L'exploitation de ces nouvelles données en complément de celles plus anciennes, a permis d'apporter une base de données solide et complète permettant de mener à bien ce travail de recherche.

Le chapitre est composé de trois parties. Une première partie définit chaque type de données de géophysique marine, ainsi que leurs principes d'acquisition et les traitements appliqués. La seconde partie présente les différentes campagnes océanographiques, leurs objectifs et les données collectées. Enfin la troisième partie aborde les méthodes employées dans l'analyse de ces données, et présente notamment la contribution de chacune de ces méthodes dans l'investigation des processus d'instabilité : d'une vision à grande échelle (bathymétrie et sismique réflexion) à une vision à l'échelle microscopique (carottes et CAT-scan).

II.2 Les données de géophysique marine : principes d'acquisition et traitements

Les données de géophysiques marines constituent l'ensemble des données acquises lors d'une campagne océanographique, et dépendent des objectifs fixés. Ainsi, il est possible de recueillir des données de bathymétrie/imagerie multifaisceaux, de sismique réflexion/réfraction, de sondeur de sédiments, de gravimétrie, et de magnétisme, mais il est aussi possible d'effectuer des prélèvements directs (dragage, carottages, forages). Dans cette section, nous décrivons uniquement les principes d'acquisition et le travail effectué à partir des données exploitées au cours de cette thèse.

II.2.1 Bathymétrie et imagerie multifaisceaux

Les données de bathymétrie et d'imagerie multifaisceaux sont acquises à l'aide d'un sondeur multifaisceaux (Lebas, 2012).

II.2.1.a Principes d'un sondeur multifaisceaux

Un sondeur multifaisceaux mesure simultanément la profondeur selon plusieurs directions définies par les faisceaux de réception du système. Ces faisceaux forment une fauchée perpendiculaire à l'axe du navire (Figure II.1A). On explore ainsi le fond sur une large bande (de l'ordre de 5 à 7 fois la profondeur), avec une très grande résolution.

La plupart des sondeurs multifaisceaux fonctionnent selon la technique dite des faisceaux croisés (Figure II.1B). Une impulsion sonore est émise au travers d'un lobe d'émission étroit dans la direction longitudinale (de l'ordre de 1 à 5 degrés) et large transversalement (typiquement 150 degrés). La réception se fait à l'aide de faisceaux étroits dans le plan transversal (de l'ordre de 1 à 5 degrés). Pour chaque faisceau de réception, la zone du fond explorée (« pastille insonifiée ») est l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception.

La mesure de la bathymétrie consiste à exploiter les signaux de chacun des faisceaux pour déterminer l'instant de retour de l'impulsion sonore (détection bathymétrique). Afin d'obtenir la profondeur et la position sur le fond du faisceau (mesure bathymétrique ou sonde), il faut aussi prendre en compte l'attitude et la position du navire et connaître la

célérité du son dans l'eau sous la coque du navire et dans la tranche d'eau. Un sondeur multifaisceaux doit donc être associé à différents capteurs auxiliaires (centrale d'attitude, de cap et de pilonnement, système de positionnement, célérimètre de coque). Il est aussi nécessaire de mesurer régulièrement le profil de célérité dans la tranche d'eau soit par des mesures de station (bathysonde: mesures de pression, température, salinité), soit par des mesures en route à l'aide de sondes jetables (XBT : mesure de la température ou XCTD : température et conductivité). Un sondeur multifaisceaux permet aussi d'accéder à la capacité réfléchissante du fond en exploitant l'amplitude du signal reçu. Il s'agit, idéalement, de déterminer la réflectivité angulaire du fond, afin de caractériser sa nature (roches, sédiments, etc.).

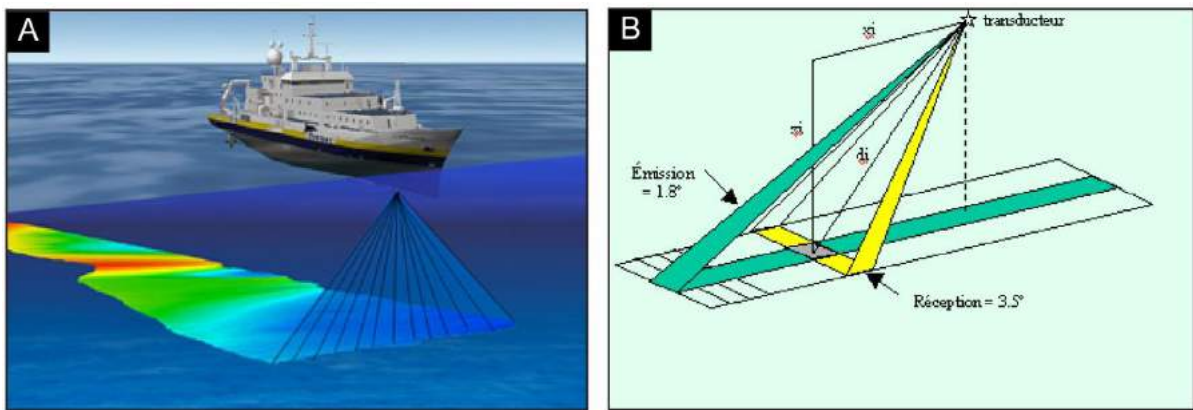


Figure II.1 : Principe d'acquisition des données de bathymétrie et d'imagerie multifaisceaux. (A) Illustration de l'acquisition, (B) La méthode utilisée est celle des faisceaux croisés. La zone imagée (rectangle gris) correspond à l'intersection entre les faisceaux d'émission (vert) et de réception (jaune). Source: www.ifremer.fr.

II.2.1.b Caractéristiques d'un sondeur multifaisceaux

Un sondeur multifaisceaux est caractérisé par sa fréquence acoustique. Elle correspond à la fréquence de l'impulsion sonore émise qui va déterminer la portée du sondeur, et donc la gamme de profondeur qui pourra être cartographiée. En effet, l'amortissement du son dans l'eau augmente très vite avec la fréquence. On distingue généralement 4 classes d'équipements (Tableau II.1):

Sondeur	Plage de profondeur (m)	Fréquence (kHz)	Types de levés
Grands fonds	100 à 12000	10 – 15	Talus, dorsale et plaines abyssales
Moyens fonds	30 à 3000	30 – 50	Plateau, talus
Petits fonds	5 à 500	80 – 120	Plateau continental
Très petits fonds	0 à 100	200 – 400	Zones littorales

Tableau II.1 : Présentation des 4 types de sondeurs multifaisceaux et des gammes de fréquence associées en fonction de la zone étudiée. Source: www.ifremer.fr.

Un sondeur multifaisceaux est également caractérisé par :

- le nombre de faisceaux, qui varie selon les équipements d'une dizaine à plusieurs centaines ;
- l'ouverture angulaire, qui représente la largeur angulaire de la fauchée. C'est l'angle entre les faisceaux extrêmes. Elle varie en général de 90° à 150° ;
- la largeur angulaire des faisceaux, qui varie typiquement de 1° à 5°.

Le tableau ci-dessous résume les caractéristiques principales des sondeurs multifaisceaux avec lesquels ont été acquises les données utilisées dans ce mémoire (Tableau II.2).

Sondeur multifaisceaux	SIMRAD EM12D	SIMRAD EM1000
Fréquence d'émission (Hz)	13	95
Nombre de faisceaux	162	60
Ouverture angulaire	150°	150°
Largeur des faisceaux	1.8 x 3.5°	3.3 x 3.3°
Profondeurs mesurées (m)	100 à 11 000	0 à 800

Tableau II.2: Caractéristiques principales des sondeurs multifaisceaux utilisés au cours des campagnes océanographiques AGUADOMAR et CARAVAL effectuées au large des Petites Antilles.

II.2.1.c Performances d'un sondeur multifaisceaux

Un sondeur multifaisceaux est caractérisé par :

- sa portée, correspondant à la profondeur limite au-delà de laquelle le système est incapable de fournir des mesures fiables ;
- sa résolution, définissant la capacité du système à distinguer 2 objets proches. Elle dépend principalement de la largeur angulaire des faisceaux et de la taille de la « pastille insonifiée » (plus les faisceaux sont fins, plus la résolution est bonne) ;
- sa précision, correspondant à la qualité d'estimation de la profondeur (précision verticale) et de la position des sondes (précision horizontale) déterminées par le système. La précision globale dépend d'une part de la précision du sondeur, mais également de la précision des capteurs ou mesures auxiliaires (système de positionnement, centrale d'attitude, mesure de marée, de célérité, etc ...).

II.2.1.d Traitement des données de bathymétrie et d'imagerie

Le traitement des données de bathymétrie consiste à éliminer dans un premier temps les données « erronées » (bruit, mauvaise détection, etc ...), puis à corriger les données de célérité ou de biais d'attitude si nécessaire. Enfin, les points de sonde « validés » sont géo-référencés puis interpolés au niveau des nœuds de grille. On obtient ainsi des modèles numériques de terrain (MNT) que l'on peut visualiser selon différents types de représentation (Figure II.2).

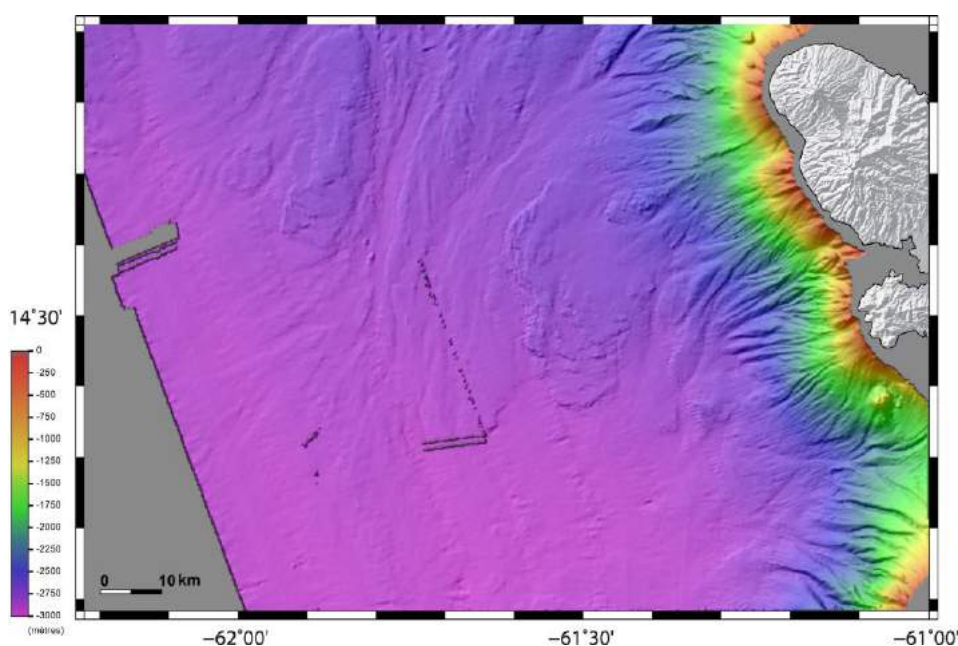


Figure II.2 : Carte bathymétrique de la zone ouest de la Martinique (Brunet et al., 2015). Les données ont été acquises lors des campagnes océanographiques AGUADOMAR, 1999 et CARAVAL, 2002.

Le traitement des données d'imagerie multifaisceaux consiste à améliorer le calcul de la réflectivité (amélioration du calcul du gain d'antenne, lissage des discontinuités, gommage du spéculaire, etc...), puis à construire des mosaïques d'images en « rangeant » les pixels d'imagerie dans une grille régulière (Figure II.3).

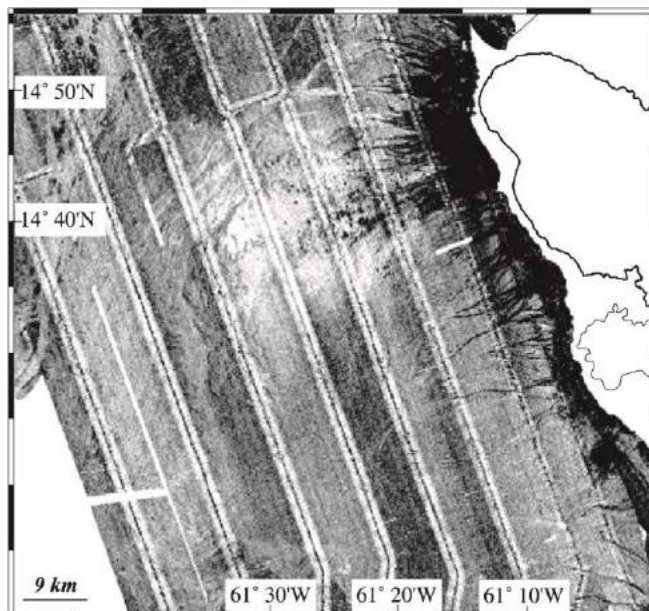


Figure II.3 : Données de réflectivité acquises au large de la Martinique lors de la campagne AGUADOMAR (1999) (modifié d'après Le Friant et al., 2003a).

II.2.2 Sismique réflexion

II.2.2.a Principe et acquisition de la sismique réflexion

La sismique réflexion est une méthode de prospection géophysique basée sur la réflexion et la réfraction d'ondes émises par une source artificielle (Figure II.4). Ces dernières se propagent et se réfléchissent sur des interfaces séparant différents milieux (couches géologiques par exemple). On mesure ainsi les temps d'arrivée des ondes afin d'établir la géométrie des milieux traversés et éventuellement leur vitesse.

Le dispositif de prospection sismique est systématiquement composé d'une source, de capteurs et d'un système d'enregistrement des données. En mer, il existe une large panoplie de types de sources, tels que des explosifs, des appareils à décharge électrique (étinceleurs) et

tout une gamme de canons : canons à air, canons à eau et canons à vapeur. Le canon à air (utilisé dans les 3 campagnes étudiées), chasse une bulle d'air comprimé afin de provoquer l'émission d'une onde de pression de forte intensité. Les capteurs en mer (hydrophones) placés à la surface, enregistrent les ondes réfléchies par les différentes interfaces du sous-sol et transforment les variations de pression dans l'eau en une tension électrique. Plusieurs capteurs (traces) sont ainsi alignés les uns derrière les autres, à intervalle régulier, pour former la flûte sismique (Figure II.4).

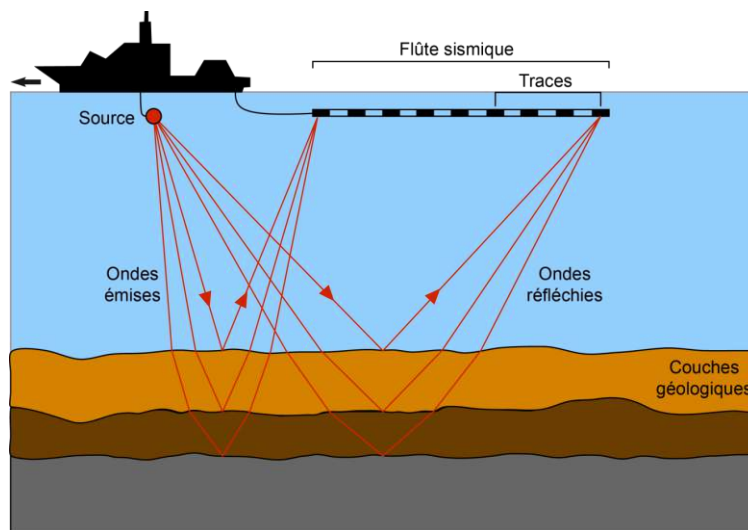


Figure II.4 : Principe d'acquisition des données de sismique réflexion.

En fonction du déplacement du dispositif entre 2 tirs et de l'intertrace, on parle de couverture simple ou multiple. Dans le premier cas, le déplacement de la source est égal à la demi-longueur du dispositif et chaque point éclairé du sous-sol (point miroir) est couvert une seule fois. Dans le cas d'une couverture multiple, le déplacement est inférieur à la demi longueur du dispositif et chaque point miroir est éclairé plusieurs fois (Figure II.5). Les points miroirs sont ainsi appelés CMP (Common Middle Point) et plus ils sont souvent éclairés (degré de couverture), plus la sommation des traces correspondantes augmente le rapport signal/bruit, donc la résolution des données (Lavergne, 1986). Le degré de couverture est défini selon la loi :

$$\text{Couverture} = [(\text{nombre de traces} \times \text{Intertrace}) / 2] / \text{Intertir}$$

L'intertrace correspond à la distance entre deux traces et l'intertir, la distance parcourue par le navire entre deux tirs.

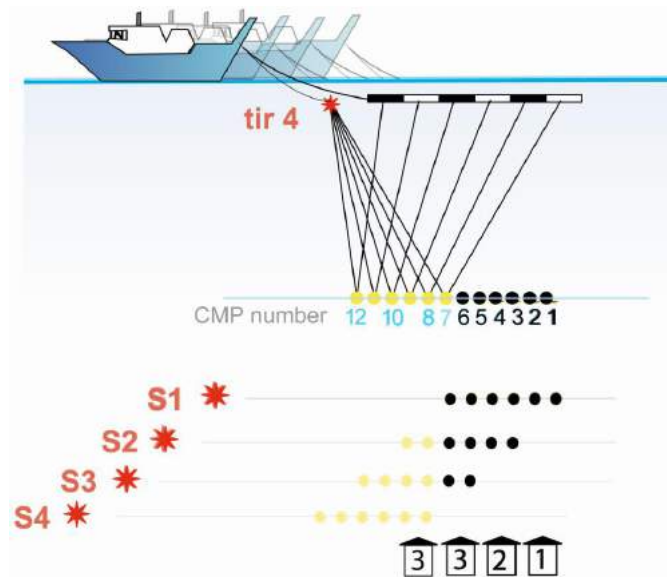


Figure II.5 : Acquisition des données de sismique réflexion en couverture multiple (Source : <https://geoazur.oca.eu>).

II.2.2.b Sismique basse VS haute résolution

En fonction de la profondeur d'investigation et de la résolution souhaitée pour les données, deux types de prospection sismique peuvent être envisagés : la sismique dite de haute résolution ou la sismique de basse résolution. En effet, la fréquence de la source détermine la résolution. Une source basse fréquence peut générer des ondes qui pénètrent profondément mais la résolution est faible. Il faut également une source suffisamment puissante et/ou une flûte suffisamment longue pour récupérer les ondes réfléchies sur les intertraces profonds. Avec une fréquence plus haute, on obtient une meilleure résolution mais la pénétration est faible (Figure II.6). Ainsi, les hautes fréquences permettent d'imager les couches géologiques à haute résolution mais à faible profondeur, alors que les basses fréquences apportent une illustration des structures profondes mais à faible résolution (Figure II.6). Quant à la sismique dite de très haute résolution, celle-ci permet d'imager des couches géologiques très superficielles à très haute résolution.

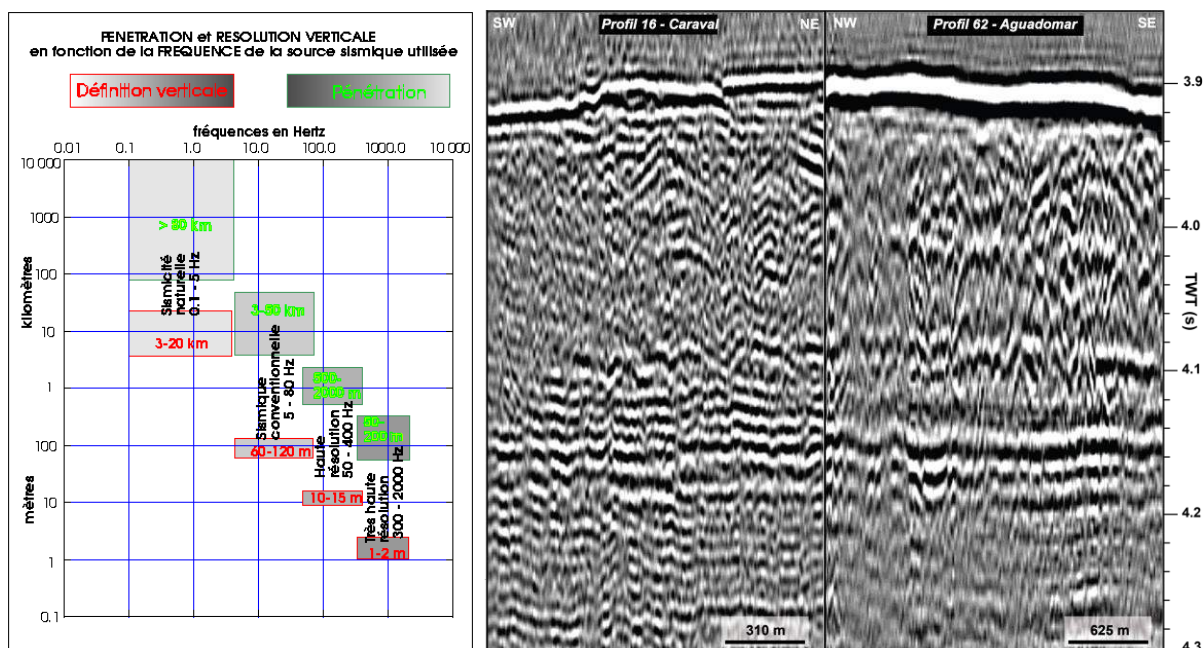


Figure II.6 : A gauche, relation entre la fréquence du signal émis et la profondeur d’investigation (Source : www.ifremer.fr). A droite, comparaison de résolution entre les données sismique CARAVAL et AGUADOMAR.

II.2.2.c Traitement des données

Une fois les données acquises, elles sont traitées afin de pouvoir être interprétées. Il s’agit tout d’abord de corriger l’atténuation du signal en profondeur en appliquant une divergence sphérique. Les données sont ensuite filtrées dans le domaine fréquentiel en éliminant les fréquences non générées par la source (le bruit). Deux types de bruits existent : le bruit « cohérent » et le bruit « aléatoire ». Le premier correspond aux ondes de surface de type Rayleigh, et le second résulte des vibrations de la coque du bateau, de la rotation de l’hélice, etc. En diminuant le rapport signal/bruit, la résolution des données est améliorée. Pour les données acquises en couverture multiple, les traces d’un même point miroir (CMP) sont regroupées (Figure II.7). Pour cela, la géométrie du dispositif employé doit être bien connue. Le regroupement des CMP génère la formation d’une hyperbole. Lorsque le degré de couverture est suffisant, une loi de vitesse NMO (Normal Move Out) est établie. Celle-ci permet d’aligner les réflecteurs en déterminant les vitesses de propagation des ondes acoustiques dans les sédiments en fonction de la profondeur (Figure II.7). En revanche, lorsque le degré de couverture est trop faible (comme c’est le cas pour les campagnes AGUADOMAR et CARAVAL), une vitesse constante est utilisée (environ 1500 m/s dans

notre cas après avoir testé différentes valeurs). Les séries CMP sont, dès lors, sommées (i.e. *stack*), ce qui permet à nouveau d'augmenter le rapport signal/bruit, et de fait, la résolution des données. La dernière étape de traitement consiste à migrer les données en utilisant une loi de vitesse NMO ou une vitesse de 1500 m/s, si celle-ci n'a pu être établie. Enfin, *la migration* permet de corriger les effets de distorsion induits dans la géométrie des réflecteurs et leur pendage sur les coupes temporelles. La résolution verticale des données p s'exprime selon la relation suivante : $p = V/4f$ (Lavergne, 1986), où V est la vitesse de propagation des ondes dans le milieu, et f est la fréquence.

II.2.3 Les carottages

Les données de carottage renseignent sur la nature des matériaux constituant le fond marin, en pénétrant les premiers mètres de sédiments déposés sur le fond. Les carottes recueillies permettent d'étudier la nature, la composition et le mode d'emplacement de ces matériaux (sédimentation par décantation, courants de turbidité, etc.). Les carottages sont souvent effectués à l'aide de carottiers gravitaires à piston. Ce dernier est constitué d'un tube en acier qui à l'aide d'un contrepoids, va pénétrer dans les sédiments sous l'effet de la gravité. La pénétration peut ainsi varier de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres dans les conditions optimales.

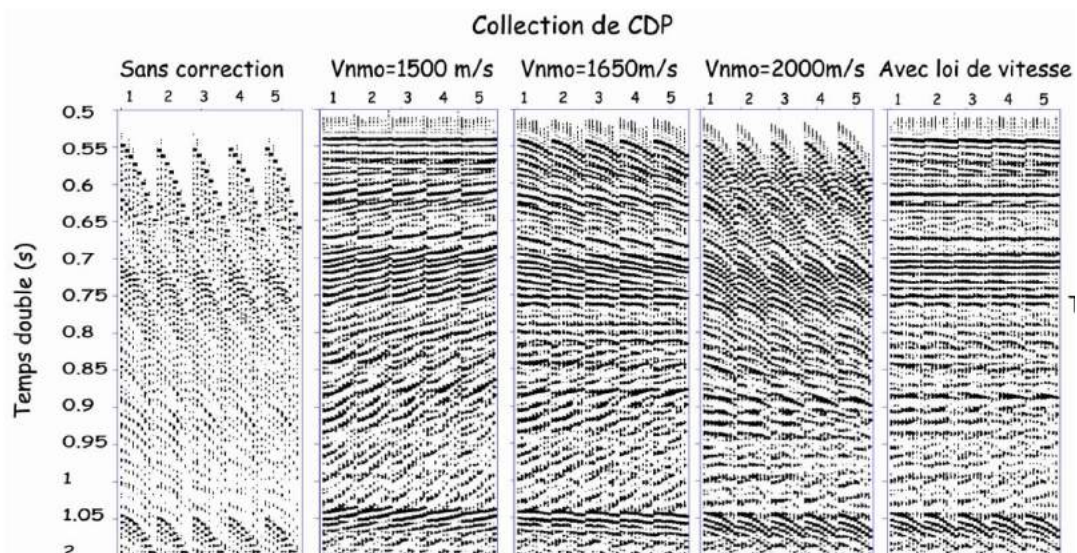


Figure II.7 : Mise en commun des CMP (à gauche) et analyse de vitesse (1500, 1650, 2000 m/s et loi NMO) effectuées sur les données de sismique réflexion (avant sommation) acquises lors de la campagne GWADASEIS en 2009 (Leclerc, 2009). Les numéros 1 à 5 correspondent

au nombre de tirs. Pour chaque tir, 9 traces ont été enregistrées. Les profondeurs sont données à gauche en seconde temps double (std).

II.2.4 Les forages profonds

Les données de forages profonds renseignent sur la nature et les propriétés physiques des matériaux composant les fonds marins. Contrairement au processus de carottage permettant de pénétrer dans les premiers mètres de sédiments déposés sur le fond, les forages profonds permettent de pénétrer jusqu'à plusieurs centaines de mètres en profondeur dans le sédiment.

Le grand programme d'investigation des fonds marins qui a débuté dans les années 60 avait pour vocation l'étude de la structure et de l'évolution de la terre. Il a commencé en 1968 avec le *Deep Sea Drilling Project* (DSDP), il s'est poursuivi de 1985 à 2003 avec l'*Ocean Drilling Program* (ODP), puis l'*Integrated Ocean Drilling Project* (IODP) de 2003 à 2013 et enfin aujourd'hui l'*International Ocean Drilling Program* (IODP). Le programme IODP met actuellement en œuvre 3 plates-formes de forages : Le *Joides Resolution*, un navire conventionnel (non riser) et opéré par les Etats-Unis, le *Chikyu*, un navire moderne (2007) équipé d'un système de riser adapté de l'industrie pétrolière et opéré par le Japon et les plates-formes spécifiques ou MSP (brises-glace, drilling barges, jack-up rigs, etc) utilisées dès 2004 et opérées par le consortium européen ECORD (*European Consortium for Ocean Research Drilling*). De nombreux forages profonds ont été réalisés depuis les années 60 comme en témoigne la Figure II-8.

II.2.4.a Présentation du *Joides Resolution* et principe de forage

Les caractéristiques du navire *Joides Resolution* (*Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling*) sont résumées dans le tableau II-3. Un des éléments les plus impressionnants de ce navire est probablement la hauteur de sa tour de forage (Figure II.9.A) qui atteint une soixantaine de mètres et permet de réaliser ces forages profonds. La tour de forage sert à descendre le train de tiges de forage dans la plage arrière du bateau (Figures II.9.B et II.9.C). Le train de tiges est constitué d'un ensemble de tubes (9,5 m long) vissés les uns au bout des autres (Figure II.9.C) au fur et à mesure de sa descente au fond du puits. L'outil qui permet le forage et l'avancée des tiges s'appelle le trépan. En fonction de la

compaction des sédiments ou de la présence de roches dures, différents types de trépan sont utilisés. La stabilité du puits est maintenue grâce aux tubages superficiel et secondaire. A l'intérieur du train de tiges de forage se trouve la chemise (tube en pvc) qui permet de conserver le matériel au fur et à mesure que les tiges sont insérées au fond du puits. Les tubes de 9,5 m sont ensuite remontés à la surface et disposés sur le pont où ils seront coupés en tronçons de 1.5 m (Figure II.9.D).

Longueur du navire	143 m
Largeur du navire	21 m
Hauteur du derrick	61.5 m au-dessus de la ligne de flottaison
Charge du derrick	650 tonnes
Capacité de forage en profondeur	8235 m
Propulseurs DPS	12
Tige de forage à bord	Jusqu'à 9150 m
Longueur d'un raccord long (tuyau)	9.5 m
Longueur du trépied (3 raccords longs)	28.5 m
Poids du trépied (3 raccords longs)	874 kg
Equipage et scientifiques à bords	65 personnes et 50
Durée d'une expédition	2 mois
Temps de travail de l'équipe	12h
Durée de l'opération (heures)	24/24h, 7/7 jours

Tableau II.3 : Caractéristiques du navire *Joides Resolution* (Source : site internet IODP).

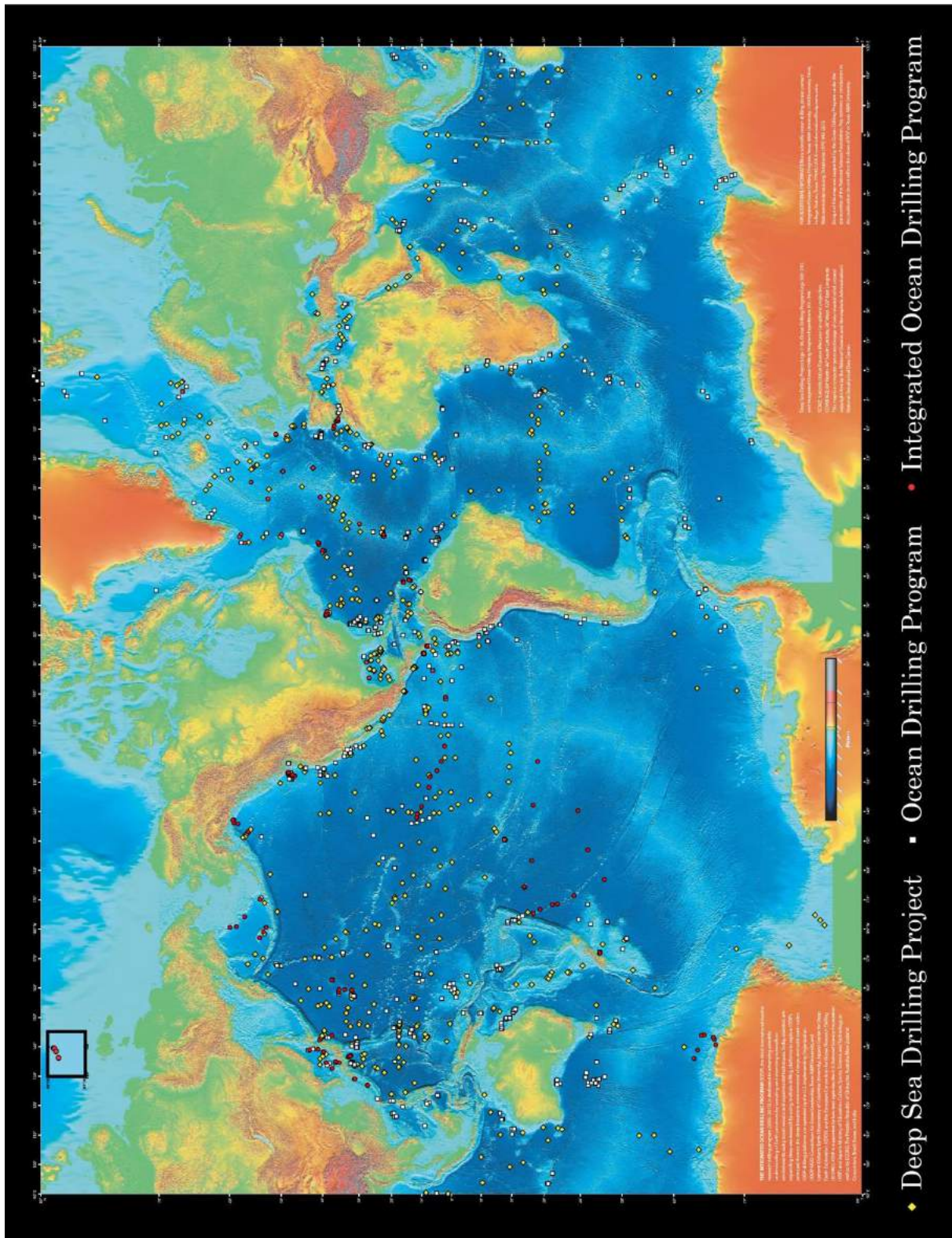


Figure II.8 : Carte illustrant l'ensemble des forages effectués dans le cadre des programmes d'investigation des fonds marins DSDP, ODP et IODP (entre 1968 et 2013). Le fond de carte en relief est tiré du National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) et du National Geophysical Data Center (NGDC) (Source : www.iodp.org).

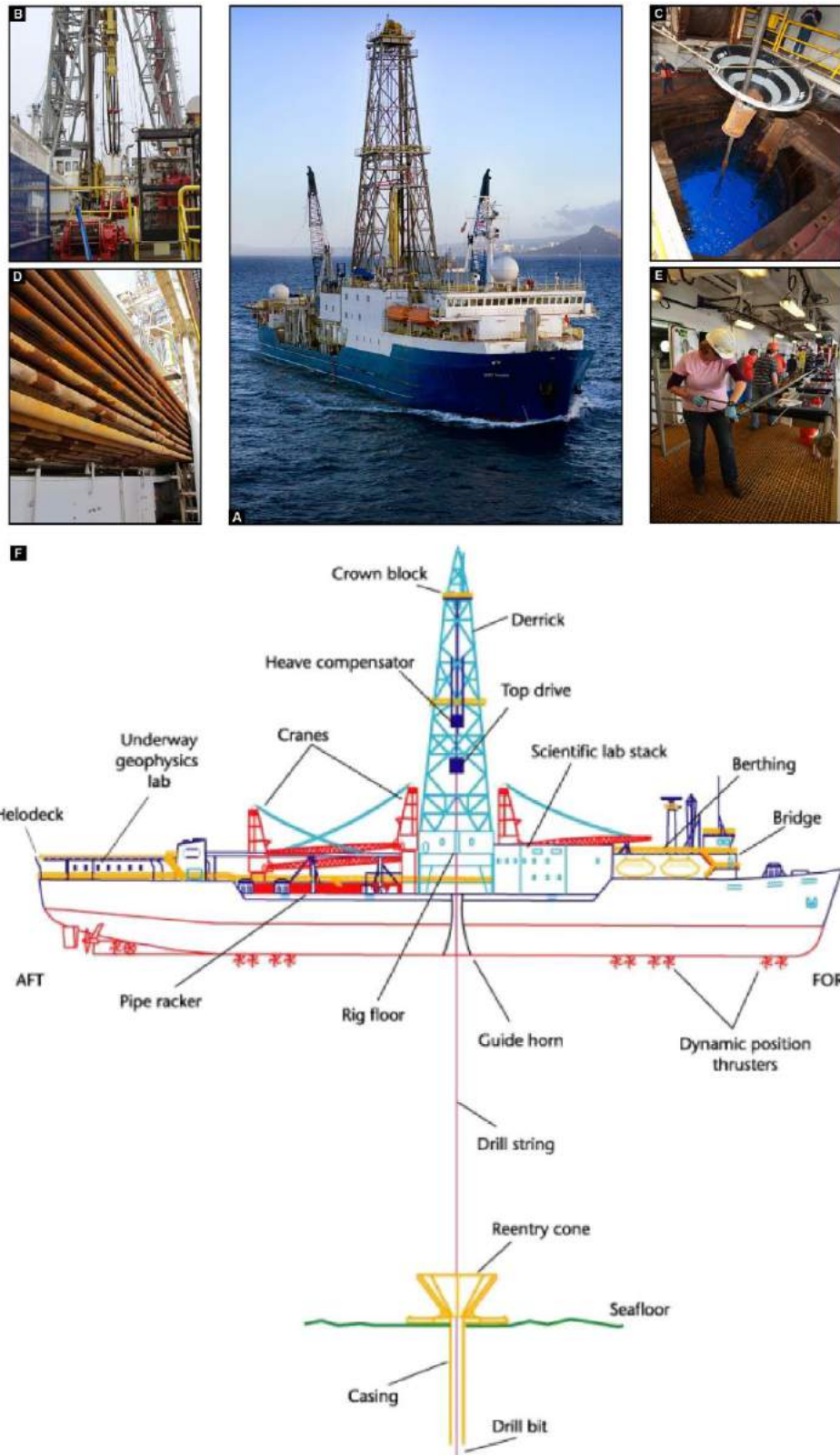


Figure II.9 : (A) Photographie du navire *Joides Resolution*, (B) Opération de forage en cours, (C) Puits central du bateau à travers lequel le train de tige de forage est mis à l'eau, (D) Des centaines de mètres de tubes de forages sont stockés sur le pont, (E) Récupération des carottes à bord, (F) Schéma représentant les principales caractéristiques du navire.

II.2.4.b Premières analyses des carottes à bord

Une fois découpées en tronçons, les carottes sont analysées une première fois à bord dans les laboratoires selon un protocole précis. Les mesures des propriétés physiques sont réalisées (ondes P, densité, radiation naturelle) via le *Wholeround Multisensor Core Logger* (WRMSCL) (Figure II.10). La carotte est ensuite coupée en deux dans le sens de la longueur (Figure II.10), une partie « *working half* » sur laquelle les descriptions, analyses et prélèvements sont faits, puis une autre partie « *archive half* » qui est conservée. Des images de cette dernière sont capturées à l'aide du *Section Half Imaging Logger* (SHIL). La colorimétrie et la susceptibilité magnétique sont mesurées à l'aide du *Section Half Multisensor Logger* (SHMSL) sur les « *archive half* » (Figure II.10). Les propriétés physiques sont à nouveau mesurées directement dans les sédiments tandis que les carottes sont décrites précisément (sédimentologie, lithologie,...). Des prélèvements sont aussi réalisés. Des lames minces ainsi que des analyses chimiques sont également effectuées, soit sur l'eau interstitielle extraite des sédiments, soit s'il s'agit d'échantillons de roches après dissolution (Figure II.10).

En complément de ces données, des mesures in-situ des propriétés physiques des matériaux (diagraphies) peuvent être réalisées directement dans les puits de forages si les conditions de stabilité le permettent (densité, porosité, résistivité et radiation naturelle) (Figure II.11). Chaque groupe d'outils est attaché à un câble et descendu dans le puit de forage. Les mesures sont réalisées lors de la remontée.

Les carottes récupérées au cours des expéditions IODP sont préservées et classées dans 3 carothèques selon leurs origines géographiques (Figure II.12). Le matériel est destiné à l'ensemble de la communauté scientifique internationale. Tout scientifique peut faire une demande d'échantillons (*Sample Request*) auprès de ces carothèques, :

- La carothèque de Brême (Bremen Core Repository –BCR). Elle est localisée à l'Université de Brême en Allemagne et rassemble les carottes provenant de l'océan Atlantique, Arctique, de la mer Méditerranée et de la mer Noire (Figure II.12).
- La carothèque de College Station (Gulf Coast Repository – GCR). Elle est implantée à l'Université du Texas A&M à College Station au Texas (USA), et rassemble les carottes prélevées dans la zone Est de l'océan Pacifique, de la mer des Caraïbes, du golfe de Mexico et des océans situés sous 60° Sud hors plateau de Kerguelen).

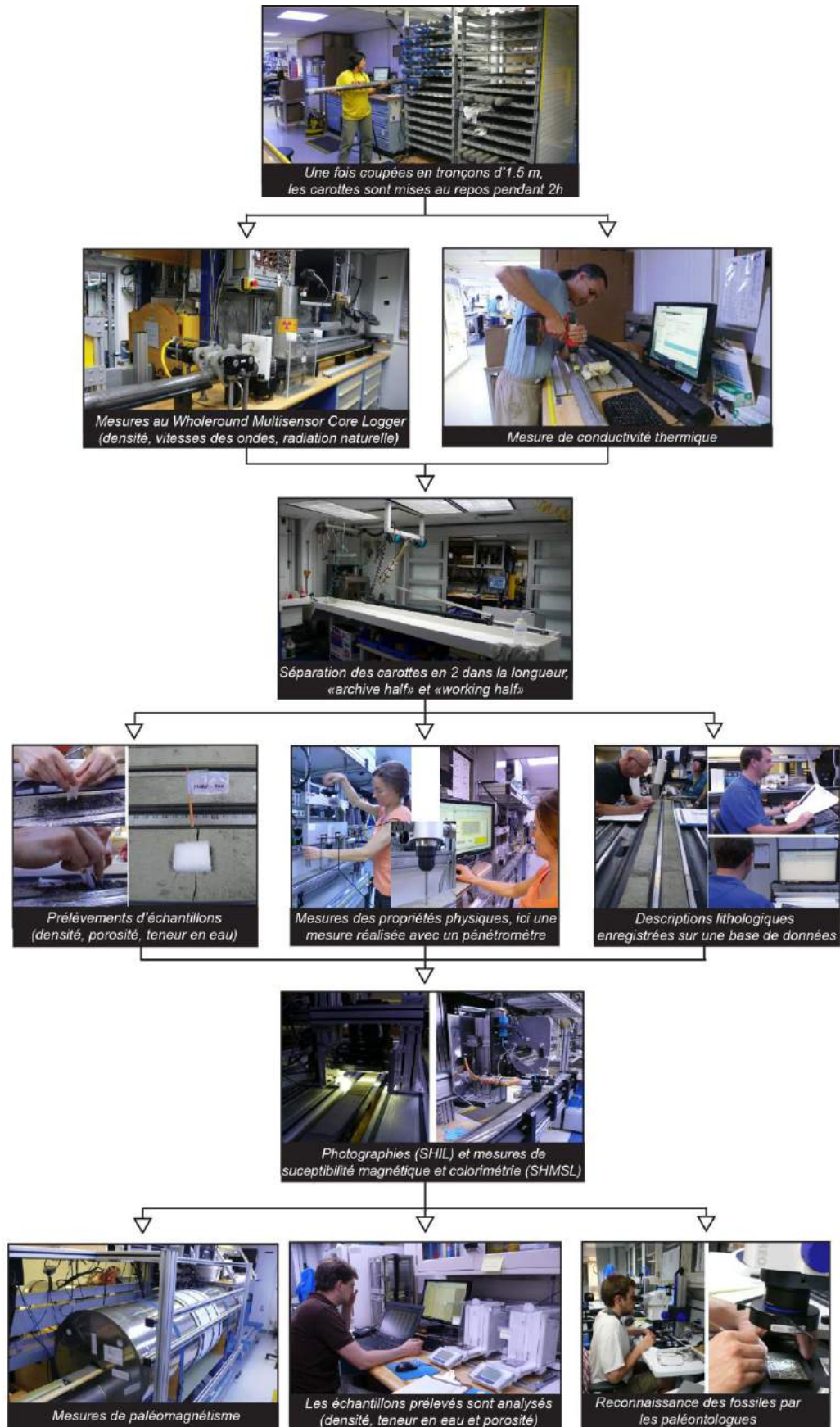


Figure II.10. Ensemble des observations, mesures et analyses effectuées sur les carottes à bord du navire Joides Resolution.

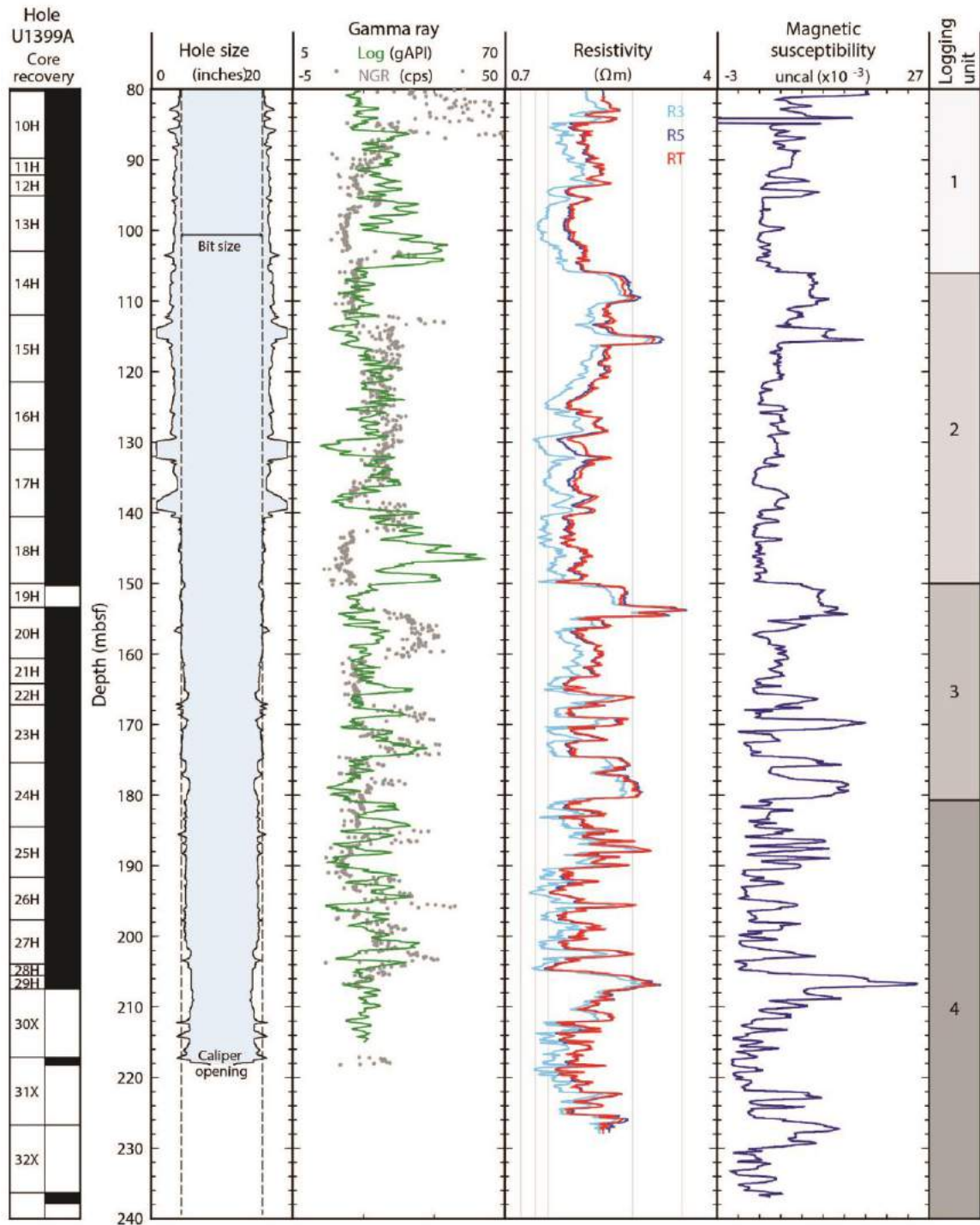


Figure II.11 : Exemples de mesures enregistrées directement dans le puits par les outils de diaggraphie par câbles insérés dans le puits de forage U1399-C. Les données de rayonnement gamma naturel (NGR) sont comparées à celles des carottes extraites du puits U1399-A. R3 = résistivité moyenne, R5 = résistivité profond, RT = résistivité vraie, modélisées à toutes les profondeurs de l'enquête. UNCAL = unités non calibrées.

La carothèque de Rutgers/New Jersey Geological Survey (NJGS) est une carothèque annexe de la GCR. Elle est située dans l'état du New Jersey aux Etats-Unis, et rassemble les carottes issues des Legs ODP 150X et 174AX (*New Jersey Coastal Plain*) sur la côte du New Jersey (Figure II.12).

- Enfin la carothèque de Kochi (Kochi Core Center, KCC), est localisée à l'Université de Kochi au Japon et rassemble des carottes de la zone Ouest de l'océan Pacifique, de l'océan Indien (au-dessus de 60° Sud), du plateau de Kerguelen et de la mer de Bering (Figure II.12).

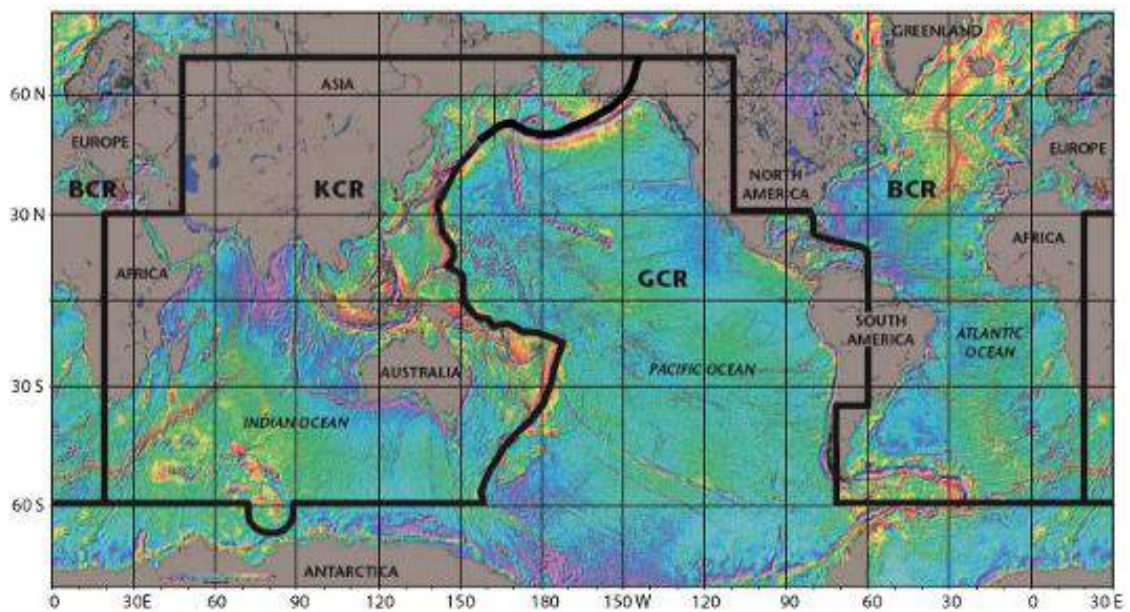


Figure II.12: Carte illustrant la répartition des carottes selon leurs origines géographiques (KCR : Kochi Core Center ; GCR : Gulf Coast Repository et BCR : Bremen Core Repository) (Source : www.iodp.org).

II.3 Les campagnes océanographiques

Les données marines utilisées au cours de cette thèse sont issues de trois campagnes océanographiques et d'une expédition de forages profonds réalisées au large des Petites Antilles: AGUADOMAR (1998-1999), CARAVAL (2002), GWADASEIS (2009) et IODP 340 (2012). Dans cette partie, nous décrirons brièvement les objectifs, les données recueillies et les traitements effectués sur les données utilisées.

II.3.1 AGUADOMAR (<http://dx.doi.org/10.17600/98010120>)

La campagne océanographique AGUADOMAR (Antigua GUAdeloupe DOminique MARTinique) s'est déroulée du 19 décembre 1998 au 22 janvier 1999, à bord du N/O L'Atalante. Christine Deplus était la chef de mission et Georges Boudon et Paul Taponnier les chefs de projet.

L'objectif principal de cette mission était de contribuer à l'étude des aléas sismique et volcanique au niveau de l'arc des Petites Antilles à travers deux volets : 1/ Tectonique, par l'étude des mécanismes de la déformation récente, responsable de grands séismes dans la région puis 2/ Volcanologique, via l'étude des phénomènes d'effondrements de flanc des édifices volcaniques, pouvant entraîner des tsunamis importants.

II.3.1.a Les données acquises

La zone analysée s'étendait sur plus de 400 km, de l'île de Montserrat jusqu'à l'île de Ste Lucie, puis jusqu'à 80 km de part et d'autres des îles (Figure II.13). Les données géophysiques acquises pendant la campagne ont été les suivantes :

- Bathymétrie et imagerie multifaisceaux (Simrad EM12D + Simrad EM1000) ;
- Sondeur de sédiments 3.5 Khz ;
- Gravimétrie (BGM5 + Bodenseewerk KSS30) ;
- Magnétisme ;
- Sismique rapide 6 traces ;
- Dragages (x2) ;

Les données de bathymétrie ont été acquises dans les zones peu profondes, avec le sondeur de sédiments multifaisceaux EM1000 et le sondeur EM12D (majeure partie) (Tableau II.2). Plusieurs modèles numériques de terrain ont été réalisés à bord (50-200 m de résolution), un modèle numérique de terrain terre/mer a aussi été calculé au large de la Martinique (Le Friant, 2001), complété ensuite avec les données Caraval que nous utilisons dans cette étude. Les paramètres du dispositif utilisé pour acquérir les données de sismique réflexion sont décrits dans le Tableau II.4, 6050 milles de profils sismiques ont été acquis au total.

II.3.1.b Traitement des données

Les données de sismique réflexion ont été traitées sous Seismic Unix après la campagne (Le Friant, 2001). Celles-ci ont été filtrées (filtre passe-bande de 13-105 kHz), les CMP regroupés, les séries de CMP sommées, puis les données migrées. Le faible degré de couverture des données (3) n'a pas permis d'établir une loi de vitesse NMO. Par conséquent une vitesse constante de 1450 m/s a été utilisée, à la fois pour l'alignement des réflecteurs, mais aussi pour la migration des données.

<i>Campagnes Océanographique</i>	<i>Sources</i>	<i>Nombre de canons</i>	<i>Profondeur du canon (m)</i>	<i>Longueur de la flûte (m)</i>	<i>Nombre de traces</i>	<i>Espacement des traces (m)</i>	<i>Immersion de la flûte (m)</i>	<i>Intertir</i>	<i>Couverture</i>
<i>AGUADOMAR</i>	GI 45/45 + 105/105	2	7	530	6	50	5	50	3
<i>CARAVAL</i>	GI 45/45	2	1,5	500	6 et 24	12,5	3	25	6
<i>GWADASEIS</i>	GI 35/45 + 45/45	4	3	358	72	6,25	3	25	9

Tableau II.4 : Caractéristiques des dispositifs employés pour acquérir les données de sismique réflexion au cours des différentes campagnes océanographiques effectuées au large de la Martinique.

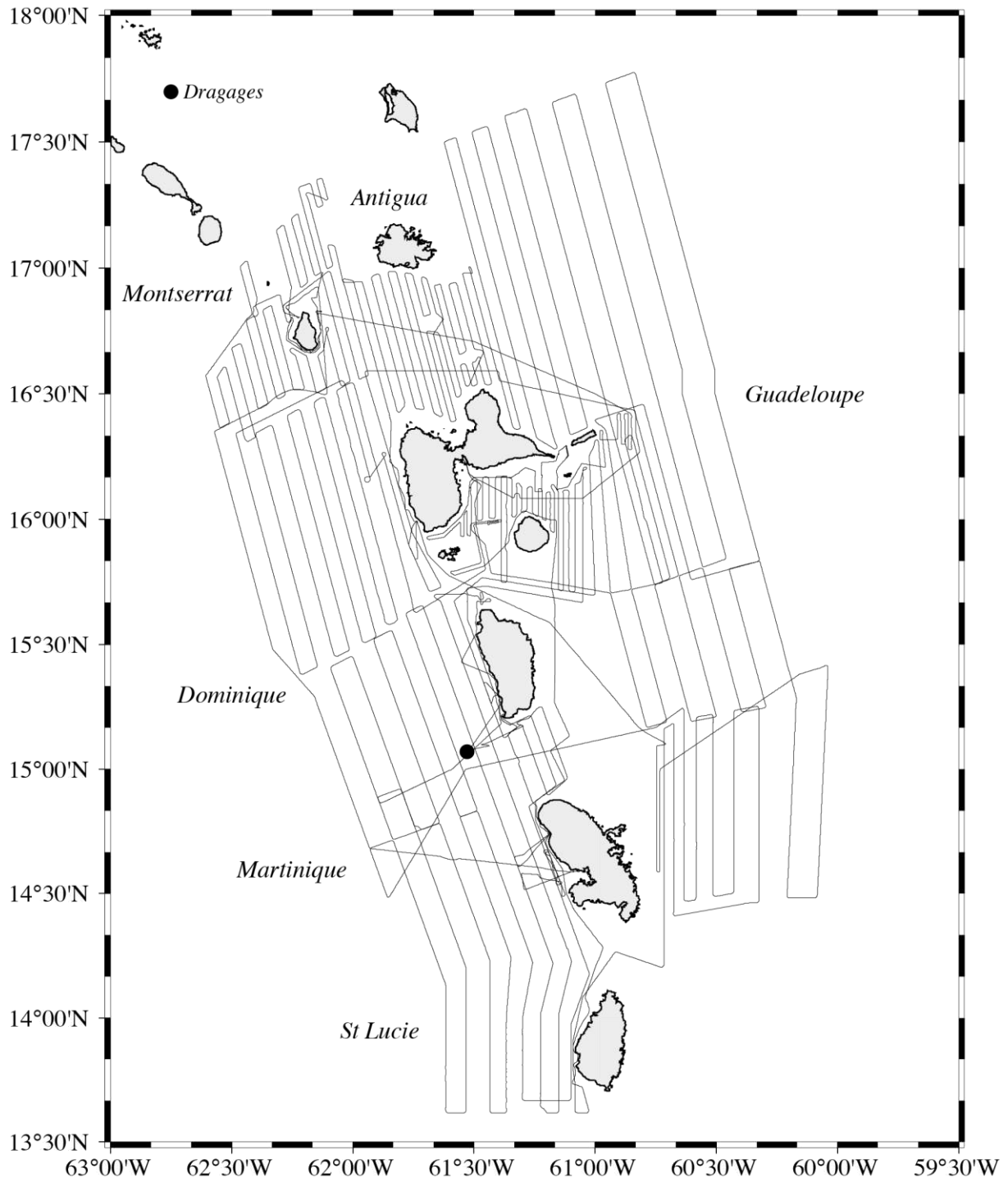


Figure II.13 : Carte de localisation des profils sismiques et sites de dragages réalisés lors de la campagne AGUADOMAR (N/O L'Atalante, 1998-1999 ; Deplus, 1999).

II.3.2 CARAVAL (<http://dx.doi.org/10.17600/2010030>)

La campagne CARAVAL (CARottage AVAlanches) s'est déroulée du 12 février au 6 mars 2002, à bord du N/O L'Atalante (PIs : Christine Deplus et Georges Boudon). Pour compléter les données recueillies durant la mission AGUADOMAR, la campagne CARAVAL s'étendait plus à l'ouest et au sud de l'arc, jusqu'à l'île de St Vincent (Figure II.14).

L'objectif principal de cette campagne se plaçait dans la continuité du volet volcanologie de la campagne AGUADOMAR et a donc contribué à compléter l'étude des aléas volcaniques au niveau de l'arc des Petites Antilles via : 1/ la cartographie et la caractérisation des dépôts d'avalanche de débris reconnus en mer, résultant de l'effondrement des édifices volcaniques, 2/ la détermination des conséquences potentielles de ces processus sur la sédimentation marine (notamment les écoulements turbiditiques associés), et 3/ l'étude de la fréquence éruptive des volcans de Martinique, Guadeloupe et Montserrat (via les études de tephrochronologie marine).

II.3.2.a Les données acquises

La zone étudiée pendant cette campagne s'étendait sur plus de 500 km entre l'île de Montserrat au nord et l'île de St Vincent au sud (Figure II.14). Les données acquises ont été les suivantes :

- Bathymétrie et imagerie multifaisceaux (Simrad EM12D) ;
- Sondeur de sédiments 3.5 Khz ;
- Gravimétrie (KSS30 et BGM5)
- Magnétisme (Barringer) ;
- Sismique rapide de haute résolution ;
- Sismique réflexion 6 traces ;
- Dragage (x1)
- Carottage (Küllenberg, 37)

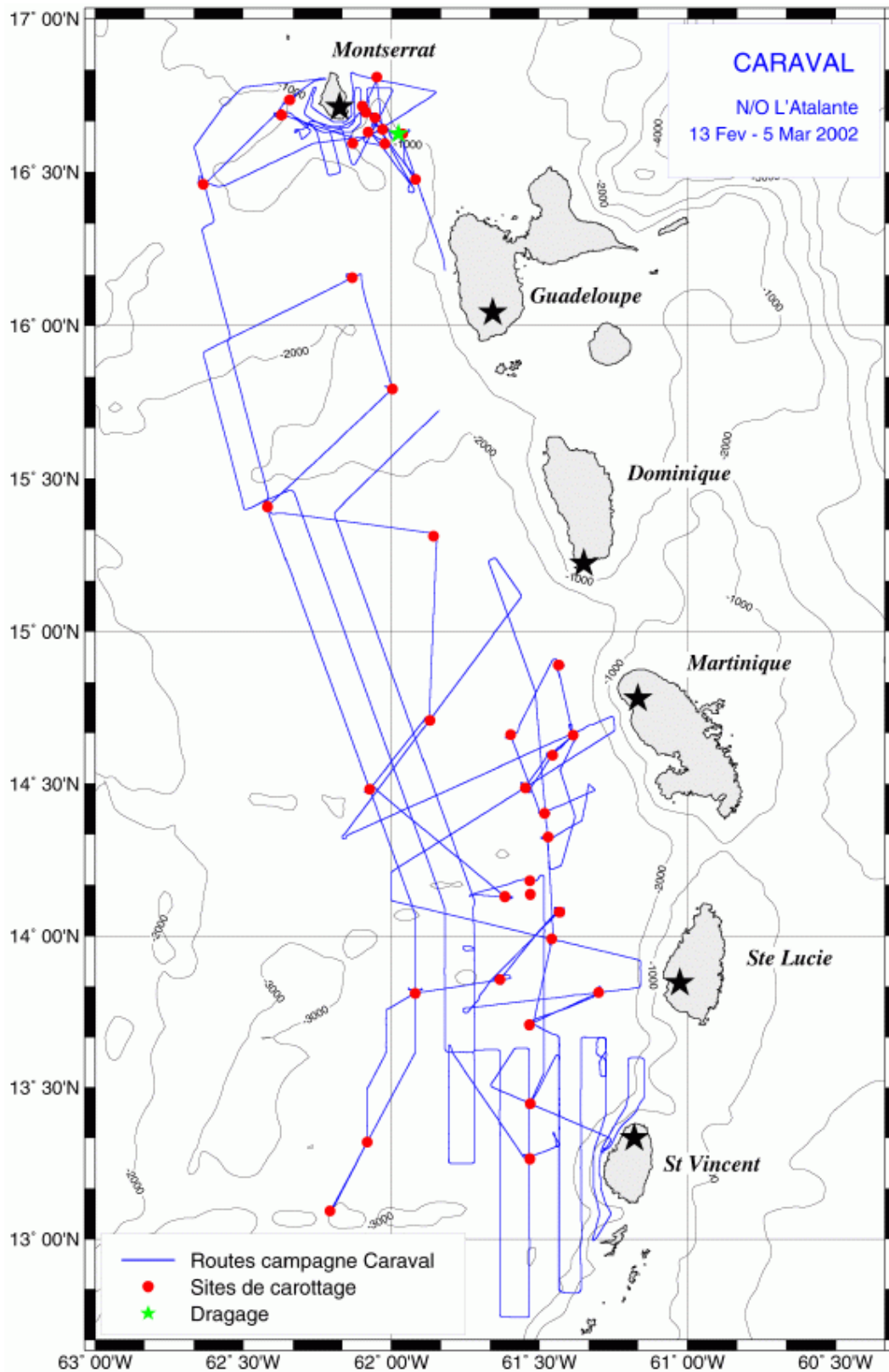


Figure II.14 : Carte de localisation des profils sismiques, des sites de dragages et de carottages acquis lors de la campagne CARAVAL (2002 ; Deplus et Boudon, 2002)

Les données de bathymétrie et d'imagerie multifaisceaux ont été acquises entre 75-100 m et 3000 m de profondeur, depuis les zones proches des côtes jusqu'au bassin de Grenade (Figure II.14). Plusieurs modèles numériques de terrain ont été réalisés (avec un pas de 50 m et 100 m). 40 carottages (dont 37 réussis) ont été prélevés dans les zones recouvertes par les dépôts identifiés comme avalanches de débris, mais aussi en dehors de ces zones pour l'étude de l'histoire éruptive des volcans (sur les coulées pyroclastiques/de débris, les turbidites et sur des hauts plateaux). Au total, 178,98 m de sédiments ont été remontés. La longueur des carottes variait entre 0,37 et 13,53 m. Les carottes ont été découpées, ouvertes et décrites de manière préliminaire à bord.

Les données de sismique réflexion ont été acquises en utilisant un dispositif de sismique 6 traces et un autre de 24 traces. L'essentiel des profils a été acquis en utilisant la sismique de haute résolution, qui a permis d'imager une unité au faciès sismique chaotique, dont la partie distale n'avait pu être identifiée sur les données de sismiques acquises lors de la campagne AGUADOMAR. Une amélioration d'un facteur 2 de la résolution des données caractérise les données issues de la campagne CARAVAL comparées à celles collectées lors de la campagne AGUADOMAR (Figure II.6). Le tableau II.4 synthétise les différents paramètres d'acquisition du dispositif employé pour acquérir les données de sismique réflexion.

II.3.2.b Traitement des données

Les données de sismique réflexion (6 traces et haute résolution) ont été traitées sous Seismic Unix après campagne. Celles-ci ont été filtrées (filtre passe-bande 13-105 kHz), les CMP regroupés, les séries sommées, puis migrées en utilisant une vitesse constante de 1450 m/s. Le faible degré de couverture des données (respectivement 3 et 6) n'a pas permis d'établir une loi de vitesse NMO.

II.3.3 GWADASEIS (<http://dx.doi.org/10.17600/9020020>)

La campagne GWADASEIS (Gwada SEISme) s'est déroulée du 23 février au 27 mars 2009, à bord du N/O Le Suroît (PI : Nathalie Feuillet).

Les objectifs principaux de la mission étaient de: 1/ cartographier le système de failles actives parallèle à l'arc afin de mieux contraindre sa géométrie et sa cinématique, et 2/ compléter les connaissances sur la fréquence éruptive des volcans Antillais.

II.3.3.a Les données acquises

L'ensemble des données acquises s'étendait de l'île de St Eustache à l'île de la Martinique, soit sur une distance de plus de 400 km (Figure II.15) :

- Bathymétrie et imagerie multifaisceaux (EM300 ; en continu) ;
- Sondeur de sédiments (mode chirp ; en continu) ;
- Magnétisme (Seaspy ; LEG1) ;
- Sismique de haute résolution 72 traces (LEG1) ;
- Imagerie du sonar latéral (SAR ; LEG2) ;
- Carottages (Küllenberg, 17 ; LEG2)

Les données de bathymétrie ont été de meilleure qualité que celles obtenues lors des campagnes précédentes (utilisation d'un sondeur multifaisceaux de plus haute fréquence et donc de plus haute résolution).

Au cours de cette campagne, 17 carottages ont été effectués (Figure II.15), permettant de recueillir 82 m de sédiments. 151 profils sismiques de haute résolution ont été acquis (1526 milles). Leur résolution verticale était de 3 à 4 m, contre 10 à 20 m dans les précédentes données AGUADOMAR. Les paramètres d'acquisition du dispositif employé sont indiqués dans le tableau II.4.

II.3.3.b Traitement des données

Les données de bathymétrie et d'imagerie multifaisceaux, de sondeur de sédiments, et quelques profils SAR ont été traités à bord. Des modèles numériques de terrain à 25 m, 50 m et 100 m ont été réalisés. L'ouverture et la description préliminaire des carottes ont également été effectuées pendant la campagne.

Les données de sismique réflexion ont été traitées sous Seismix Unix. Celles-ci ont été filtrées (filtre passe-bande de 15-240 kHz), les CMP regroupés, une loi de vitesse NMO estimée tous les 500 CDP (degré de couverture suffisant : 9), les séries de CMP sommées, puis migrées en utilisant une loi de vitesse NMO.

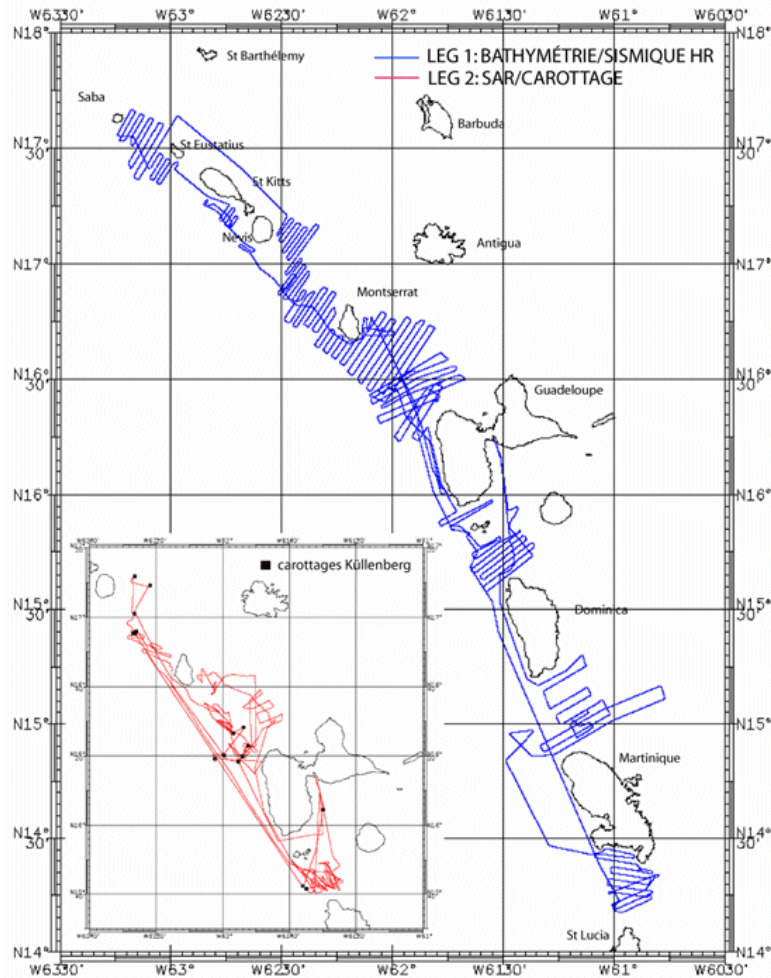


Figure II.15 : Localisation des profils de sismique réflexion (en bleu), de sonar latéral SAR (rouge) et des sites de carottages (carrés noirs) acquis lors de la campagne GWADASEIS (2009 ; Feuillet, 2009).

II.3.4 Expédition IODP 340

L'expédition IODP 340 (*Integrated Ocean Discovery Program*), s'est déroulée du 3 Mars au 17 Avril 2012 à bord du bateau de forage Joides Resolution. La mission co-dirigée par Anne Le Friant et Osamu Ishizuka a permis de réaliser des forages profonds (Figure II.16).

L'objectif de l'Expédition IODP 340 était d'obtenir un enregistrement complet de l'activité éruptive et de la sédimentation volcanoclastique des complexes volcaniques les plus actifs de l'arc des Petites Antilles lors du dernier million d'années pour: 1/ Améliorer la connaissance/compréhension des processus de glissement autour des volcans insulaires et leur fréquence, avec des implications sur l'évaluation du risque tsunami, 2/ Accéder à l'histoire éruptive à long terme des volcans de l'arc des Petites Antilles (documenter les cycles de construction et de destruction volcanique), 3/ Documenter l'évolution magmatique à long terme de l'arc, et 4/ Documenter la dispersion des sédiments en milieu océanique.

II.3.4.a Forages réalisés et données acquises

C'est la première fois que des forages étaient réalisés dans de tels dépôts de glissement. 4 français ont participé à cette expédition dont le projet avait été initié par la France. 9 forages ont été réalisés. Ils ont été choisis stratégiquement au large de Montserrat et de la Martinique pour représenter la dissymétrie de l'arc (Figure II.16), ce qui a permis de collecter 484 carottes soit 2384 m de matériel au total. Les mesures et analyses faites sur les carottes issues de ces forages ont constitué un jeu de données conséquent:

- Lithostratigraphie (i.e. logs) ;
- Propriétés physiques (mesurées dans le puits de forage, puis sur les carottes):
 - o densité
 - o susceptibilité magnétique
 - o radioactivité naturelle
 - o vitesse des ondes P
 - o porosité
 - o résistivité
 - o conductivité thermique
- Paléomagnétisme ;
- Géochimie ;
- Paléontologie

II.3.4.b Traitement des données

Comme explicité précédemment dans la *section 1.3.2*, une analyse préliminaire des carottes a été faite à bord dans les laboratoires prévus à cet effet. A la fin de la campagne, il existait donc pour chaque forage des fiches synthétiques de l'ensemble des données collectées comme illustré sur la Figure II.17. L'échantillonnage des carottes ne s'est toutefois pas fait à bord, il a été réalisé plusieurs mois après l'expédition à College Station (Texas) au cours de la « Sampling party ». Les échantillons ont ensuite été expédiés à l'ensemble des participants au cours du dernier trimestre de l'année 2012 afin de pouvoir commencer les analyses.

II.3.1 Synthèse des données utilisées

La figure II.18 et le tableau II.5 présenté ci-dessous synthétisent l'ensemble des données utilisées dans le cadre de la thèse. Comme explicité précédemment, la résolution des données de sismique réflexion diffère selon les campagnes réalisées, or il est important d'en prendre conscience lorsque l'on compare les différents profils, et notamment lorsqu'on les corrèle aux données de forage dont la différence de résolution est importante (dizaine de mètres VS centimètre).

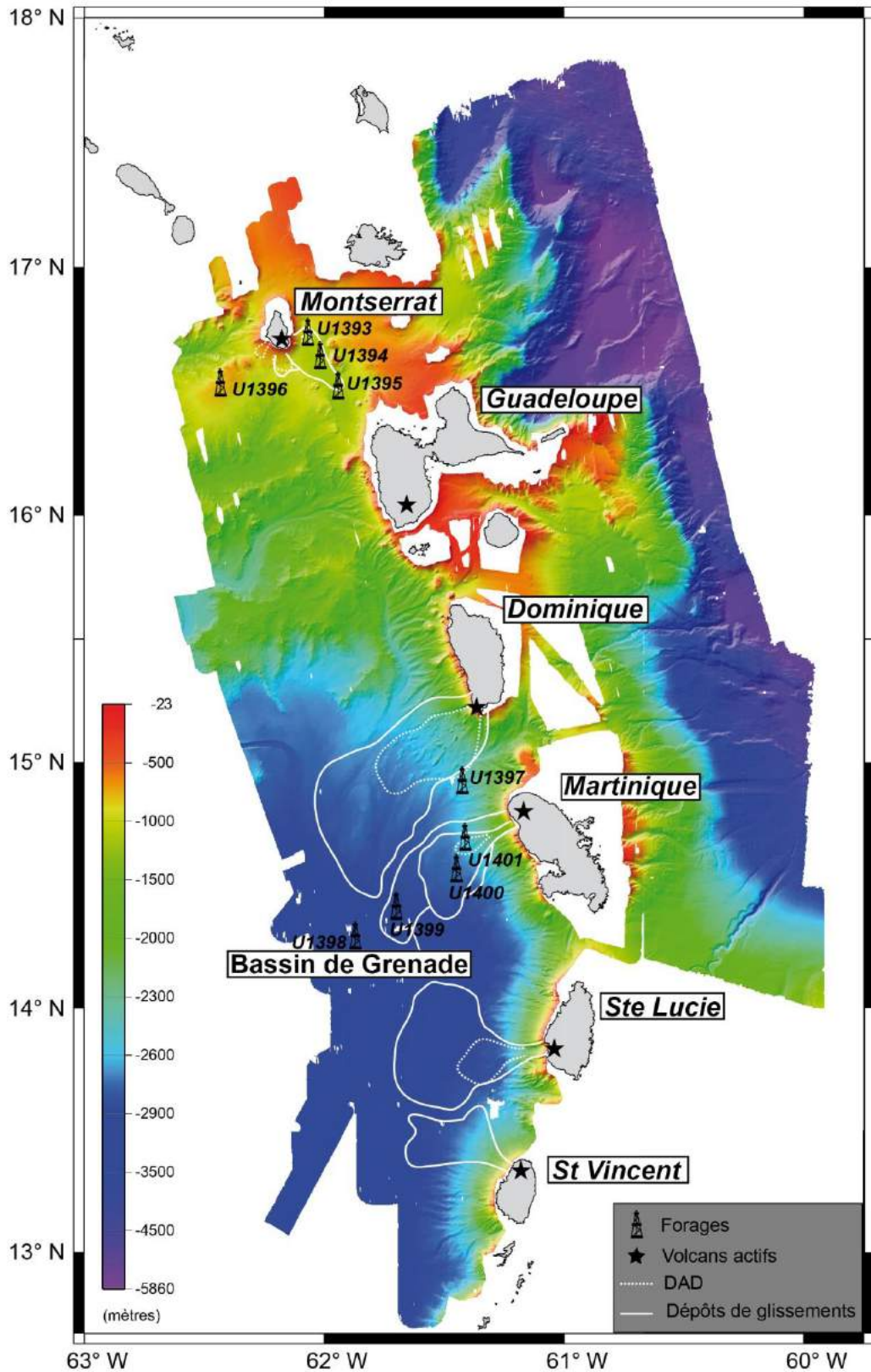


Figure II.16 : Carte bathymétrique réalisée à partir des données issues des campagnes AGUADOMAR (1999) et CARAVAL (2002). Les sites de forages réalisés au cours de l'expédition IODP 340 (2012) sont représentés (modifié d'après Le Friant et al., 2015).

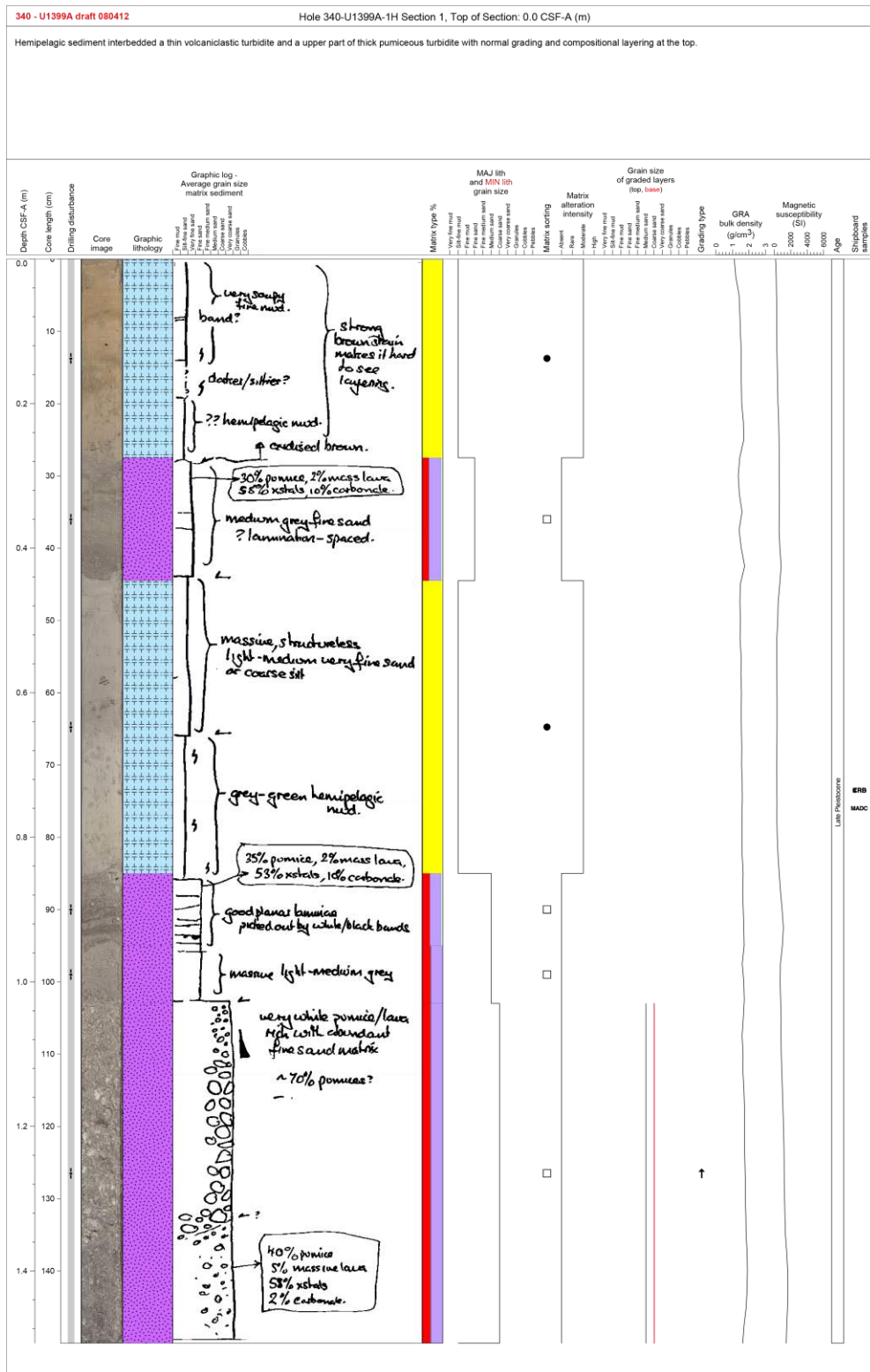


Figure II.17 : Exemple d'une fiche synthétique type VDC (Visual Core Description). La photo de la section de carotte étudiée (ici, la section 1 de la carotte U1399A-1H) est associée à la profondeur correspondante. La description lithologique (i.e.) faite à bord, la granulométrie, les mesures de densité et de susceptibilité magnétique, ainsi que l'âge correspondant sont indiqués.

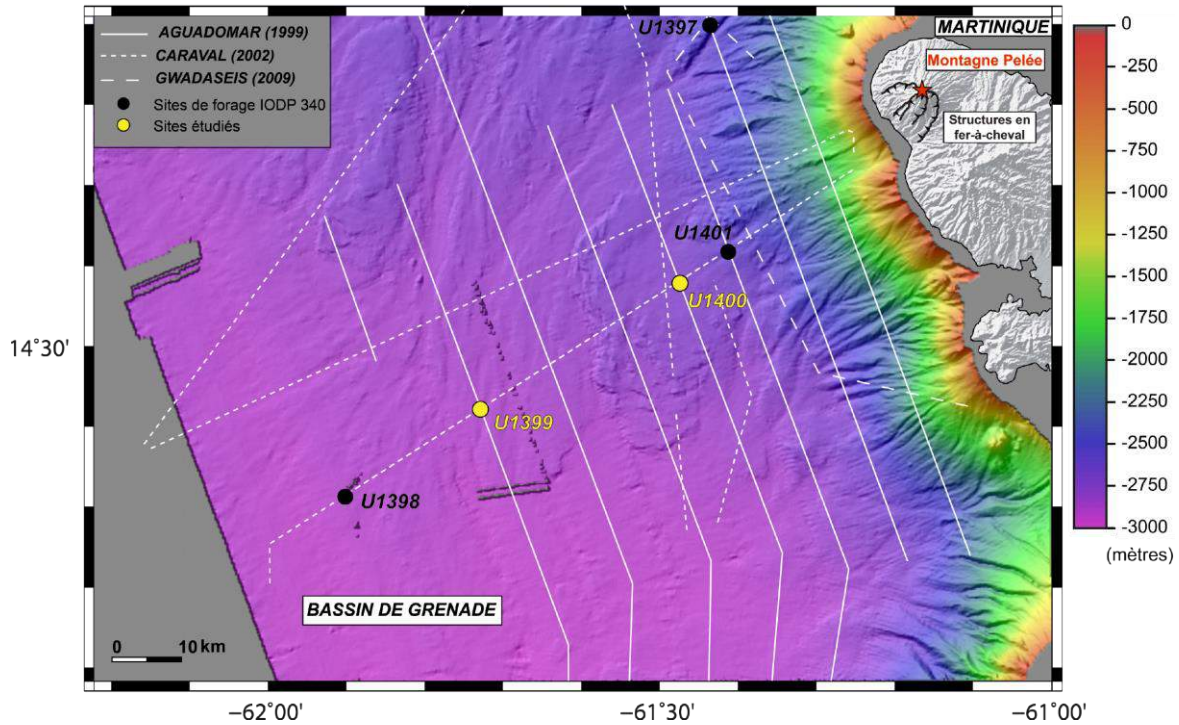


Figure II.18 : Carte bathymétrique illustrant l’ouest de la Martinique (campagnes AGUADOMAR et CARAVAL, Brunet et al., 2015). Le MNT de l’île y est associé, montrant les structures en forme de fer-à-cheval à terre, caractéristiques des effondrements de flanc de volcan (source : IGN ; Deplus et al., 2001 ; Le Friant et al., 2003a) L’ensemble des profils sismiques ainsi que les forages étudiés dans le cadre de cette thèse sont annotés.

Campagnes océanographiques	Données utilisées
AGUADOMAR	<ul style="list-style-type: none"> - Bathymétrie/ imagerie multifaisceaux - Sismique réflexion
CARAVAL	<ul style="list-style-type: none"> - Bathymétrie/imagerie multifaisceaux - Sismique réflexion
GWADASEIS	<ul style="list-style-type: none"> - Sismique réflexion
IODP 340	<ul style="list-style-type: none"> - Forages (lithologie, structures) - Propriétés physiques - CAT-scan

Tableau II.5 : Synthèse des données utilisées dans le cadre de la thèse au large de l’île de la Martinique.

II.4 Exploitation des données

II.4.1 Investigation à grande échelle: analyse des données de sismique réflexion

Les données de sismique réflexion acquises lors des campagnes océanographiques présentées précédemment ont été intégrées dans un projet Kingdom Suite ©. Ce logiciel permet de compiler et d'analyser un ensemble de données (i.e. fichiers SEG-Y) quelle que soit leur résolution. Le projet « Martinique » regroupe ainsi l'ensemble des données de sismique acquises au large de l'île entre 1999 et 2009.

Avant d'être intégré dans un projet Kingdom, les données doivent être préalablement géoréférencées afin de pouvoir les intégrer sur une carte et les comparer entre elles. Or, les profils de sismique réflexion n'étaient pas automatiquement géoréférencés lors des campagnes océanographiques Aguadomar et Caraval. De fait, le positionnement des CDP (*Common Depth Point*) issus des données AGUADOMAR et CARAVAL a été calculé, en utilisant les données de navigation et la géométrie du système d'acquisition de sismique utilisée lors de chaque campagne.

II.4.1.a Création du projet Kingdom Suite Martinique

Un projet Kingdom est réalisé via trois étapes principales qui sont :

- Définir la base du projet : cadre géographique, choix de la projection et du système de coordonnées (Martinique : UTM 20N) et uniformisation des coordonnées des données dans le système choisi ;
- Importer les profils sismiques : importation des fichiers de navigation puis des fichiers SEG-Y (23 profils) ;
- Importer la bathymétrie sous forme d'image géo-référencée (en UTM) afin de visualiser la localisation des profils.

Les données de bathymétrie importées dans le projet Martinique sont celles acquises au cours des campagnes AGUADOMAR et CARAVAL. Celles-ci ont été importées dans Kingdom Suite après avoir été converties et exportées.

Le logiciel Kingdom permet de visualiser de manière simultanée le profil sismique sélectionné et la localisation de la zone étudiée sur la carte. En jouant sur les paramètres de visualisation (contrastes, couleurs, etc ...), le logiciel permet de :

- Reconnaître différents faciès sismiques (Figure II.19), puis des réflecteurs spécifiques, souvent mis en évidence par un contraste d'impédance important (Figure II.19) ;
- Corréler les profils entre eux quelle que soit leur résolution respective, en utilisant les points d'intersection (Figure II.6) ;
- Identifier sur les données différents éléments reconnus sur la bathymétrie et les suivre d'un profil à l'autre (front morphologique...)
- Pointer (*picking*) des réflecteurs (horizons) (Figure II.20) ou encore délimiter des unités et les corréler d'un profil à l'autre.

L'outil « *correlation tool* » a été utilisé pour vérifier la bonne corrélation d'un horizon le long d'un profil. Il consiste à dupliquer une zone préalablement sélectionnée sur les données et à la déplacer le long du profil sismique. Cet outil est particulièrement utile dans les zones où la résolution n'est pas suffisante pour voir la continuité des réflecteurs. L'outil « *Digitize Arbitrary Line > Single across 2D Surveys Only* » a également permis de vérifier la continuité et la cohérence du *picking* au niveau des intersections de différents profils sismiques (Figure II.6).

II.4.1.b Cartographie des faciès sismiques

L'analyse de l'ensemble des données de sismique réflexion a permis d'identifier trois principaux faciès sismiques : lité/sédimentaire, perturbé et chaotique (Figures II.19 et II.20). Les deux derniers caractérisent des unités sismiques spécifiques. Les limites supérieure et inférieure de ces unités ont été pointées sur Kingdom en tenant compte des variabilités latérales d'épaisseur (Figure II.20). Par la suite, des grilles de profondeur en secondes temps double (std ou *twt* : *two-travel-time*) ont été réalisées, permettant de générer une carte des profondeurs pour chaque limite des unités. Cette carte a été ensuite superposée à la carte bathymétrique du projet Kingdom, a permis ainsi d'en délimiter les extensions. C'est le travail de cartographie des faciès sismiques. Appliqué à l'ensemble des profils sismiques disponibles au large de la Martinique, cela permet de contraindre d'autant mieux les extensions de ces unités profondes. Puis, leurs volumes sont estimés à partir de grilles

nouvellement créées, extrapolées entre les profils. L'estimation des volumes est toutefois sujette à une certaine erreur dans la mesure où elle dépend principalement de la vitesse sismique choisie pour la conversion.

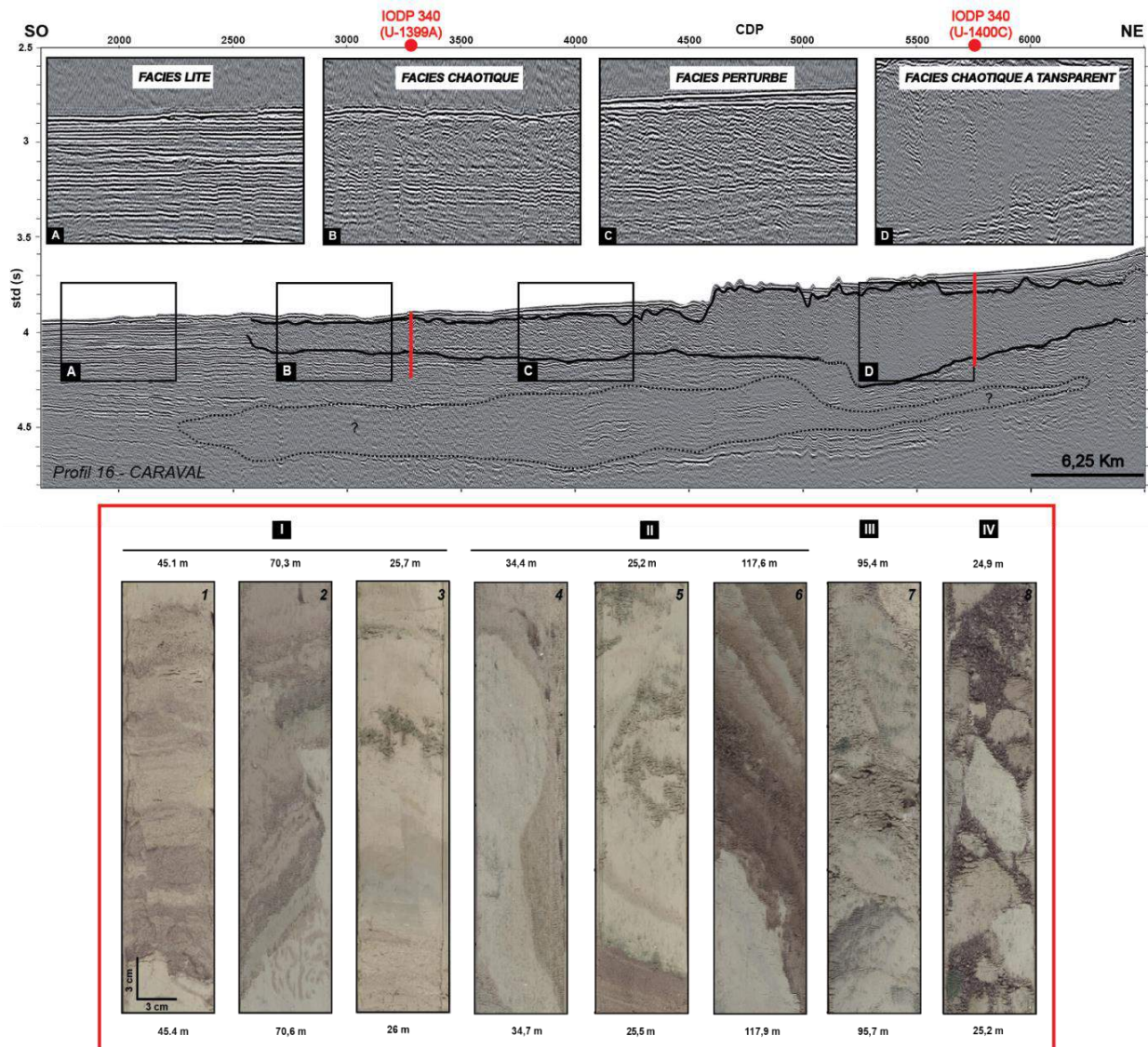


Figure II.19 : Illustration des faciès sismiques identifiés sur les données de sismique réflexion acquises au large de la Martinique (Profil sismique 16, campagne CARAVAL (2002)). Les faciès sismiques de type perturbé et chaotique sont associés à des dépôts d'instabilités. Les réflecteurs de forte amplitude au sein de la pile sédimentaire sont également soulignés (trait gras noir). Les déformations observées dans les carottes U1399-A (1, 3, 5 et 7) et U1400-C (2, 4, 6 et 8) sont illustrées dans l'encadré rouge. On y distingue différents types de déformation : (I) déformation fragile, (II) ductile, (III) Polyphase et (IV) l'incorporation de clastes de boue (mud clasts).

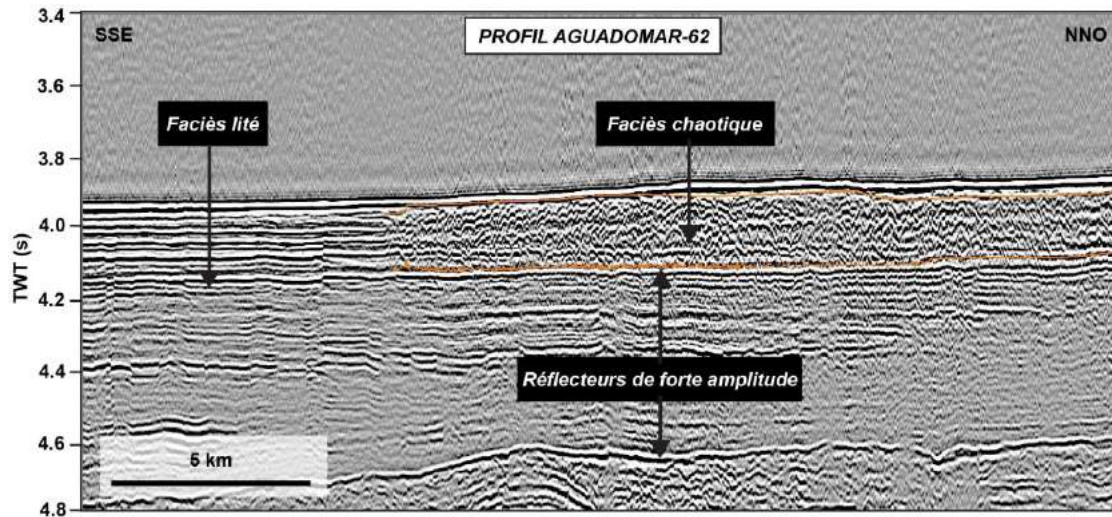


Figure II.20 : Réflecteurs de forte amplitude identifiés au sein de la pile sédimentaire au large de la Martinique

II.4.1.c Estimation des vitesses au sein des unités sismique reconnues

Afin d'estimer les épaisseurs et les volumes des unités sismiques reconnues sur les profils, il est nécessaire de contraindre, le plus précisément possible, les vitesses de propagation des ondes au sein de ces unités. Deux méthodes permettent d'y parvenir : la détermination d'une loi de vitesse ou l'utilisation de données mesurées in-situ. Or dans le cas de notre étude, nous avons la chance de pouvoir utiliser des données in-situ, mesurées au cours de l'expédition IODP 340. En forant dans les unités sismiques reconnues sur les profils, les valeurs de vitesses extraites sont donc propres au matériel composite de ces unités et sont de l'ordre de 1650 m/s (U1399-A) et 1700 m/s (U1400-C), correspondant à la moyenne des vitesses sur la longueur totale des carottes. Les données prélevées in-situ permettent notamment de corrélérer directement les vitesses aux niveaux lithologiques correspondants, au sein des unités sismiques profondes.

II.4.2 Investigation à petite échelle : l'analyse des données de forage

Les deux carottes analysées dans cette étude ont été prélevées au sein même des unités perturbées/chaotiques reconnues sur les données de sismique réflexion et interprétées comme des unités de glissement. Par conséquent, elles permettent d'investiguer en détail la composition et la nature de ces unités.

II.4.2.a Analyses des caractéristiques lithologique, structurale et physique

Forés au cours de l'expédition IODP 340, les sites U1399 et U1400 sont localisés au large de la Martinique (Tableau II.6 et Figure II.17). Pour chaque site, plusieurs forages ont été réalisés, 2 pour le site U1399 (U1399-A et U1399-B) et 3 pour le site U1400 (U1400-A, U1400-B et U1400-C). Dans le cadre de cette thèse, nous avons fait le choix de nous focaliser principalement sur les forages U1399-A et U1400-C, car ce sont les plus complets pour chaque site (270 m et 430 m respectivement) (Tableau II.6).

Afin de s'appropriier au mieux les données, un premier travail de description sédimentologique et lithologique a été intégralement refait (sans consultation de ceux qui avaient été faits à bord), et synthétisé pour l'ensemble des carottes prélevées aux sites U1399 (U1399-A et U1399-B) et U1400 (U1400-A, U1400-B et U1400-C), à partir de l'observation des photographies des carottes (Figure II.21). Puis une seconde phase d'observation et d'analyses a été réalisée, cette fois-ci focalisée sur les structures de déformation des carottes U1399-A et U1400-C (les plus complètes pour chaque site). Ainsi, un log synthétique consacré aux déformations a été réalisé (Figure II.22). L'observation conjointe des deux logs a ainsi permis de définir les limites supérieure et inférieure d'une zone caractérisée par des sédiments déformés (Figure II.19). En parallèle, les propriétés physiques mesurées sur les carottes correspondantes ont été également analysées. Les vitesses sismiques ont notamment permis de convertir les épaisseurs relevées en seconde temps double (std ou *TWT*) sur les profils sismiques, en épaisseur sédimentaires. Par ailleurs, l'analyse combinée des mesures de densité, de susceptibilité magnétique et de radioactivité naturelle et leur confrontation avec les descriptions lithologiques ont permis de d'affiner la classification générale des lithofacies rencontrés dans les carottes (Figure II.23).

Puits de forage	Latitude	Longitude	Profondeur de l'eau (m)	Longueur exploitable des carottes (mbsf)	Longueur totale des carottes (m)	Taux de récupération (%)	Nombre de carottes	Distance depuis la côte (km)
U1399-A	14.23,2419 N	61.42,6833 W	2900.8	274.7	219.88	80	36	63
U1399-B	14.23,3639 N	61.42,5380 W	2900.2	183	183.04	10	27	
U1399-C	14.23,2593 N	61.42,6665 W	2900.8	240	0			
U1400-A	14.32,5831 N	61.27,5492 W	2744.4	51.3	51.8	10	9	37
U1400-B	14.32,2023 N	61.27,4065 W	2743	212.5	215.19	10	28	
U1400-C	14.32,1935 N	61.27,4028 W	2743	436	304.49	72	49	

Tableau II.6 : Synthèse des caractéristiques de chaque puit de forage aux sites U1399 et U1400.

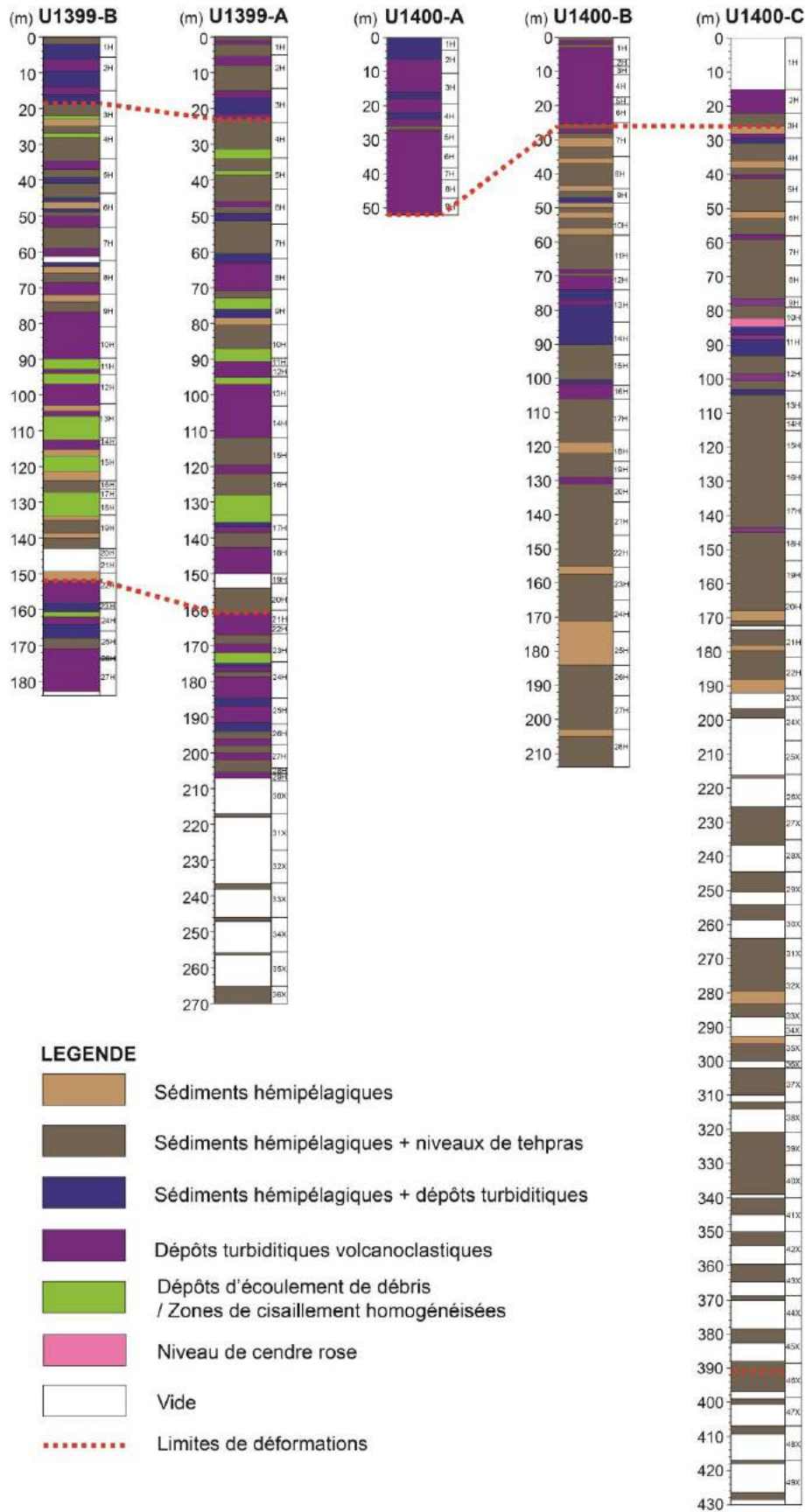


Figure II.21 : Logs lithologiques synthétiques de l'ensemble des carottes forées aux sites U1399 et U1400 au cours de l'Expédition IODP 340.

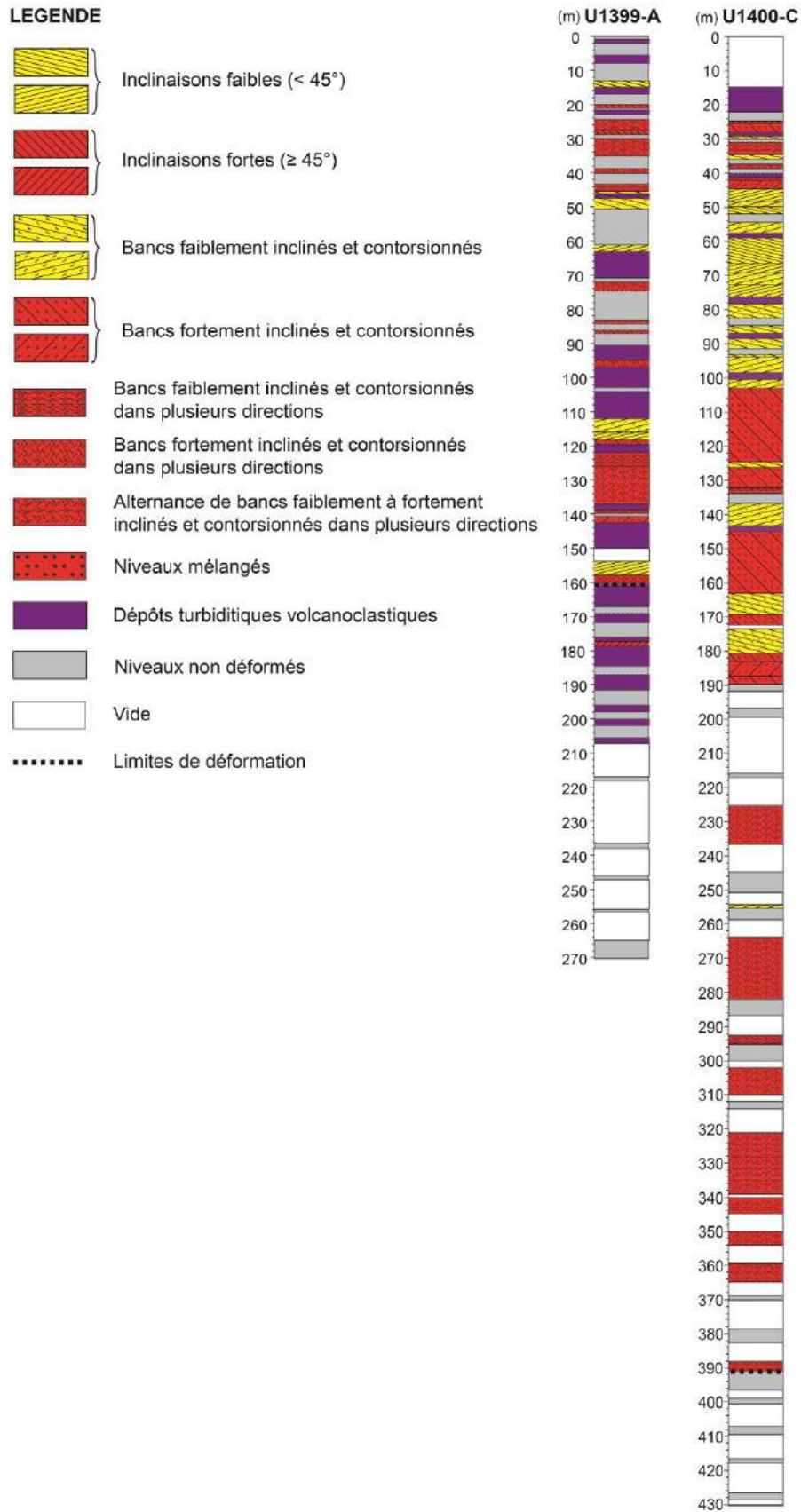


Figure II.22 : Logs synthétiques des déformations observées dans les carottes U1399-A et U1400-C.

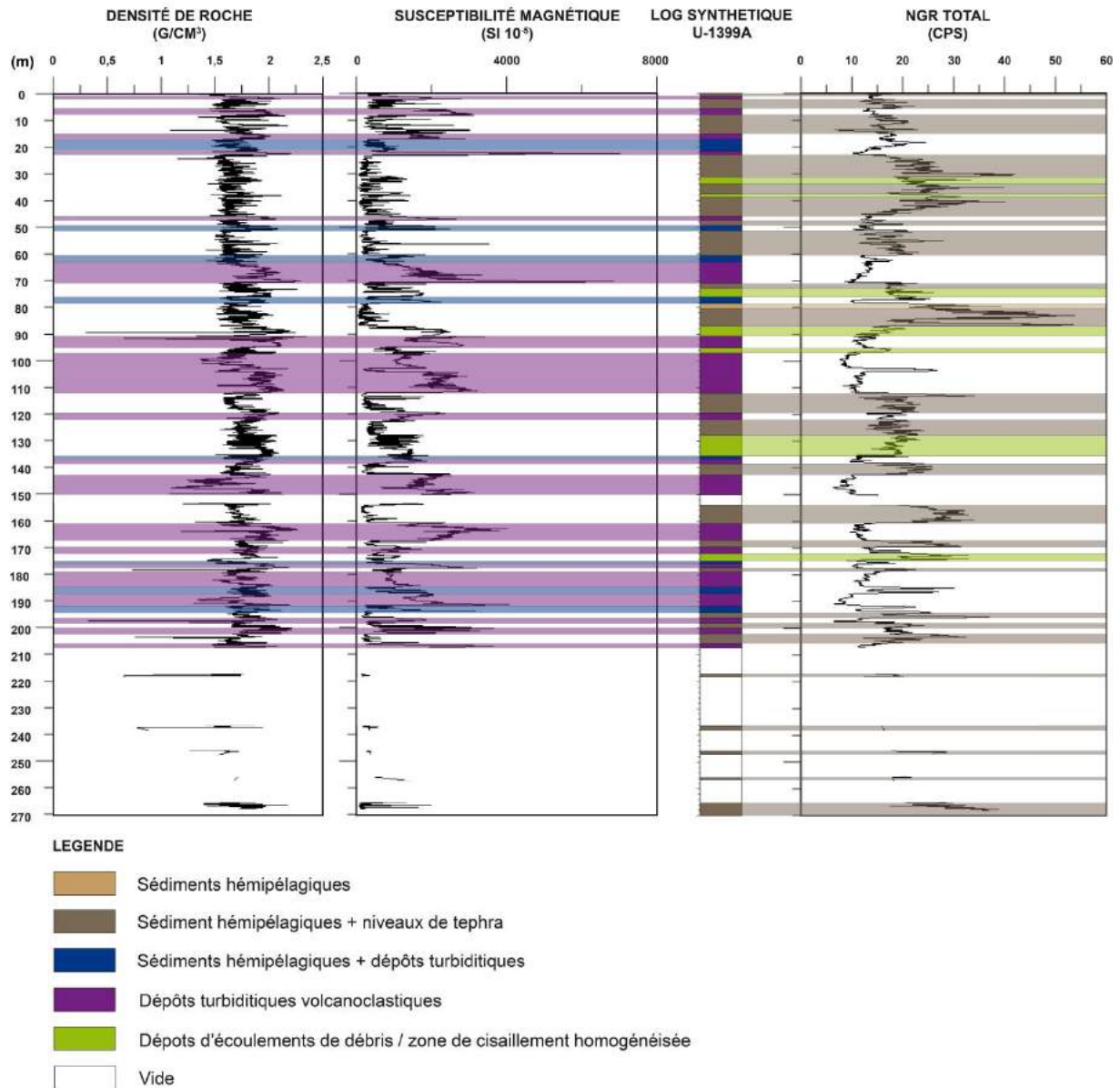


Figure II.23 : Propriétés physiques (densité, susceptibilité magnétique et radioactivité naturelle) mesurées dans le puit de forage U1399-A. L'analyse combinée des données a permis de distinguer 5 principaux lithofacies.

II.4.2.b Corrélation des données

Enfin, l'ensemble de ces analyses a été comparé et corrélié aux unités identifiées sur les données de sismique réflexion, afin de vérifier la bonne correspondance entre les deux jeux de données en terme de limites et d'appuyer les interprétations qui ont été faites indépendamment. Cette corrélation permet notamment de relier les faciès sismiques aux différentes lithologies et aux différents styles de déformation observés. Toutefois un tel

exercice comportait une difficulté majeure, dans la mesure où la résolution entre les deux types de données est très importante, allant du centimètre dans les carottes à plusieurs dizaines de mètres sur les profils sismiques.

II.4.3 Tephrochronologie

Afin d'apporter une contrainte temporelle et de replacer les événements liés aux unités déformées dans l'histoire du volcan de la Montagne Pelée, un travail de tephrochronologie a été entrepris au début de cette thèse. Basé sur une première estimation des limites supérieure et inférieure de la zone déformée au sein des carottes U1399-A et U1400-C, 48 niveaux de tephra ont été échantillonnés en vue d'être analysés et datés (Annexe 2).

Le protocole de préparation des échantillons commence par une première phase de séchage des échantillons à l'étuve (50°C). Par la suite, les échantillons ont été quartés à part égale : une partie en archive « A » permettant de conserver une part de l'échantillon, et une partie travail « W » consacrée aux analyses lithologiques. Pour éliminer les carbonates présents en quantité plus ou moins importante selon les niveaux, l'échantillon a été nettoyé à l'acide chlorhydrique dilué à 10%, et rincé ensuite avec de l'eau déminéralisée.

II.4.3.a Lithologie et composition

Nous avons ensuite réalisé des comptages de particules dans chaque niveau échantillonné afin d'estimer leur proportion. Huit catégories ont été définies : les fragments de dômes, de ponces, les scories, les feldspaths, les clinopyroxènes, les orthopyroxènes, les amphiboles et les fragments hydrothermalisés. Au moins 400 particules ont été comptées par niveau échantillonné, représentant près de 20 000 grains comptés. Les résultats de ces comptages sont présentés dans l'Annexe II.2.

Toutefois, depuis ce premier échantillonnage, d'autres limites importantes ont été reconnues et nous n'avons pas pu poursuivre les analyses lithologiques sur les échantillons préparés par manque de temps. Ce travail sera fait dans les mois qui viennent mais les résultats ne pourront pas être inclus dans ce manuscrit. Par conséquent, il constitue une des principales perspectives de ce travail tant les informations qu'il apportera seront importantes pour contraindre l'histoire des volcans de la Martinique.

II.4.3.b Stratigraphie $\delta^{18}O$

Le principe de datation repose sur le fractionnement isotopique de l'oxygène (^{16}O et ^{18}O). En période glaciaire, l' ^{16}O contenu dans les molécules d'eau ($H_2^{16}O$) est piégé dans les glaces, amenant à augmenter la concentration de l' ^{18}O dans les océans. A l'inverse, en période de réchauffement interglaciaire, la fonte des glaces entraînent une augmentation de l' ^{16}O dans les océans, diminuant en contrepartie la concentration en ^{18}O . Ce fractionnement isotopique de l'oxygène est enregistré dans les coquilles des organismes unicellulaires marins, appelés tests de foraminifères. De fait, en mesurant le rapport $^{18}O/^{16}O$ des tests et en le comparant au rapport $^{18}O/^{16}O$ de référence (standard VBP : *Vienna Belemnite PeeDee*), le $\delta^{18}O$ de l'échantillon peut être connu. Les mesures de ce dernier sont ensuite comparées aux valeurs de courbes de référence telles que les courbes SPECMAP (Martinson et al., 1987) ou encore LR04 (Lisiecki et Raymo, 2005) permettant d'obtenir un modèle d'âge. Le $\delta^{18}O$ d'un échantillon est calculé via la relation suivante :

$$\delta^{18}O = \left(\frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right) \text{échantillon} - \left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right) \text{standard}}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O} \right) \text{standard}} \right) \times 1000$$

Un échantillonnage des sédiments hémipélagiques a été effectué tous les 10 cm environ pour établir un modèle d'âge des carottes analysées. Au total, 938 échantillons ont été prélevés. Après avoir été séchés à l'étuve pendant 12h à 70° et pesés, ils ont été tamisés sous l'eau à 40 μm afin d'ôter les particules fines. Enfin les échantillons ont été une dernière fois séchés et pesés. Six foraminifères planctoniques de l'espèce *Globigerinoides Ruber Alba White* ont été piqués dans la fraction 0.250-0.315 mm. Toutefois, la présence de dépôts turbiditiques dans la carotte n'a pas permis de garder l'intervalle d'échantillonnage constant, et sera donc pris en considération dans les interprétations futures des courbes $\delta^{18}O$. Les mesures de $\delta^{18}O$ ont été effectuées au laboratoire IStEP (UMPC), en collaboration avec Laurent Emmanuel. Les données sont actuellement en cours d'analyses et ne pourront être incluses dans ce manuscrit (c'est un travail très long, près de 1000 échantillons prélevés). Ils permettront ultérieurement d'apporter une contrainte temporelle aux processus que nous avons étudiés

II.4.4 Investigation à l'échelle microscopique : analyses des CAT-scan

Les données CAT-scans présentées dans cette étude (U1399-A et U1400-B) ont été acquises en Juin dernier au *College Of Veterinary Medicine of the Texas A&M University* (College Station, Texas, Etats-Unis) lors d'une mission que j'ai réalisée avec Hervé Guyard (actuellement en post-doc au laboratoire). Suite à une demande faite au préalable (*IODP sample request*), les carottes ont été retirées du *Core Repository* et préparées avant d'être transférées à l'école vétérinaire voisine (Figure II.24). Sur place, nous avons empilé chaque carotte sur la table du scanner, avant que celui-ci soit programmé par les techniciens (Figure II.24). De cette manière, nous avons scanné l'intégralité de la carotte U1399-A (270 m) et les 80 premiers mètres de la carotte U1400-B, à l'aide du scanner Siemens Somatom (*40 slice helical CT scanner*) (Figure II.24). Ce dernier réalise des coupes de 0.6 mm d'épaisseur.

II.4.4.a Principe d'acquisition

Appelée également tomodensitométrie (TDM), dite aussi scanographie, la méthode CAT-scan est à la base une technique d'imagerie médicale qui consiste à mesurer l'absorption des rayons X par les tissus (ou matériaux), puis par traitement informatique, à numériser et reconstruire des images 2D ou 3D des éléments analysés. Pour acquérir les données, l'élément est balayé d'un faisceau de rayons X, par « coupes » d'orientations sagittale, transversale et dorsale (Figure II.25.A). L'ensemble de ces coupes compilées permet ainsi de créer une image en haute résolution (2D ou 3D) de l'élément scanné (Figure II.25.B).



Figure II.24 : Acquisition des données de CAT-scan à l'Université A&T, Texas. (A) Centre IODP où, (2) les carottes sont stockées (Core Repository). (C) Préparation des carottes sélectionnées pour notre étude (1399-A et 1400-B) et transfert jusqu'à l'école vétérinaire. (D) où elles sont installées sur la table du scanner Siemens Somatom. (E) Les données de scan sont affichées en temps réel.

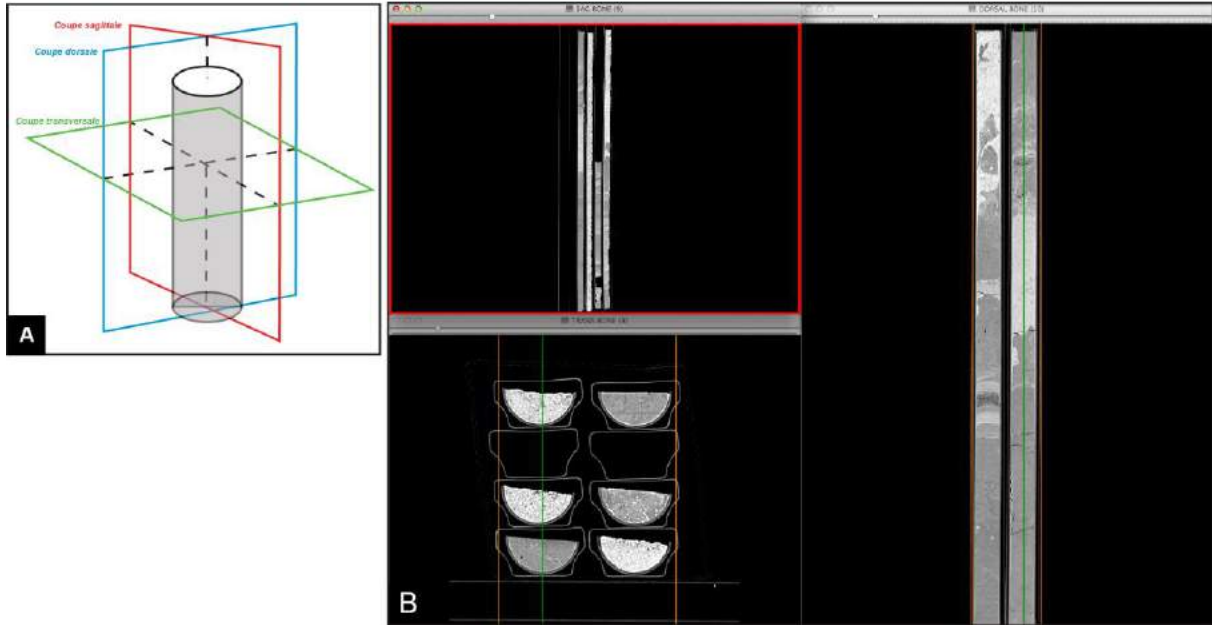


Figure II.25 : (A) Schéma illustrant le principe d'acquisition des scans selon des coupes transversale, sagittale et dorsale, (B) Visualisation des trois types de coupes sur le logiciel *Osirix*.

II.4.4.b Exploitation des données

Nous utilisons le logiciel *Osirix* afin de visualiser les données et de pouvoir les interpréter. Ce dernier d'abord destiné à l'usage médical, permet de visualiser les carottes scannées et de modifier les paramètres de visualisation selon l'objectif souhaité. Les images sont affichées selon une échelle de gris, les plus sombres représentant les matériaux les moins denses et les plus clairs correspondant aux plus denses (Figures II.26.B). Une commande du logiciel permet notamment de faire varier ces nuances en augmentant ou en diminuant le contraste (Figure II.26 B et C). Il est également possible de visualiser les données en 3D, sous divers angles de vue et de faire varier les couleurs (Figure II.27). Autant de commandes à posteriori qui permettent d'étudier les micro-structures mais également de mettre en évidence des structures de déformations qui n'apparaissent pas à l'œil nu, notamment au niveau des dépôts turbiditiques grossiers, comme en atteste la Figure II.28. Ces données étant en cours d'analyses, une partie seulement a pu être traitée, mais confrontées aux descriptions lithologique et structurale, elles permettent de mieux comprendre les processus d'instabilité (Figure II.29).



Figure II.26 : (A) Photographie de carotte (U1399-A-2H, section 3 et 4), (B) CAT-scan de la même carotte paramétré avec un faible contraste de densité et (C) paramétré avec un plus fort contraste via le logiciel Osirix.

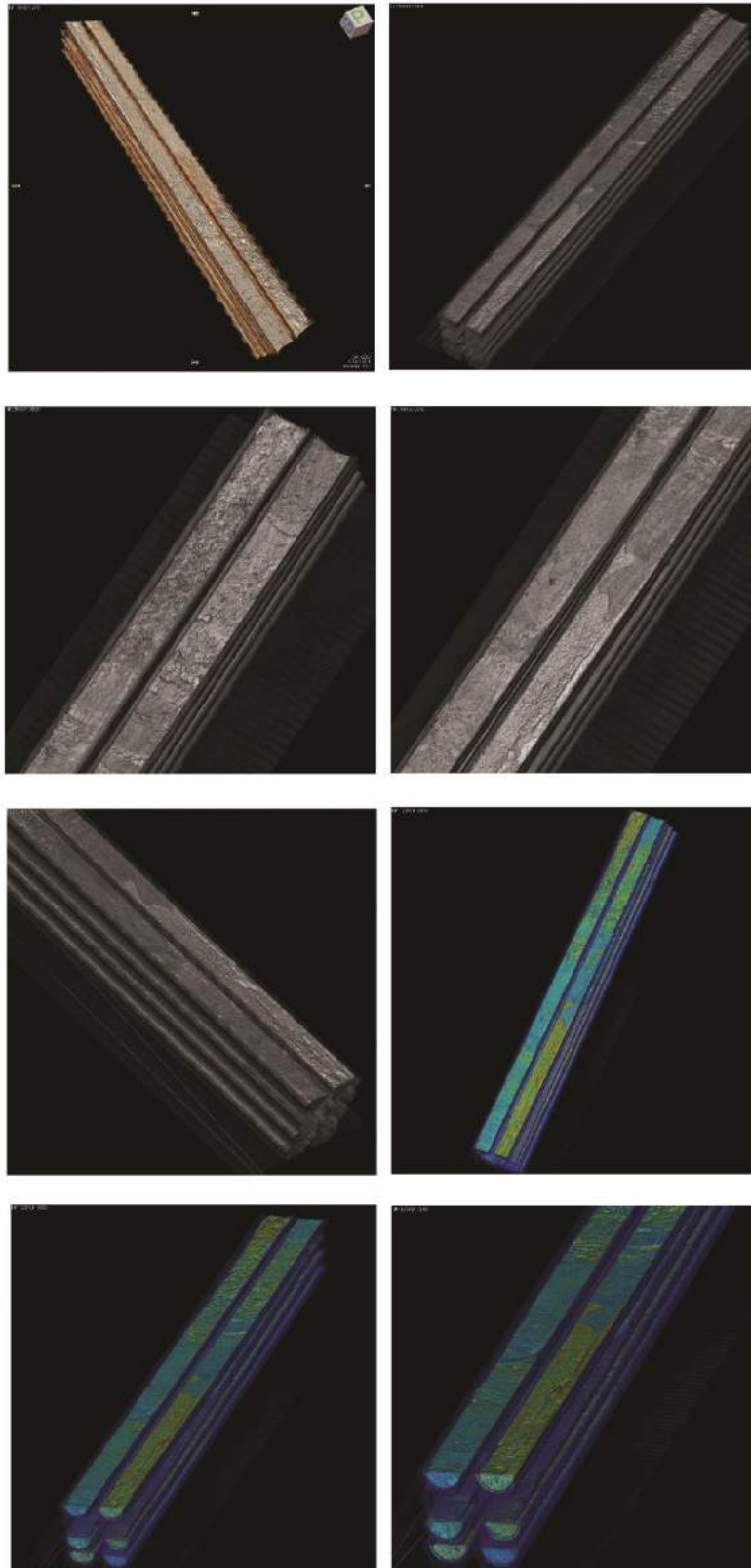


Figure II.27 : Visualisations 3D de la carotte U1399-A-2H (section 3 et 4 en surface), et les sections suivantes en dessous. La haute résolution des données permet d'analyser les irrégularités de surface et les faciès lithologiques correspondants. La visualisation en couleur permet notamment d'accentuer ces contrastes lithologiques.

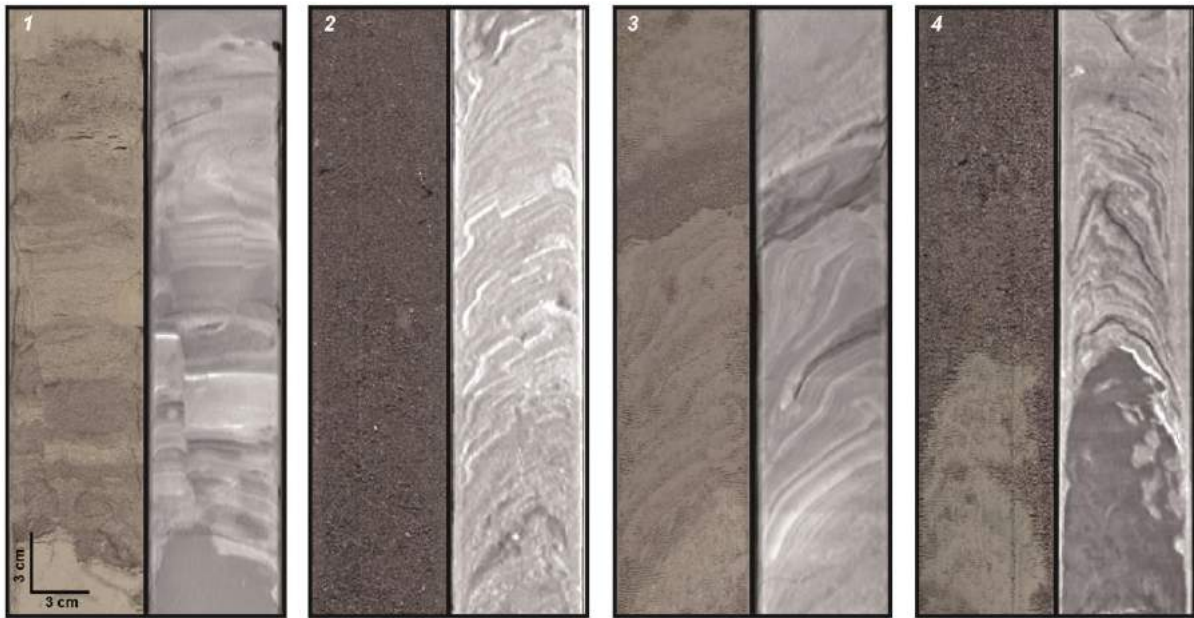


Figure II.28 : Photographies des carottes U1400-B (1, 2 et 4), U1399-A (3) et les CT-scan correspondants. Les nuances de gris sont associées aux différences de densité des matériaux, et mettent en exergue les structures de déformations.

IODP 340 - U1399-A-17H

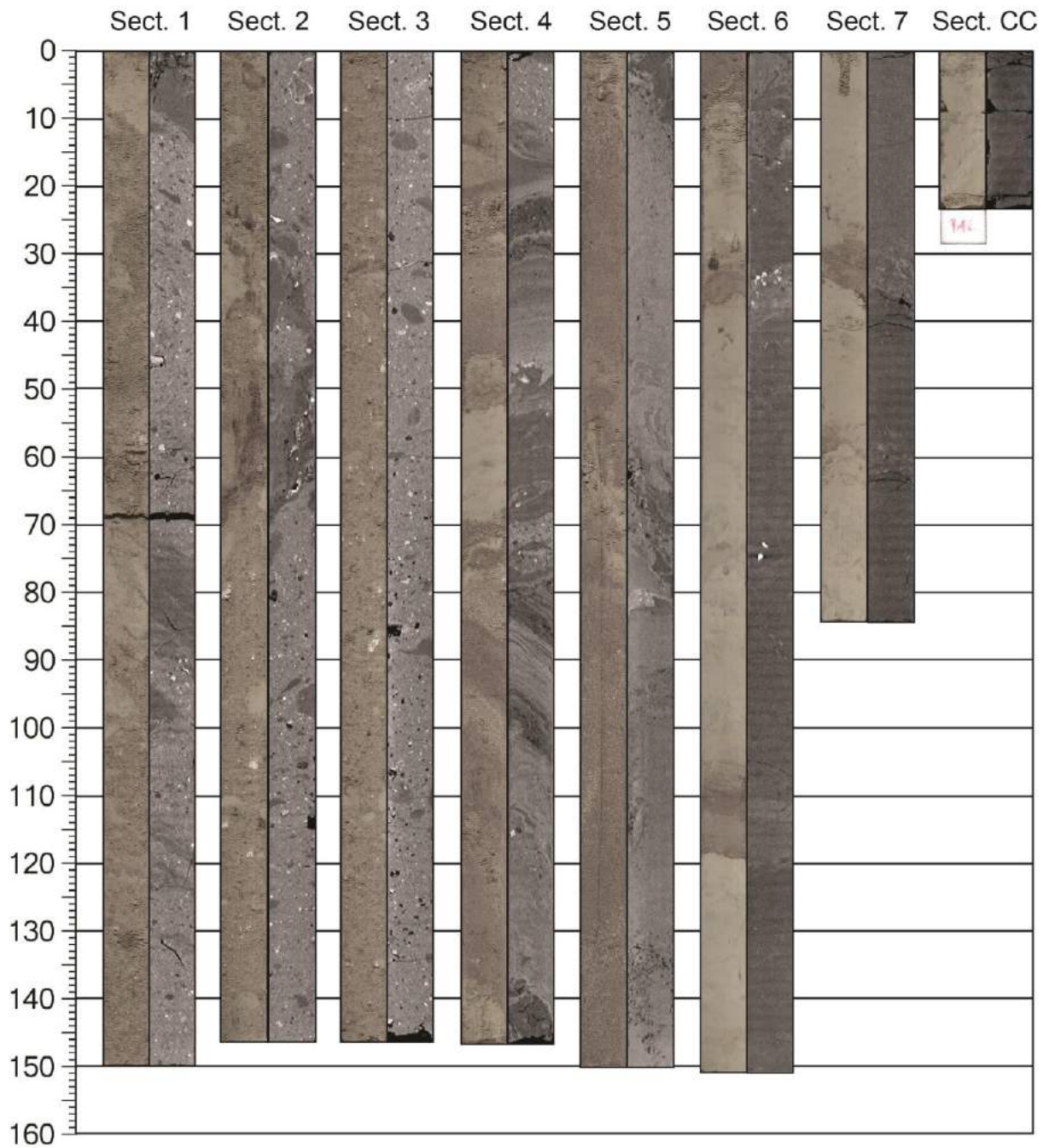


Figure II.29 : Photographies des sections de la carotte 17H (puit de forage U1399-A) associées aux données de CAT-scan correspondantes

CHAPITRE III

**Etude des processus d'instabilité au large du volcan de la
Montagne Pelée, Martinique:
Apport des données de forages profonds de l'Expédition
IODP 340**

*« On tient ici une originalité et une nouveauté qu'il faut absolument mettre en valeur:
l'association et la corrélation des données de forages profonds et des données de
géophysique marine à haute résolution, c'est la force de ce travail, de ton travail »
(Anne Le Friant, 2015)*

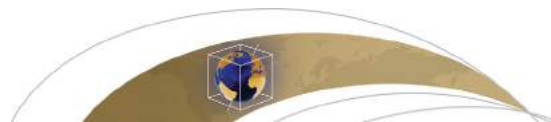
III.1 Introduction

Les données de forages profonds obtenues lors de la campagne IODP 340 ont permis de valider ou d’invalider certaines hypothèses énoncées dans des travaux antérieurs, quant à la composition et l’origine des grands dépôts de glissements autour des îles volcaniques. L’analyse des premiers résultats de cette campagne suggère l’existence de deux types de glissement autour des îles des Petites Antilles: les instabilités aériennes (ou effondrements de flanc de volcans) et les glissements sous-marins, avec des différences notables en terme de processus entre la Martinique et Montserrat. Les différents forages réalisés lors de cette campagne ainsi que les données et les premiers résultats obtenus ont été présentés dans un article publié à *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* au début de l’année 2015 (Le Friant et al., 2015). Cet article, dont je suis –co-auteur avec l’ensemble des participants de la campagne et des personnes impliquées dans le travail sur les données, est présenté dans l’annexe de ce manuscrit. Ce travail s’inscrit dans la continuité de ces premiers résultats à travers l’exploitation détaillée des données collectées au large de du volcan de la Montagne Pelée.

Ce chapitre dédié à la caractérisation et la compréhension des processus d’instabilité qui affectent le flanc ouest de la Montagne Pelée est présenté sous la forme d’un article soumis en juillet 2015 à *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* et accepté le 16 novembre 2015. La version présentée dans ce manuscrit est la version publiée.

L’objectif de cet article est d’étudier la composition et les mécanismes de mise en place des glissements en mer au large de la Montagne Pelée en combinant les données de forage (lithologies, structures, propriétés physiques et CAT-scans) issues de l’Expédition IODP 340 avec des données de géophysique marine acquises au cours de campagnes océanographiques entre 1999 et 2009 et non étudiées ensemble jusqu’ici. Le point de départ important de ce travail est que les carottes forées dans les dépôts de glissements (unités chaotiques sur les profils de sismique réflexion) sont en fait essentiellement composées de sédiments hémipélagiques (avec des niveaux de tephra) qui alternent avec des dépôts turbiditiques, Ces séquences de dépôts présentent une déformation importante. En revanche, aucun dépôt d’avalanche de débris n’est observé dans les 2 sites les plus distaux des glissements impliquant l’existence d’autres processus d’instabilités que les effondrements de flanc de volcan. La reconnaissance de réflecteurs de forte amplitude ainsi que différents faciès sismiques ont permis de délimiter un dépôt majeur, qui s’étale jusqu’à plus de 70 km au large de la Martinique et de le caractériser avec les données de forages. Des dépôts de moindre

ampleur mais similaires en termes de faciès sismiques ont été également identifiés plus en profondeur. Dans cet article, nous discutons la nature et l’origine potentielle de ces dépôts. Tenant compte des trois évènements d’effondrements de flanc ayant affectés le volcan de la Montagne Pelée au cours de son évolution, nous proposons un nouveau modèle reliant les processus sub-aériens (effondrements du volcan) aux processus d’instabilités sous-marines (rupture des sédiments et propagation d’un glissement). En l’état actuel des données disponibles, nous discutons enfin la chronologie des évènements et leur intégration dans l’histoire et l’évolution de la Montagne Pelée ainsi que l’impact de tels processus en termes de tsunamis.



RESEARCH ARTICLE

10.1002/2015GC006034

Key Points:

- First drilling into submarine landslide deposits offshore volcanic island
- Large (300 km³) submarine landslide deposit offshore Martinique comprises mainly deformed seafloor sediment, in a single frontally emergent morphology

Supporting Information:

- Supporting Information S1

Correspondence to:

M. Brunet,
mbrunet@ipggp.fr

Citation:

Brunet, M., A. Le Friant, G. Boudon, S. Lafuerza, P. Talling, M. Hornbach, O. Ishizuka, E. Lebas, H. Guyard, and IODP Expedition 340 Science Party (2015), Composition, geometry, and emplacement dynamics of a large volcanic island landslide offshore Martinique: From volcano flank-collapse to seafloor sediment failure?, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17, 699–724, doi:10.1002/2015GC006034.

Received 31 JUL 2015

Accepted 16 NOV 2015

Accepted article online 25 NOV 2015

Published online 9 MAR 2016

Composition, geometry, and emplacement dynamics of a large volcanic island landslide offshore Martinique: From volcano flank-collapse to seafloor sediment failure?

Morgane Brunet¹, Anne Le Friant¹, Georges Boudon¹, Sara Lafuerza¹, Peter Talling², Matthew Hornbach³, Osamu Ishizuka⁴, Elodie Lebas⁵, Hervé Guyard¹, and IODP Expedition 340 Science Party

¹Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, CNRS UMR 7154, Paris, France,

²National Oceanography Center, University of Southampton, Southampton, UK, ³Department of Earth Sciences, Southern Methodist University, Dallas, Texas, USA, ⁴Geological Survey of Japan, AIST, Tsukuba, Japan, ⁵Geomar Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany

Abstract Landslides are common features in the vicinity of volcanic islands. In this contribution, we investigate landslides emplacement and dynamics around the volcanic island of Martinique based on the first scientific drilling of such deposits. The evolution of the active Montagne Pelée volcano on this island has been marked by three major flank-collapses that removed much of the western flank of the volcano. Subaerial collapse volumes vary from 2 to 25 km³ and debris avalanches flowed into the Grenada Basin. High-resolution seismic data (AGUADOMAR-1999, CARAVAL-2002, and GWADASEIS-2009) is combined with new drill cores that penetrate up to 430 m through the three submarine landslide deposits previously associated to the aerial flank-collapses (Site U1399, Site U1400, Site U1401, IODP Expedition 340, Joides Resolution, March–April 2012). This combined geophysical and core data provide an improved understanding of landslide processes offshore a volcanic island. The integrated analysis shows a large submarine landslide deposit, without debris avalanche deposits coming from the volcano, comprising up to 300 km³ of remobilized seafloor sediment that extends for 70 km away from the coast and covers an area of 2100 km². Our new data suggest that the aerial debris avalanche deposit enter the sea but stop at the base of submarine flank. We propose a new model dealing with seafloor sediment failures and landslide propagation mechanisms, triggered by volcanic flank-collapse events affecting Montagne Pelée volcano. Newly recognized landslide deposits occur deeper in the stratigraphy, suggesting the recurrence of large-scale mass-wasting processes offshore the island and thus, the necessity to better assess the associated tsunami hazards in the region.

1. Introduction

Flank-instabilities are a recurrent process in the long-term evolution of many volcanoes [Siebert, 1984; McGuire, 1996]. Exceptionally large volcanic landslides have been recognized offshore oceanic intraplate islands such as Hawaii [Moore *et al.*, 1989, 1994], the Canary Islands [Carracedo, 1999; Masson *et al.*, 2002], La Réunion Island [Labazuy, 1996; Oehler *et al.*, 2004, 2008] and in subduction zones such as the Lesser Antilles [Deplus *et al.*, 2001; Le Friant *et al.*, 2003a, 2003b; Boudon *et al.*, 2007]. The scale of some of these events exceeds the largest-known, subaerial volcanic landslide (e.g., Mount Shasta deposit >45 km³) [Crandell, 1989], as landslide deposit volumes offshore Hawaii exceed 5000 km³ [Moore *et al.*, 1994; Masson *et al.*, 2002]. Volcano flank-collapses generate typical horseshoe-shaped structures on land, and the resulting debris avalanches can flow downslope several tens of kilometers. The sudden entrance of voluminous debris avalanches into the sea can trigger complex submarine mass movements [Bull *et al.*, 2009; Gee *et al.*, 2005; Le Friant *et al.*, 2015; Watt *et al.*, 2014] as well as catastrophic tsunamis [Harbitz *et al.*, 2012]. The magnitude of such tsunamis is a source of debate [Ward and Day, 2001; Ward, 2001], as it is directly related to landslide emplacement processes [Watt *et al.*, 2012a, 2012b]. There are no detailed direct monitoring observations of a large volcanic island landslide in action. Thus, it remains unclear how submarine landslide emplacement occurs because of significant uncertainties concerning its dynamics. However, previous studies have provided some insightful concepts on the dynamic emplacement of submarine landslides,

especially from the resulting deposits' geometry. For instance, *Frey-Martinez et al.*, [2005, 2006] were the first to define two categories of submarine landslides morphologies, so-called "frontally confined" and "frontally emergent." Both are characterized by specific structural features (i.e., emergent frontal ramp for the later) that are relevant of emplacement kinetic. Others kinematics or morphological indicators exist and are widely described in others studies [*Bull et al.*, 2009; *Watt et al.*, 2012a, 2014]. Moreover, a series of conceptual models have been proposed by previous work for down slope propagation of submarine deformation offshore volcanic islands [*Watt et al.*, 2012a, 2012b; *Le Friant et al.*, 2015], such as erosion and loading of seafloor-sediment by volcanic debris avalanche, loading of seafloor-sediment by an overrunning volcanic debris flow, self-loading by down-slope propagating seafloor-sediment failures, or long-distance decollement propagation from the site debris avalanche loading. These models demonstrate the large scale of submarine processes that may occur in relation to aerial instabilities processes, and especially in volcanic island contexts.

Montagne Pelée volcano in Martinique (Lesser Antilles Arc, Figure 1) has experienced three major flank-collapse events during the last ~130 Ma years, which removed much of the western flank of the volcano [*Le Friant et al.*, 2003a; *Boudon et al.*, 2005, 2007]. Previous geophysical and geological investigations allowed *Le Friant et al.* [2003a] to identify and to map three submarine deposits, which they correlated with the three major subaerial flank-collapse events (Figure 2). *Le Friant et al.* [2015] proposed that the largest deposit offshore Martinique mainly comprises seafloor-sediments rather than debris avalanche deposits from the volcanic edifice, based on the first ever scientific drilling of volcanic landslides during IODP Expedition 340 in 2012. However, the limited resolution and coverage of the seismic data used previously, hampered the analysis of these submarine landslide deposits and their emplacement processes. Higher-resolution seismic reflection data had been collected in 2002 (CARAVAL cruise, 24 channels) and 2009 (GWADASEIS cruise, 72 channels), but they have never been analyzed together with AGUADOMAR cruise data to provide a more complete understanding of mass-movement processes. This set of seismic data consists of ~1200 km of multichannel lines. When combined with IODP cores collected during the IODP Expedition 340 (Figure 2), the data provide key insights into the understanding of volcanic landslide processes in an oceanic context.

1.1. Aims

During IODP Expedition 340, large submarine landslide deposits associated with the island volcanic activity were drilled for the first time [e.g., *Le Friant et al.*, 2015]. It offers a unique opportunity to improve our understanding of submarine landslides, by addressing the following questions: What is the spatial extent of landslide processes off Montagne Pelée? Can we quantify the volume and distribution of volcanic material that enter the sea? What are the types and mechanisms of submarine landslides? What is the geometry of resulting deposits? What is the link between volcano flank-collapses and submarine mass-movements? Therefore, the aim of this paper is to investigate landslide composition and emplacement processes off Montagne Pelée, using the complete marine geophysical data set collected during the three oceanographic cruises mentioned above, and combined with the unique deep cores gathered during IODP Expedition 340 [e.g., *Wall-Palmer et al.*, 2014; *Le Friant et al.*, 2013, 2015]. We first redefine the extents of previously identified deposits [*Le Friant et al.*, 2003a] and highlight new deeper landslide deposits. Then, we discuss the characteristic features (architecture, composition, deformation, and distribution), types, and origins of submarine landslide deposits. Finally, we propose a new model for landslide processes offshore Martinique, linking subaerial instability processes (i.e., volcano flank-collapse events) and submarine instability processes (i.e., seafloor sediment failure), and discuss emplacement and timing of landslides in the history of Montagne Pelée volcano.

1.2. Terminology

In this contribution, *landslide* is used as a general term for any type of slope failure and resulting mass-movement. The term *debris avalanche* is used for a failure containing cohesionless rock fragments from the volcanic edifice [*Masson et al.*, 2002, 2006; *Watt et al.*, 2014], which may include the *terrestrial flank* or *submarine flank* of the volcano. Debris avalanches are distinguished from *slumps* in that involve discrete fault-bounded movements with basal slip surfaces [e.g., *Delcamp et al.*, 2008]. *Debris flows* comprise disaggregated and remolded material with high-sediment concentrations [*Iverson*, 1997], while *turbidity currents* are more diluted sediment flows [*Talling et al.*, 2012a, 2012b]. In this study, resulting deposits are

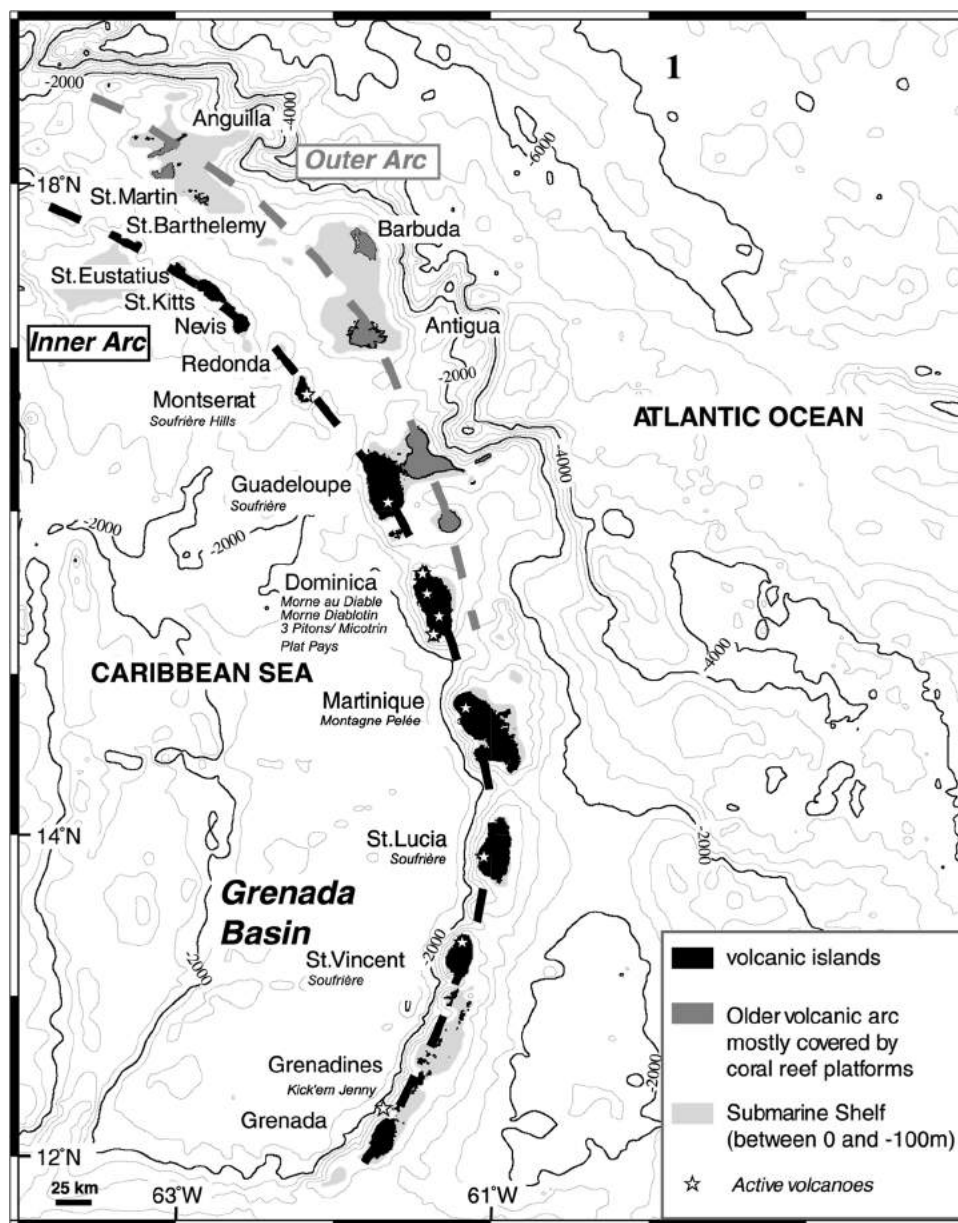


Figure 1. Geodynamic setting of the Lesser Antilles Arc. Predicted bathymetry from Smith and Sandwell [1997]. Isobaths are 500 m with 2000 m (bold isobaths). The volcanic islands (inner arc) and the coral reef platforms (outer arc) are illustrated in dark and in dark gray, respectively.

thick (>2m) massive sand layers, dominated by volcanic material. *Hemipelagic sediment* deposited mainly background fallout of sediment from the ocean. It comprises mud-dominated intervals with variable amounts of disseminated sand [Trofimovs et al., 2013]. Both turbidity currents and fallout (tephra) from volcanic eruptions can generate thin (typically a few cm) normally graded silt or sand layers, which can be problematic to distinguish [Cassidy et al., 2014]. It is also possible that thinner eruption fallout or turbidite layers become pervasively bioturbated, such that they are no longer recognizable. Better-sorted layers are considered to be tephra fallout for the purposes of this study. Distinctive intervals of structureless and uniform (homogenized) intervals of sandy mud (usually 1–8 m thick), with a distinctly higher sand content than pure hemipelagite are called *homogenized sandy-mud layers*. Finally, failures of well-bedded seafloor-sediment, located at the slope break marking the base of the volcanic edifice, are referred to *seafloor-sediment failures*.

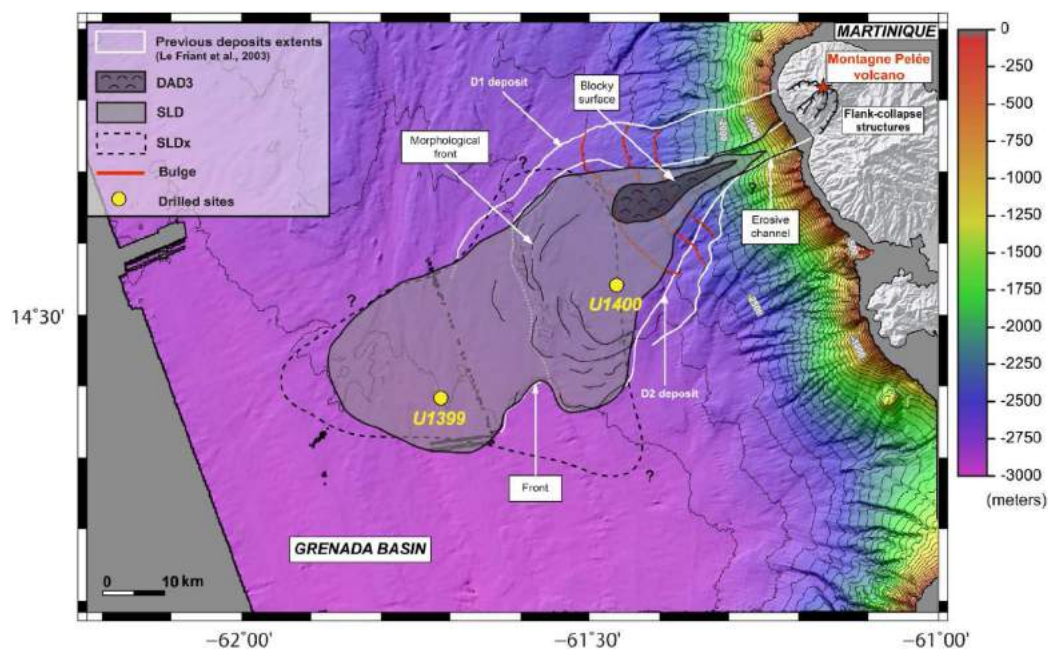


Figure 2. Bathymetric map (from AGUADOMAR cruise, 1999 and CARAVAL cruise, 2002) showing an area southwest of Martinique, and terrestrial digital elevation model (from IGN), showing previous extents of deposits and on-land horseshoe-shaped structures [Le Friant *et al.*, 2003a, 2015]. New landslide deposits extents inferred from AGUADOMAR, CARAVAL, and GWADASEIS seismic data are illustrated using black lines.

2. Geological Context and Previous Data

Martinique is part of the Lesser Antilles Arc and results from the subduction of the Atlantic oceanic crust beneath the Caribbean Plate, at a relatively slow rate of 2 cm/yr [Wadge, 1985]. The arc is curved toward the Atlantic, and extends for over 800 km from South America to the Greater Antilles. Arc volcanism started 40 million years ago [Martin-Kaye, 1969; Bouysse *et al.*, 1990] and has progressively migrated to the southwest, leading to the formation of two distinct arcs to the north of Dominica (Figure 1). The outer arc corresponds to the older part, where thick coral reef platforms cover volcanic basement, while the inner arc includes all volcanoes active in the last 20 Ma [Bouysse *et al.*, 1990]. South of Dominica, the arc is composed of only one arc, where ancient and current volcanisms are superimposed. The arc is bordered to the west by the 2900 m deep back-arc Grenada Basin. Martinique is located where the two arcs bifurcate. Its active volcanic centers have progressively migrated from southeast to northwest of the island, since the early Miocene.

Montagne Pelée is located in the northern part of Martinique, and it is the island's only active volcano during the last 300 Ma. Sadly, it is a well-known volcano for the tragic 1902–1905 eruptions that destroyed the towns of St. Pierre and Morne Rouge, and killed 30,000 inhabitants [Lacroix, 1904].

2.1. Subaerial Volcano Flank-Collapse Features

During its evolution, the volcano has experienced at least three major flank-collapse events, with subaerial collapse volumes estimated from 2 to 25 km³ [Le Friant *et al.*, 2003a; Boudon *et al.*, 2005, 2007]. On-land investigations, combined with aerial photos and hydrographic system analyses indicate the presence of three horseshoe-shaped structures opening to the southwest (Figure 2).

The first terrestrial flank-collapse event was dated as older than 127 ± 2 ka using K-Ar dating techniques, with samples from pre and post collapse lavas emplaced across the collapse structure [Germa *et al.*, 2011]. This is the largest identified collapse event (8×6 km horseshoe-shaped structure), corresponding to a missing volume of 25 km³ [Le Friant *et al.*, 2003a].

The second terrestrial flank-collapse event was dated at $32 \text{ ka} \pm 2 \text{ ka}$ [Boudon *et al.*, 2013] and formed a horseshoe-shaped structure that is 6.5 by 4 km in size. This age is based on ¹⁴C dates on charcoal included

inside pyroclastic deposits filling the structure, and $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy obtained on a piston core located at the northwest of Montagne Pelée. A missing volume of 13 km^3 was estimated. However, this age is still uncertain, and the second flank-collapse event may have occurred earlier, between 45 and 127 ka [Le Friant *et al.*, 2015].

Finally, U-Th disequilibrium dating of lava domes emplaced before and after the flank-collapse was used to date the most recent subaerial flank-collapse event [Le Friant *et al.*, 2003a]. This third event was previously dated at ~ 9 ka, but new constraints provided by IODP drill site U1401 [Le Friant *et al.*, 2015] suggested older ages for the associated deposit (30–45 ka). It is the smallest of the three subaerial collapses, with a horseshoe-shaped structure of 1.5 by 4 km, and missing volume of 2 km^3 .

2.2. Submarine Landslide Deposits (D1, D2, and D3)

Swath bathymetry and seismic reflection data acquired during the AGUADOMAR cruise (1999) offshore west of Montagne Pelée, revealed the presence of three large submarine deposits (D1, D2, and D3) aligned with the three on-land flank-collapse structures (Figure 2). Le Friant *et al.* [2003a] previously inferred a correlation between the three subaerial collapse events, and the three submarine landslide deposits. The latter were interpreted as a mix of debris avalanche deposits and incorporated marine sediments.

Submarine deposit D1 extends for 70 km from the coastline, and covers an area of 1100 km^2 . It was previously linked to the first subaerial collapse event [Le Friant *et al.*, 2003a]. D1 displays a smaller front in its southern part (Figure 2). Submarine deposit D2 extends for 50 km from the coastline, and covers an area of 700 km^2 . D2 has a distinctive morphological front that is generally 10–20 m high and locally up to 35 m high. Deposit D2 was linked to the second subaerial collapse [Le Friant *et al.*, 2003a]. Submarine deposit D3 differs from D1 and D2 in key regards. First, it is much smaller in size and volume, and is located at the base of the submarine flank. Second, it has a hummocky morphology and a lobate shape, with a morphological front (Figure 2). Third, megablocks, 100–500 m in diameter and 10–40 m high, are concentrated in the central part of the deposit (Figure 2). D3 was linked to the most recent subaerial collapse event [Le Friant *et al.*, 2003a]. The blocky nature of D3 may suggest that it comprises indurated blocks of volcanic material from the volcanic edifice.

More recently, Le Friant *et al.* [2015] suggest that D1 and D2 deposits could be related to seafloor-sediment failure rather than volcanic debris avalanche deposits. Linkages between these various subaerial collapses and submarine landslide deposits are subsequently reanalyzed by this contribution, and new estimates of the submarine landslide volumes are provided.

3. Materials and Methods

3.1. Marine Geophysical Data Set

During the AGUADOMAR cruise (R/V *L'Atalante*, December 1998 to January 1999), Simrad EM12D swath bathymetry and backscatter data, 3.5 kHz echo sounder, gravity, magnetic, and six channel seismic reflection profiles were collected from Montserrat to St. Vincent [Deplus *et al.* 2001]. The CARAVAL cruise (R/V *L'Atalante*) in 2002 collected seismic profiles using a 24 channel streamer [Deplus *et al.*, 2002], together with piston cores and dredge samples (Figure 3). The GWADASEIS campaign (R/V *Le Suroît*) in 2009 gathered high-resolution seismic profiles using a 72 channel streamer, with additional piston cores. Navigation was achieved using Starfix differential GPS during the AGUADOMAR cruise, and using GPS with no degradation during the CARAVAL and GWADASEIS cruises. During the latter two cruises, this allowed a ship position accuracy of a few meters. Swath bathymetry and backscatter data were processed using the CARAIBES software developed by IFREMER. Digital elevation models were constructed with resolutions of 50, 100, and 200 m depending on the depth of the seafloor and mosaics of acoustic imagery. For the three cruises, the multichannel seismic reflection data were filtered, stacked, and migrated after NMO correction, using the "Seismic Unix" software [Cohen and Stockwell, 1996].

Interpretation of the seismic reflection data from the AGUADOMAR, CARAVAL, and GWADASEIS cruises was performed using Kingdom Suite© software. Twenty-one seismic profiles, with a total length of 1200 km, were acquired offshore Martinique as part of this study (Figure 3). Thickness of sediments packages was calculated based on in situ measurements of P-waves velocity obtained during IODP Expedition 340 (see

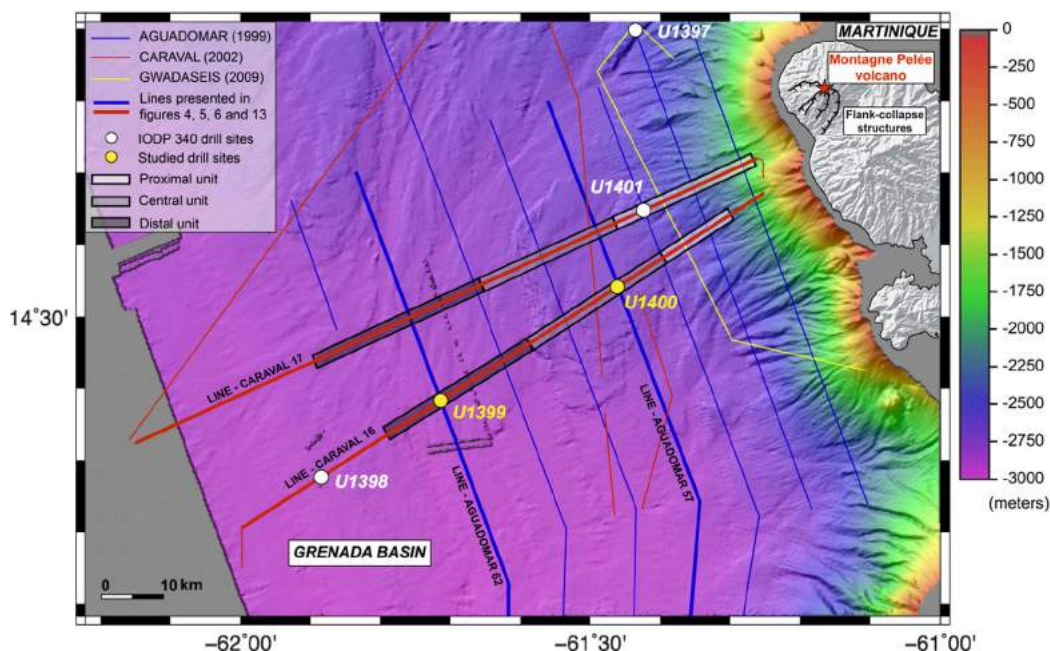


Figure 3. Bathymetric map (from AGUADOMAR cruise, 1999 and CARAVAL cruise, 2002) offshore Martinique and terrestrial digital elevation model (from IGN). Also shown is the 2-D seismic coverage based on three different data sets obtained offshore Martinique [Deplus et al., 2001; Le Friant et al., 2003a], as well as seismic lines used in this study (thick red and blue lines). Also illustrated are the sites drilled during IODP Expedition 340 in 2012. This study focuses on Sites U1399 and U1400 drilling sites (yellow dots). Rectangles on line sections indicate the proximal, central, and distal units detailed in Figures 5 and 6.

section 4.2). Volumes of deposits are estimated using subsurface seismic velocity estimates and Kingdom Suite© software, and taking into account lateral thickness variations of the deposits.

3.2. Sediment Cores

IODP Expedition 340 (R/V *Joides Resolution*, March–April 2012) was held offshore Montserrat and Martinique islands [Le Friant et al., 2013, 2015]. At Site U1399, two holes were cored (U1399-A and U1399-B) while three holes were cored at Site U1400 (U1400-A, U1400-B, and U1400-C). In this study, we focus on cores U1399-A and U1400-C because they are the most complete for each site (Table 1). Comparisons and correlations with the others holes were performed and are described in section 4.3.2.

The sediment cores were cut onboard into 1.5 m sections, and continuous physical properties such as P-wave velocities, density, NGR (natural gamma ray radiation) were then measured using a Wholround Multi-sensor core logger (WRMSCL), before the cores were split. Digital images of the archive halves were captured using the Section Half Imaging Logger (SHIL), and high-resolution photographs were taken using a line scan camera at intervals of 20 pixels/mm. Measurements of magnetic susceptibility and color reflectance were performed with the Section Half Multisensor Logger (SHMSL) on the archive halves. Finally, sedimentological, magmatic, and structural features were described.

Table 1. Coring Summary of U1399 and U1400 Drill Sites (Modified From Le Friant et al. [2015])

Hole	Latitude	Longitude	Water Depth (mbsl)	Penetration (mbsf)	Recovered Length (m)	Core Recovery (%)	Advanced Piston Cores	Distance From the Coast (km)
U1399-A	14.23,2419 N	61.42,6833 W	2900.8	274.7	219.88	80	36	63
U1399-B	14.23,3639 N	61.42,5380 W	2900.2	183	183.04	10	27	
U1399-C	14.23,2593 N	61.42,6665 W	2900.8	240	0			
U1400-A	14.32,5831 N	61.27,5492 W	2744.4	51.3	51.8	10	9	37
U1400-B	14.32,2023 N	61.27,4065 W	2743	212.5	215.19	10	28	
U1400-C	14.32,1935 N	61.27,4028 W	2743	436	304.49	72	49	

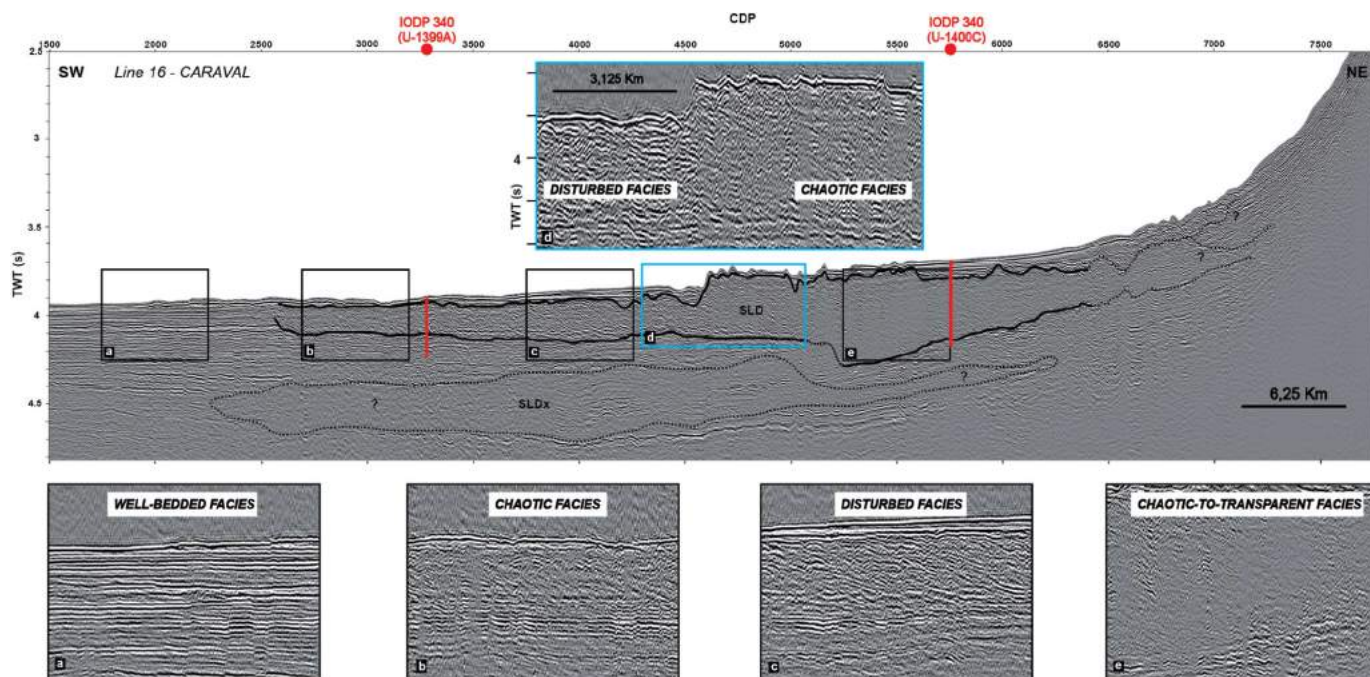


Figure 4. Line 16—CARAVAL cruise. Seismic facies characterizing the SLD. (a) Well-bedded seismic facies surrounding the landslide deposit, (b) chaotic seismic facies located at the center and the ending part of the SLD, (c) disturbed seismic facies observed between the distal and final part. (d) Detailed image showing the morphological front area. Image shows a continuous basal reflector. (e) Chaotic-to-transparent seismic facies located at the center and the ending part of the SLD deposit.

CAT-Scan (Computerized Axial Tomography) analyses were carried out at the College of Veterinary Medicine of the Texas A&M University (College Station, USA), using a Siemens definition AS 40 slice CT Scanner that produces a 0.6 mm slice thickness. Data were processed using the Osirix software and the resulting longitudinal images are displayed in greyscale, with the darker grey representing lower X-ray attenuation and lower bulk density values [e.g., Boespflug *et al.*, 1995; Dulu, 1999]. This nondestructive and high-resolution method allows especially to visualize and characterize deformation microstructures associated with the dynamic of sedimentary mass-movements [e.g., Dulu, 1999; Guyard *et al.*, 2014; St-Onge *et al.*, 2008].

3.3. Downhole Logging of Physical Properties

Downhole logs that measured in situ physical properties were acquired at Hole U1399-C. They were not acquired at Site U1400 because of unfavorable Holes conditions [see Le Friant *et al.*, 2013]. Magnetic susceptibility, resistivity, bulk density, natural gamma radiation (NGR) were measured using the triple combination tool string, incorporating the Magnetic Susceptibility Sonde (MSS). NGR measurements help to identify clay and mud-rich layers. Clay minerals that fix K, Th, and U are the principal source of natural gamma radiation. Sonic velocities were measured using the Formation MicroScanner (FMS) sonic tool string. Finally, the Versatile Seismic Imager (VSI) was deployed to acquire a zero-offset Vertical Seismic Profile (VSP) for calibrating the integration of borehole and seismic data.

4. Results

We first outline the results of the combined geophysical data from the different cruises. This is then followed by results from our analyses of the newly acquired IODP cores.

4.1. Seismic Data Analysis

4.1.1. Seismic Facies

Three seismic facies are observed west of Martinique that we term the chaotic, disturbed, and well-bedded seismic facies (Figure 4 and supporting information Figure S1). The chaotic facies is characterized by highly disrupted to very low amplitude reflectors (Figures 4b and 4d). The disturbed facies shows discontinuous and deformed reflectors with relatively high amplitude (Figure 4c). Finally, a well-bedded facies is observed,

displaying high-amplitude, continuous, and subparallel reflectors (Figure 4a). This well-bedded facies represents undisturbed marine stratigraphy, and includes the undisturbed drape above the landslide deposits.

4.1.2. Deposits Geometries and Nomenclature

New data and interpretations provided in this contribution imply to change the terminology of the submarine deposits (previously named D1, D2, and D3 deposits) for the convenience of the reader. Seismic data collected during the CARAVAL cruise (Lines 16 and 17, Figure 3) reveal a continuum between deposits D1 and D2, with a basal surface that is continuous between both deposits. This single common surface is associated with a high amplitude reflector that extends downslope from the coastline for more than 70 km (Figure 4 and supporting information Figure S1). Based on this apparent continuity of basal reflector, and by others characteristics (nature, deformation) that will be described in more details later in the text from the cores analysis, we proposed that D1 and D2 belong to the same deposit that we now refer to a single unit so called “SLD” for “submarine landslide deposit” (Figure 4 and supporting information Figure S1). The D3 characteristics are broadly similar to those described by *Le Friant et al* [2003a] and in section 2.2. For clarification, we propose to call it DAD3 to refer to *debris avalanche deposit* 3.

4.1.3. The Submarine Landslide Deposit (SLD)

The SLD extends for 72 km away from Martinique, covers an area of 2100 km², and has an estimated volume of ~300 km³. The upper surface of SLD includes a major morphological front in its central part, and a smaller morphological front in its southeast part (Figures (2 and 5), and 6). Using mean P-wave velocity values (Figure 7) measured in borehole U1399-A (1650 m/s) and U1400-C (1700 m/s), the thickness of the SLD was obtained, which varies from ~500 m within central part, to ~80 m within distal part. The SLD displays different seismic facies and morphological features from its proximal to its distal parts, which are now described (Figures 5 and 6).

4.1.3.1. Proximal Unit of the SLD

The proximal part of the SLD lies on the steep submerged flanks of the volcanic edifice, ending at the slope break (Figures (3 and 5), and 6). It is first visible at a distance of 10–14 km from the coastline. It extends for a further ~11–22 km, and is ~200–300 m thick (Figures 5 and 6). On the CARAVAL-16 profile, a unit with relative continuous and parallel internal reflectors is seen, within chaotic seismic facies (Figure 5b). This proximal part of the SLD is covered by a thick sediment package, but diffraction hyperbola may suggest out-of-plane presence of volcanic blocks. No specific structure is identified within the chaotic seismic facies on the CARAVAL-17 profile, except at the upper limit of the slide that corresponds to the base of the DAD3 deposit. Relatively well-bedded reflectors are also recognized below the SLD (Figure 6).

4.1.3.2. Central Unit of the SLD

The central part of the SLD extends from the slope break to a prominent morphological front (Figures 2 and 3). It is ~22 km long and 350–500 m thick, making the central unit the thickest part of the SLD (Figure 5). It is mainly characterized by a chaotic seismic facies (Figures 5 and 6). Seismic sections show a high amplitude, nearly continuous reflector at the base of the deposit, which separates chaotic facies from the well-bedded seismic facies below (Figure 5b). The basal reflector is initially near-parallel to the seabed. Further downslope, it becomes discontinuous, and ramps up to a higher stratigraphic level where it continues as a second flat basal surface. This ramp structure is 150 m high on the CARAVAL-16 profile, but it is absent on the CARAVAL-17 profile. It is located updip (CARAVAL-16) from the morphological front (Figures 5 and 6). This morphological front is identified both on CARAVAL-16 and CARAVAL-17 seismic profiles, as well as on swath bathymetry data (Figures (2 and 5), and 6). Localized at 44–55 km from the coastline, it is 40–80 m high and 7–13 km long. The central part of the SLD contains tilted internal reflectors, which are inclined upward on CARAVAL-16 and downward on CARAVAL-17 (Figures 5 and 6). It is also covered by a thick package of sediments characterized by high amplitude, flat-lying reflectors. The thickness of this overlying sediment drape ranges from ~10 to ~70 m (Figures 5 and 6).

4.1.3.3. Distal Unit of the SLD

The distal part of the SLD extends from the morphological front to the final distal limit of the deposit (Figure 3). This is the thinnest (125–150m) part of the SLD (Figures 5 and 6) and extends over ~25–28 km. A high-amplitude and continuous reflector is seen at the base of the SLD in this area, at ~220 mbsf. The strong basal reflector is near horizontal (Figures 5 and 6). The thickness of overlying sediment varies. Close to the morphological front, overlying sediment may reach a thickness of 60–70 m on both CARAVAL-16 and CARAVAL-17. Closer to the distal toe of the SLD, this overlying sediment drape is typically 30–40 m thick (Figures 5 and 6).

The chaotic-to-transparent seismic facies in the central part of the SLD evolves into a disturbed seismic facies in its distal part. The distal edge of the SLD has a more chaotic facies (Figures (4 and 5b, 6b, and supporting information Figure S1). Successive thrusts and folded reflectors are also recognized. Observed thrusts

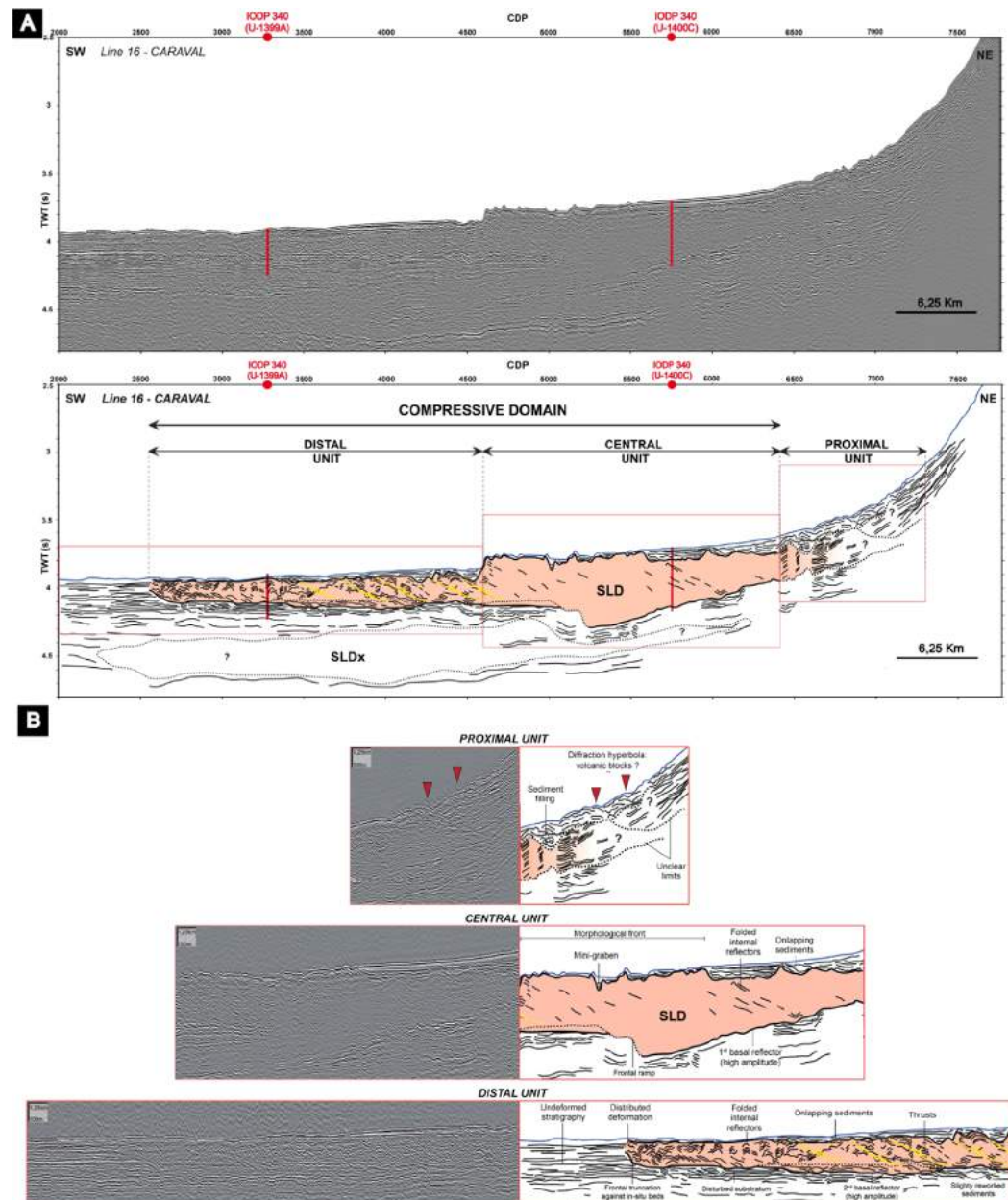


Figure 5. Line 16—CARAVAL cruise. (a) Seismic profile across the SLD and associated line drawing. (b) Detailed images of the (top) proximal, (middle) central, and (bottom) distal units. (right) Associated line drawings display the structural features along the deposit.

are arranged in an echelon manner, inclined upward on the CARAVAL-16 line and downward on the CARAVAL-17 line. Folded reflectors are observed at the most distal part of the unit, and between thrusts (Figure 5). These coupled thrust and fold structure affect the whole distal unit. Finally, the toe of the SLD is characterized by a sharp frontal truncation between the chaotic and the well-bedded seismic facies, with distributed deformation from highly disturbed reflectors to down-slope well-bedded strata (Figures 5 and 6).

4.1.4. The Deeper Submarine Landslide Deposits (SLDx)

Additional disturbed or chaotic facies are seen below the base of the SLD, between ~ 3.9 and 4.7 s TWT. They are separated by well-bedded and high-amplitude reflectors from the SLD (Figures 4 and 5a, 6a, and supporting information Figure S1). We term these landslides the SLDx deposits. The extent of SLDx landslides deposits is picked out well by the CARAVAL-16 and CARAVAL-17 seismic lines, but they are less clear on other seismic lines (Figure 3). Nevertheless, the SLDx landslide deposits extend just as far offshore as the SLD (Figures 5 and 6), but were not penetrated by the drilling during IODP Expedition 340.

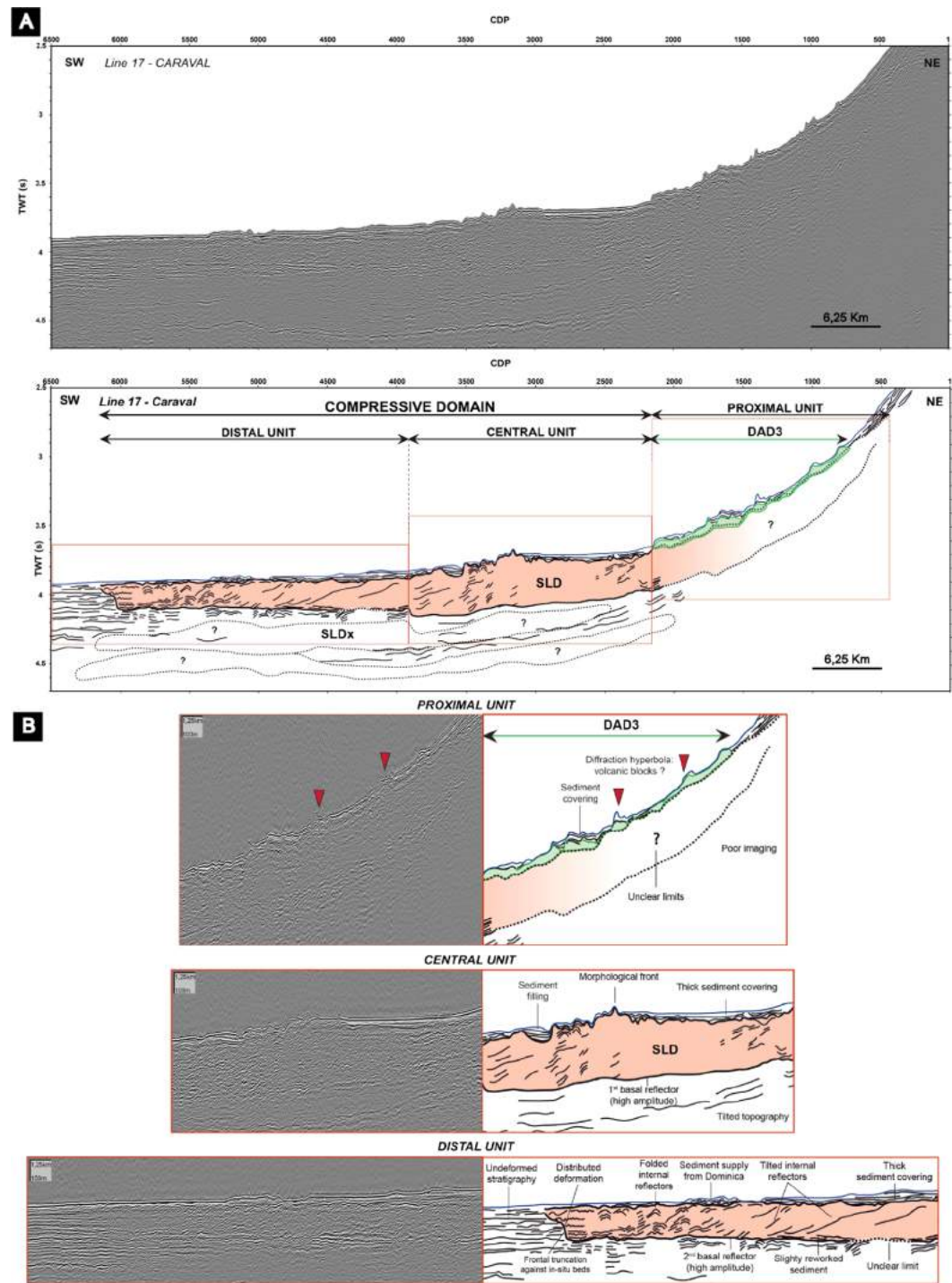


Figure 6. Line 17—CARAVAL cruise. (a¹²) Seismic profile across the SLD and associated line drawing. Also illustrated is the younger DAD3 deposit in the proximal unit. (b) Zooms on the (top) proximal, (middle) central, and (bottom) distal units. (right) Associated line drawings display the structural features along the deposit.

4.2. Seismic Velocities

Seismic velocities are used to convert two-way travel times into sediment thicknesses. They have been measured during the 340 IODP Expedition [Le Friant *et al.*, 2013, 2015]. At site U1399, P-waves velocities in volcanoclastic material range from 1650 to 1800 m/s, with lower velocities of 1500–1550 m/s in hemipelagite-dominated intervals. At site U1400, P-waves velocities within volcanoclastic sediment are also higher (1700–1840 m/s) than within

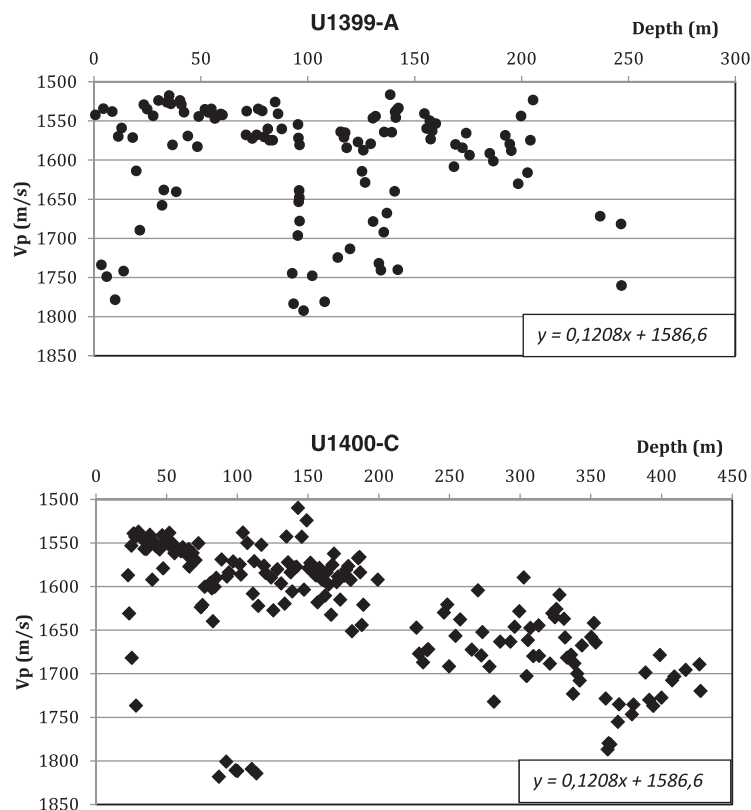


Figure 7. P-wave velocities measurements (m/s) in Hole U1399-A, and in Hole U1400-C, from IODP Expedition 340.

hemipelagic sediments (1650–1750 m/s). A velocity model was established for each Hole using these P-wave velocity measurements (Figure 7), so that depth values are derived from the models formulas. Outliers with unusually high P-wave velocity in Hole U1399-A correspond to thick turbidity current deposits, which do not occur in Hole U1400-C (Figure 9).

4.3. Sedimentary Lithofacies and Physical Properties

4.3.1. Physical Properties Data

Continuous measurements of bulk density exhibit higher values related to thick volcanoclastic deposits up to 2 g/cm³. Magnetic susceptibility ranges between 1850 and 7015 10⁻⁵ SI, the latter being the highest value measured in volcanoclastic deposits. NGR measurements highlighting clayey and

muddy layers, display values between 14.6 and 53.7 counts per second (cps) (Figure 8). Therefore, physical properties combined with visual core logging allow distinctions between hemipelagic sediments and volcanoclastic material including turbidity current deposits and tephra layers (Figures 8 and 9).

4.3.2. Site U1399 and U1400

The sequence of sediment types seen at Sites U1399 and U1400 is summarized in Figure 9. Each IODP drill site comprises a series of individual Holes (e.g., U1399-A and U1399-B) that are typically located only tens to several hundred of meters apart [Le Friant *et al.*, 2013]. Some general correlations are possible between cores at each of the two sites. However, a striking feature is the variability of sediment sequence between adjacent cores over such short distances (Figure 9). Site U1399 has a much greater abundance of thick volcanoclastic turbidite sand layers, although this may be accentuated somewhat by suck-in of sand during piston coring [Jutzeler *et al.*, 2014]. This is somewhat surprising, given that Site U1399 is located much further from Martinique than Site U1400 (Figure 2). Thicker turbidity current deposits might be expected in Site U1400, as it is the more proximal and shallower-water location. It is possible that the turbidity currents reached Site U1399 mainly from Dominica, via a north-south oriented submarine channel system. The homogenized muddy-sand lithofacies is well developed at Site U1399, but absent at Site U1400. These homogenized sandy-mud deposits may either represent debris flow deposits or post depositional shearing along localized horizons. In either case, such a process only affected the more distal IODP Site U1399 (Figure 9).

4.4. Deformation

Several millimeters to centimeters scale deformation features (i.e., brittle, ductile, and polyphase) are observed within both cores U1399-A and U1400-C, and are illustrated by photographs and CT-scanning (Figure 10). According to the degree and complexity of deformation (e.g., tilt and the mix of different features), eight categories of deformations are defined (Figure 11). These categories are: 1/weakly inclined banding (<45°), 2/highly inclined banding (≥45°), 3/weakly inclined and contorted bedding, 4/highly inclined and contorted bedding, 5/weakly inclined and contorted bedding in multi directions, 6/highly

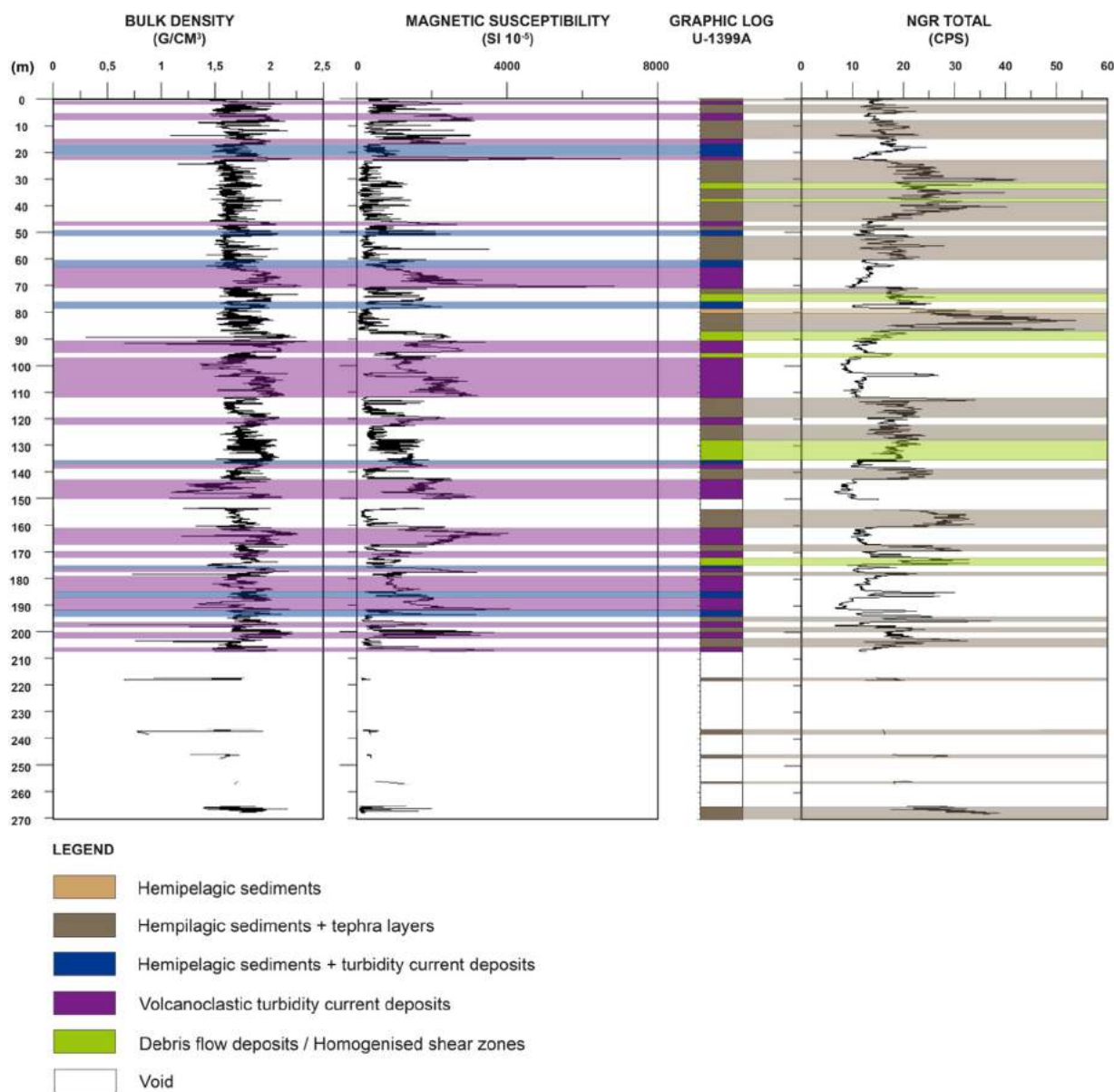


Figure 8. Simplified lithology and physical properties on core measurements in Hole U1399-A (bulk density, magnetic susceptibility, and NGR total).

inclined and contorted bedding in multidirections, 7/alternation of highly/weakly inclined, and 8/contorted bedding in multi directions and mixed layers.

Quantifications of deformations observed within cores U1399-A and U1400-C are summarized in Table 2. Unsuccessful coring, due to drilling issues, led to 21% of void within Hole U1399-A and 29% at Hole U1400-C (Figure 11, Table 2). Information on deformations within the cores is thus lacking in those areas. Additionally, the presence of several, thick turbidity current deposits (Table 2) also makes distinguishing deformation structures from hemipelagic beds difficult, especially as such thick sands may represent artificial suck-in during coring [Jutzeler et al., 2014]. Such difficulty is mitigated when CT-scanning data occur and may reveal deformation microstructures within some turbidity current deposits (Figure 10). Therefore, areas where deformation cannot be well distinguished correspond to 52% of core at U1399-A, and up to 33% at U1400-C (Table 2; Figure 11). Most of the missing data are located deeper than 200 meters in the Holes (Figure 11).

Correlations between the cores have been established based on amount and style of deformation (zones A, B, and C) (Figure 11). Zone A does not contain significant deformation. Hole U1399-A shows some weakly

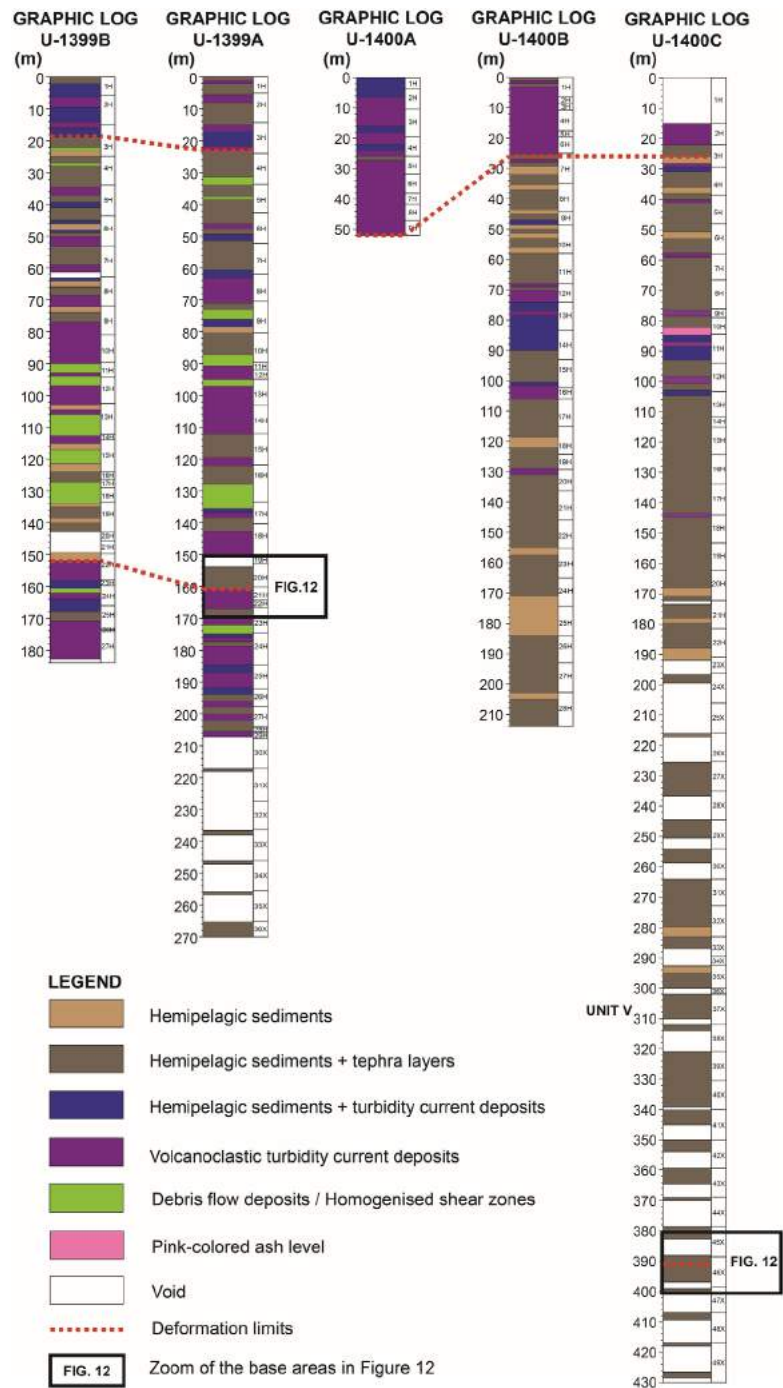


Figure 9. Lithostratigraphic correlations between holes of Sites U1399 and U1400. Seven units are identified in Hole U1399-A, while five units are identified in hole U1400-C (see text for details). Section boundaries are represented on the right hand side of each log.

inclined beds, whereas no deformation appears in this upper zone in Hole U1400-C. The base of this zone correlates well between both sites.

Zone B represents the deformed part of each drilled Hole. It is divided into four subunits, depending of the degree of deformation (Figure 11). Subunit B1 is characterized by strong deformations intercalated with undeformed bedding. Limits of this subunit correlate very well between both Holes. Subunits B2 displays slighter deformations and is three times as long as in Hole U1400-C than in Hole U1399-A (58.5 m long and 17.5 m long, respectively). Its base corresponds to the top of a massive turbidity current deposit in Hole

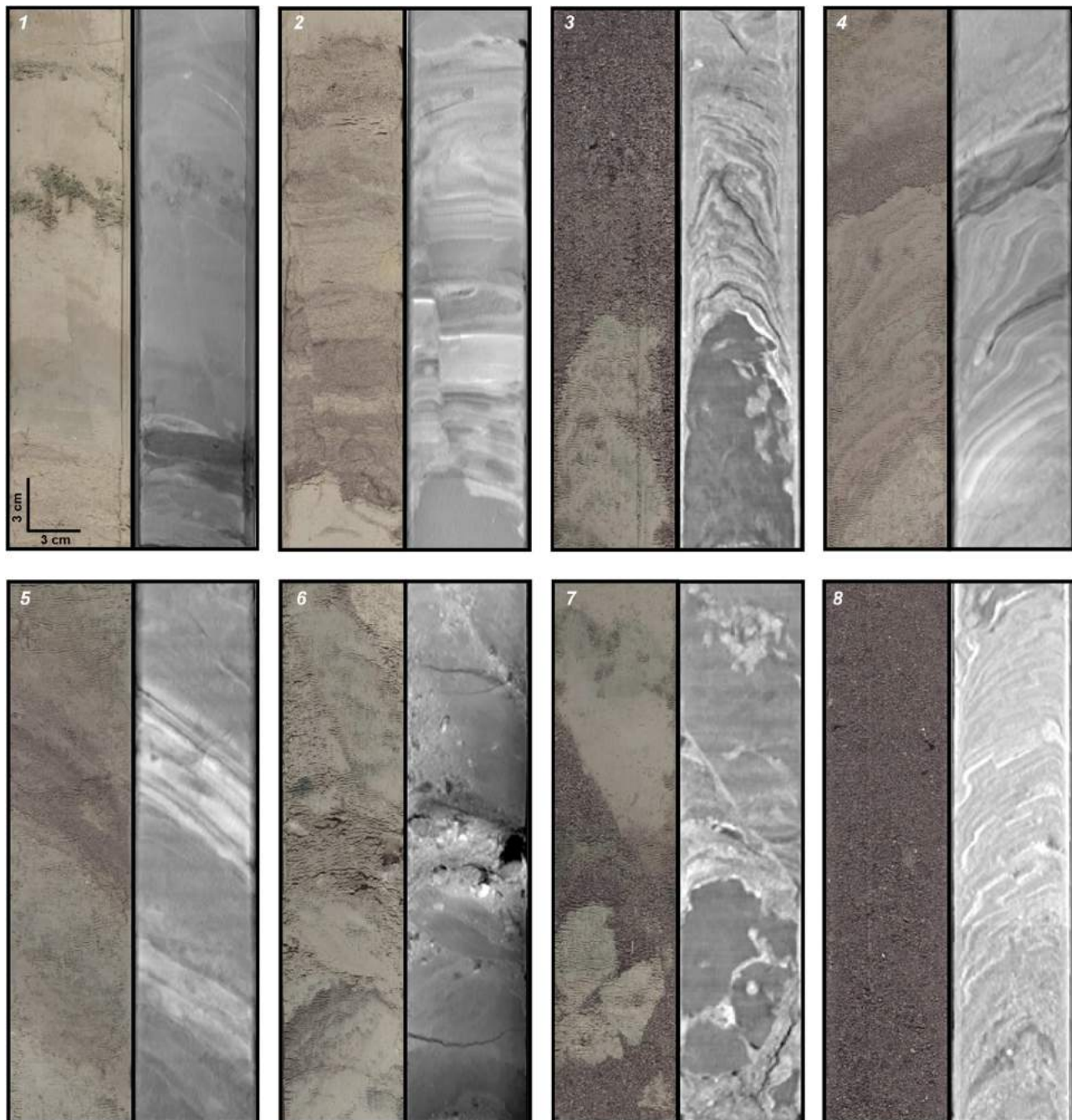


Figure 10. Photographs and corresponding CT-scans of deformation features observed within U1399-A (Figures 1, 2, and 6) and U1400-B (figures 3, 4, 5, 7, and 8) core sections. Brittle deformation: microfaults (depths Figure 1: 26, 85 m, Figure 2: 45, 25 m). Ductile deformation: folds, convolutes, inclined banding (depths Figure 3: 86, 75 m, Figure 4: 64, 95 m, Figure 5: 59,65 m). Polyphase deformation: mixing (depth Figure 6: 95, 55 m), and mud clasts (depth Figure 8: 92, 75 m). Deformation microstructures within turbidity current deposits, only discernible on CT-scans (depth Figure 8: 95, 55 m).

U1399-A (>8 m thick) and to a transition from high to weak deformations in Hole U1400-C. Subunit B3 corresponds to the most intensely deformed zone within the entire Zone B. In Hole U1399-A, the base of B3 is located above a massive turbidity current deposit (up to 6 m thick), while in Hole U1400-C it is characterized by indurated sediments (at 182 mbsf) with no deformation structures below the limit (Figure 12). Finally, subunit B4 displays variable deformations in Hole U1399-A, while they are stronger in Hole U1400-C. Highly inclined and thick beds (up to 18 m thick) are intercalated with undeformed layers and many voids in core recovery (Table 1, Figure 11).

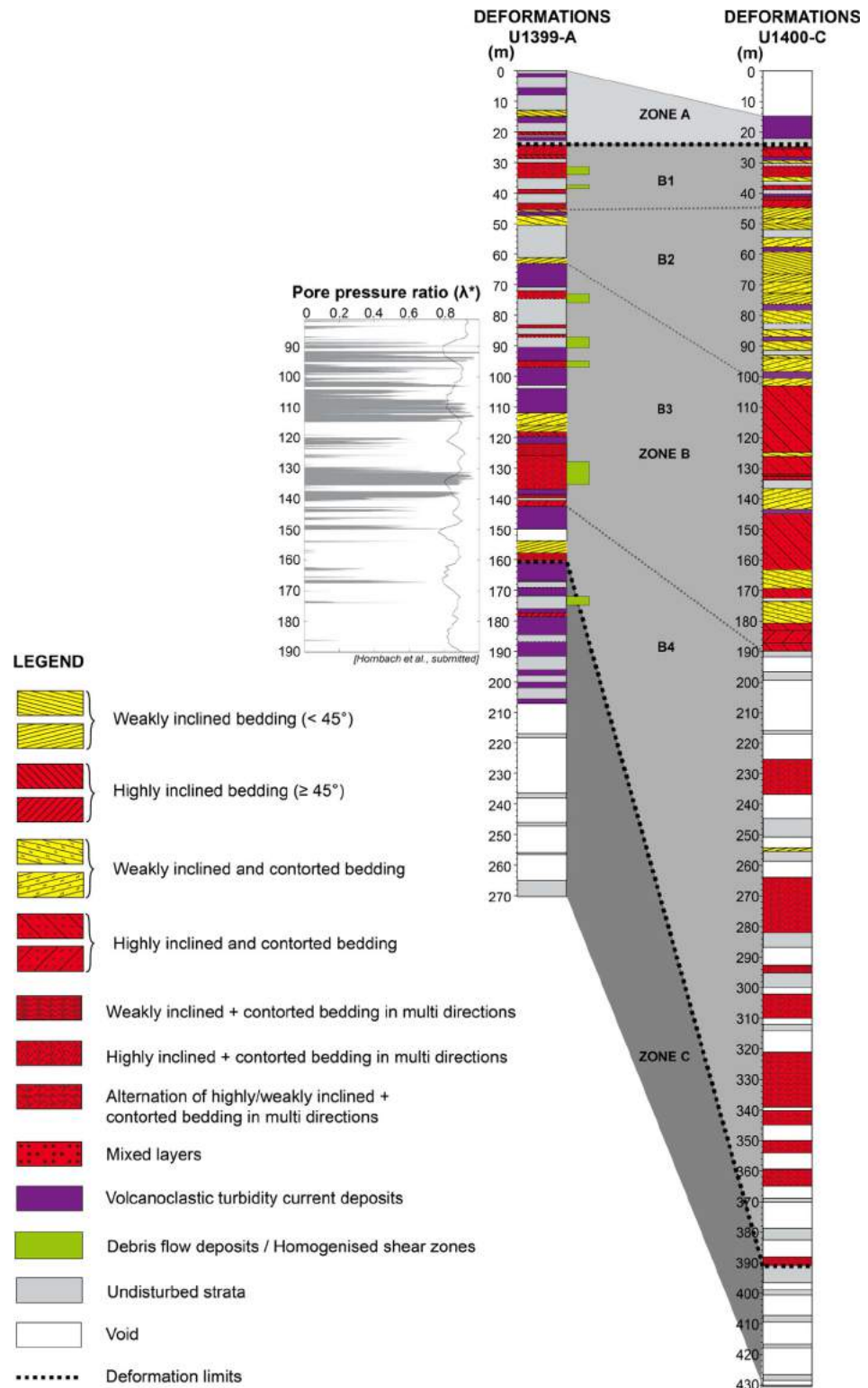


Figure 11. Correlation between Holes U1399-A and U1400-C based on deformation intensity. Area A and C represent the undeformed intervals above and below the highly deformed Area B, respectively. In Hole U1400-C, Area B is almost three times as thick as Area B in Hole U1399-A, and is also characterized by stronger deformations than in Hole U1399-A. Pore pressure ratio (λ^*) versus depth at Site U1399 is also shown (modified from *Hornbach et al. [2015]*). A value of zero indicates hydrostatic fluid pressure, while a value of 1 indicates lithostatic fluid pressure. Gray lines indicate model-predicted pore pressure with depth using the minimum end-member rock physics-model to match in situ velocities. The black line corresponds to the minimum expected λ^* value necessary to trigger failure in clay-rich sediments (from *Hornbach et al. [2015]*).

Table 2. Quantification of Deformations Within Cores U1399-A and U1400-C^a

	U1399-A	U1400-C
Highly inclined and/or contorted bedding	15%	16%
Weakly inclined and/or contorted bedding	13%	12%
Alternation of highly/weakly inclined and contorted bedding in multidirections	0%	19%
Undisturbed strata	20%	20%
Turbiditic deposits	31%	4%
Void	21%	29%

^aParts of undisturbed strata are also noticed, and the turbiditic deposits and void as well.

Zone C corresponds to the area under the deformed section. Zones with no (U1400-C) or few deformation structures are observed (U1399-A). The upper part of Zone C is characterized by a succession of many turbidity current deposits with numerous voids in core recovery in the deepest zones of both cores (Table 1, Figure 11). This suggests a significant margin of error in our basal boundary estimation of the deformation zone. We therefore rely on seismic data to assess the basal limits at these sites (Figure 13).

In summary, Hole U1400-C is clearly more deformed than Hole U1399-A. It displays thicker and stronger deformed beds that are not observed into Hole U1399-A. This estimated total deformed thickness of stratigraphy in Hole U1399-A is 138 m thick while it is 367 m thick in Hole U1400-C (Figure 11).

5. Discussion

In this part, we first discuss how the unusual drill cores from 340 IODP Expedition constrain the nature of different seismic facies. Then, we discuss the two different processes of instabilities identified for Martinique: 1 the subaerial instabilities (flank-collapse events generating debris avalanche deposit DAD) and 2/the submarine instabilities (seafloor sediment failure generating the submarine landslide deposit (SLD)). We especially focus on the characteristics of the submarine landslide deposit (SLD) highlighted by this study, and having implications for understanding emplacement processes. We propose a model to explain how flank-collapse events are linked to seafloor sediment failure within the evolution of Montagne Pelée volcano. Thus, implications of these emplacement processes for tsunami hazards are discussed.

5.1. Correlation Between Seismic Facies and Core Observations

Previous studies of submarine landslides have typically been based on 2-D or 3-D seismic data sets, sometimes with short (<10 m) sediment cores that do not penetrate fully through the landslide deposit. IODP Expedition 340 provides deep cores penetration that is rare in nonvolcanic settings. This study therefore represents a valuable opportunity to compare seismic facies with core observations. Such comparison allows us to understand the amount and style of deformation and sediment lithologies that produce the different seismic facies. A key issue for such comparison is the substantial differences in resolution of the two types of data, which ranges from millimeters for the core to hundreds of meters for seismic data (Figure 13).

We observe a correlation between the upper and lower limits of the submarine landslide deposit (i.e., SLD) identified using seismic profiles and the extent of the deformation within drilled holes (Figure 13). The well-bedded seismic facies corresponds to turbidity current deposits and/or debris flow deposits, or tephra layers interbedded with hemipelagic sediments, which are flat lying and lack deformation in the cores. SLD deposit in core U1399-A is characterized by a greater degree of structure in seismic data than the more chaotic seismic facies in Hole U1400-C (Figure 13). The disturbed seismic facies in core U1399-A comprises alternations of undeformed thin beds, thicker turbidite sand layers, homogenized sandy-mud layers (debris flow deposits or localized shear zones), and zones of both weaker and stronger deformation (Figure 13a). A higher percentage of undeformed strata in the upper part of the SLD deposit in Hole U1399-A may correlate to better bedding in that part of the seismic image (Figure 13a). Chaotic seismic facies in Hole U1400 corresponds mainly to thinly bedded hemipelagic sediments, turbidity current deposits, and tephra layers that may be undeformed, weakly deformed or strongly deformed (Figure 13b). Thicker turbidite sands or homogenized sandy-mud layers are rare or absent in Hole U1400-C. A higher fraction of weakly deformed intervals near the top of SLD in Hole U1400-C corresponds to a greater degree of structure in the seismic image. Therefore, these results suggest that the type of seismic facies mainly depends on (i) degree of deformation, (ii) lithologic composition, and (iii) thickness of deformed beds. A striking feature is that the landslide deposit can contain a significant fraction (~20%) of undeformed strata, or intervals with weak

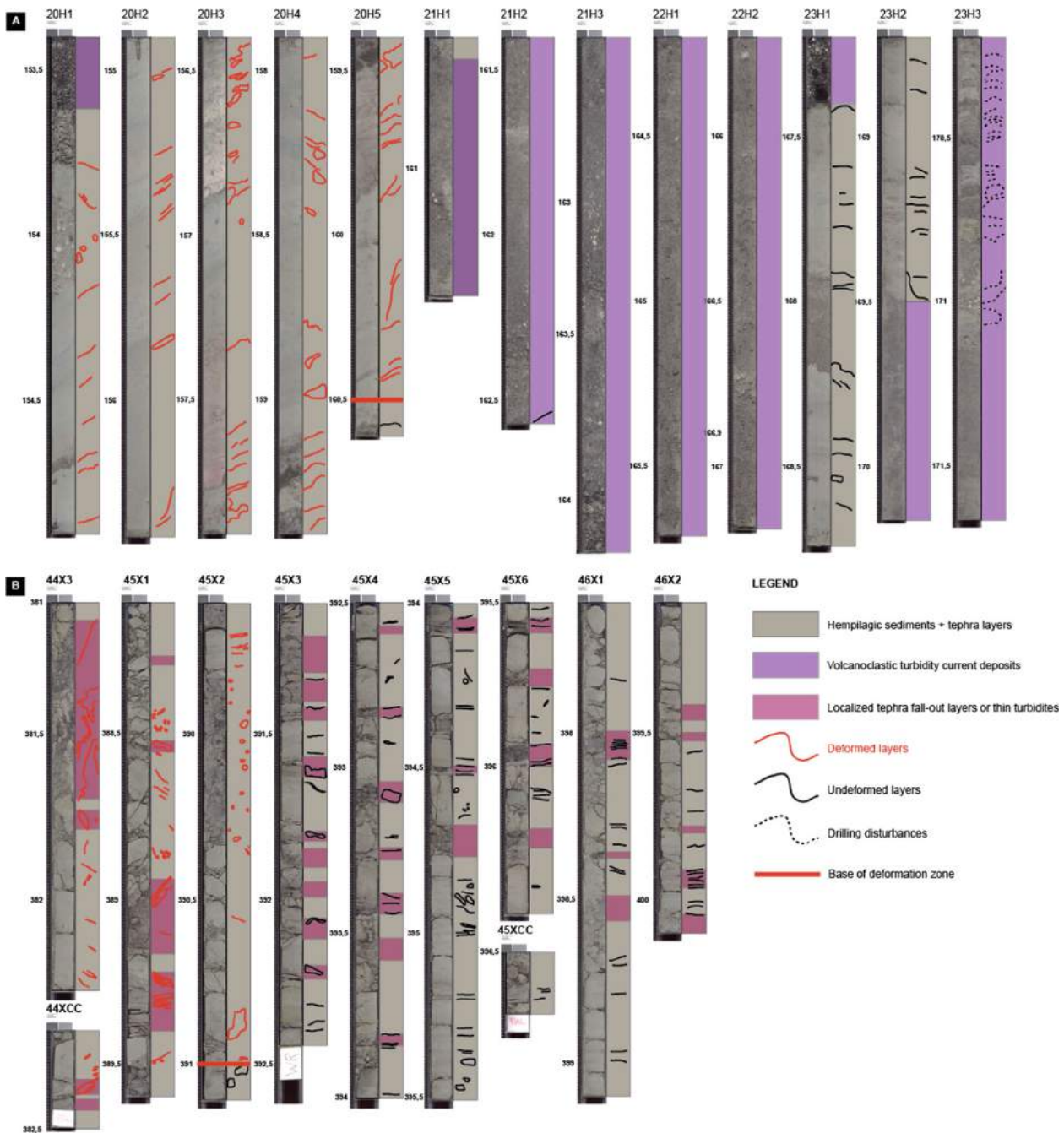


Figure 12. (a) Illustration of the base of the SLD between 170 mbsf and 154 mbsf in Hole U1399-A. Hemipelagic sediment packages surrounding a 6 m thick turbidity current deposit. The top of this package marks the base of the deformation zone estimated at 161 mbsf. (b) Illustration of the base of the SLD between 400 and 381 mbsf in Hole U1400-C. Highly indurated hemipelagic sediments alternating with numerous tephra layers. The base of deformation is localized among these alternating layers at 391 mbsf. The basal surface of the SLD is characterized by turbidity current deposits and/or tephra layers intercalated within hemipelagic sediments, probably acting as low shear strength level and resulting in the basal decollement surface (see text for details).

deformation styles (Figure 12). Chaotic or disturbed seismic facies may therefore not always be a record of pervasive, strong deformation.

5.2. Emplacement of Debris Avalanches Deposits (DAD), Related to Volcano Flank-Collapses Events

The Montagne Pelée volcano has suffered from three flank collapse events in the southwestern direction, generating debris avalanches that flown down to the Caribbean Sea [Deplus et al., 2001; Le Friant et al., 2003a; Boudon et al., 2007]. The flank-collapse structures have well been identified on-land by those

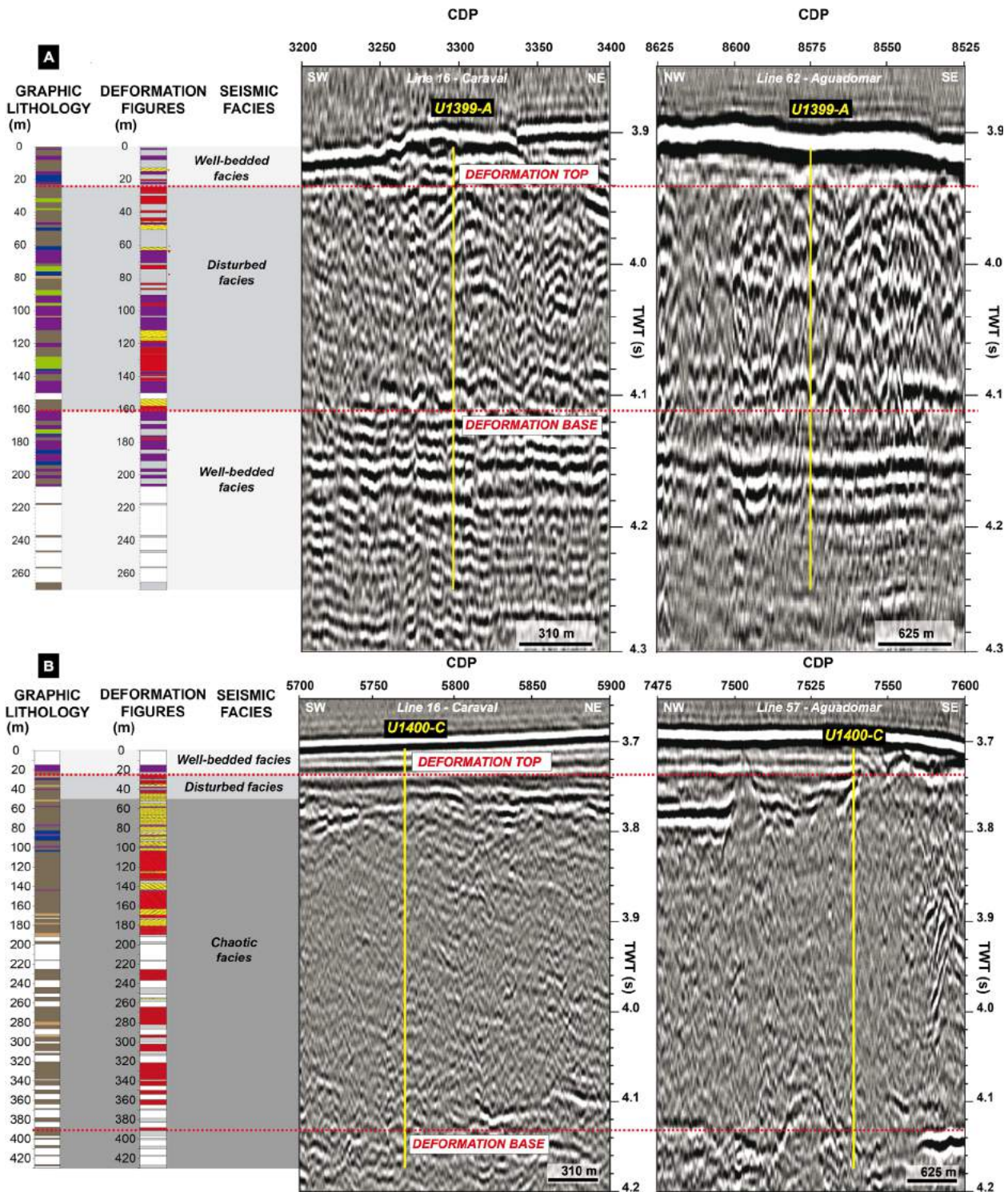


Figure 13. Correlation using both seismic and drilling data for (a) Hole U1399-A and (b) Hole U1400-C based on deformation zone limits. Both data sets are well correlated despite their large-resolution differences. Please refer to legends in Figures 8 and 10 for key.

authors. However, our contribution underlines that only the debris avalanche deposit 3 (DAD3) associated to the more recent flank collapse event is clearly identified offshore from seismic and IODP cores data. The DAD3 has a blocky surface, and attempts to drill core through this deposit were unsuccessful [Le Friant *et al.*, 2013]. Such lack of core penetration itself suggests that the DAD3 deposit has a high component of

large volcanic blocks. Debris avalanche deposits 1 and 2 (DAD1 and DAD2) were not directly found offshore. The seismic data in steeper proximal areas that represent the submarine flank of the island are of poor quality and equivocal, although hyperbolic reflections could indicate the presence of some blocks (Figure 5). However, the bathymetric data show a bulge at the base of the submarine flank of the volcano, localized around the slope break (Figure 2) at the same location than DAD3. Thus, we propose that this bulge at the slope break results from the accumulation of older debris avalanche deposits (DAD1 and DAD2) related to the first and second flank collapses of the Montagne Pelée volcano but unfortunately, we do not have any offshore drilling in this location.

5.3. Emplacement of Submarine Landslide Deposit (SLD), Related to Seafloor Sediment Failure

The submarine flank of Montagne Pelée volcano has experienced seafloor sediment failure, generating a large submarine landslide deposit (SLD). We now focus and discuss the characteristics displayed by the SLD, from larger-scales to smaller-scales. Our underlying aim is to understand how the SLD was emplaced.

5.3.1. The SLD's Geometry: Internal Structure and Basal Surface

The SLD displays a characteristic and prominent morphological front on its surface, with a difference in height of up to 35 m (Figure 5). Its origin can be related to the frontal emergent ramp at the base of the SLD, located 7–8 km further upslope. The frontal ramp represents the location where the landslide's decollement surface ramps up from deeper to shallower stratigraphic levels (Figures 5 and 6). Movement of material across this structure would act to thicken the overlying landslide deposit in such a down-slope location [Frey-Martinez *et al.*, 2005, 2006].

In addition, to this striking emergent feature in its central part, the SLD displays as well as a frontally confined distal margin. Both morphological front and frontal ramp suggest important kinetic energy during deposit emplacement [Frey-Martinez *et al.*, 2006] (Figure 5b, middle). However, the distal margin of the SLD shows interval of deformed strata in the seismic profiles that abuts against a series of undeformed and well-bedded reflectors (Figures 5b and 6b; bottom). Such frontal confinement is the characteristic of landslides with limited and slow down-slope movement, such that the landslide mass has insufficient energy to emerge and travel along the seafloor [Frey-Martinez *et al.*, 2006]. The more distal unit of the SLD displays a series of inclined compressional features, which accommodate shortening in the landslide toe region. A broadly similar frontally confined geometry has been described for volcanic island landslides offshore Montserrat in the Lesser Antilles, where many intact remnant blocks of sediments occurred offshore the island, that could be as long as 1 km and 70 m high [Watt *et al.*, 2012a]. It is presumed that one of these included within a landslide deposit offshore the same island (i.e., Deposit 2) [Le Friant *et al.*, 2015] has been drilled during the Expedition IODP 340. The authors attribute this undeformed structure to deep seafloor incision and limited displacement of the landslide wherein it is comprised. Undeformed intervals also occur within drill cores U1399-A and U1400-C, suggesting that material may have experienced limited transport to keep well-preserved strata, or it was sufficiently consistent and resistant to support deformation and displacements. However, the frontally confined distal margin associated with the presence of a prominent morphological front could suggest large displacement and two phases of deformation could occur.

Core penetration by IODP drilling provides an opportunity to document the basal part of a submarine landslide deposit. Processes acting on (or near) the base of a submarine landslide can profoundly affect its emplacement process; for instance, by determining the degree of basal friction and hence velocity. The base of the SLD in Holes U1399-A and U1400-C has been constrained through seismic data, and by identifying the deepest level of deformation in the core. Figure 12 provides a detailed description of the landslide base, showing that the landslide base at Hole U1399-A (160.5 or 174 m) may be associated with either an upward transition from massive turbidity sand to interbedded hemipelagic sediment at 160.5 m, or a thin zone of highly inclined bedding at 174 m that lies below a homogenized muddy sand (Figure 8). In both cases, it is associated to main changes in lithology which occur elsewhere in Hole U1399-A. The deepest deformation in Hole U1400-C occurs at 390 m below seafloor (Figure 11). However, it is possible that the landslide base occurs within zones of no core recovery in the lower part of Hole U1400-C (Figure 11). The lower part of Hole U1400-C is dominated by hemipelagic mud and thinly interbedded tephra (eruption fall-out) and thin turbidity layers. Therefore, the base of SLD is also not an unusual lithology for Hole U1400-C. Taken together, the observations at Holes U1399-A and U1400-C suggest that the basal

surface of the landslide is relatively subtle, and there is no clear evidence for a single surface of unusually strong shear, which also could not be detectable in fine-grained, homogeneous sediments. Deformation appears to be distributed throughout a larger stratigraphic interval.

5.3.2. Homogenized Sandy Mud Layers: Debris Flow Deposits or Localized Shear Zones?

Intervals of homogenized muddy sand are observed at Site U1399, although they are absent at Site U1400. They could result from pervasive mixing of preexisting stratigraphy within localized zones of intense shear. If this is the case, such zones of intense shear were typically up to several meters in thickness, and occurred at multiple levels within the more distal part of the SLD.

However, an alternative hypothesis is that the homogenized sandy mud intervals are submarine debris flow deposits. Both hypotheses can explain the occurrence of clasts within these layers (Figure 10), sharp upper and lower boundaries to the sandy mud, and their homogenous sand-mud composition. In a few places, both the upper and lower boundary of the sandy mud layers appears to erode into and truncate adjacent beds, and this may favor a shear zone origin. Submarine debris flow deposits are often found to be encased in turbidity sand, whose grain size forms a continuous normally graded sequence, and whose upper part is ripple cross laminated [Talling, 2013, 2014]. Such features of hybrid (turbidite-debrite) beds are absent at Site U1399, again favoring a shear zone origin. However, submarine debris flows can produce thin deposits on low gradients in distal settings [Talling et al., 2010], and a debris flow origin cannot be precluded for the homogenized sand mud layers.

5.3.3. Evidence for Continued High Excess Pore Pressures in the SLD

Excess pore pressures play a key role in triggering submarine landslides, which occur on much lower gradients than most terrestrial landslides. Lafuerza et al. [2014] analyzed the upper 200 m of cores at Sites U1397, U1398, U1399, and U1400 of the IODP expedition 340. They demonstrated that low hydraulic conductivity of hemipelagic sediments causes low rates of dewatering in turbidity current deposits and tephra layers, leading to excess pore fluid pressures with depth. In all cores, the upper 200 m display evidence of excess pore fluid pressure, except for site U1400 where overpressure occurs after 180 m. This has been explained by the diffusion of pore fluid from more permeable turbidity current deposits and tephra layers sandwiched between hemipelagic sediments in Hole U1400-C (Figure 9).

Also, Hornbach et al. [2015] combined downhole logging data with a rock physics model [Hornbach and Manga, 2014] and lithological data to assess pore pressures at Site U1399. They concluded that unusually high excess pore pressures occur at the present day in multiple sand-rich zones with SLD at this location. This conclusion was consistent with measured V_p/V_s ratios at this core site. Their work indicates that these excess pore pressures reside in thicker sand-rich intervals. Intervening mud-rich zones had very low permeabilities (10^{-16} – 10^{-19}) and acted as seals, and areas outside the SLD also lacked such elevated pore pressures. Hornbach et al. [2015] used a simplified slope stability analysis to suggest that these excess pore pressures approached values needed to make the modern slope close to failure. This in turn might suggest that high excess pore pressures can persist for very long periods within the SLD, long after it initially failed. This might suggest that deformation of SLD could be continuing at the present day, or in recent times [Hornbach et al. 2015].

The analysis of Hornbach et al. [2015] is consistent with our observation that multiple, post deposition deformation zones exist within cores U1399-A and U1400-C, suggesting not only a single layer at the base of the SLD, but a series of failure prone horizons within the SLD (Figure 11). These failure prone horizons may coincide with sand layers, or boundaries between sand and mud layers, that occur in many places in these cores. It is also possible that homogenized muddy sand layers result from previous distributed shearing at multiple levels, and these muddy sand layers now represent seals to pore pressure. Therefore, these layers represent multiple decollement surfaces that when they are sought, may act together to promote and enhance the deposit mobility and longer run-out distances.

However, our study does not support the view that deformation associated with the SLD has continued to near the present day [Hornbach et al. 2015]. Both seismic lines, core data, and CAT-scan analyses show that a continuous undeformed layer of sediment drapes the SLD. The thickness of this drape above the SLD is variable, but it is typically several tens of meters thick. Assuming a reasonable average sedimentation rate of ~ 20 cm/ky [Reid et al., 1996] this drape suggests that deformation stopped around 100 ky before present.

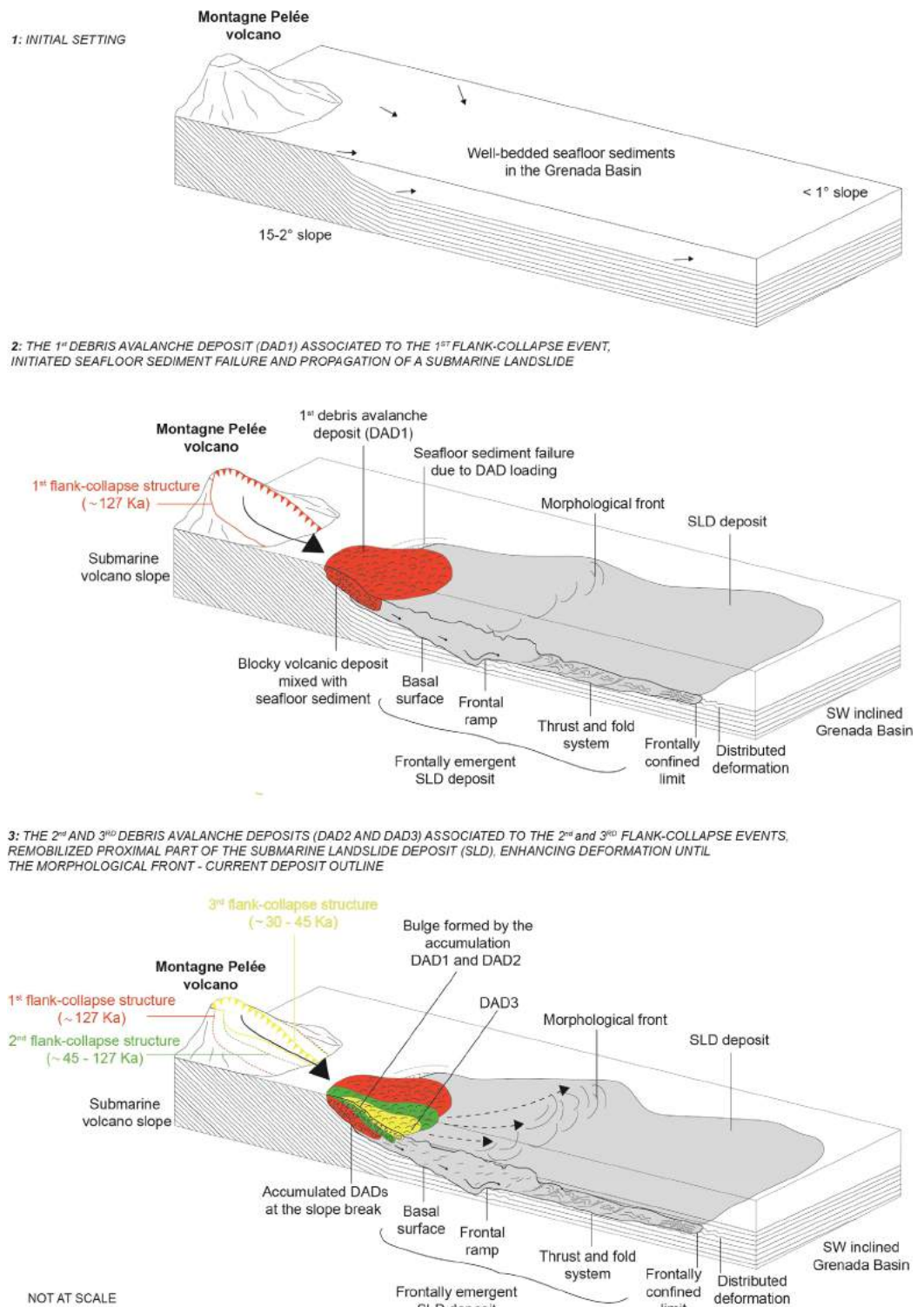


Figure 14. Conceptual model of the relation between aerial instability processes (i.e., volcano flank-collapse events) and submarine instability processes (i.e., seafloor sediment failure). The first debris avalanche deposit weakened and initiated seafloor-sediment failure, that resulted in a submarine landslide propagation. Successive debris avalanches deposits remobilized the unconsolidated surficial sediments within the proximal part of the submarine landslide deposit (SLD).

5.4. Evolution of the Montagne Pelée Volcano: How Aerial Volcano Flank-Collapses Are Linked to Seafloor Sediment Processes?

It is likely that the SLD deposit was triggered by emplacement of one or more of the debris avalanche deposits (DAD) coming from the subaerial volcano flank collapses. This is consistent with alignment of the submarine deposits and the horseshoe-shaped subaerial collapse scars (Figure 2). We propose that volcano flank collapses on Montagne Pelée generate debris avalanches that enter the sea, stop at the base of the submarine flank and incise and load the seafloor sediments, to generate failure, propagation, and deformation of marine sediments. Such triggering would induce a seafloor sediment failure that progressed into a submarine landslide long as many tens of kilometers in a downslope direction, from shallower-water into deeper-water.

Regarding time constraints and emplacement processes, the main question is now to understand if the SLD is linked to only one of the three subaerial flank-collapse (the first one) or if the seafloor sediment deformation of the SLD could result from successive loading of marine sediments with debris avalanche deposit (DAD) coming from the volcano. However, considering key elements such as the 1/the frontally emergent geometry of the SLD, implying high kinetic energy, 2/its composition, made of highly deformed hemipelagic, turbiditic or volcanic materials, forming multiple potential decollement surfaces, 3/the alignment of the SLD at sea with the flank-collapse structures on-land, we suggest one of the most likely scenario linking subaerial and submarine processes at Montagne Pelée (Figure 14), and propose the following model.

The first flank collapse affecting Montagne Pelée volcano occurred around 127 ± 2 ka [Germa *et al.*, 2011], generating a first horseshoe-shaped structure associated to an estimated collapse volume of 25 km^3 [Le Friant *et al.*, 2003a]. The debris avalanche entered the sea, flowed over the submarine volcano slope, to stop and deposit around the slope break (i.e., slope break, Figure 2). This first—and the largest—debris avalanche deposit loaded, weakened seafloor sediment, and initiated failure. Resulting submarine landslide propagates along a decollement surface, deforming in situ alternation of hemipelagic sediments and turbidity deposits. Distributed shearing at multiple levels may have acted as potential sliding surfaces within the SLD, favoring emergence process in one or many steps. The SLD translated across the seafloor and stopped in a confined way. The resulting deposit's geometry was probably broadly corresponding to the current outline deposit, which is consistent with the preliminary age proposed by Le Friant *et al.* [2015] for the SLD (~ 115 ka). Ongoing ^{18}O stratigraphy dating on the IODP cores will provide more precise time constraints on the development of the distal and the central parts of the SLD, and thus, on the dynamic emplacement of the submarine landslide.

The second flank-collapse event occurred following the construction of a new and voluminous edifice inside the first horseshoe-shaped structure; it generates a debris avalanche deposit (DAD2) with a volume of 13 km^3 . This event occurred probably between 45 and 127 ka. DAD2 emplaced over the first one (DAD1), may have triggered the remobilization of the unconsolidated surficial sediments within the central part of the SLD, until the morphological front. This could have been also responsible of the SLD southward drifting in its southern part (Figure 2).

Finally, the new cone was destroyed again by a third flank collapse event forming a smaller horseshoe-shaped structure with a collapse volume of 2 km^3 . The age of the associated debris avalanche deposit, identified on land and offshore is also discussed and may be between 30 and 45 ka [Le Friant *et al.*, 2015]. As the previous event, the debris avalanche deposit DAD3 related to this last event, that is clearly identified on the submarine flank may have locally remobilized sediments within the SLD, by exerting a normal stress that supplied the deformation process.

5.5. Implications for Tsunami Generation

Both the composition and hence source of landslide material, and how the landslide was emplaced have major implications for the magnitude of tsunami that a submarine landslide generates [Masson *et al.*, 2006; Ward, 2001; Ward and Day, 2001; Watt *et al.*, 2012b, 2014]. The model presented in this study implies that a large submarine landslide (300 km^3) occurred offshore Martinique, associated to the entering at sea of the one of the largest debris avalanche recognized in the Montagne Pelée history (25 km^3). A landslide that comprises seafloor sediment will produce a much smaller tsunami than a landslide that originates from either subaerial or submerged parts of the volcanic edifice [see Watt *et al.*, 2012a]. A frontally confined landslide geometry also suggests limited lateral displacement of landslide material, and relatively slow landslide

velocities [Frey-Martinez et al., 2006; Watt et al., 2012a, 2012b]. These two factors will therefore reduce the tsunami hazard from these submarine landslides offshore Martinique without decreasing the effects of a tsunami generated by the entry into the sea of a large mass of material as it is the case for debris avalanches.

6. Conclusions

This study presents results from the first scientific drilling of large submarine landslide deposits offshore from volcanic islands, completed by IODP Expedition 340 offshore Martinique. It combines new seismic reflection data with two IODP drill sites (U1399 and U1400) data to propose a new model linking subaerial and submarine instability processes in Martinique. Debris avalanche deposits generated by Montagne Pelée volcano flank-collapse events enter the sea and load the marine sediment triggering submarine landslides and the formation of SLD. Our study reveal how deep drilling data combined with seismic data are crucial to avoid misunderstandings and underestimations of submarine landslide processes offshore volcanic islands. This new interpretation has implications for similar volcanic island contexts, also prone to volcano flank-collapse processes, (e.g., Hawaii, Canary, La Réunion, Stromboli. . .) where drilling data are not available through landslide deposits.

Appendix A: IODP Science Party

Nicole A. Stroncik

Integrated Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX, USA

Angela L. Slagle

Borehole Research Group, Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, NY, USA

Sally Morgan

Borehole Research Group, Department of Geology, University of Leicester, Leicester, UK

Tatsuya Adachi

Department of Earth and Environmental Science, Yamagata University, Yamagata, Japan

Mohammed Aljhdali

Department of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, Florida State University, Tallahassee, FL, USA

Christoph Breitzkreuz

Physical Volcanology and Sedimentology, Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Bergakademie Freiberg, Freiberg, Germany

Daisuke Endo

A203, Earth Evolution Sciences, University of Tsukuba, Tsukuba, Ibaraki, Japan

Andrew J. Fraass

Department of Geosciences, University of Massachusetts, Amherst, MA, USA

Akihiko Fujinawa

Department of Earth Sciences, Ibaraki University, Mito, Ibaraki, Japan

Robert G. Hatfield

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

Martin Jutzeler

Geology Department, University of Otago, Dunedin, New Zealand

Kyoko S. Kataoka

Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University, Nishi-ku, Niigata, Japan

Fukashi Maeno

Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan

Michael Manga

Department of Earth and Planetary Science, University of California, Berkeley, Berkeley, CA, USA

Michael Martinez-Colon

College of Marine Science, University of South Florida, St. Petersburg, St. Petersburg, FL, USA

Molly C. McCanta

Department of Geology, Tufts University, Medford, MA, USA

James McManus

College of Earth, Ocean, and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, OR, USA

Martin R. Palmer

School of Ocean and Earth Science, National Oceanography Centre, University of Southampton, Southampton, UK

Takeshi Saito

*International Young Researchers Empowerment Center, Shinshu University, Matsumoto, Japan
Currently at Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University, Matsumoto, Japan*

Adam Stinton

Montserrat Volcano Observatory, Flemmings, Montserrat, West Indies

Konduri S.V. Subramanyam

Geochemistry Division, National Geophysical Research Institute (NGRI), Hyderabad, India

Yoshihiko Tamura (Tabata)

Institute for Research on Earth Evolution (IFREE), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Yokosuka, Japan

Benoît Villemant

Université P&M Curie, UPMC-CNRS UMR 7193 IsTeP, Paris, France

Deborah Wall-Palmer

School of Earth, Ocean and Environmental Sciences, Plymouth University, Plymouth, UK

Fei Wang

Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, People's Republic of China

Acknowledgments

This study was funded by INSU, ANR CARIB. The authors thank the drillers and all R/V JOIDES Resolution staff for their collaboration and efficient work on board during the IODP Expedition 340. The authors are grateful to Christine Deplus, Nathalie Feuillet who were PI of the oceanographic cruises AGUADOMAR, CARAVAL, and GWADASEIS cruises. We also acknowledge John Firth (IODP's Gulf Coast Repository), and Wade Friedrick and its team (College of Veterinary Medicine, TAMU) for their help and dedication during CT-Scan acquisition. Data from the IODP Expedition 340 can be obtained through the expedition's implementing organization USIO (<http://iodp.tamu.edu/database>). IGP contribution 3697.

References

- Boespflug, X., B. F. N. Long, and S. Occhietti (1995), CAT-scan in marine stratigraphy: A quantitative approach, *Mar. Geol.*, **122**, 281–301.
- Boudon, G., A. Le Friant, B. Villemant, and J.-P. Viode (2005), Martinique, in *Volcanic Atlas of the Lesser Antilles*, edited by J. M. Lindsay et al., pp. 65–102, Seismic Res. Unit, Univ. of the West Indies, Trinidad and Tobago.
- Boudon, G., A. Le Friant, J.-C. Komorowski, C. Deplus, and M. P. Semet (2007), Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: Diversity of scale, processes, and temporal recurrence, *J. Geophys. Res.*, **112**, B08205, doi:10.1029/2006JB004674.
- Boudon, G., B. Villemant, A. Le Friant, M. Paternite, and E. Cortijo (2013), Role of large flank-collapse events on magma evolution of volcanoes. Insights from the Lesser Antilles Arc, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **263**, 224–237, doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.03.009.
- Bouysse, P., D. Westercamp, and P. Andreieff (1990), The Lesser Antilles Island Arc, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, **110**, 29–44.
- Bull, S., J. Cartwright, and M. Huuse (2009), A review of kinematic indicators from mass transport complexes using 3D seismic data, *Mar. Pet. Geol.*, **26**(7), 1132–1151.
- Carracedo, J. C. (1999), Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **94**, 1–19.
- Cassidy, M., S. F. L. Watt, M. R. Palmer, J. Trofimovs, W. Symons, S. Maclare, and A. Stinton (2014), Construction of volcanic records from marine sediment cores: A review and case study (Montserrat, West Indies), *Earth Sci. Rev.*, **138**, 137–155, doi:10.1016/j.earscirev.2014.08.008.
- Cohen, J. K., and J. J. W. Stockwell (1996), *CWP/SU: Seismic Unix release 28: A Free Package for Seismic Research and Processing*, Cent. for Wave Phenomena, Colo. Sch. of Mines, Golden, Colo, CO.
- Crandell, D. R. (1989), Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation, *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **1861**, 32 pp.
- Delcamp, A., B. Van Wyk de Vries, and M. James (2008), The influence of edifice slope and substrata on volcano spreading, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **177**(4), 925–943.
- Deplus, C., A. Le Friant, G. Boudon, J.-C. Komorowski, B. Villemant, C. Harford, J. Ségoufin, and J.-L. Cheminée (2001), Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **192**, 145–157.
- Deplus, C., A. Le Friant, G. Boudon, J.-C. Komorowski, S. Sparks, and C. Harford (2002), Numerous DADs off the southern part of Montserrat revealed by recent oceanographic cruises, paper presented at International Congress on Montagne Pelée 1902–2002, IGP-INSU-IAVCEI, Martinique Island, 12–16 May.
- Dulu, O. (1999), Computer axial tomography in geosciences: An overview, *Earth Sci. Rev.*, **48**, 265–281.
- Frey-Martinez, J., J. Cartwright, and B. Hall (2005), 3D seismic interpretation of slump complexes: Examples from the continental margin of Israel, *Basin Res.*, **17**, 83–108.
- Frey-Martinez, J., J. Cartwright, and D. James (2006), Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterization, *Mar. Pet. Geol.*, **23**(5), 585–604.
- Gee, M. J. R., R. L. Gawthorpe, and J. S. Friedmann (2005), Giant striations at the base of a submarine landslide, *Mar. Geol.*, **214**, 287–294.
- Germa, A., X. Quidelleur, P. Lahitte, S. Labanieh and C. Chauvel (2011), The K–Ar Cassignol–Gillot technique applied to western Martinique lavas: A record of the evolution of the recent Lesser Antilles island arc activity from 2 Ma to Mount Pelé volcanism, *Quat. Geochronol.*, **6**, 341–355.

- Guyard, H., P. Francus, G. St-Onge, S. Hausmann, and R. Pienitz (2014), Microfacies and microstructures of subglacial and deglacial sediments from the Pingualuit Crater Lake (Ungava Peninsula, Canada), *Can. J. Earth Sci.*, *51*(12), 1084–1096.
- Harbitz, C.B., S. Glimsdal, S. Bazin, N. Zamora, H.C. Smebye, F. Løvholt, H. Bungum, P. Gauer, and O. Kjekstad (2012), Tsunami hazard in the Caribbean: Regional exposure derived from credible worst case scenarios, *Cont. Shelf Res.*, *38*, 1–23.
- Hornbach, M. J., et al. (2015), Permeability and pressure measurements in Lesser Antilles submarine slides: Evidence for pressure-driven slow-slip failure, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, *120*, 7986–8011, doi:10.1002/2015JB012061.
- Hornbach, M. J., and M. Manga (2014), The ability of rock physics models to infer marine in situ pore pressure, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *15*, 4769–4780, doi:10.1002/2014GC005442.
- Iverson, R. M. (1997), The physics of debris flows, *Rev. Geophys.*, *35*, 245–296.
- Jutzeler, M., J. D. L. White, P. J. Talling, M. McCanta, S. Morgan, A. Le Friant, and O. Ishizuka (2014), Methods for identifying coring disturbance in IODP piston cores and implications for volcanic events offshore Montserrat and deep sea record of Missoula mega-floods, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *15*, 3572–3590, doi:10.1002/2014GC005447.
- Labazuy, P. (1996), Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island), in *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, edited by W. J. McGuire, A. P. Jones, and J. Neuberger, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *110*, 295–306, doi: 10.1144/GSL.SP.1996.110.01.23.
- Lacroix, A. (1904), *La Montagne Pelée et ses Eruptions*, 662 pp., Masson et Cie, Paris.
- Lafuerza S., A. Le Friant, M. Manga, G. Boudon, B. Villemant, N. Stronck, B. Voight, M. Hornbach, O. Ishizuka, and the Expedition 340 Scientific Party (2014), Geomechanical characterizations of submarine volcano flank sediments, Martinique, Lesser Antilles Arc, in *Submarine Mass Movements and Consequences*, *Adv. Nat. Technol. Hazards Res.*, vol. 37, edited by S. Krastel et al., 37 pp., Springer, Switzerland, doi: 10.1007/978-3-319-00972-8_7.
- Lebas, E., A. Le Friant, G. Boudon, S. Watt, P. Talling, N. Feuillet, C. Deplus, C. Berndt, and M. Vardy (2011), Multiple widespread landslides during the long-term evolution of a volcanic island: Insights from high-resolution seismic data, Montserrat Lesser Antilles, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *12*, Q05006, doi:10.1029/2010GC003451.
- Le Friant, A., G. Boudon, C. Deplus, and B. Villemant (2003a), Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.*, *108*(B1), 2055, doi:10.1029/2001JB001624.
- Le Friant, A., O. Ishizuka, N. A. Stronck, and the Expedition 340 Scientists (2013b), *Proceedings of Integrated Ocean Drilling Program*, vol. 340, Integrated Ocean Drill. Program Manage. Int. Inc., Tokyo, doi:10.2204/iodp.proc.340.2013.
- Le Friant, A., et al. (2015), Submarine record of volcanic island construction and collapse in the Lesser Antilles arc: First scientific drilling of submarine volcanic island landslides by IODP Expedition 340, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *16*, 420–442, doi:10.1002/2014GC005652.
- Martin-Kaye, P. H. A. (1969), A summary of the geology of the Lesser Antilles, *Overseas Geol. Miner. Res.*, *10*(2), 172–206.
- Masson, D. G., A. B. Watts, M. J. R. Gee, R. Urgeles, N. C. Mitchell, T. P. Le Bas and M. Canals (2002), Slope failures on the flanks of the western Canary Islands, *Earth Sci. Rev.*, *57*, 1–35.
- Masson, D. G., C. B. Harbitz, R. B. Wynn, G. Pedersen, and F. Løvholt (2006), Submarine landslides: Processes, triggers and hazard prediction, *Philos. Trans. R. Soc. A*, *364*, 2009–2039.
- McGuire, W. J. (1996), Volcano instability: A review of contemporary themes, in *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, edited by W. J. McGuire et al., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, *110*, 1–23, doi:10.1144/GSL.SP.1996.110.01.01.
- Milliman, J. D. and J. P. M. Syvitski (1992), Geomorphic tectonic controls of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountain rivers, *J. Geol.*, *100*, 525–544.
- Moernaut, J., and M. De Batist (2011), Frontal emplacement and mobility of sublacustrine landslides: Results from morphometric and seismic stratigraphic analysis, *Mar. Geol.*, *285*(1–4), 29–45.
- Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan (1989), Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge, *J. Geophys. Res.*, *94*, 17,465–17,484.
- Moore, J. G., W. R. Normark, and R. T. Holcomb (1994), Giant Hawaiian landslides, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, *22*, 119–144.
- Oehler, J. F., J. F. Lenat, and P. Labazuy (2008), Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes, *Bull. Volcanol.*, *70*, 717–742, doi: 10.1007/s00445-007-0163-0.
- Reid, R. P., S. N. Carey, and D. R. Ross (1996), Late Quaternary sedimentation in the Lesser Antilles island arc, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *108*(1), 78–100.
- Schnellmann, M., F. S. Anselmetti, D. Giardini, and J. A. McKenzie (2005), Mass movement induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland), *Sedimentology*, *52*(2), 271–289.
- Siebert, L. (1984), Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *22*, 163–197.
- Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell (1997), Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, *277*, 1956–1962.
- St-Onge, G., E. Chapron, H. Guyard, A. Rochon, P. Lajeunesse, D. Scott, J. Locat, J. S. Stoner, and C. Hillaire-Marcel (2008), High-resolution physical and magnetic properties of rapidly deposited layers associated with landslides, earthquakes and floods, in *Comptes Rendus de la 4e Conférence Canadienne sur les Géorisques: Des Causes à la Gestion*, edited by J. Locat et al., pp. 219–228, Laval Univ. Press, Quebec.
- Talling, P. J. (2013), Hybrid submarine flows comprising turbidity current and cohesive debris flow: Deposits, theoretical and experimental analyses, and generalised models, *Geosphere*, *9*, 460–488.
- Talling, P. J. (2014), On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings, *Mar. Geol.*, *352*, 155–182, doi:10.1016/j.margeo.2014.02.006.
- Talling, P. J., R. B. Wynn, R. Rixon, D. Schmidt, E. Sumner, and L. A. Amy (2010), How did submarine flows transport boulder sized mud intra-clasts to the fringes of the Mississippi Fan?, *J. Sediment. Res.*, *80*, 829–851.
- Talling, P. J., G. Malgesini, E. J. Sumner, L. A. Amy, F. Felletti, G. Blackbourn, C. Nutt, C. Wilcox, I. C. Harding, and S. Akbari (2012a), Planform geometry, stacking pattern, and extrabasinal origin of low strength and intermediate strength cohesive debris flow deposits in the Marnoso-arenacea Formation, Italy, *Geosphere*, *8*(6), 1207–1230, doi:10.1130/GES00734.1.
- Talling, P. J., E. J. Sumner, D. G. Masson, and G. Malgesini (2012b), Subaqueous sediment density flows: Depositional processes and deposit types, *Sedimentology*, *59*, 1937–2003.
- Trofimovs, J., et al. (2013), Timing, origin and emplacement dynamics of mass flows offshore of SE Montserrat in the last 110 ka: Implications for landslide and tsunamis hazards, eruption history, and volcanic island evolution, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *14*, 385–406, doi: 10.1002/ggge.20052.
- Wadge, G. (1985), Morne Patates volcano, southern Dominica, Lesser Antilles, *Geol. Mag.*, *122*(3), 253–260.

- Wall-Palmer, D., et al. (2014), Late Pleistocene stratigraphy of IODP Site U1396 and compiled chronology offshore of south and south west Montserrat, Lesser Antilles, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *15*, 3000–3020, doi:10.1002/2014GC005402.
- Ward, S. N. (2001), Landslide tsunami, *J. Geophys. Res.*, *106*, 11,201–11,215.
- Ward, S. N. and S. J. Day (2001), Cumbre Vieja volcano–potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 3397–3400.
- Watt, S. F. L., et al. (2012a), Combinations of volcanic-flank and seafloor-sediment failure offshore Montserrat, and their implications for tsunami generation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *319–320*, 228–240.
- Watt, S. F. L., et al. (2012b), Widespread and progressive seafloor-sediment failure following volcanic debris avalanche emplacement: Landslide dynamics and timing offshore Montserrat, Lesser Antilles, *Mar. Geol.*, *323–325*, 69–94.
- Watt, S. F. L., P. J. Talling, and J. E. Hunt (2014), New insights into the emplacement dynamics of volcanic-island landslides, *Oceanography*, *27*, 46–57.

CHAPITRE IV

Simulations numériques du dernier évènement d'effondrement de flanc de la Montagne Pelée en Martinique

*« Chaque code numérique à ses forces et ses faiblesses. A ce jour, il n'en existe aucun qui décrive précisément tous les paramètres influençant la mise en place des avalanches de débris. Mais c'est en combinant les forces de SHALTOP et HYSEA qu'on diminue leurs faiblesses respectives et que l'on fait avancer les idées »
(Anne Mangeney, 2014)*

IV.1 Introduction

Le modèle présenté dans le chapitre III pour expliquer les processus d'instabilité sub-aériens et sous-marins reconnus en Martinique suggère que : 1/ l'emplacement des avalanches de débris générées par les effondrements de flanc de volcan de la Montagne Pelée, est contrôlé par la rupture de pente entre le flanc sous-marin du volcan et le bassin arrière-arc de Grenade ; 2/ La charge occasionnée par un ou plusieurs de ces dépôts d'avalanches de débris induit une contrainte suffisamment forte sur les sédiments marins pour qu'ils se déstabilisent à leur tour, le glissement sous-marin se propageant sur de grandes distances.

Le chapitre IV vise à tester la première hypothèse du modèle concernant la distance de mise en place des dépôts d'avalanche de débris en simulant numériquement ces écoulements. Cette étude fait l'objet d'un article qui sera prochainement soumis au journal *Natural Hazards*. Il résulte d'un travail effectué en collaboration avec Laurent Moretti et Anne Mangeney de l'IPGP (Institut de Physique du Globe de Paris) et Enrique Domingo Fernández Nieto de l'Université de Séville.

L'objectif de ce travail est de comprendre quels sont les paramètres qui contrôlent la mise en place des dépôts d'avalanches de débris associés aux effondrements de flanc de volcan de la Montagne Pelée. Cette étude est basée sur la simulation numérique du dernier événement d'effondrement de flanc de la Montagne Pelée, reconnu et daté à 30-45 ka (Le Friant et al., 2015). Le dépôt d'avalanche de débris généré se traduit en mer par la présence de morphologies caractéristiques en hummocks, localisées à environ 30 - 35 km de la côte, et dont le volume corrobore avec la cicatrice d'effondrement identifiée à terre (1.8 km^3). Pour simuler la mise en place d'une telle avalanche de débris, nous avons utilisé deux codes numériques distincts : 1/ le code SHALTOP permettant de simuler des écoulements granulaires sur des topographies 3D complexes, et pouvant être appliqué au domaine sous-marin, puis 2/ le code HYSEA capable de simuler une avalanche de débris depuis son initiation en domaine aérien, jusqu'à son dépôt en domaine sous-marin, tenant compte notamment de son interaction avec la colonne d'eau. L'utilisation combinée des deux codes permet de pallier à l'absence de code « complet », capable de prendre en considération tous les paramètres influents sur l'emplacement de ce type d'instabilités. Plusieurs simulations ont été réalisées, d'abord avec SHALTOP, en faisant varier différents paramètres, tels que la loi de friction (Coulomb, Pouliquen 1999 (avec 2 ou 4 angles de friction) et Pouliquen 2002), les valeurs d'angles de friction, la rugosité de la topographie, ou encore le volume initial de l'avalanche générée. Les paramètres utilisés pour la simulation reproduisant au mieux le

dépôt en termes de distance de propagation, de morphologie, et de répartition des épaisseurs, ont ensuite été appliqués au code HYSEA permettant de prendre en compte l'eau dans l'emplacement de l'avalanche de débris.

L'ensemble des simulations réalisées a permis de valider l'hypothèse 1 du modèle présenté dans le chapitre 3 et de mieux comprendre la dynamique d'écoulement des avalanches de débris, aussi bien à sec que dans l'eau (interaction avec le chenal érosif, évolution de l'écoulement en fonction des pentes, ...).

Numerical simulation of the 30-45 ka debris avalanche flow of Montagne Pelée volcano, Martinique: from volcano flank-collapse to submarine emplacement

Morgane Brunet^{*1}, Laurent Moretti¹, Anne Le Friant¹, Anne Mangeney^{1,2}, Enrique Domingo Fernández Nieto³, Francois Bouchut⁴

1 : Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cité, Université Paris Diderot, CNRS UMR 7154, 1, rue Jussieu, Paris, France.

2 : ANGE team, CEREMA, INRIA, Lab. J. Louis Lions, Paris, France

3 : Departamento Matemática Aplicada I, E.T.S. Arquitectura, Universidad de Sevilla, Spain

4 : Université Paris-Est Marne-la-Vallée, Laboratoire d'Analyse et de Mathématiques Appliquées, CNRS, UPEM, UPEC, France

First author contact address:

Mrs. Morgane Brunet

Institut de Physique du Globe de Paris

Laboratoire des Systèmes Volcaniques

1 rue Jussieu

75238 Paris

France

mbrunet@ipgp.fr

+33 (0) 1 83 95 76 38

Key words :

- Numerical modelling
- Volcano flank-collapse
- Montagne Pelée volcano
- Martinique
- Debris avalanche deposit

Acknowledgements

We thank Christine Deplus and staff scientists for the data provided by the AGUADOMAR and CARAVAL cruises. IGN provided to IPGP volcano observatories the DTM of Martinique island used in this study. This study was financially supported by the ANR CARIB. For the numerical aspects, this work has been funded by the ANR contract ANR-11-BS01-0016 LANDQUAKES, the USPC PEGES project, and the ERC contract ERC-CG-2013-PE10-617472 SLIDEQUAKES.

Abstract

We simulate here the emplacement of the debris avalanche generated by the last flank-collapse event of Montagne Pelée volcano (30 - 45 ka), Martinique, Lesser Antilles. Our objective is to assess the maximum distance (i.e. runout) that can be reached by this type of debris avalanche. Indeed, shorter runout distance (~ 30 - 35 km) than previously proposed in the literature have recently been suggested for previous events on the basis of new drilling data. Numerical simulations are performed using two complementary depth-averaged thin-layer continuum models because no complete models were available in the literature. The first model, SHALTOP, accurately describes dry granular flows over a 3D topography and may be easily extended to describe submarine avalanches. The second model, HYSEA describes the sub-aerial and submarine parts of the avalanche as well as its interaction with the water column. However, HYSEA less accurately describes the thin-layer approximation on the 3D topography. Simulations were undertaken testing different physical parameters: friction laws, bed roughnesses and debris avalanche volume flows. Our study suggests that large collapses (~25 km³) probably occurred in several time with successive volumes smaller than about 5 km³ entering the sea. This result provides some constrains on the chronology of the event. This new study addresses the questions of debris avalanches emplacement processes and related consequences on hazard evaluation, in a region known for its seismic and volcanic risks.

1. Introduction

Volcano flank-collapse is recognized as a recurrent process into the long-term evolution of a volcanic edifice (Siebert, 1984; McGuire, 1996). These processes produce typical horseshoe-shaped structures on-land, and debris avalanche deposits with a typical hummocky morphology. The most important mass-wasting deposits have been recognized offshore volcanic islands where they can extend up to several tens of kilometers away from the coastline, such as in Hawaii (Moore et al., 1989, Moore et al., 1994), the Canary Islands (Carracedo, 1999; Masson et al., 2002), La Réunion Island (Labazuy, 1996; Oehler et al., 2008) or the Lesser Antilles (Deplus et al., 2001; Le Friant et al., 2003a; Boudon et al., 2007). Such deposits emplacement into the sea can also trigger catastrophic tsunamis (Harbitz et al., 2012). Currently, it remains unclear how debris avalanche emplacement from subaerial to submarine environments because of monitoring difficulties and significant uncertainties concerning submarine dynamics and its modelling.

The IODP expedition 340 (3rd March to 17th April 2012) provides for the first time some drilling through the large landslide deposits offshore Lesser Antilles volcanoes (Le Friant et al., 2013, 2015). Drilled cores data were combined with seismic reflection data from three different cruises (AGUADOMAR, 1999; CARAVAL, 2002 and GWADASEIS, 2009) to reinterpret the composition and emplacement dynamics of large mass-wasting deposits recognized offshore Montserrat and Martinique in the Lesser Antilles. Le Friant et al., 2015 and Brunet et al., (2015) propose that flank-collapse of Montagne Pelée volcano in Martinique produced debris avalanches which enter the sea and stop at the main submarine slope break generating deposits (Figure 1a, dark DAD deposits, runout distance ~30 km). The larger landslide deposit recognized offshore the island (Figure 1a, light grey SLD deposits, runout distance ~70 km) is not composed of volcanic debris avalanche deposit but results from seafloor sediment failure (Brunet et al., 2015). Indeed, instead of propagating over more than 70 km off the coast on very small slopes (2°), this new schematic scenario, suggests that the debris avalanches coming from the volcano flank collapse are thought to stop around the slope break located at 30 - 35 km from the coastline. This new scenario implies shorter runout distance of debris avalanche than previously proposed (Deplus et al., 2001; Le Friant et al., 2003a and Boudon et al., 2007) and has consequences on the understanding of their dynamics. To confirm this scenario key questions remain about the emplacement process: Is there a critical runout distance reached by these flows, possibly corresponding to the slope break? If so, how does the water, initial collapse volume, or topography's roughness control this runout

distance? What is the dynamics of debris avalanches in this region? Do the flank-collapse events occur in one time or in several phases? The latter implying the flow of smaller debris avalanche volumes.

The aim of this paper is to address these questions to better constrain this new scenario. To do so, we perform numerical simulations of aerial-to-submarine debris avalanches emplacement, based on the last major flank-collapse event recognized on Montagne Pelée volcano. Numerical modelling of sub-aerial debris avalanches has been significantly developing since the pioneered work of Savage and Hutter (1989). In particular the accurate description of an arbitrary complex 3D topography within thin-layer depth-averaged models is now possible (e. g. Bouchut et al., 2003, Bouchut and Westdickenberg, 2004, Mangeney-Castelnau et al., 2007). This description involves the full tensor of the topography curvature as implemented in the SHALTOP model while most of the other models only use part of the curvature terms thus neglecting some centrifugal forces. These forces may however play a key role in the avalanche dynamics (Favreau et al., 2010, Moretti et al., 2015). On the other hand submarine avalanche models have been poorly developed. The physical processes involved (granular-fluid interaction, dilatancy effects, etc...) and their description within the thin-layer depth-averaged approximation is still challenging (e. g. Pitman and Le, 2005, Fernandez-Nieto et al., 2008; Pelanti et al., 2008; Pailha and Pouliquen, 2009; Kelfoun, 2011; Iverson and Georges, 2014, Bouchut et al., 2015a, b, Delannay et al., 2016). Furthermore, the description of topography effects in these models is not accurate (e. g. oversimplified projection of gravity terms in Le Friant et al. (2003b), thin-layer approximation applied in the horizontal/vertical reference frame in Fernandez-Nieto et al., (2008)). As a result, up to now there is no model that properly accounts for both granular/fluid interaction and topography effects. In this context, we propose to combine (1) an accurate dry granular flow model (SHALTOP) and its simple extension to submarine flow in order to reflect properly topography effects and (2) a submarine avalanche model (HYSEA) in order to better assess the effect of water on granular flow mobility. The ultimate goal is to investigate the order of magnitude of the runout distance that the Montagne Pelée major debris avalanches could reach and thus confirm or question the conceptual scenario proposed by et al (2015).

Previous numerical simulations of the last debris avalanche of Montagne Pelée volcano have been carried out by Le Friant et al (2003b) using a thin-layer depth-averaged numerical model, solving mass and momentum conservation equations for a frictional granular material (generally called Saint-Venant or Savage-Hutter equations). The authors

considered either the Coulomb friction law with a constant friction coefficient or the so-called Pouliquen friction law (e. g. Pouliquen, 1999) where the friction coefficient depends on the strain rate and pressure (i. e. on the velocity and thickness of the flow). The authors concluded that Pouliquen friction law (1999) best reproduces the debris avalanche deposit emplacement, using friction angles between 6° and 15° . We extend here these simulations by using more accurate numerical models and test different scenarios.

In the first section, we describe the last debris avalanche deposit characteristics of Montagne Pelée volcano and the numerical models used in this study. In the second section, we present a series of sensitivity tests. First, simulations with the SHALTOP numerical model were performed using the same rheological behavior and parameters as in Le Friant et al (2003b), such as the Coulomb and Pouliquen friction laws with friction angles values between 6° and 15° . Then, simulations with SHALTOP were carried out using the Coulomb friction law and different Pouliquen friction laws considering 4 friction angles as in Pouliquen and Forterre (2002). Finally, using the best agreement in terms of friction law and friction angles, simulations were carried out with the HYSEA numerical model. All simulations were systematically performed in both dry and wet conditions. In the last and third section, we compare and discuss results in order to highlight the influence of each physical parameter (water, friction law, friction angles, roughness and mass-flow volumes) on the runout distance and morphology of the debris avalanche deposit. These simulations together with observed deposits give new constrains on the chronology and volume of past collapse events.

2. Geological context and data

2.1 The 30-45 ka flank-collapse event and resulting DAD3 deposit

Montagne Pelée volcano in Martinique (Lesser Antilles arc, Figure 1.a) has experienced at least three major flank-collapse events during the last ~ 130 Ma years, which removed several km^3 to tens of km^3 of the western flank of the volcano (Le Friant et al., 2003a; Boudon et al., 2005, 2007). Each of these flank-collapses produced a horseshoe-shaped structure on the volcano (Figure 1.b), and generated debris avalanches that flowed into the Caribbean Sea. We focus here on the last-recognized flank collapse event in order to better understand debris avalanche emplacement dynamics (Figure 1.b).

The last-recognized flank-collapse event occurred at 30-45 ka (Le Friant et al., 2015) and triggered a debris avalanche that flowed into the sea forming the submarine DAD3

deposit. This event corresponds to the smallest one, with an on-land structure of 1.5 x 4 km and a missing volume of 1.8 km³ (Figure 1.b). Offshore, the DAD3 deposit covers an area of 50 km² with an average thickness of about 10 to 15 m, but it reaches locally 20 to 30 m. It extends over ~ 30 km from the coastline and is located at the base of an erosive channel, with slopes between 10° and 20° close to shoreline, and less than 5° further downslope the submarine flank, around 30-35 km off the coast. It is 1.8 km³. It displays a typical hummocky morphology and an elongated shape with a morphological front at its frontal edge (Figure 1.b). Megablocks, 100–500 m in diameter and 10–40 m high, are concentrated in the central part of the deposit (Figure 1.b) (Le Friant et al., 2003b).

2.2. Data

Swath bathymetry collected during the AGUADOMAR cruise (Deplus et al., 2001) was used to build a 50 m resolution Digital Terrain Model (Figure 1). To reconstruct topography of the volcano before failure, Le Friant et al. (2003b) altered the DTM: 1) the submarine debris avalanche deposit were removed and replaced by a smooth slope; 2) the landslide volume in its assumed initial position was defined by a parabolic-shaped volume of 1,8 km³. Because the SHALTOP numerical model used to perform the simulations requires smooth enough topography fluctuations, the DTM from Le Friant et al. (2003b) was smoothed. It has been done by calculating the mean value of the topography over a sliding window containing the 24 closest points. To obtain our final topography, we performed twenty times this procedure. In order to assess the effect of roughness typical of the surrounding natural environment, for some simulations, we have added random topography fluctuations where Le Friant et al (2003b) had removed the DAD3 deposit and replaced it by a smooth slope. Furthermore, different collapse volumes have been tested to investigate the possible relationship between volumes and runout distance. To do this, we defined initial collapsing mass with a 3D parabolic shape characterized by its height (H_0) and width (W_0). To change the associated volume we varied either the height H_0 of the parabola while keeping a fixed width W_0 or its width with a fixed height.

3. Numerical models

Debris avalanches, composed of particles with sizes ranging from millimeters to several hundred meters, are generally very heterogeneous. However, this heterogeneity is hard

to describe in models able to simulate avalanches at the natural scale. The avalanche is treated here, as classically done, as a homogeneous and incompressible continuum. In particular, we do not take into account density variations due to expansion or contraction of the material and its impacts on pore fluid pressure, segregation and fragmentation processes, bed erosion or incorporation of air or water (Delannay et al., 2016).

3.1. The SHALTOP numerical model

As a first step, we use the SHALTOP numerical model (Bouchut et al., 2003; Bouchut and Westdickenberg, 2004; Mangeney-Castelnau et al., 2005; Mangeney et al., 2007b) that allows to simulate dry granular flows on complex topographies. One of the strengths of this model is that it involves a single free parameter: the friction coefficient $\mu = \tan\delta$, where δ is the friction angle. Following the approach of Savage and Hutter (1989), mass and momentum conservation equations are depth-averaged over the flow thickness, considering that the flowing thickness in the direction normal to the topography is much smaller than the characteristic flow length along the slope. Contrary to most of the existing models, SHALTOP takes into account the curvature tensor

$$H = c^3 \begin{pmatrix} \frac{\partial^2 b}{\partial x^2} & \frac{\partial^2 b}{\partial x \partial y} \\ \frac{\partial^2 b}{\partial x \partial y} & \frac{\partial^2 b}{\partial y^2} \end{pmatrix} \quad (1)$$

with all its components (Bouchut and Westdickenberg, 2004). Here x and y are the horizontal coordinates, and the topography is described by the scalar function $b(x, y)$ with a 3-D unit upward normal vector.

$$\vec{n} = \left(\frac{-\nabla_x b}{\sqrt{1 + \|\nabla_x b\|^2}}, \frac{1}{\sqrt{1 + \|\nabla_x b\|^2}} \right) = (-\mathbf{s}, c) \in \mathbb{R}^2 \times \mathbb{R}. \quad (2)$$

where $\mathbf{x}=(x,y) \in \mathbb{R}^2$, the scalar $c = \cos\theta$ is the cosine of the angle between the vertical direction and the normal \vec{n} . In our notation, the 3-D vectors are denoted by $\vec{\cdot}$, whereas the 2-D vectors are written in bold.

The flow is described by

$$h(t, \mathbf{x}) \geq 0, \mathbf{u}'(t, \mathbf{x}) \in \mathbb{R}^2, \quad (3)$$

where h is the thickness of the avalanche in the direction normal to the topography, and $\mathbf{u}' = (u, u_t)$ is a parameterization of the velocity. This parameterization has been defined in order to simplify the equations with topography. The real 3-D material velocity has horizontal/vertical components.

$$\vec{u} = (c\mathbf{u}', \mathbf{s} \cdot \mathbf{u}') \quad (4)$$

This physical velocity is tangent to the topography, $\vec{u} \cdot \vec{n} = 0$, as would be expected for shallow flows. In the horizontal Cartesian coordinate formulation, the model can be expressed as

$$\partial_t(h/c) + \nabla_x \cdot (h\mathbf{u}') = 0 \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \partial_t \mathbf{u}' + c\mathbf{u}' \cdot \nabla_x \mathbf{u}' + \frac{1}{c} (Id - \mathbf{s}\mathbf{s}^t) \nabla_x (g(hc + b)) = \\ \frac{-1}{c} (\mathbf{u}'^t H \mathbf{u}') \mathbf{s} + \frac{1}{c} (\mathbf{s}^t H \mathbf{u}') \mathbf{u}' - \frac{g\mu c \mathbf{u}'}{\sqrt{c^2 \|\mathbf{u}'\|^2 + (\mathbf{s} \cdot \mathbf{u}')^2}} \left(1 + \frac{\mathbf{u}'^t H \mathbf{u}'}{gc} \right)_+ \end{aligned} \quad (6)$$

where ∇_x is the gradient vector in the horizontal (x, y) plane and g the acceleration due to gravity. The subscript $+$ stands for the positive part, $x_+ = \max(0, x)$ (see Bouchut and Westdickenberg, 2004 and Mangeney-Castelnau et al., 2007 for more details). The rheological behavior is described by a Coulomb type friction law involving a constant or variable friction coefficient μ (see section 3.3 for more details).

Note that replacing the gravity g by κg , with

$$\kappa = 1 - \rho_w / \rho_s \quad (7)$$

makes it possible to recover the submarine flow equations when the coupling between the avalanche and the water column is neglected (see next section 3.2).

3.2. The HYSEA numerical model

The 1-D HYSEA model proposed by Fernandez-Nieto et al., (2008) is a two-layer 1D model developed to simulate submarine avalanches. One layer represents the granular avalanche modeled as in Savage and Hutter (1989) and the upper layer represents the fluid. As the granular avalanche layer, the fluid layer is assumed to be thin.

We use here the 2-D HYSEA model corresponding to a 2-D extension of the model proposed in Fernandez-Nieto et al. (2008). The unknowns of the problem are the heights and the velocities of the fluid and of the granular layers. The main simplification in the current version of the 2D extension of the model is to make the thin-layer approximation in the Cartesian reference frame (i. e. horizontal/vertical). This leads to assume that the thickness of the flow in the vertical direction is much smaller than the horizontal flow extension and that the velocity is mostly horizontal. This is much less accurate than what is assumed in the granular model of Savage and Hutter (1989) and in SHALTOP where the thickness in the direction normal to the flow is assumed to be small compared to the downslope extension of the flow and that the velocity is almost tangent to the topography. However, contrary to SHALTOP, 2-D HYSEA takes into account the interaction between the avalanche and water. Note that this model makes it possible to calculate the tsunami generated by the submarine avalanche.

With subindex 1 let us denote the unknowns corresponding to the fluid layer: h_1 is the height and \mathbf{u}_1 the velocity vector of the fluid layer. Index 2 corresponds to the granular layer: h_2 is the height and \mathbf{u}_2 the velocity of the granular layer.

The mass and momentum conservation equations are:

$$\begin{aligned}
 \partial_t h_1 + \nabla_x \cdot (h_1 \mathbf{u}_1) &= 0, \\
 \partial_t \mathbf{u}_1 + u_1 \cdot \nabla_x \mathbf{u}_1 + \nabla_x (g(b + h_1 + h_2)) &= \beta(\mathbf{u}_2 - \mathbf{u}_1), \\
 \partial_t h_2 + \nabla_x \cdot (h_2 \mathbf{u}_2) &= 0, \\
 \partial_t \mathbf{u}_2 + \mathbf{u}_2 \cdot \nabla_x \mathbf{u}_2 + \nabla_x (g(b + h_2 + (1 - \kappa)h_1)) &= -\beta(\mathbf{u}_2 - \mathbf{u}_1) - g\kappa\mu \frac{\mathbf{u}_2}{\|\mathbf{u}_2\|}.
 \end{aligned} \tag{8}$$

where $\beta(\mathbf{u}_2 - \mathbf{u}_1)$ defines the friction term between the fluid and the granular layers. Moreover, note that if we assume that the free surface is nearly horizontal, that is,

$$\nabla_x (b + h_1 + h_2) = 0, \tag{9}$$

we can simplify the velocity equation for the granular layer. Indeed, by using $\nabla_x h_1 = -\nabla_x(b + h_2)$ we obtain the system

$$\begin{cases} \partial_t h_1 + \nabla_x \cdot (h_1 \mathbf{u}_1) = 0, \\ \partial_t \mathbf{u}_1 + \mathbf{u}_1 \cdot \nabla_x \mathbf{u}_1 + \nabla_x (g(b + h_1 + h_2)) = \beta(\mathbf{u}_2 - \mathbf{u}_1), \\ \partial_t h_2 + \nabla_x \cdot (h_2 \mathbf{u}_2) = 0, \\ \partial_t \mathbf{u}_2 + \mathbf{u}_2 \cdot \nabla_x \mathbf{u}_2 + \nabla_x (g\kappa(b + h_2)) = -\beta(\mathbf{u}_2 - \mathbf{u}_1) - g\kappa\mu \frac{\mathbf{u}_2}{\|\mathbf{u}_2\|}. \end{cases} \quad (10)$$

Finally, let us remark that if the friction between the fluid and the granular layer is neglected, the system describing the evolution of the granular layer can be decoupled from the evolution of the fluid layer. The granular layer evolution can be obtained as the solution of the following system

$$\begin{cases} \partial_t h_2 + \nabla_x \cdot (h_2 \mathbf{u}_2) = 0, \\ \partial_t \mathbf{u}_2 + \mathbf{u}_2 \cdot \nabla_x \mathbf{u}_2 + \nabla_x (g\kappa(b + h_2)) = -g\kappa\mu \frac{\mathbf{u}_2}{\|\mathbf{u}_2\|}. \end{cases} \quad (11)$$

This corresponds to equations (5)-(6), implemented in SHALTOP when substituting the gravity acceleration g by κg and with the simplifications $c = 1$, $\mathbf{s} = 0$, $H = 0$. Indeed, when the friction between the fluid and granular layers is neglected the effect of water only plays a role in the acceleration terms (divide equation (11) by κ).

3.3. Friction laws

We test here four different friction laws proposed in the literature.

3.3.1. The Coulomb friction law

The simple Coulomb friction law is based on a constant friction coefficient, i. e. constant friction angle δ :

$$\mu = \tan\delta. \quad (12)$$

3.3.2. The Pouliquen friction law (1999)

Pouliquen (1999) argued that a constant friction coefficient does not allow to reproduce steady uniform flows over rough beds observed in the laboratory for a range of

inclination angles. To reproduce these flows, he introduced an empirical friction coefficient μ that depends on the norm of the mean velocity u and on the thickness h of the granular layer:

$$\begin{aligned} \mu(u, h) = \tan\delta_1 & \quad (13) \\ & + (\tan\delta_2 \\ & - \tan\delta_1) \exp\left(-\frac{\beta h \sqrt{gh}}{L u}\right). \end{aligned}$$

where δ_1 and δ_2 are characteristic friction angles of the material. In this expression, L represents the mean size of grains and β is an empirical parameter. This law predicts that the friction coefficient varies between $\tan \delta_1$ and $\tan \delta_2$. Large velocities or small thicknesses lead to high friction coefficients.

To avoid numerical issues when the velocity is close to zero in equation (13), we considered a threshold value $u_s = 0.001$ m/s for the velocity. If $u < u_s$, we set $u = u_s$.

3.3.3. The extended Pouliquen friction law (1999)

However, the starting angle for an avalanche to flow is higher than the angle for an avalanche to stop. For these reasons, a different friction coefficient should be used when the mass starts to destabilize from rest at zero velocity, i.e. at zero Froude number $Fr = \frac{u}{\sqrt{gh}} = 0$. This leads to introduce two others friction angles δ_3 and δ_4 that are related to the behavior when starting from rest.

The behavior at $0 < Fr < \beta$ corresponds to metastable conditions, for which the description of the mechanical behavior is still uncertain. An empirical ad hoc fit has been proposed by Pouliquen and Forterre (2002) to relate the behavior at $Fr > \beta$, to the measurements at $Fr = 0$. We used it to extend the friction law (13):

- If $Fr \geq \beta$:

$$\mu(h, u) = \tan\delta_1 + (\tan\delta_2 - \tan\delta_1) \exp\left(-\frac{\beta h \sqrt{gh}}{L u}\right) \quad (14)$$

- If $Fr = 0$:

$$\mu(h) = \mu_{start}(h) = \tan\delta_3 + (\tan\delta_4 - \tan\delta_3) \exp\left(-\frac{h}{L}\right) \quad (15)$$

• If $0 \leq F_r \leq \beta$:

$$\mu(h, u) = \mu_{start}(h) + \left(\frac{F_r}{\beta}\right)^\gamma (\mu_{stop}(h) - \mu_{start}(h)) \quad (16)$$

with

$$\mu_{stop}(h) = \tan\delta_1 + (\tan\delta_2 - \tan\delta_1) \exp\left(-\frac{h}{L}\right) \quad (17)$$

where γ is an empirical parameter.

3.3.4. The Pouliquen and Forterre friction law (2002)

Pouliquen and Forterre (2002) proposed another shape of these empirical relations:

• If $F_r \geq \beta$:

$$\mu(h, u) = \tan\delta_1 + (\tan\delta_2 - \tan\delta_1) \frac{1}{1 + \frac{\beta h \sqrt{gh}}{L u}} \quad (19)$$

• If $F_r = 0$:

$$\begin{aligned} \mu(h) &= \mu_{start}(h) \\ &= \tan\delta_3 + (\tan\delta_4 - \tan\delta_3) \frac{1}{1 + \frac{h}{L}} \end{aligned} \quad (20)$$

• If $0 \leq F_r \leq \beta$:

$$\mu(h, u) = \mu_{start}(h) + \left(\frac{F_r}{\beta}\right)^\gamma (\mu_{stop}(h) - \mu_{start}(h)) \quad (21)$$

with

$$\mu_{stop}(h) = \tan\delta_1 + (\tan\delta_2 - \tan\delta_1) \frac{1}{1 + \frac{h}{L}} \quad (22)$$

For all the Pouliquen friction laws, when the height h decreases and the velocity increases, the friction increases and vice-versa. For all these laws we set $\beta = 0.136$, $L=1$ m, and $\gamma=10^{-3}$. For $\gamma < 10^{-2}$ the results are not significantly affected by the value of γ (Pouliquen and Forterre, 2002). The friction angles δ_i , with $i = 1$ to 4 will be varied in the following by keeping a constant difference between these angles.

4. Results

Several sensitivity tests have been performed with the SHALTOP model. First, we used the same friction laws and same values of friction angles as those used by Le Friant et al. (2003b). Then the best values of friction angles for each simulation is calibrated numerically on the basis of the best agreement with the following observations: the shape of the submarine deposit (thickness, lateral and longitudinal extensions), the volume of the offshore deposits (1.8 km³), the runout distance (30 km from the coastline) and the formation of a morphological front (10–20 m) (Figure 2.a). For the last 2 criteria, the parameters of the flow law are chosen when results and observations do not differ by more than 20%. No attempt was made to reproduce the hummocky morphology of the deposits. The height H_0 and the width W_0 used for the sensitivity tests were both about 500 m (except for simulations testing different debris avalanche volumes).

4.1. Comparison between previous work (Le Friant et al., 2003) and simulations using SHALTOP

Le Friant et al (2003b) have already modeled the last flank-collapse event on Montagne Pelée using a numerical model (Heinrich et al., 2001a, 2001b). In this model, the role of water in the submarine avalanche was simply taken into account by multiplying the gravity by $\kappa = 1 - \rho_w / \rho_d$ as explained in section 2.1 and 2.2, where ρ_w (the water density) is 1000 kg/m³ and ρ_d (the mass density) is between 1500 to 2500 kg/m³. The model used by Le Friant et al. (2003b) oversimplified the projection of gravity terms and did not involve the full tensor of the topography curvature. Le Friant et al. (2003b) concluded that the Pouliquen friction law (1999) (Equation 13) better reproduces DAD3 deposit than the Coulomb friction law, with friction angles of $\delta_1 = 6^\circ$ and $\delta_2 = 15^\circ$. We used the same friction law and angles values in

SHALTOP, with two different values for κ , $\kappa=1$ or $\kappa=0.5$ to describe dry or wet granular flow, respectively (Figure 2b and 2b', Figure 2c and 2c', Figure 2d and 2d'). No differences are observed on the calculated deposit between 'dry' and 'wet' simulations, i. e. $\kappa=1$ and $\kappa=0.5$. This was expected since κ only changes the acceleration terms as discussed in section 3.2. The runout distance simulated by SHALTOP is systematically lower by ~ 2 to 7 km than that calculated by Le Friant (2003b) (white lines on Figure 2), for both the Coulomb and Pouliquen (1999) friction laws. This difference could result from the accurate description of the 3D topography in SHALTOP and from the resulting additional centrifugal forces (see e. g. the effect of simple curvature terms on Figure 11 of Mangeney-Castelnau et al., 2003) or to differences in the numerical method.

4.2. Sensitivity tests using SHALTOP

4.2.1. Smooth seafloor

Sensitivity tests have been carried out using the Coulomb friction law (Equation 12), by varying the friction angle δ from 4° to 8° , 1° by 1° , to best fit the observed deposit. The mass reaches the sea position around 60 and 70 seconds after the initial release of the mass at $t = 0$ s and seems to stop at around 8 minutes. The best fit of the real deposit runout distance is obtained for a friction angle of about 6° (Figures 3.a and 3.a'). Finer fitting would lead to friction angles slightly larger than 6° . In terms of morphology, the mass spreads laterally, whereas field data exhibits a narrow and elongated shape. The thickness of the modeled deposit reaches more than 90 meters down the slope and decreases distally. There is no morphological front and no deposit's tail as well. Note the strong difference in runout distance between $\delta = 6^\circ$ (Figure 3a and 3a') and $\delta = 7^\circ$ (Figure 2.b and 2.b').

Sensitivity tests have been performed using the non-extended and extended Pouliquen friction law (1999), involving 2 and 4 friction angles, respectively (Equations 14 to 16). The minimum angle δ_1 in Pouliquen friction law (1999) calibrated to reproduce real landslides has been found to be lower than the angle calibrated using a Coulomb friction law (see e. g. Pirulli and Mangeney, 2008). Therefore, we varied δ_1 between 2° and 6° and δ_2 between 12° and 15° , 1° by 1° . We observe the best agreement with the natural deposit for $\delta_1 = 2^\circ$, $\delta_2 = 12^\circ$, $\delta_3 = 4^\circ$ and $\delta_4 = 14^\circ$ (Figure 3.b and 3.b'): the runout distance is well reproduced (~ 35 km), and the average thickness is around 10-15 meters and a maximum of about 20-25 meters. Contrary to the observed deposit, the thickness appears quite homogeneous, with locally thick sediment packages in the center, at the South edge and front of deposit.

However, this latter is 15-20 m high, which is conform to the reality, and a 15 meters thick deposit's tail also in agreement with observations (Figure 3.b and 3.b').

Simulations performed using the Pouliquen and Forterre friction law (2002) with lower friction angles $\delta_1 = 1^\circ$, $\delta_2 = 11^\circ$, $\delta_3 = 3^\circ$ and $\delta_4 = 13^\circ$ display an almost identical deposit, with a quite smaller runout distance ~ 34.5 km, but longer by 1.5 km compared to the real deposit extent (Figure 3.c and 3.c'). The shape and average thickness are really similar to the previous simulation using the extended Pouliquen friction law (1999) law, only the thickness spatial repartition slightly changes, with a larger and thicker central part and a more pronounced front at the snout of the deposit. However, a 10-15 meters thick tail is also obtained (Figure 3.c and 3.c').

Comparing results obtained with the Pouliquen friction law (1999) with 2 friction angles, and those with the extended Pouliquen friction law (1999) with 4 friction angles, we notice a greater runout distance for the latter, up to 3 km, and also a width larger by more than 1 km (Figure 2.d and 2.d', Figure 3.b and 3.b'). The modeled deposit with 2 friction angles is 15-20 m thick in average and up to 30 m in its thickest part. The modeled deposit with 4 friction angles is 10-15 m thick in average and up to 25 m thick in its thickest part, with a front forward, which is not observed in the previous case, where a large thickness accumulation occurs slightly backward (Figure 2.c and 2.c', Figure 3.b and 3.b').

Our results show that the observation does not make it possible to discriminate the different shapes of the friction law (i. e. Pouliquen (1999) or Pouliquen and Forterre (2002)). Indeed, similar deposit can be obtained using these different friction laws but with different friction coefficients. However, the velocity and thickness dependency of the friction law is crucial to reproduce the shape of the deposit as found by Le Friant et al., 2003 (Table 1) As a result, either of the Pouliquen and co-authors friction laws with their best fitted friction coefficients can be used to investigate the role of the different physical parameters such as topography roughness, initial volume and shape of the released mass, etc..

In all the simulations, the homogeneous thickness repartition contrasts with the heterogeneous real deposit shape.

Friction law	Coulomb (Le Friant et al., 2003)	Pouliquen 1999 non-extended (Le Friant et al., 2003)	Coulomb (this study)	Pouliquen 1999 non-extended (this study)	Pouliquen 1999 extended	Pouliquen 2002
Best fit friction angles	$\delta_1 = 7^\circ$	$\delta_1 = 6^\circ$ and $\delta_2 = 15^\circ$.	$\delta_1 = 6^\circ$	$\delta_1 = 5.5^\circ$ and $\delta_2 = 14.5^\circ$.	$\delta_1 = 2^\circ$ $\delta_2 = 12^\circ$ $\delta_3 = 4^\circ$ $\delta_4 = 14^\circ$..	$\delta_1 = 1^\circ$ $\delta_2 = 11^\circ$ $\delta_3 = 3^\circ$ $\delta_4 = 13^\circ$..

Table 1: Synthesis of best-fitted friction angles function of friction laws.

4.2.2. *Rough seafloor*

To consider a more realistic topography, a small-scale roughness (i.e. lateral and vertical amplitude and spatial repartition) was added to the previous smooth substratum. This roughness is characterized by a lateral amplitude of 1 to 1.5 km large, a vertical amplitude of 11.2 m high in average, with a minimum of 7.3 m and a maximum of 15.8 meters.

Compared to the previous simulation using the same Coulomb friction law, we do not observe major differences with and without small-scale roughness (Figures 3.a and 3.a', Figure 4.a and 4.a'). In terms of morphology, the mass also spreads laterally without any lobate shape or morphological front (Figure 4.a and 4.a').

Using the extended Pouliquen friction law (1999), with the same friction angles ($\delta_1 = 2^\circ$, $\delta_2 = 12^\circ$, $\delta_3 = 4^\circ$ and $\delta_4 = 14^\circ$) (Figure 4.b and 4.b'), the calculated deposit is 10-15 meters thick with a maximum of about 25-30 meters and distributed in an echelon manner, with the biggest sediment packages located in the Southwest part. The deposit extents as far as 33 km from the coastline, and is located at the base of the erosive channel. It tends to bifurcate toward the South according to the main slope. Finally, a front of about 15 meters high and a 10 meters thick deposit's tail are also observed (Figure 4.b and 4.b'). Testing another random roughness repartition over the seafloor, characterized by the same amplitude as the previous one, but with a different spatial distribution, we clearly see different thickness repartition within the deposit, with sedimentary packages over local bumps (Figures 4.b and 4.b', Figures 4.c and 4.c'). The maximum thickness is around 30 m and localized on the South side of the deposit for both simulations, but in Figures 4.b and 4.b' we distinguish more little sediment packages (9 packages) while there are less numerous (6 packages) but bigger in Figures 4.c

and 4.c'. As a result, heterogeneity of the deposit surface could be obtained qualitatively by adding roughness to the topography and this roughness does not change the runout and global morphology of the deposit.

As an example, let us use the extended Pouliquen friction law (1999) together with a rough topography with the friction coefficients that best reproduce the observed deposit to investigate the dynamics of the flow.

4.2.3. Flow dynamics

To describe the flow dynamics, we thus consider the simulation with roughness and with the extended Pouliquen (1999) with friction angles: 2°, 12°, 4° and 14° for dry or wet conditions. While the deposits were the same in dry or wet conditions, the flow dynamics is expected to change.

For the simulation with dry conditions, once the collapse has started, most part of the slide flows rapidly downslope within the flank-collapse structure until the coastline, while a little part is going outside to the North (Figure 5.b). Then, the main mass flow splits into two main units that flow on both sides of a pre-existing erosive channel (Figure 5.c). The one that flows against the South wall of the channel rapidly deflects to join the other flow towards Southeast (Figure 5.d). Around 20 km off the coastline, the mass thickens and then spreads forward and laterally, conferring a lobate shape to the deposit (Figures 5.e and 5.f). Once it reaches its maximum runout distance, the mass divides in its center into several thick sediment accumulations and a tail is progressively developing backward (Figures 5.g and 5.h). A thicker sediment package is located in front of the deposit, looking like the morphological front observed in the real deposit (Figure 5.h). The flow dynamics helps us to understand the final morphology of the deposit.

Considering wet conditions, we clearly see a difference in terms of dynamics. The first 50 seconds are pretty corresponding to what we observe in dry conditions, but once the coastline is passed, the mass-flow spreads slower (Figure 5.b and 6.b), so that when the main part of “dry” mass-flow has been deflected, the “wet” mass-flow is still flowing down along the walls of the channel (Figures 5.c and 6.c). Despite this time laps between dry and wet simulations, the mass-flow evolves exactly the same, by deflecting from the South wall of the channel, starting to get thicker in its center (Figure 6.e and 6.f) before also spreading forward and laterally (Figure 6.g). While the runout distance of the “dry” mass-flow was reached at 440 seconds during the simulation, the “wet” mass-flow gets to it at around 600 seconds (Figure 6.h). This comparison between both dry and wet simulations highlights the first-order

influence of water on the flow dynamics, not having an impact on the way the flow propagates, but on the emplacement time (Figures 5 and 6). These different dynamics could not be discriminated by our data on the deposit. If compared to simulations, the use of seismic signals generated by the flow that are recorded for more recent avalanches would have helped to constrain the different dynamical scenarii (see e. g. Favreau et al., 2010, Schneider et al., 2010, Hibert et al., 2011, Moretti et al., 2012, 2015, Levy et al., 2015).

4.3. Sensitivity tests using HYSEA

We use the HYSEA numerical model to assess the effect of the avalanche/water interaction as the debris avalanche is entering the sea and flows down under the water. We used the topography with added roughness.

Using the same Coulomb friction law and friction coefficient ($\delta_1 = 6^\circ$) as in the simulations with SHALTOP (Figure 4.a and 4.a'), the simulated runout distance is much smaller using HYSEA, both in dry and wet conditions (Figure 7.a and 7.a'). By decreasing the friction angle down to 4° , the "dry" model reaches the real runout (Figure 7.b) but not the "wet" model (Figure 7.b'). The "dry" modeled 30 km off the coast, stuck into the erosive channel, with two zones of thick sediment accumulations, at the foot of the erosive channel and forward in its center part in the deposit (Figure 7.b). The "wet" modeled deposit has a lobate morphology, but is 6 km wider than the observed deposit and is deflected to the South. Most of the mass-flow sediments concentrate forward, forming a large front (Figure 7.b'). We observe no tail at the rear of the slide (Figure 7.b'). Therefore, using a Coulomb friction law under dry conditions, the HYSEA model well reproduces the deposit in terms of morphology. We can see here that, with the Coulomb friction law, the errors in the topography description in HYSEA artificially lead to a better fit with the observed deposit than when using the SHALTOP model.

Simulation with HYSEA using the extended Pouliquen friction law (1999) with the same parameters as in SHALTOP ($\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$ and $\delta_4=14^\circ$), shows similar morphology and thickness repartition than those obtained with the Coulomb friction law ($\delta=4^\circ$) in dry conditions (Figure 7.b and 7.c). However, considering wet conditions, the results are different. Indeed, although the runout distance is similar to previous simulations and in line with the observed deposit, the shape of the modeled deposit is very different. It shows a "L" shape: elongated until the runout distance with sediment accumulation at this point, and some thinner part to the South (Figure 7.c'). A central mass and elongated from

North to South, is located at the front of the deposit, then two arms extend Northwest (forming a tail at the rear of the deposit) and South (Figure 7.c').

Using the HYSEA, there is globally a better fit with the real DAD3 deposit when considering dry rather than wet conditions. However, both drift southward contrary to the real deposit. Moreover, the sediment repartition is not well reproduced in both simulations.

Comparison between Figure 8 and Figures 5 and 6 show that the flow dynamics is really different using the HYSEA numerical model compared to SHALTOP even though both were carried out with the same parameters (roughness, extended Pouliquen law (1999), with friction angles 2°, 12°, 4° and 14°, wet conditions). With HYSEA, once the collapse has started, most part of the avalanche rapidly reaches the coastline, with really little material going outside of the flank-collapse structure (Figure 8.a). Then, as observed with SHALTOP, the mass splits into two main units that flow on both sides of the submarine channel (Figure 8.b). Although at this stage, the runout distance of the avalanche is lower by 5 km than the one calculated with SHALTOP (Figure 5.c), most of the avalanche is also concentrated at the South wall of the channel (Figure 8.c). Contrary to the avalanche modeled in dry conditions, here it continues to flow along the channel's wall (Figure 8.d), and progressively spreads longitudinally with no such obliquity on the North side of the flow, as observed in the dry simulation (Figure 8.e and Figure 5.e). Moreover at this stage, the runout distance is much smaller than in the SHALTOP's dry simulation, of about 10 km. Then, the avalanche continues to flow straight ahead and starts slightly to bifurcate Southward (Figure 8.f). Then, the avalanche continues to evolve in both directions (Figure 8.g), and finally stops around 30 km off the coast as the modeled deposit in the SHALTOP's dry simulation (Figure 8.h and Figure 5.h). The shape of the deposit is totally different from the real one and from the one modeled with the SHALTOP dry simulation (Figure 2.a and Figure 8.h).

Using the HYSEA numerical model but considering this time dry conditions (Figure 9), we clearly see a similar flow dynamic as observed with SHALTOP (Figure 5), except that a large part of the mass-flow gets northward of the flank-collapse structure since the beginning of the simulation (Figures 9.a and 9.b). The avalanche also seems to flow down preferentially along the south wall of the channel (Figures 9.c and 9.d), before drifting westward (Figures 9.e and 9.f) and spreading forward and laterally (Figures 9.g and 9.h). Compared to the dry simulation with SHALTOP (Figure 5) the runout distance during the avalanche's emplacement is systematically lower, but the final runout distance is the same. However, the thickness repartition within the deposit is different, with one main sediment accumulation in the center of the deposit (Figure 9.h). Compared to the wet simulation with

HYSEA (Figure 8), there is no such difference in terms of runout distance during the avalanche's emplacement. However, as described before, the dynamic emplacement is very different and the final outline deposit as well (Figures 8 and 9). We also notice that the avalanche is directly channeled into the erosive channel when it enters the sea in the wet simulation (Figure 8.b) while it is more widespread in the dry simulation (Figure 9.b).

5. Discussion

5.1. *Effect of water (SHALTOP and HYSEA)*

While SHALTOP gives the same deposits for wet and dry simulations, HYSEA that account for the interaction between the submarine avalanche and the water column predicts different deposits for wet and dry simulations, as shown by equations (8). For the same Coulomb friction law, simulations using HYSEA required lower friction angles (2° to 3°) to obtain the same runout distance than simulations using SHALTOP. For the value of friction angles ($\delta_1 = 6^\circ$), the difference in runout distance is about 16 km between the two models (Figures 4.a and 4.a', Figures 7.a and 7.a') and about 1 to 2 km using the extended Pouliquen friction law (1999) (Figures 4.b and 4.b', Figure 7.c and 7.c'). It is hard to discriminate between the effect of water and the impact of the difference in the description of the topography when comparing the two models.

Whatever, in term of combined runout distances, shape, morphology and material distribution, the calculated deposit simulated with SHALTOP better fits the real deposit (Figures 4.b and 4.b'). As a result, the accurate description of topography seems to be very important. We will therefore use SHALTOP to simulate different debris avalanches offshore Martinique to assess the effect of the released volume on the runout distance (section 4.2).

5.2. *Low friction angle and influence of the flow parameters*

The DAD3 deposit is well modeled with the extended Pouliquen friction law (1999), suggesting a dependence of the empirical friction coefficient on the thickness and velocity of the flowing mass. This is in agreement with the conclusions of Le Friant et al. (2003a; 2003b). Other approaches based on simulations of a wide range of landslides on Earth and other planets showed that the empirical friction coefficient decreases with the volume involved V (Lucas et al, 2014):

$$\mu_{\text{eff}} \sim V^{-0.0774} \quad (19)$$

As the landslide velocity is related to the volume, the friction coefficient could also be expressed empirically as a function of velocity (Lucas et al, 2014). Using equation (19) for the large-scale volume $1.8 \times 10^9 \text{ m}^3$ DAD3 deposit leads to a small friction coefficient $\mu_{\text{eff}} \sim 0.192$ as shown on Figure 10.a. This represents a friction angle of 10.8° . The best fitted friction angle obtained with the Coulomb friction law $\delta=6^\circ$ is much smaller, corresponding to $\mu_{\text{eff}} \sim 0.105$ (see Figure 10a). Because equation (19) has been obtained using the best fitted friction coefficients of the Coulomb friction law, this may suggest that a lower friction coefficient needs to be used to simulate submarine avalanches compared to dry avalanches.

However, the value of $\mu_{\text{eff}} \sim 0.192$ deduced from (19) well corresponds to the range of friction angles used for the simulation with the extended Pouliquen friction law (1999) that best reproduces the observed deposit (Figure 4.b). This is demonstrated by Figure 11, where the friction angle from this simulation is represented. It varies between 10.5° and 11° during a large part of the avalanche's emplacement. Interestingly, the value of the mean friction coefficient used here for a submarine debris avalanche is close to that obtained for sub-aerial avalanches of the same volume. The use of more complex friction law than the Coulomb friction law could possibly help to get better empirical relations than (19). Note that the corresponding Heim's ratio is also very small (Figure 10.b).

Considering the volume of the DAD3 deposit (1.8 km^3) in the empirical figures obtained by Lucas et al (2014) from simulations of a wide range of landslides leads to a maximum velocity of the avalanche of 150 m/s and 200 m/s depending on the friction law (Figure 10.c) and mean velocity between 110 m/s and 112 m/s.

As commonly described in the literature, for large landslides, the debris avalanche deposit mobility and deposition processes are well reproduced with a low empirical value of the friction coefficient (Lucas et al., 2014). The corresponding empirical friction angles are much smaller than the static friction angles of volcanic rocks and sediments and than the angles required in numerical models to reproduce laboratory experiments (e. g. Mangeney-Castelnau et al., 2005; Ionescu et al., 2015). The origin of this low friction is still an open issue even though it is commonly explained by the fact that pore pressure is not explicitly taken into account in the models (Voight et al., 2002) or by the development of a boundary layer at the base of the debris avalanche (Campbell et al., 1995). Seismological observations, making it possible to recover the time variations of the force applied by the landslide to the topography, provide new types of data that will possibly help going further in investigating this issue (Moretti et al., 2012, 2015, Levy et al., 2015, Yamada et al., 2016). However, this

latter approach does not allow to constrain the dynamics of past events, like the one studied here.

5.3. *Influence of bed roughness*

Results show that the roughness of the substratum has no impact on the runout distance of the debris avalanche. However, the sediment thickness distribution within the deposit is different depending on the roughness, since the maximum sediment cover occurred over high topographic levels (Figure 4). As a result, the differences observed between the real and modeled thickness repartition in the deposit are expected to be partly due to the fact that the reconstructed topography (smoothed with added random roughness) does not correspond exactly to the real one.

5.4. *Influence of the avalanche volume on deposit extent*

The good agreement between our simulations with SHALTOP and the observed deposit, as well as the similitude of the friction coefficients used here and those calibrated for other events (Lucas et al., 2014), suggest that this model and friction parameters could be used to investigate the dynamics and deposit of debris avalanches in this area. In particular, our results reinforce the suggestion that the debris avalanche's extent is influenced by the slope break as suggested by the interpretation of Brunet et al. (2015). However, bigger volumes of the old events are not fully constrained so that some questions remain, such as: could debris avalanches with bigger volumes travel much further? Do these events occur in one time or in several phases? To investigate this, simulations were carried out by testing different initial collapse volumes varying from 0,5 km³ up to 7 km³. We varied the height H_0 of the initial masse between 90 and 580 m and the width W_0 between 1 and 15 km. This range of volumes has been simulated to take into account bigger volumes that may have collapsed in the past in the Montagne Pelée volcano history, as represented on Figure 12.

Since the sliding mass is greater, the runout distance is longer (Figure 13). However, depending on the chosen variable parameter (height versus width of the collapse dome), the debris avalanche's runout distance is slightly different. Indeed, for the same volume, simulations with a variable width systematically show lower runout distance compared to those with a variable height (Figure 13). For instance, considering a collapse material of 6 km³, the runout distance is around 42 km for simulations with $H_0 = 565$ m and $W_0 = 510$ m and 40 km for simulations with $W_0 = 1230$ m $H_0 = 100$ m (Figure 13)

Moreover, the runout distance growth with the debris avalanche volume is clearly increasing less when the avalanche reaches distances of about 30-35 km from the coastline, either considering height or width variations (Figure 13). This specific distance corresponds to the slope break between the submarine volcano flank and the Grenada Basin (between 2° and $0,5^\circ$). Indeed the slope break tends to slow down the debris avalanches propagation. Perhaps, this slope break acts as an accumulation zone for debris avalanche deposits of volumes around $2\text{-}3 \text{ km}^3$ (Figure 12 and 13).

Considering larger volumes, the runout distance still slightly increase, so that debris avalanches as big as 25 km^3 may reach 50 km from the coastline (Figure 13). Previous studies have estimated such collapse volumes based on older and larger flank-collapse structures on-land. However, drilled cores from IODP 340 Expedition have demonstrated that no debris avalanche deposits coming from the volcano can be identified 50 km offshore the island. Debris avalanche deposits have been only identified around 33 km offshore, at 1401 drill site (Le Friant et al., 2015, Brunet et al., 2015). Our numerical simulations suggest that previous larger flank-collapses probably occurred in several times with successive debris avalanches volumes ($\sim 3 \text{ km}^3$) entering the sea and travelling distances smaller than about 35 km. More detailed shapes and position of the released mass of these high volumes events should be performed to confirm our results. However, we expect to obtain similar results on the dependence of the runout distance on the volume because changing the height or the width of the released mass give approximately the same tendency (Figure 13).

6. Conclusion

The DAD3 debris avalanche deposit related to the last Montagne Pelée flank-collapse is well better reproduced with the SHALTOP model than with the HYSEA model, suggesting that the accurate description of the topography is the more crucial ingredient in the dynamics and deposition of such debris avalanches. The accurate description of the water/avalanche interaction seems to be less important for the simulation of the deposit extent and shape. It plays however a strong role in the avalanche dynamics.

The best agreement with observations is obtained using the Pouliquen and co-authors friction laws and, for example for the extended Pouliquen (1999) with friction angles $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$ and $\delta_4=14^\circ$. Sensitivity tests using different topographies, roughnesses and mass-volumes show a debris avalanches critical runout distance around 30-40 km offshore the island, corresponding to a slope break for avalanches with volumes of about $2\text{-}3 \text{ km}^3$.

Simulations demonstrate that the more voluminous debris avalanches from Montagne Pelée's collapse events proposed in the literature ($V \sim 25 \text{ km}^3$) are able to extent until 50 km offshore. As field data show that debris avalanche deposits could only be found up to 35 km offshore the island, our study suggests that volcano flank-collapse occurred in several phases involving smaller debris avalanches volumes (smaller than about 3 km^3) and therefore smaller runout distances than previously thought. This major conclusion highlights the necessity to focus on the chronology of the previous volcano flank-collapse events, which is crucial to well evaluate the resulting tsunamigenic hazard in Martinique, but also in the Lesser Antilles arc, which is largely prone to these processes.

References

Bouchut, F., Mangeney-Castelnau, A., Perthame, B., Vilotte, J.-P., (2003). A new model of saint venant and savage-hutter type for gravity driven shallow water flows. *Comptes Rendus Mathematique* 336 (6), 531-536.

Bouchut, F., Westdickenberg, M., (2004). Gravity driven shallow water models for arbitrary topography. *Communications in Mathematical Sciences* 2 (3), 359-389.

Bouchut, F., Fernandez-Nieto, E. D., Mangeney, A., and Narbona-Reina, G., (2015a). A two-phase shallow debris flow model with energy balance, *Math. Model. Num. Analy.*, 49(1), 101-140.

Bouchut, F., Fernandez-Nieto, E. D., Mangeney, A., and Narbona-Reina, G. (2015b). A two-phase two-layer model for fluidized granular flows with dilatancy effects, *J. Fluid Mech.*, submitted.

Boudon, G., A. Le Friant, J.-C. Komorowski, C. Deplus, and M. P. Semet (2007). Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: Diversity of scale, processes, and temporal recurrence, *J. Geophys. Res.*, 112, B08205, doi:10.1029/2006JB004674.

Brunet, M., A. Le Friant, G. Boudon, S. Lafuerza, P. Talling, M. Hornbach, O. Ishizuka, E. Lebas, H. Guyard and IODP Expedition 340 Science party (2015), Composition, geometry and emplacement dynamics of a large volcanic island landslide offshore Martinique: From volcano flank-collapse to seafloor sediment failure? *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17,

doi:10.1002/2015GC006034.

Campbell, C.S., Cleary, P.W., Hopkins, M., (1995). Large-scale landslide simulations: global deformation, velocities and basal friction. *Journal of Geophysical Research*, 100, 8267–8273.

Carracedo, J. C. (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 94 : 1-19.

Deplus, C., A. Le Friant, G. Boudon, J.-C. Komorowski, B. Villemant, C. Harford, J. Ségoufin, and J.-L. Cheminée (2001). Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192, 145– 157.

Delannay, R., Valance, A., Mangeney, A., Roche, O., and Richard, P., (2016). Granular and particle-laden flows: from laboratory experiments to field observations, *J. Phys. D: Appl. Phys.*, in press.

Favreau, P., A. Mangeney, A. Lucas, G. Crosta, F. Bouchut, F (2010). Numerical modeling of landquakes. *Geophys. Res. Lett* 37, L15305.

Fernandez-Nieto, E., Bouchut, F., Bresch, D., Castro-Diaz, M.J., and Mangeney, A., (2008). A new Savage-Hutter type model for submarine avalanches and generated tsunamis, *J. Comp. Phys.*, 227(16), 7720-7754.

Harbitz, C.B., S. Glimsdal, S. Bazin., N. Zamora, H.C. Smebye, F. Løvholt, H. Bungum, P. Gauer and O. Kjekstad (2012). Tsunami hazard in the Caribbean: Regional exposure derived from credible worst case scenarios. *Continental Shelf Research*, 38, 1–23.

Heinrich, P., G. Boudon, J. C. Komorowski, R. S. J. Sparks, R. Herd, and B. Voight, (2001a). Numerical simulation of the December 1997 debris avalanche in Montserrat, *Geophys. Res. Lett.*, 28(13), 2529– 2532.

Heinrich, P., A. Piatanesi, and H. Hebert (2001b). Numerical modelling of tsunami generation and propagation from submarine slumps: the 1998 Papua-New Guinea event, *Geophys. J. Int.*,

144, 97– 111.

Hibert, C., Mangeney, A., Grandjean, G., and Shapiro, N., (2011). Slopes instabilities in the Dolomieu crater, la Réunion island : from the seismic signal to the rockfalls characteristics, *J. Geophys. Res. - Earth Surface*, 116, F04032.

Ionescu, I., Mangeney, A., Bouchut, F., and Roche, O., (2015). Viscoplastic modelling of granular column collapse with pressure and rate dependent viscosity, *J. Non-Newtonian Fluid Mech.*, 219, 1-18.

Iverson, R. M., and George D. L. (2014). A depth-averaged debris flow model that includes the effects of evolving dilatancy. I. Physical basis, *Proc. R. Soc. A*, 470, 20130819.

Kelfoun K.. Suitability of simple rheological laws for the numerical simulation of dense pyroclastic flows and long-runout volcanic avalanches (2011). *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, v. 116, p. b08209. doi:10.1029/ 2010JB007622.

Labazuy, P. (1996). Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island), in *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 110, edited by W. J. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberg, pp. 295–306, London, U. K., doi: 10.1144/GSL.SP.1996.110.01.23.

Le Friant, A., G. Boudon, C. Deplus, and B. Villemant (2003a). Large scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2055, doi:10.1029/2001JB001624.

Le Friant, A., P. Heinrich, C. Deplus, and G. Boudon (2003b). Numerical simulation of the last flank collapse event of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles, *Geophys. Res. Lett.* 30(2), 1034, doi:10.1029/2002GL015903.

Le Friant, A., O. Ishizuka, N. A. Stroncik, and the Expedition 340 Scientists (2013), *Proceedings of Integrated Ocean Drilling Program*, 340, *Integrated Ocean Drill. Program Manage. Int. Inc.*, Tokyo, doi:10.2204/iodp.proc.340.2013.

Le Friant, A., et al. (2015). Submarine record of volcanic island construction and collapse in

the Lesser Antilles arc: First scientific drilling of submarine volcanic island landslides by IODP Expedition 340, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, doi:10.1002/2014GC005652.

Levy, C., Mangeney, A., Bonilla, F., Hibert, C., Calder, E., and Smith, P. J., (2015). Friction weakening in granular flows deduced from seismic records at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, accepted.

Lucas, A., Mangeney, A., Ampuero, J. P. (2014). Frictional velocity-weakening in landslides on earth and on other planetary bodies. *Nature communications* 5.

Mangeney-Castelnau, A., Vilotte, J. P., Bristeau, M. O., Perthame, B., Bouchut, F., Simeoni, C., Yernini, S., (2003). Numerical modeling of avalanches based on Saint-Venant equations using a kinetic scheme, *Journal of Geophysical Research.*, 108 (B11), 2527.

Mangeney-Castelnau, A., Bouchut, F., Vilotte, J., Lajeunesse, E., Aubertin, A., Pirulli, M., (2005). On the use of saint venant equations to simulate the spreading of a granular mass. *J. Geophys. Res* 110, B09103.

Mangeney, A., Bouchut, F., Thomas, N., Vilotte, J., Bristeau, M., (2007a). Numerical modeling of self-channeling granular flows and of their levee-channel deposits. *J. Geophys. Res* 112, F02017.

Masson, D. G., A. B. Watts, M. J. R. Gee, R. Urgeles, N. C. Mitchell, T. P. Le Bas and M. Canals (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands, *Earth Sci. Rev.*, 57, 1–35.

Moretti, L., A. Mangeney, Capdeville., Y et al. (2012). Numerical modeling of the Mount Steller landslide flow history and of the generated long period seismic waves. *Geophysical Research Letters*, 39, L16402.

Moretti, L., Allstadt, K., Mangeney, A., Capdeville, Y., Stutzmann, E., and Bouchut, F., (2015). Numerical modeling of the Mount Meager landslide constrained by its force history derived from seismic data, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120(4), 2579-2599.

McGuire, W. J. (1996). Volcano instability: a review of contemporary themes, in *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, Geol. Soc. Spec. Publ., vol. 110, edited by W. J. McGuire et al., pp. 1–23, doi:10.1144/GSL.SP.1996.110.01.01.

Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan (1989). Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge, *J. Geophys. Res.*, 94, 17,465–17,484.

Moore, J. G., W. R. Normark, and R. T. Holcomb (1994). Giant Hawaiian landslides, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 119– 144, 1994.

Oehler, J. F., J. F. Lenat, and P. Labazuy (2008). Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes, *Bull. Volcanol.*, 70, 717–742, doi: 10.1007/s00445-007-0163-0.

Pailha, M. and O. Pouliquen (2009). A two-phase flow description of the initiation of underwater granular avalanches. *J. Fluid. Mech.*, 633, 115-135.

Pelanti, M., F. Bouchut, A. Mangeney, A Roe-type scheme for two-phase shallow granular flows over variable topography, *ESAIM: Math. Modelling Num. Anal.* 42, 851-885, 2008.

Pirulli, M., and Mangeney, A., (2008). Result of Back-Analysis of the Propagation of Rock Avalanches as a Function of the Assumed Rheology, *Rock Mech. Rock Eng.*, 41(1), 59-84

Pitman, E.B., L. Le, A two-fluid model for avalanche and debris flows, *Phil.Trans. R. Soc. A* 363, 1573-1601, 2005.

Pouliquen, O., (1999a). Scaling laws in granular flows down rough inclined planes, *Phys. Fluids*, 11, 542–548.

Pouliquen, O., (1999b). On the shape of granular fronts down rough inclined planes. *Physi. Fluids* 11, 1956-1958.

Pouliquen, O., Forterre, Y. (2002). Friction law for dense granular flows: application to the motion of a mass down a rough inclined plane. *Journal of Fluid Mechanics* 453, 133-151.

Savage, S. B., and K. Hutter (1989). The motion of a finite mass of granular material down a rough incline, *J. Fluid Mech.*, 199, 177– 215.

Schneider, D., P. Bartelt, J. Caplan-Auerbach, M. Christen, C. Huggel, and B. W. McArdell (2010), Insights into rock-ice avalanche dynamics by combined analysis of seismic recordings and a numerical avalanche model, *J. Geophys. Res.*, 115, F04026

Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22, 163– 197.

Voight, B., Komorowski, J.C., Norton, G.E., et al. (2002). The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In: Druitt, T.H. & Kokelaar, B.P. (eds) *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society, London, *Memoirs*, 21, 363–407.

Yamada, M., Mangeney, A., Matsushi, Y., and Moretti, L., (2016). Estimation of dynamic friction process of the Akatani landslide based on the waveform inversion and numerical simulation, *Geophys. J. Int.*, accepted.

Figure captions

Fig.1 (a) Terrestrial digital elevation model (from IGN) with Montagne Pelée volcano (red star) and bathymetric map from the AGUADOMAR (1999) and CARAVAL (2002) cruises. The three horseshoe-shaped structures are represented (Le Friant et al., 2003a). Submarine landslide deposits extents inferred are illustrated (black lines, Brunet et al., 2015). Inset: Lesser Antilles Arc map on the left hand side, with Martinique Island (yellow star). (b) Zoom on the Northwest part of Martinique, highlighting the last flank collapse event of Montagne Pelée volcano with the flank-collapse structure on-land and the DAD3 debris avalanche deposit offshore.

Fig.2 Comparison between Le Friant et al., 2003b and SHALTOP numerical simulations: Sensitivity tests carried out with the Coulomb and Pouliquen (1999) friction laws using the same values of friction angles as Le Friant et al. (2003). Dotted red lines represent the observed DAD3 deposit extents, white lines illustrate the DAD3 deposit extents calculated by

Le Friant et al. (2003b), the SHALTOP calculated deposit is represented in colour scale. a) Topography of the observed DAD3 deposit. (b) Coulomb friction law with $\delta_1=7^\circ$ and $\kappa=1$, (b') Coulomb friction law with $\delta_1=7^\circ$ and $\kappa=0.5$, (c) Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=6^\circ$, $\delta_2=15^\circ$ and $\kappa=1$ (c') Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=6^\circ$, $\delta_2=15^\circ$ and $\kappa=0.5$, (d) Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=5.5^\circ$, $\delta_2=14.5^\circ$ and $\kappa=1$ (d') Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=5.5^\circ$, $\delta_2=14.5^\circ$ and $\kappa=0.5$ No differences are observed between dry and wet conditions

Fig.3 SHALTOP numerical model: Simulations that give the best agreement with observation in terms of runout distance and deposit morphology. (a) Coulomb friction law with $\delta_1=6^\circ$ and $\kappa=1$, (a') Coulomb friction law with $\delta_1=6^\circ$ and $\kappa=0.5$ (b) Extended Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$, $\delta_4=14^\circ$ and $\kappa=1$, (b') Extended Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$, $\delta_4=14^\circ$ and $\kappa=0.5$, (c) Pouliquen and Forterre friction law (2002) with $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$, $\delta_4=14^\circ$, and $\kappa=1$, (c') Pouliquen and Forterre friction law (2002) with $\delta_1=1^\circ$, $\delta_2=11^\circ$, $\delta_3=3^\circ$, $\delta_4=13^\circ$, and $\kappa=0.5$

Fig.4 SHALTOP numerical model: Sensitivity tests performed to evaluate the influence of seafloor roughness over the runout distance and morphology. The roughness fluctuations added randomly over the topography is the same for simulations a, a', b and b', and the one used for simulations c and c' is the same but arranged differently in space. . (a) Coulomb friction law with $\delta_1=6^\circ$ and $\kappa=1$ (a') Coulomb friction law with $\delta_1=6^\circ$ and $\kappa=0.5$, (b) Extended Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$, $\delta_4=14^\circ$ and $\kappa=1$, and (b') Extended Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$, $\delta_4=14^\circ$ and $\kappa=0.5$, (c) Extended Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$, $\delta_4=14^\circ$ and $\kappa=1$ (c') Extended Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$, $\delta_4=14^\circ$ and $\kappa=0.5$.

Fig.5 SHALTOP numerical model: Dynamics of the flow in dry conditions ($\kappa=1$) with the extended Pouliquen friction law (1999), and friction angles $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$ and $\delta_4=14^\circ$. This is the best agreement in terms of runout distance, morphology of the deposit and thicknesses repartition.

Fig.6 SHALTOP numerical model: Dynamics of the flow in wet conditions ($\kappa=0.5$) with the Pouliquen friction law (1999), and friction angles $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$ and $\delta_4=14^\circ$. This is

the best agreement in terms of runout distance, morphology of the deposit and thicknesses repartition

Fig.7 HYSEA numerical model: Sensitivity tests carried out to test the influence of water using the same topography that the one in Figure 5 (a) Coulomb friction law with $\delta_1=6^\circ$ and $\kappa=1$, (a') Coulomb friction law with $\delta_1=6^\circ$ and $\kappa=0.5$, (b) Coulomb friction law with $\delta_1=4^\circ$ and $\kappa=1$, (b') Coulomb friction law with $\delta_1=4^\circ$ and $\kappa=0.5$, (c) Extended Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$, $\delta_4=14^\circ$ and $\kappa=1$, (c') Extended Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$, $\delta_4=14^\circ$ and $\kappa=0.5$. Simulations performed with the Coulomb friction law, demonstrating that it is necessary to consider smaller friction angles to obtain approximately runout distance equivalent to that obtained with the SHALTOP numerical model

Fig.8 HYSEA numerical model: Dynamics of the flow in wet conditions with the extended Pouliquen friction law (1999), and friction angles $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$ and $\delta_4=14^\circ$. The runout distance is well reproduced but not of the morphology and thickness repartition of the deposit. The avalanche dynamics is also very different compared to the one simulated by the SHALTOP numerical model (Figures 5 and 6)

Fig.9 HYSEA numerical model: Dynamics of the flow in dry conditions with the extended Pouliquen friction law (1999), and friction angles $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$ and $\delta_4=14^\circ$. The runout distance is well reproduced, but not the final deposit that is located too far southward compared to the real one. Scattered sediment accumulation is also not reproduced. However, the avalanche dynamics is close to the one simulated by the SHALTOP numerical model (Figures 5 and 6)

Fig.10 Characterization of DAD3 deposit (yellow and green stars) in terms of (a) effective friction (see Lucas et al. 2014 for more details), (b) Heim's ratio and (c) velocities as a function of volume (Figures are modified from Lucas et al., 2014)

Fig.11 Evolution of the mean friction angle during the SHALTOP simulations that best reproduces the observed deposit (i.e. Coulomb friction law with $\delta_1=6^\circ$ in blue, the non-extended Pouliquen friction law with 2 angles: $\delta_1=5.5^\circ$, $\delta_2=14.5^\circ$ in red, the extended Pouliquen friction law (1999) with 4 angles: $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$, $\delta_4=14^\circ$ in black and the

Pouliquen friction law (2002) with 4 angles: $\delta_1=1^\circ$, $\delta_2=11^\circ$, $\delta_3=3^\circ$, $\delta_4=13^\circ$ in green). After the first 150 seconds, friction angle stays quite stable around 9° and 11°

Fig.12 Sensitivity tests performed to test the influence of the collapse volume by varying its height. Simulations are systematically carried out using the extended Pouliquen friction law (1999) with $\delta_1=2^\circ$, $\delta_2=12^\circ$, $\delta_3=4^\circ$, $\delta_4=14^\circ$ and $\kappa=1$. (a) Initial collapse volume = 1.8 km^3 , (b) Initial collapse volume = 2.7 km^3 , (c) Initial collapse volume = 3.6 km^3 and (d) Initial collapse volume = 5.4 km^3 . Simulation time has been extended for simulations considering more than twice the real volume (c and d). (e) Bathymetric map representing the extents of calculated deposits using different volumes of debris avalanche collapses. The corresponding runout distances vary only slightly

Fig.13 Illustration of the runout distance as a function of the volume of the released mass. The blue diamonds represent simulations with variable height and fixed width of the collapse dome, while the red diamonds correspond to simulations with variable width and fixed height. Both demonstrate the increase of runout distance with increasing debris avalanche volumes, and especially a slower growth around 30-35 km from the coastline. The latter corresponds to the slope break between the submarine volcano flank and the Grenada Basin

FIGURE 1

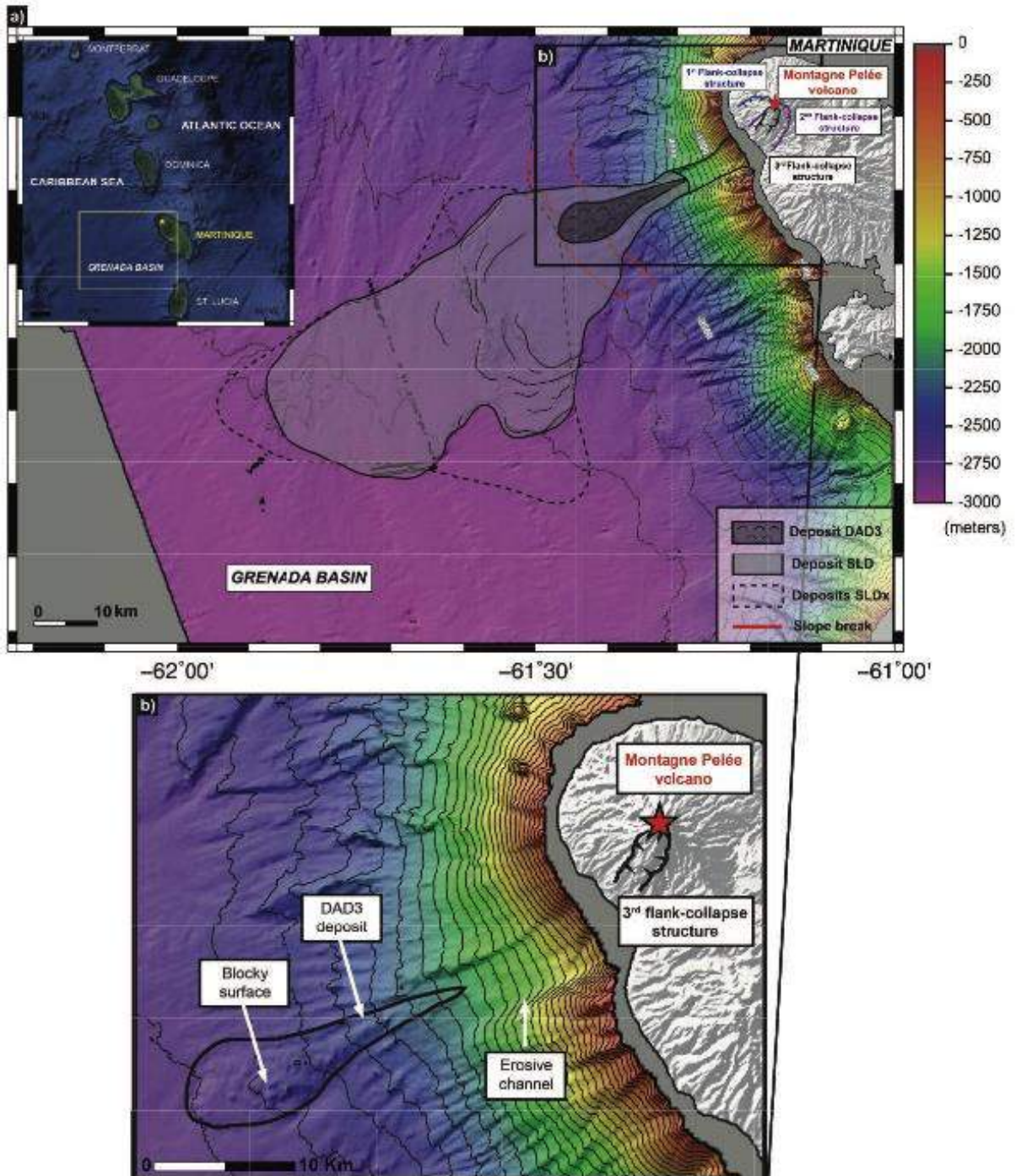


FIGURE 2

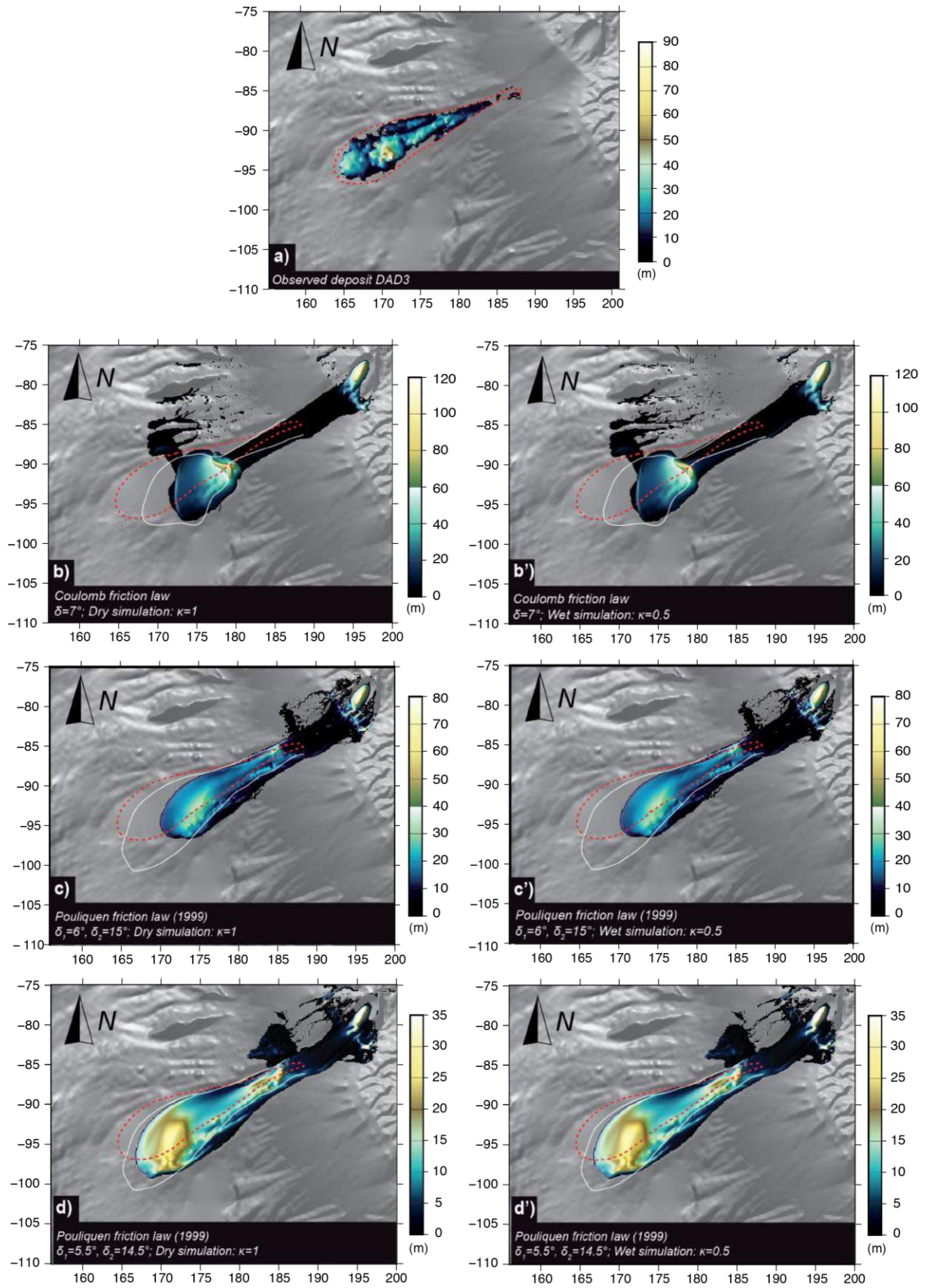


FIGURE 3

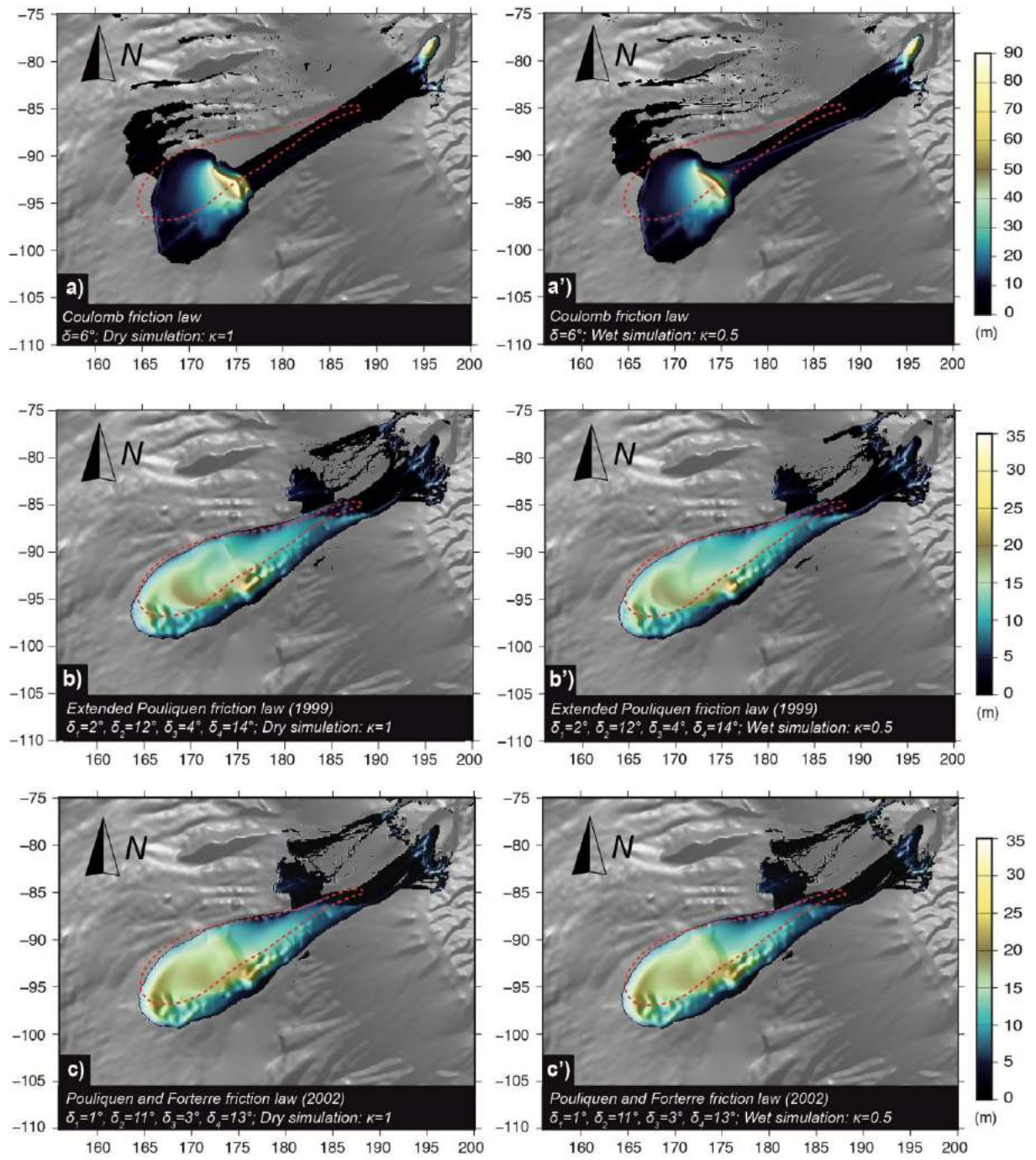


FIGURE 4

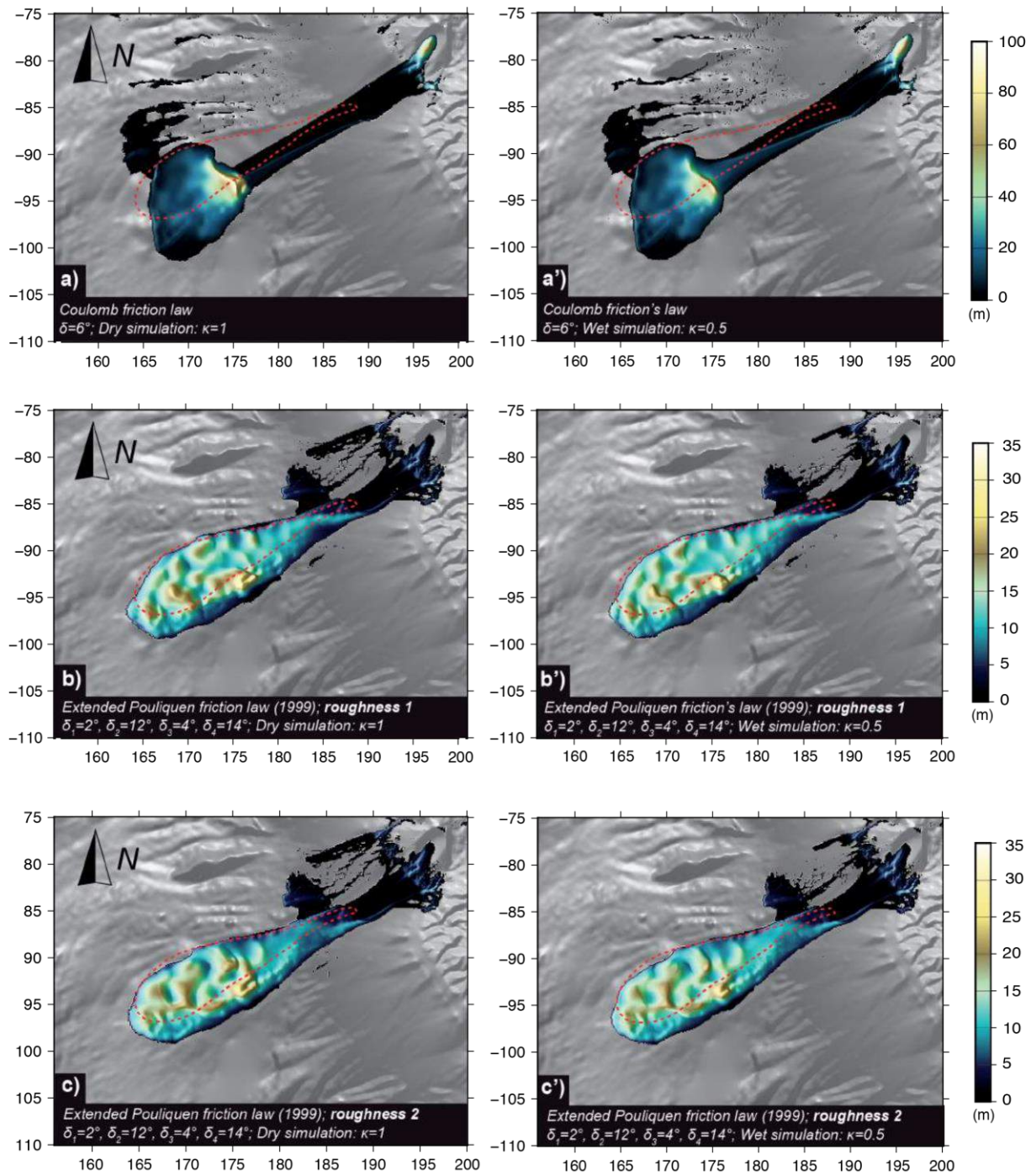


FIGURE 5

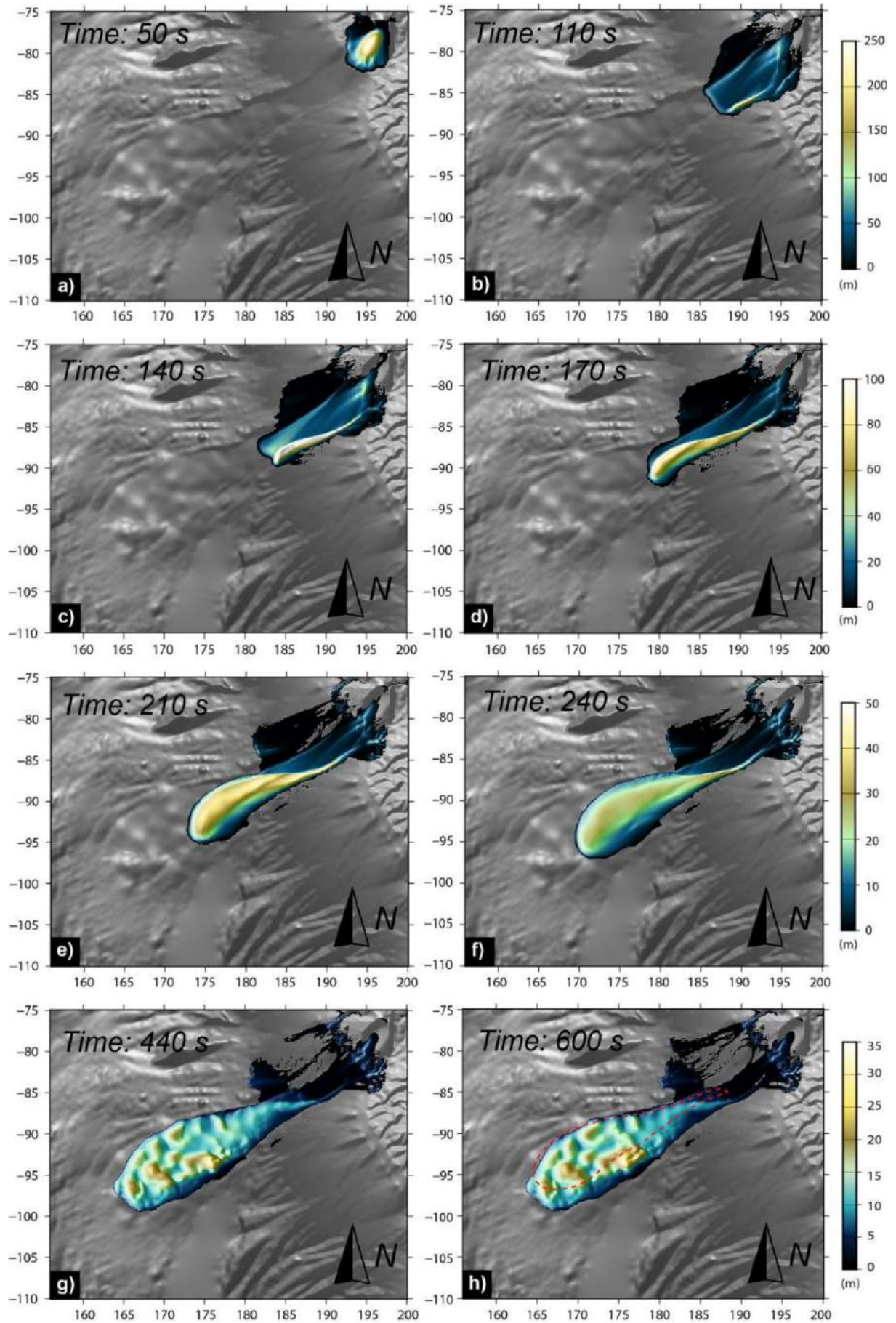


FIGURE 6

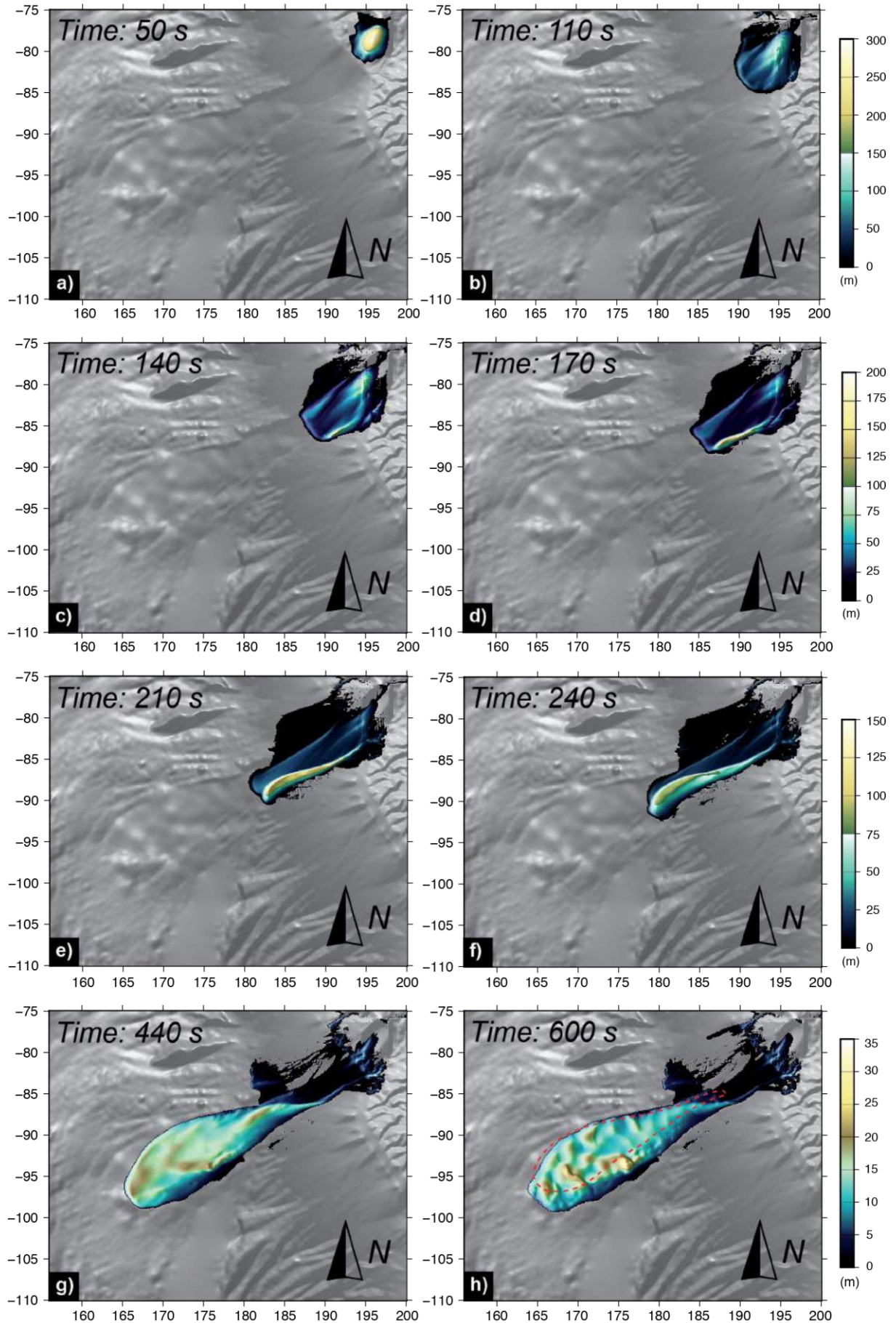


FIGURE 7

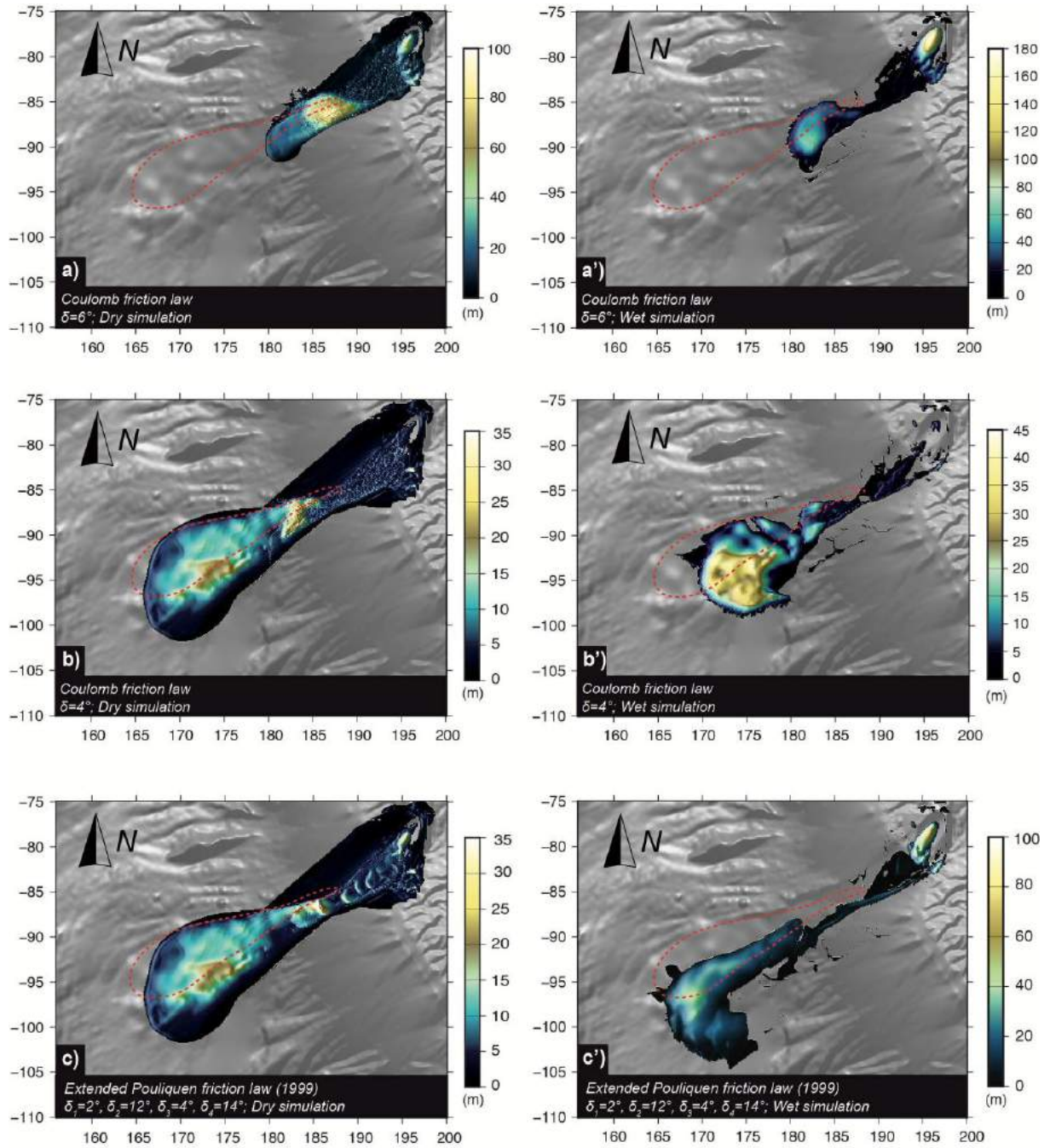


FIGURE 8

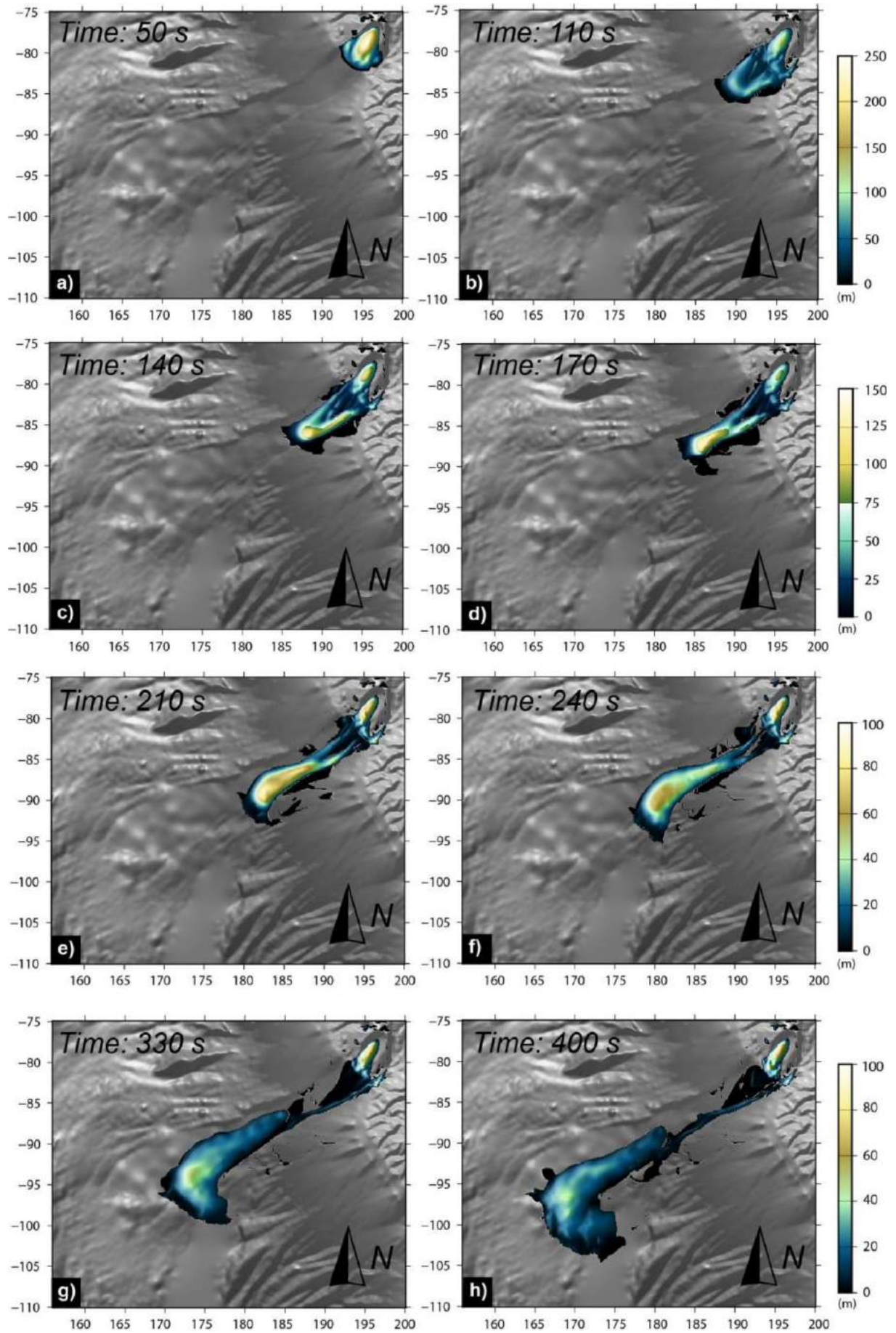


FIGURE 9

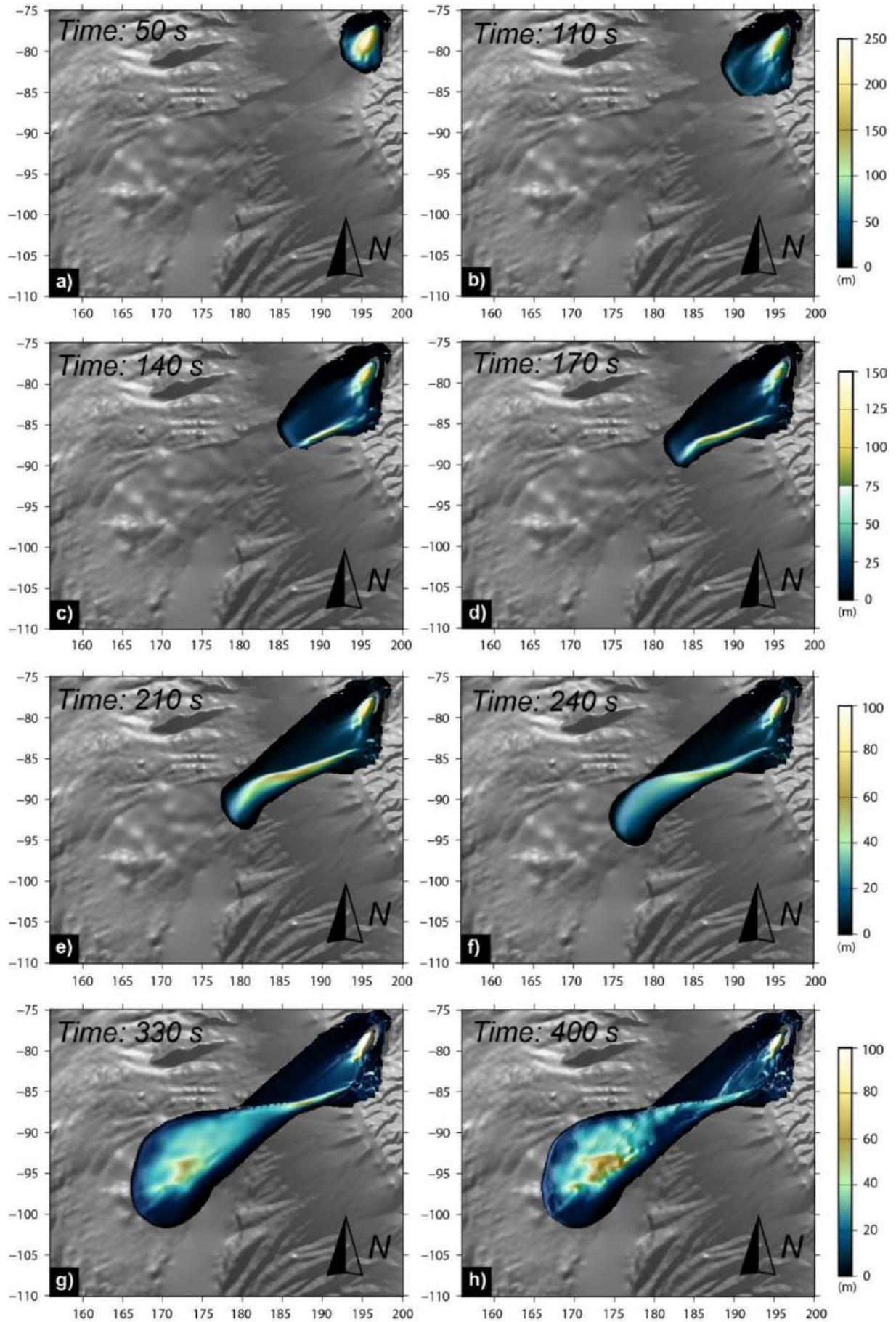


FIGURE 10

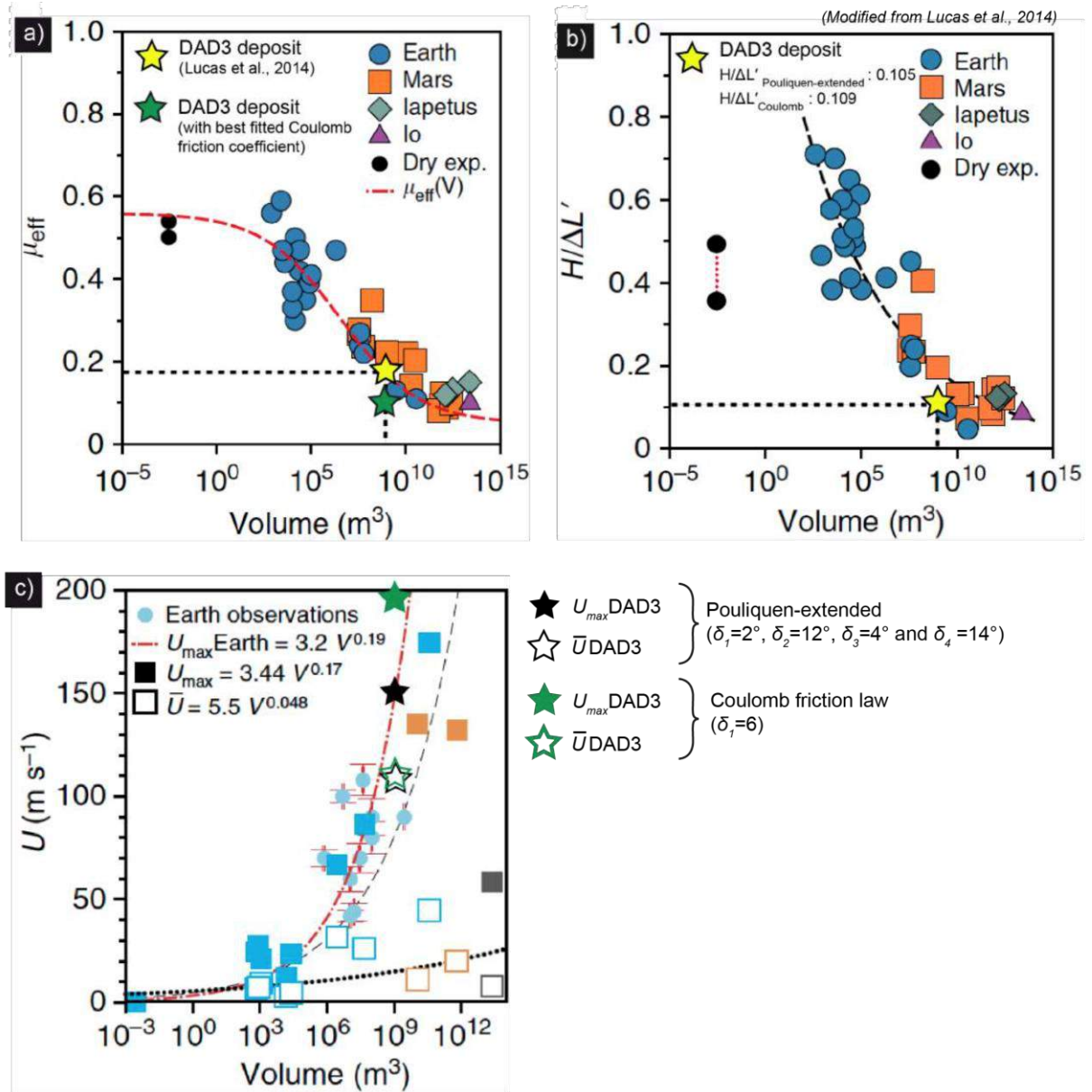


FIGURE 11

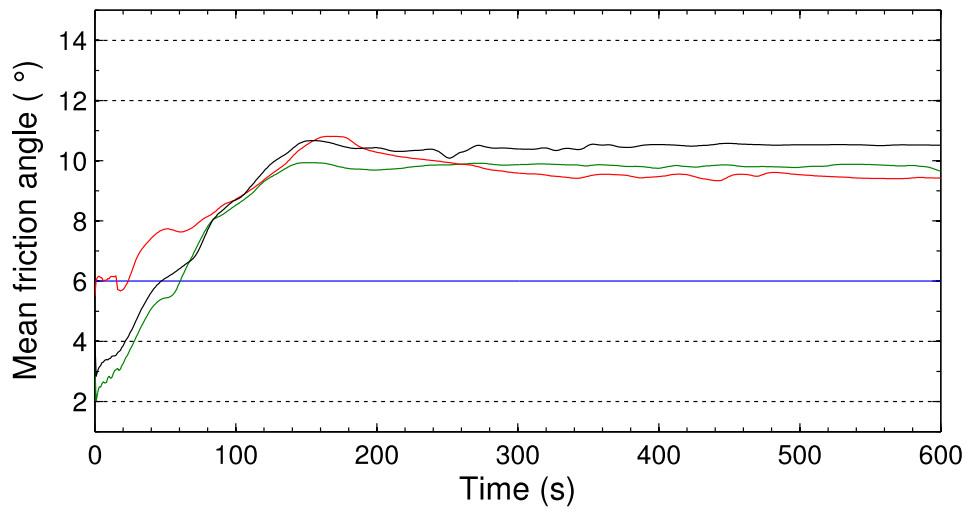


FIGURE 12

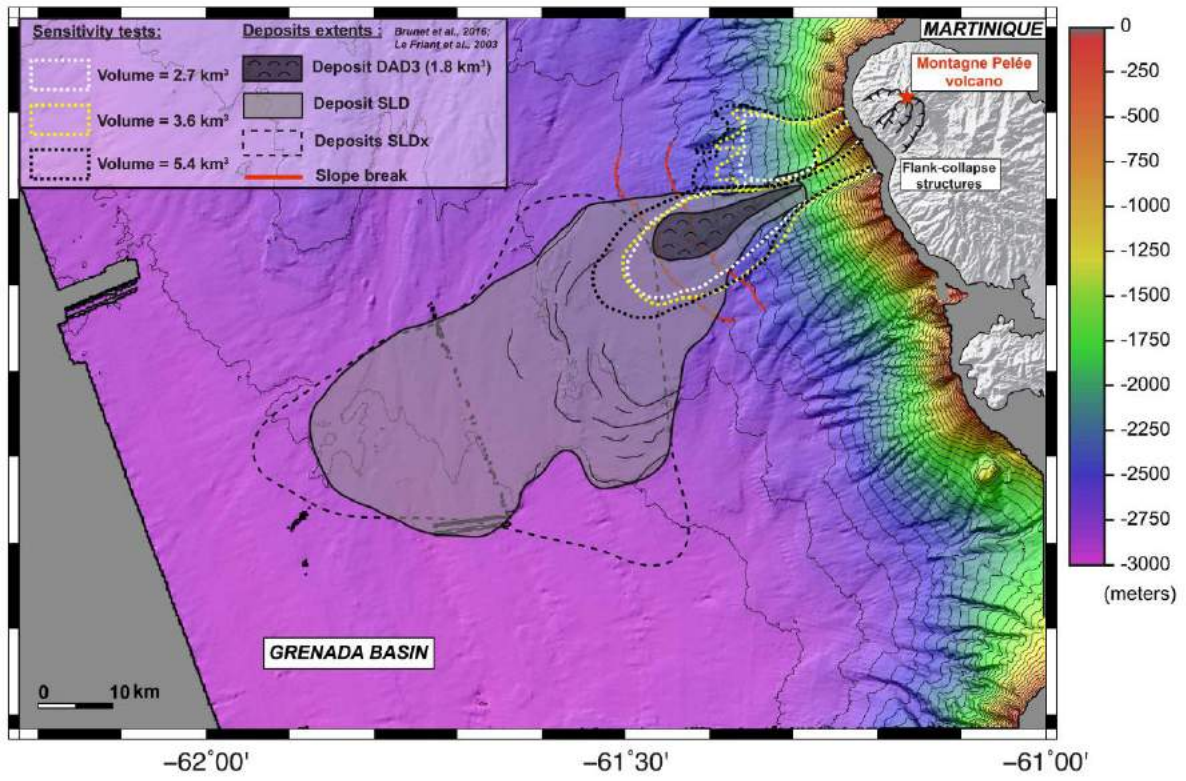
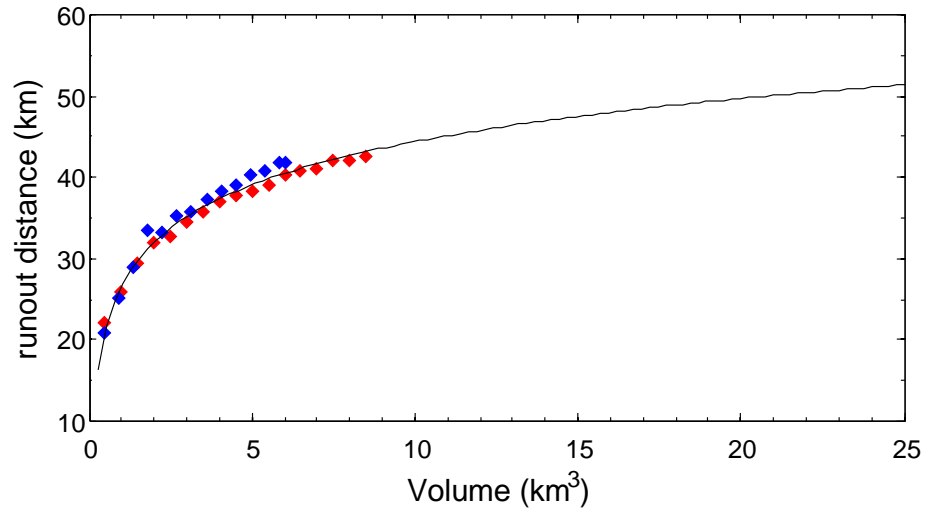


FIGURE 13



CHAPITRE V

Modélisation analogique des déformations associées aux processus de glissements sur les pentes sous-marines, à l'ouest de la Martinique

*« La modélisation analogique est une boîte à idées dans le champ des possibles »
(Thierry Nalpas, 2015)*

*« N'oublie pas que la modélisation analogique ne vise pas à reproduire la réalité, mais à
comprendre quels paramètres physiques ont pu influencer le processus, et de quelle manière »
(Erwan Hallot, 2015)*

V.1 Introduction

L'analyse combinée des données de sismique réflexion et des données de forage nous a permis d'établir un nouveau modèle reliant les évènements d'effondrement de flanc du volcan de la Montagne Pelée aux processus de glissements sous-marins observés au large de l'île (Chapitre III). Ce modèle est basé sur deux hypothèses : 1/ l'emplacement des avalanches de débris générées par les effondrements de flanc de volcan de la Montagne Pelée, est influencée par la rupture de pente entre le flanc sous-marin du volcan et le bassin arrière-arc de Grenade 2/ La charge occasionnée par un ou plusieurs de ces dépôts d'avalanches de débris induit une contrainte suffisamment forte sur la pente sous-marine dont la pile sédimentaire peut à son tour se déstabiliser, déclenchant un glissement sous-marin pouvant se propager sur de grandes distances.. Dans le chapitre précédent, nous avons démontré que la propagation des avalanches de débris semble être ralentie par la rupture de pente entre le flanc sous-marin du volcan et le bassin de Grenade, située entre 30 - 35 km au large de l'île. Cette conclusion a permis de valider la première hypothèse de notre modèle. A présent, nous allons tenter de vérifier la seconde hypothèse, en modélisant expérimentalement la propagation d'un glissement déclenché par la mise en place d'une charge de matériel sur des pentes dans l'ordre de grandeur du système. Le but de nos expériences n'est pas de reconstituer le glissement naturel trait pour trait, mais de tester un à un les différents paramètres physiques afin de comprendre leur influence sur le développement et la propagation de la déformation vers l'aval des pentes, dans un système en partie analogue au système naturel. Ce dernier chapitre est ainsi consacré à la modélisation expérimentale. Nous commencerons par présenter un bref état de l'art des modèles analogiques antérieurs en relation avec notre problématique, puis nous présenterons la procédure expérimentale suivie pour notre étude. Enfin nous décrirons les résultats obtenus et les discuterons afin de comprendre plus globalement le rôle des paramètres qui gouvernent ce type de système.

V.2 Travaux antérieurs et problématique

Bien avant l'essor des modélisations numériques, bon nombre de scientifiques se sont aventurés à reproduire les processus géologiques en laboratoire (e.g. Hall, 1815, Daubrée, 1879, Cadell, 1889 ; Willis, 1893 ; Favre, 1978). Très vite s'est posé le problème du changement d'échelle dans la reproductibilité des événements, amenant Hubbert (1937) à définir pour la première fois la théorie du dimensionnement appliquée aux sciences de la Terre. En simplifiant un maximum un système naturel et en respectant les trois principales dimensions géométrique, cinématique et dynamique (Hubbert, 1937 ; Ramberg, 1981), la modélisation analogique peut devenir un outil extrêmement utile permettant i) de reproduire en quelques heures et à taille réduite des processus lents qui apparaissent figés à l'échelle humaine, ii) de tester plusieurs dispositifs et paramètres, et ainsi iii) de comprendre le rôle des paramètres influant sur l'évolution du système.

De nombreuses études ont été menées pour étudier la déformation induite par des processus gravitaires dans les bassins sédimentaires. En se basant sur des modèles expérimentaux, Rettger (1935) est le premier à démontrer qu'une surcharge sédimentaire locale peut induire une déformation gravitaire de la couverture sous-jacente. Par la suite, de nombreuses études ont montré qu'une pile sédimentaire pouvait glisser sous l'effet de son propre poids même sur de très faibles pentes, soit par glissement rigide (i.e. glissement translationnel ou *slide*) si la base de la couverture comporte un niveau de pression de fluides anormalement élevé (Hubbert et Rubey, 1959 ; Hsu, 1969 ; Merle, 1982), soit par glissement visqueux (i.e. glissement rotationnel ou *slump*), si la couverture repose sur un niveau de moindre résistance mécanique à la base (i.e. schistes, argiles, évaporites ; Price, 1977 ; Kehle, 1970 ; Deramong, 1979 ; Fletcher et Gay, 1971 ; Ramberg, 1977).

A partir des années 1970, de nombreuses études de terrain décrivent le glissement gravitaire aussi bien dans les bassins et sur les marges (Wise, 1963 ; Cloos, 1968) que dans les chaînes de montagnes, où ces glissements forment des nappes (Huddleston, 1976, 1977, 1980 ; Talbot, 1979, 1981 ; Kligfield, 1979 ; Graham, 1981 ; Merle, 1982). De plus, Siddans (1984), suggère que la direction et le sens de déplacement des nappes gravitaires sont conditionnés par la pente de surface et la pente de la base de la pile sédimentaire. Enfin, Burollet (1975), Brun et Choukroune (1983) et Vendeville (1987), sont parmi les premiers à proposer que la déformation sur les marges passives résulte d'un glissement gravitaire se propageant au-dessus d'un niveau de décollement.

Aujourd'hui, il est proposé que dans un bassin sédimentaire, cette déformation induite par la gravité, résulte de trois modes possibles de mise en place: i) l'étalement gravitaire, (ii) le glissement gravitaire et (iii) le glissement-étalement gravitaire (Brun et Fort, 2008) (Figure V.I).

L'étalement gravitaire est caractérisé par un niveau de décollement basal horizontal, une déformation extensive à l'arrière puis une déformation compressive à l'avant de l'étalement (Crans et al. 1980 ; Letouzey et al., 1995). L'extension se traduit par la formation de failles normales, et à plus grandes échelles par des horsts et grabens, quels que soient les rapports de densité, de viscosité, d'épaisseur, de la vitesse d'extension et des lithologies (Vendeville et Jackson, 1992a). La compression se traduit par des systèmes de plis et chevauchements, voir l'inversion de structures initialement extensives. Cette dernière est conditionnée par l'arrivée de sédiments dans la mesure où elle induit une pente de surface. Or si l'apport sédimentaire cesse, le système retrouve une position horizontale et la déformation s'arrête (Figure V.1.A).

Un glissement gravitaire consiste en une translation (rotationnelle ou translationnelle) d'un niveau sédimentaire au-dessus du niveau de décollement (Figure V.1.B), provoquée en premier lieu par la pente basale. Un glissement gravitaire cesse dès lors que les forces résistantes sont supérieures aux forces gravitaires/motrices du mouvement.

Enfin, le glissement-étalement gravitaire est caractérisé par une pente basale, et se produit même si aucune charge supplémentaire n'est ajoutée en surface (contrairement à l'étalement). Par ailleurs, il montre une déformation extensive en haut de pente puis compressive en bas de pente du raccourcissement (contrairement au glissement gravitaire simple) (Figure V.1.C). Ici aussi, si les conditions de décollement sont maintenues le déplacement ne s'arrête que lorsque les forces gravitaires motrices sont surpassées par les forces résistantes.

De nombreuses études se sont également intéressées aux mécanismes moteurs de la déformation. Ainsi, il est reconnu que les apports sédimentaires conduisent à un épaissement progressif de la couverture qui provoque une augmentation de la résistance de la pile sédimentaire vers l'aval des systèmes tout en contribuant à entretenir la charge motrice de l'instabilité gravitaire en amont du système. Ces processus ont été largement étudiés à travers de nombreuses études de terrain (exemple du Delta du Niger : Doust et Omatsola, 1990 ; Haack et al., 2000 ; Corredor et al., 2005 ; Cobbold et al., 2009 ; Rouby et al., 2011),

de modélisation analogique (Cobbold et Szatmari, 1991 ; Gaullier et Vendeville, 2005 ; Ge et al., 1997 ; Koyi, 1996 ; McClay et al., 1998, 2003 ; Mourgues et al., 2009, Szatmari et al. , 1996 ; Vendeville, 2005) et numérique (e.g. Albertz et Beaumont, 2010 ; Albertz et al., 2010 ; Cohen et Hardy, 1996 ; Gemmer et al., 2004, 2005 ; Ings et Beaumont, 2010). Le rôle des processus des surpressions de fluide au niveau de la couche basale d'un niveau sédimentaire a également été mis en évidence dans la propagation des structures compressives (Cobbold et al., 2009).

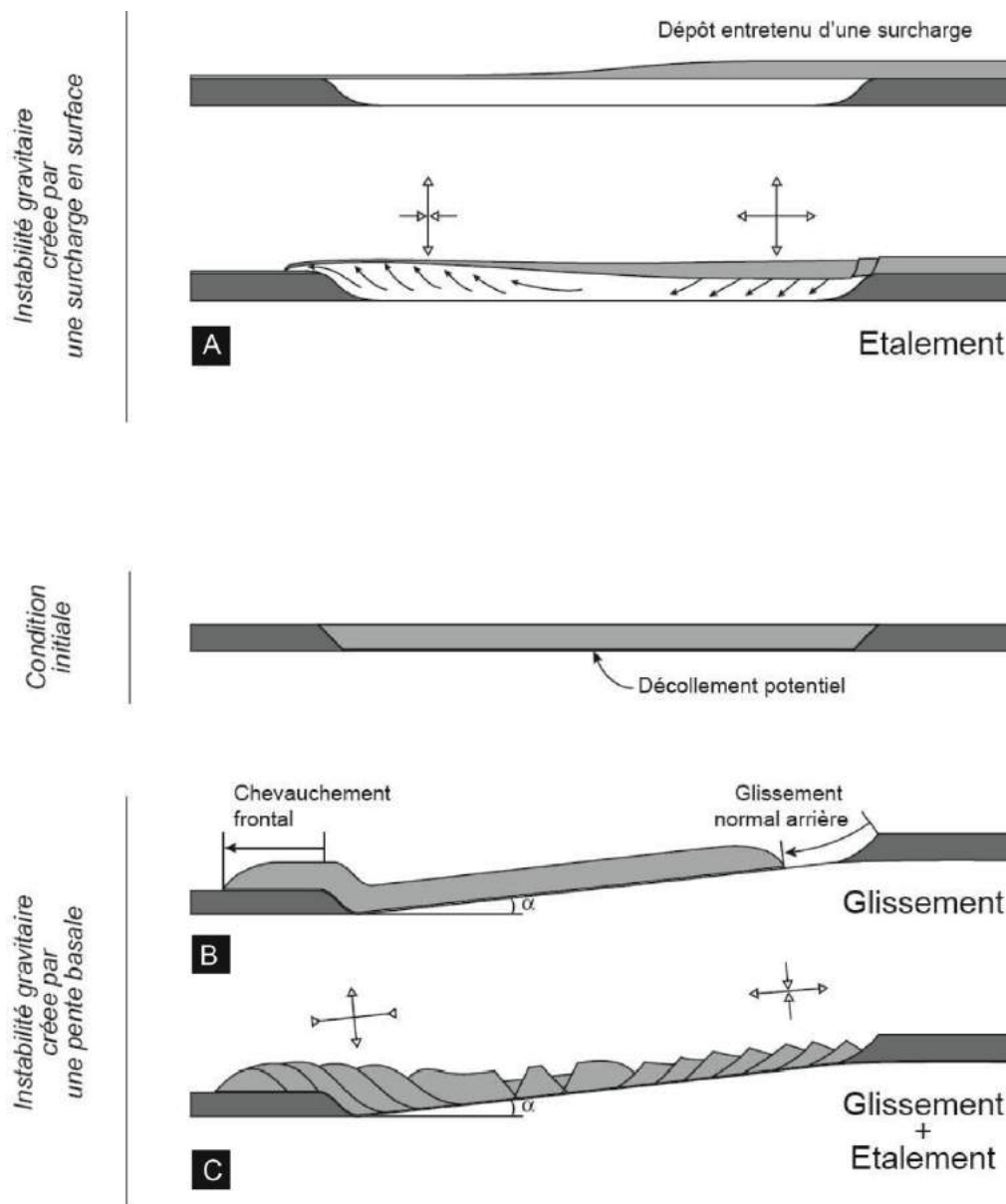


Figure V.1 : Caractérisation générale des trois principaux types d'instabilité gravitaire pouvant se produire dans un bassin avec un niveau de décollement en profondeur (type salifère) : étalement, glissement et glissement + étalement. (Brun et Fort, 2008).

En parallèle, ces deux dernières décennies, la modélisation analogique des déformations liées aux instabilités gravitaires des édifices volcaniques s'est développée (Merle and Borgia., 1996 ; Walter et al., 2003 ; Oehler et al., 2005 ; Walter et al., 2006 ; Delcamp et al., 2008 ; Byrne et al., 2013 ; Kervyn et al., 2014). Le processus d'étalement gravitaire d'un édifice volcanique (*gravitational spreading*) a notamment été largement étudié dans les années 90 et reconnu sur de nombreux exemples naturels : tels que le volcan Concepcion au Nicaragua (Van Wyk de Vries et al., 1993), les volcans du Mauna-Loa et Kilauea à Hawaï (Borgia, 1990, 1994), ou encore le volcan du Socompa au Chili (van Wyk de Vries, 2001, 2010). Ce processus est basé sur l'existence d'un niveau de faible résistance en profondeur qui sous le poids d'un édifice volcanique, tend à avoir un comportement ductile (Borgia, 1994), résultant à la fois en la déformation de l'édifice, mais également du substratum. Des travaux de simulations numériques et analogiques ont notamment permis de mettre en exergue l'influence de certains paramètres tels que la hauteur et largeur du volcan, l'épaisseur et la nature de la couche ductile, la pente du substratum, ou encore l'intrusion de dyke (e.g Merle et Borgia, 1996 ; van Wyk de Vries et Matella, 1998 ; Oehler et al., 2005 ; Delcamp et al., 2008). Le processus d'étalement gravitaire d'un volcan peut non seulement se produire dans toutes les directions depuis le sommet d'un édifice (volcan de Madère, van Wyk de Vries et Borgia, 1996), mais également dans une direction préférentielle, impliquant un seul flanc (Etna, Borgia et al., 1992). Les déformations se présentent aussi bien sous la forme de grabens ou rift-zone liés au mouvement d'étalement et de subsidence de l'édifice volcanique, mais également sous la forme de systèmes de plis et chevauchements localisés autour du volcan (Figure V.2.A) (Merle et Borgia., 1996). Par ailleurs, van Wyk de Vries et al. (2001) suggèrent que l'étalement gravitaire d'un édifice crée des conditions favorables quant au déclenchement de processus d'effondrement de flanc de volcan, comme observé au volcan du Socompa (Chili) et Mombacho (Nicaragua) (Shea et al., 2008). A l'aide de modélisations analogiques, van Wyk de Vries et al (2010) montrent que les premiers stades de l'effondrement se matérialisent par la formation d'un graben dont les limites correspondent à la future structure en amphithéâtre (ou structure en fer-à-cheval), et mettent également en évidence la formation d'un domaine extensif (« Toreva ») en amont et un domaine en hummock correspondant à la partie glissée en aval (Figure V.2.B). Les auteurs suggèrent un contrôle majeur de la surface basale (*low-viscosity basal layer*) sur l'évolution de ces domaines (van Wyk de Vries et al., 2010). Plus récemment, et toujours via l'outil analogique, Paguican et al (2014) ont modélisé l'évolution des hummocks depuis la rupture jusqu'à leur dépôt en aval. Les auteurs montrent ainsi que la morphologie, la taille, la répartition spatiale

ou encore les déformations internes des hummocks apportent des informations clés quant à la dynamique d'emplacement des avalanches de débris.

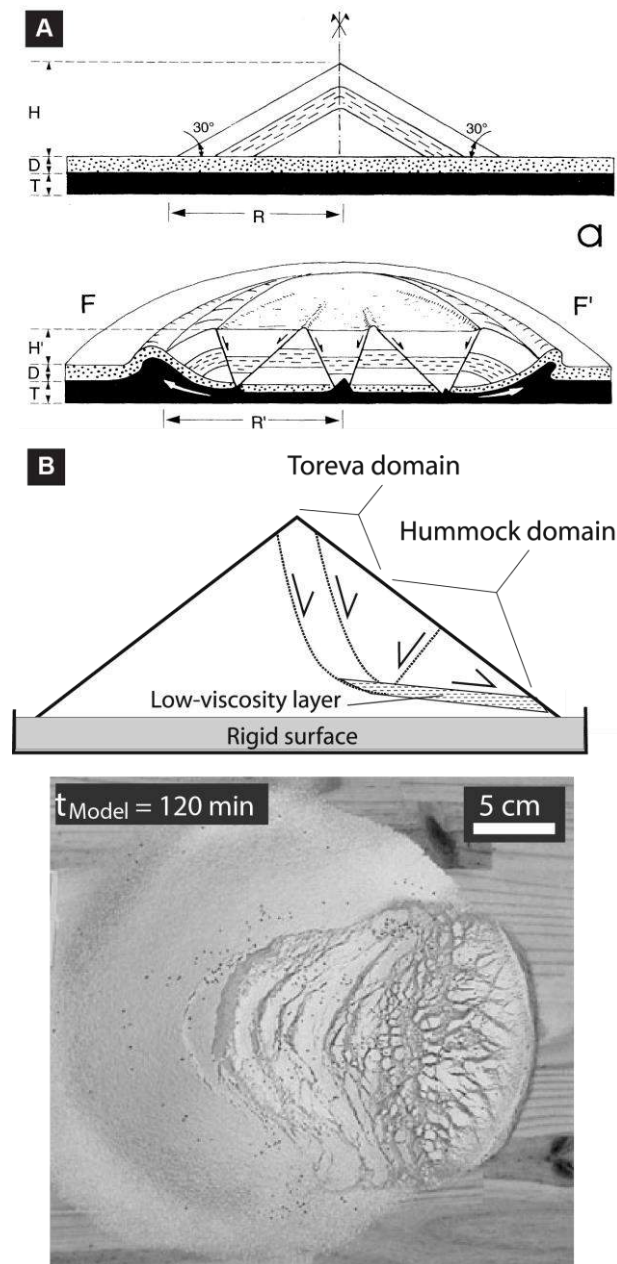


Figure V.2 : (A) Schéma représentatif des structures de déformation au sommet et autour d'un édifice volcanique (basé sur les exemples des volcans du Socompa et Mobancho au Chili et Nicaragua respectivement) suite au processus d'étalement gravitaire d'un volcan (depuis Merle et Borgia, 1996), (B) Schéma associé à une photographie d'expérience de modélisation analogique (Andrade et al., 2010) illustrant les principales structures formées dans les premiers stades d'un effondrement de flanc, contrôlées par un niveau de faible résistance en profondeur (low-viscosity layer).

Par conséquent, l'ensemble de ces études ont permis de mieux comprendre l'évolution d'un édifice volcanique et notamment les processus d'effondrement de flanc de volcan, à travers les structures et les dépôts générés. Toutefois, les conséquences que peuvent avoir ces processus en domaine insulaire notamment, tels que le déclenchement de glissements sous-marins liés à l'évolution de ce volcan, n'ont pas été investigués en l'état de nos connaissances actuelles. Nos travaux s'intègrent donc dans cette perspective et s'intéressent à la problématique suivante : quels mécanismes régissent la propagation de glissements sous-marins suite à la mise en place de dépôts d'avalanche de débris sur la pente sous-marine de volcans. Or un tel processus soulève plusieurs questions :

- Un apport de matériel soudain ou régulier peut-il déclencher un glissement ?
- Si oui, dans quelles conditions et comment se propage-t-il ?
- Si non, quels autres paramètres physiques peuvent induire un glissement ?
- La configuration des pentes (et ruptures de pente) a-t-elle une influence?
- Dans quelle mesure ?
- Quelle est l'influence de l'eau ?
- Favorise-t-elle ou non le processus de glissement ?
- Comment se propage la déformation ?
- Quelles sont les structures formées, et à quelle vitesse se forment-elles ?

Bien que le glissement observé au large de la Martinique soit la raison de nos motivations à entreprendre des expériences de modélisation analogique, la simplification du système naturel vise à comprendre, au-delà du simple cas de la Martinique, les paramètres physiques qui interviennent lors d'un glissement sédimentaire. Nos expériences pourraient en effet trouver d'autres domaines d'applications géologiques où des situations comparables sont rencontrées. C'est potentiellement le cas par exemple, des coulées de solifluxion, en domaine périglaciaire, où des glissements avec dépôt de transport en masse type "*debris flow*" sont communs sur les pentes (Van Vliet-Lanoë, 1995).

V.3 Physique des glissements

Au premier ordre, la physique des glissements peut être décrite et synthétisée (Brun et Fort., 2008) par une couche de sédiments qui au repos est soumise à une pression verticale égale au poids de la colonne de sédiments. Les contraintes verticale σ_v et horizontale σ_h sont donc telles que :

$$\sigma_v = \sigma_h = \rho g z, \quad (1)$$

où ρ est la densité du sable, g l'accélération de la pesanteur et z l'épaisseur de la couche de sédiments. Pour calculer l'état de contrainte d'un système, il convient de pouvoir décrire quantitativement les relations entre un plan d'orientation quelconque et les contraintes principales. Dans un repère orthonormé x,z (Figure V.3.A), on considère un plan AB faisant une obliquité α avec l'axe z . σ et τ sont respectivement la contrainte normale et la contrainte cisailante s'appliquant sur un plan AB. Les contraintes principales σ_1 et σ_3 sont également représentées (Figure V.3.A). L'analyse trigonométrique permet ainsi de donner les équations suivantes pour les contraintes normales et cisailantes :

$$\sigma = (\sigma_1 + \sigma_3)/2 + ((\sigma_1 - \sigma_3)/2) \cos 2\alpha \quad (2)$$

$$\tau = ((\sigma_1 - \sigma_3)/2) \sin 2\alpha \quad (3)$$

Les équations paramétriques (2) et (3) décrivant de fait l'état de contrainte sur tout plan d'obliquité α par rapport à σ_3 sont les équations du « cercle de Mohr des contraintes » (Figure V.3.B). En fonction des forces appliquées (σ_1 horizontale : compressives et σ_1 verticale : extensives), la contrainte différentielle $\sigma_1 - \sigma_3$ évolue jusqu'à son entrée en contact avec les droites de Coulomb, aussi appelées « critère de Coulomb ». Ces dernières correspondent au seuil de rupture du matériau, d'où s'initient une faille normale ou inverse, fonction de la direction de la contrainte principale appliquée. La contrainte cisailante est ainsi définie par l'équation :

$$\tau = \pm \sigma \operatorname{tg} \delta \quad (4)$$

La forme plus générale de l'équation précédente étant :

$$\tau = c + \sigma \operatorname{tg} \delta \quad (5)$$

Où c est la cohésion, φ est l'angle de frottement/friction interne. (μ) le coefficient de friction se définit alors tel que :

$$\mu = \operatorname{tg} \delta \quad (6)$$

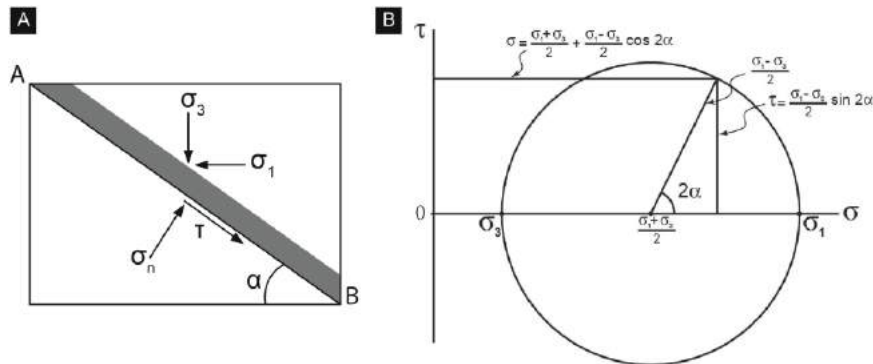


Figure V.3 : (A) Analyse des contraintes σ normale et τ cisailante, sur un plan ayant une obliquité α avec les contraintes σ_1 et σ_3 , (B) Cercle de Mohr des contraintes.

V.3.1 Influence de la pression hydrostatique

La modélisation analogique de glissements gravitaires sous l'eau a été une première dans l'ensemble des expérimentations réalisées au Laboratoire de Géosciences Rennes. A nos connaissances, aucune autre expérience de ce type et dans cette thématique, n'a été réalisée. Cela tient principalement aux difficultés de mise en place des dispositifs expérimentaux dans l'eau, et de la difficulté qu'elle induit lorsqu'il s'agit de quantifier, ou tout simplement comprendre les interactions qu'elle entretient avec d'autres paramètres physiques (comme la contrainte tangentielle ou cisailante).

A une profondeur donnée, la pression est dite hydrostatique lorsqu'elle correspond à la colonne d'eau comprise entre cette profondeur et la surface. Elle est égale à 0,4 fois la pression lithostatique, et induit une valeur de densité des roches à 2500 kg/m^3 . Des pressions

interstitielles supérieures à la pression hydrostatique peuvent être dues à divers mécanismes dont, en particulier, la compaction rapide et la déformation des sédiments ou la déshydratation des assemblages minéraux sous l'effet des changements de phase en raison de variations de pression et de température. Pour tenir compte de la pression des fluides dans le calcul de la résistance il faut modifier le critère de Mohr-Coulomb (5), tel que :

$$\bullet \quad \tau = c + (\sigma - p) \operatorname{tg} \delta \quad \bullet \quad (7)$$

où p est la pression interstitielle et $\sigma - p$ est défini comme la contrainte normale effective σ' . De même, les contraintes principales effectives sont $\sigma_1' = \sigma_1 - p$ et $\sigma_3' = \sigma_3 - p$. Dans une roche soumise à une contrainte différentielle $\sigma_1 - \sigma_3$ et à l'intérieur de laquelle la pression interstitielle croît, le seuil de rupture est atteint lorsque le seuil p sera atteint comme l'illustre le diagramme de Mohr (Figure V.4). On comprend ainsi que l'eau facilite la rupture. La résistance effective $\sigma_1' - \sigma_3'$ est reliée à la contrainte différentielle $\sigma_1 - \sigma_3$ par le paramètre λ tel que :

$$\lambda = (\sigma_1' - \sigma_3') / (\sigma_1 - \sigma_3) \quad (8)$$

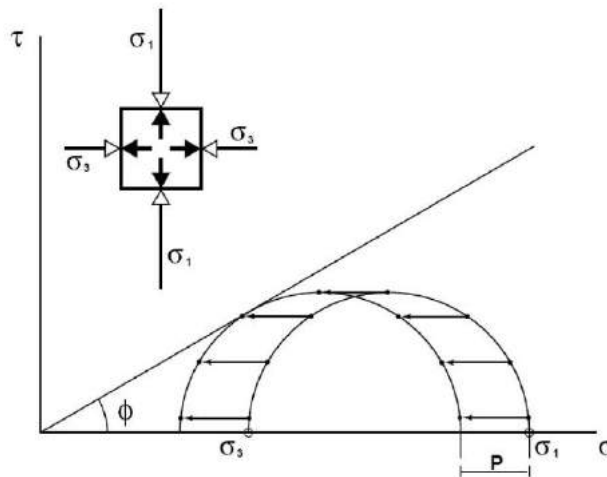


Figure V.4 : Diagramme de Mohr illustrant l'effet de la pression des fluides p sur la rupture. L'insert, en haut et à gauche, illustre la manière dont la pression interstitielle (flèches noires) s'oppose aux contraintes σ_1 et σ_3 . Le cercle de droite représente l'état de contrainte $\sigma_1 - \sigma_3$ avec une pression interstitielle nulle. Le cercle de gauche représente l'état d'instabilité atteint pour le même état de contrainte différentielle mais avec une pression interstitielle augmentée jusqu'à une valeur p , représentée par la barre horizontale (Brun et Fort, 2008).

V.4 Caractéristiques du système naturel

Les données de bathymétrie et de sismique réflexion au large de la Martinique nous ont permis de contraindre la géométrie du glissement ainsi que l'évolution des pentes sur lesquelles il évolue.

V.4.1 Pente

Selon un profil topographique tracé depuis le sommet du volcan jusqu'à la terminaison du glissement identifiée en mer (Figures V.5 et V.6), la pente varie entre 10° et 15° (jusqu'à une première rupture de pente), puis entre 5° et 2° (jusqu'à une deuxième rupture de pente) où elle devient ensuite $< 2^\circ$ jusqu'au bassin (Figure V.5). La première rupture de pente est localisée à environ 7.5 km de la côte puis la deuxième rupture de pente à environ 30 km.

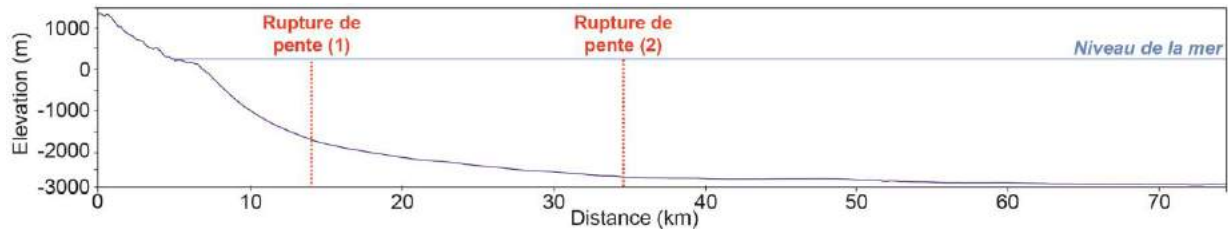


Figure V.5 : Visualisation du profil topographique depuis le sommet du volcan jusqu'au bassin de Grenade. Sa localisation est indiquée sur la Figure V.6. Contrairement à celui affiché, le profil utilisé dans notre étude était à l'échelle 1 :1.

V.4.2 Géométries

Identifié et cartographié grâce aux données de sismique réflexion, le glissement sous-marin observé au large de la Martinique s'étend sur 50 km en longueur et en largeur. Il peut atteindre environ 450 m d'épaisseur dans sa partie centrale, et 80 m d'épaisseur dans ses parties les plus distales et latérales (Figure V.6). Le volume du dépôt est estimé à 300 km^3 , calculé sur la base des vitesses sismiques enregistrées dans les carottes prélevées lors de l'expédition IODP 340 (Chapitre III), et recouvre une surface de 2100 km^2 .

Par ailleurs, les volumes des avalanches de débris successives ayant potentiellement déclenché ce glissement (Brunet et al., 2015; Chapitre III) sont estimées à 25 km^3 , 13 km^3 et 2

km³ (Le Friant et al., 2003), soit un volume total de 40 km³ déposé sur la pente sous-marine du volcan. Par conséquent, le volume des avalanches cumulées représente 13% du volume glissé en aval.

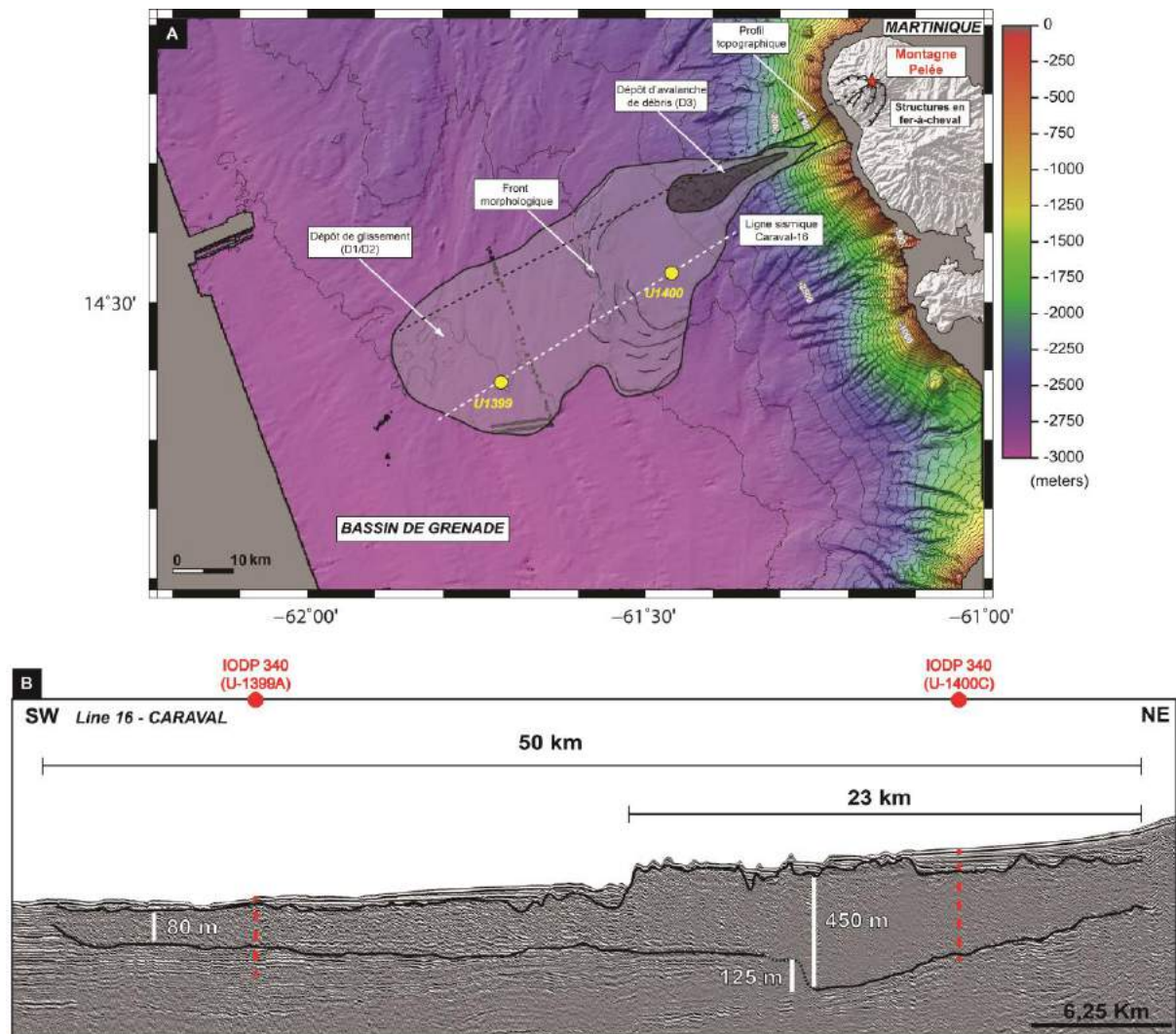


Figure V.6 : (A) Carte de localisation du profil topographique utilisé pour cette étude (pointillés noirs) et du profil sismique 16-Caraval illustré en (B). Ce dernier montre la géométrie du glissement naturel (pour plus de détails, voir Chapitre III).

V.4.3 Nature du sédiment

Lors de l'expédition IODP 340, les carottes prélevées dans les parties centrale et distale du glissement (Figure V.6) (U1399-A et U1400-C ; Chapitre III) montrent que ce dernier est essentiellement composé de sédiments hémipélagiques alternant avec des dépôts

turbiditiques volcanoclastiques (pouvant atteindre 10m d'épaisseur) dans laquelle s'intercalent des dépôts d'écoulements de débris ou encore des niveaux de tephra (Brunet et al., soumis ; Chapitre III). Ces lithologies alternées confèrent une structure en « mille-feuille » qui participe à la propagation du glissement via la formation de plusieurs surfaces de décollement internes (Brunet et al., soumis ; Chapitre III). Par ailleurs, les sédiments forés au large de la Martinique sont beaucoup plus argileux que ceux forés au large de l'île de Montserrat (nord de l'Arc des Petites Antilles). Cette proportion d'argile est notamment plus importante dans la partie proximale que dans la partie distale de l'île (80% contre 40% respectivement) et participe probablement au processus de glissement (Brunet al., soumis ; Chapitre III). Par ailleurs, des études sur les propriétés mécaniques de ces sédiments ont montré qu'au niveau de toutes les carottes forées au niveau du site de forage U1399, les 200 premiers mètres de sédiments sont caractérisés par des surpressions de fluide interstitielles, induisant un état de surconsolidation. La même observation est faite concernant la carotte U1400-C mais avec un état de surconsolidation défini au-delà de 180 m (Figure V.6.A) (Lafuerza et al., 2014). La même observation est faite à plusieurs niveaux sur les sédiments de la carotte U399-A, notamment au niveau des niveaux argileux caractérisés par une très faible perméabilité (10^{-16} à 10^{-19}) (Figure V.6.A) (Hornbach et al., submitted).

V.5 Protocole expérimental

V.5.1 Conditions de similitude et dimensionnement

Pour qu'un modèle expérimental de petite taille reste aussi représentatif que possible du système naturel, il doit satisfaire des conditions de similitude, assurant que ses caractéristiques géométriques, cinématiques et dynamiques soient similaires à celles de l'original. On parle ainsi de dimensionnement (Hubbert, 1957 ; Ramberg, 1951). Sur les trois grandeurs fondamentales, seules deux interviennent dans nos expériences : les longueurs L (en m) et les masses M (en kg). Le manque de contrainte temporelle quant au processus dans le système naturel ne nous permet pas d'inclure en amont la grandeur du temps t (en s). De fait, lorsqu'un facteur d'échelle est choisi pour chacune des grandeurs entre un modèle et le système naturel étudié, ceux des variables et des forces appliquées au système (e.g. viscosité μ , contraintes σ) sont automatiquement fixés. Les conditions de similitude sont remplies si les facteurs d'échelle établis pour l'ensemble des différentes grandeurs physiques impliquées sont

respectés lors de la construction du dispositif expérimental. Dans notre cas, l'absence de contraintes temporelles dans la nature ne nous donne pas accès aux contrôles cinématiques, de fait, les contraintes temporelles dans la nature ont été extrapolées à partir des résultats des expériences. Pour la géométrie et les dimensions, nous nous sommes basé sur l'observation des données de géophysique marine (Figures 2 et 5, Chapitre III), permettant de déterminer la distance entre le volcan de la Montagne Pelée et le point le plus distal en aval où la déformation est observée (75 km), ainsi que l'épaisseur de la zone déformée (450 m). Un rapport de longueur (L) de l'ordre de 1 cm pour 1 km a été choisi pour l'ensemble du modèle (Tableau V.1).

	L0 (m)	T0 (s)	U0 (m/s)	ρ_0 (kg/m ³)	μ_0 (Pa.s)	g0 (m.s ⁻²)	E0 (Pa)	σ_0 (Pa)	σ_0/ρ_0 g0L0
NATURE	1000	$9,7.10^{10}$	10^{-7}	1700	5.10^{14}	9,8	10^{11}	16.10^6	1
MODELE	0,01	$2,2.10^5$	$4,4.10^{-7}$	1500	10^4	9,8	14.10^3	147	1
	(1)	(3)	(3)	(1)	(1)	(2)	(1)	(1)	

Temps expériences : 61.07 heures ; Vitesse du modèle : 0.16 cm/h

(3) Temps Nature : 3076 ans ; Vitesse Nature : 315.36 cm/an

- (1) Rapport d'échelle choisi par l'expérimentateur
- (2) L'accélération de la pesanteur est la même dans la nature et dans les modèles car les expériences sont effectuées sous champ gravitaire normal
- (3) Le temps et la vitesse dans la nature ont été calculés à partir des paramètres choisis.

Tableau V.1 : Paramètres physiques des systèmes géologiques et des modèles analogiques employés. Les ordres de grandeur du système naturel ont été recalculés vis-à-vis du rapport d'échelle choisi pour les expériences.

Par ailleurs, l'évolution de la pente sous-marine du système a été simplifiée et définie selon 3 pentes principales (P1 : 12° sur 15 km, P2 : 2° sur 20 km et P3 : 0,5° sur 40 km) (Figure V.7). De fait, la hauteur d'eau dans les expériences en milieu aqueux n'est pas liée à la hauteur d'eau dans le système naturel. Pour tenter de mieux comprendre la dynamique du

système expérimental, nous avons également réalisé des expériences à deux pentes et avons pu vérifier qu'un système à double rupture de pente ne se comporte pas comme un système avec une unique rupture de pente. Plusieurs expériences décrites en détail dans la suite ont été réalisées et parmi elles, plusieurs ont consisté à ajouter des surcharges de matériel pour simuler des apports soudains de sédiments. Dans ces expériences pendant lesquelles des recharges sédimentaires (25 g) ont eu lieu, la masse ajoutée a été dimensionnée en fonction du volume réel total des avalanches de débris générées lors des effondrements connus de la Montagne Pelée, rapporté au volume de la masse glissée en mer (soit 13% représentant 150 g, voir section 3.2).

La dernière condition de similitude nécessite que la dynamique soit identique dans la nature et les modèles expérimentaux. Cette dernière est dépendante de nombreux paramètres tels que l'accélération de la pesanteur (m/s^2), la viscosité (Pa.s), la masse volumique (kg/m^3) et σ les contraintes (Pa). Cette condition de similitude dépend donc des matériaux utilisés comme analogues dans les expériences.

V.5.1 Matériaux analogues et expérimentation

Afin de satisfaire les lois du dimensionnement, il convient d'utiliser des matériaux analogues, c'est-à-dire, des matériaux dont le comportement mécanique se rapproche au mieux de celui des matériaux en milieu naturel et dont les rapports de propriétés physiques respectent le dimensionnement. Comme vu précédemment dans la section 3.3, la configuration litée en « mille-feuille » représente un comportement rhéologique à la fois fragile et ductile, que nous avons simplifié en un système à deux couches, sable sur lit de silicone, pour simuler les sédiments susceptibles de se déformer, et à la base desquels la silicone assure la possibilité de glissement. Le sable SIBELCO NE34 250 μ m a été utilisé. Il est non cohésif et possède un angle de friction interne proche de 30° et représente donc les niveaux fragiles. Non compacté et sec sa densité moyenne est de 1,5 (Krantz, 1991). La silicone utilisée est incolore, nommée SGM 36, d'une densité de 0,96 kg/m^3 et d'une viscosité de 10⁴ Pa.s. De fait, contrairement au système naturel où les alternances de sédiments hémipélagiques et dépôts turbiditiques constituent potentiellement plusieurs niveaux de décollement au sein de l'unité glissée - à la faveur de différences de perméabilité entre les niveaux - la silicone modélise un seul niveau de décollement, mais assure le glissement.

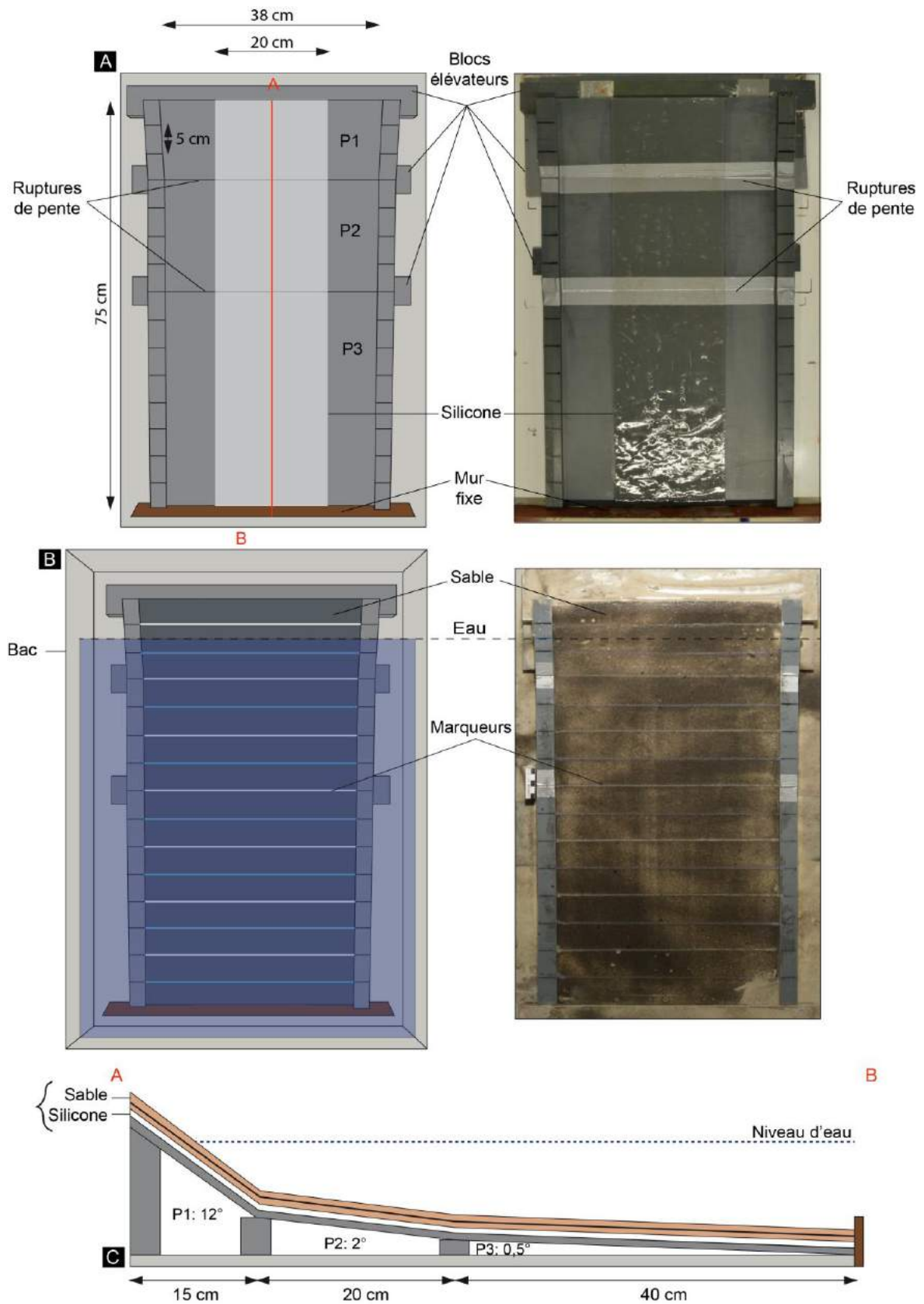


Figure V.7 : Schémas et photographies du dispositif expérimental. P1 : Plaque 1, P2 : Plaque 2, P3 : Plaque 3. (A) Expériences en milieu sec (la couche de sable n'est pas représentée). (B) Expériences en milieu aqueux, (C) Profil du dispositif expérimental.

Par ailleurs, le comportement rhéologique, *in situ*, des sédiments n'est pas connu. Par exemple, on ne sait pas s'ils possèdent un seuil d'écoulement c'est-à-dire une capacité à rester inerte en deçà d'une valeur de contrainte seuil, comme peuvent en présenter les argiles. Or comme énoncé précédemment, ces dernières constituent une grande part du dépôt de glissement, notamment dans sa partie proximale (carotte U1400, Figure V.6) Ne disposant pas non plus de contraintes en terme de vitesse de déformation dans le système naturel, nous avons utilisé de la silicone, à rhéologie newtonienne (sans seuil d'écoulement), communément employée pour modéliser les surfaces de décollement (Brun et Faugère, 1984 ; Davy et Cobbold, 1988). Tous nos modèles sont constitués d'une couche de silicone de 0,2 cm d'épaisseur à la base et d'une couche de sable d'épaisseur constante de 0,5 cm le long du profil (Figure V.2). Dans la couche de sable blanc, de fines couches de sable teintées en noir forment des marqueurs colorés disposés en lits parallèles (le sable coloré à la même rhéologie que le sable blanc). Ainsi, l'épaisseur totale du modèle est de 0,7 cm environ. Toutefois, ces faibles épaisseurs sont difficiles à mettre en place manuellement et peuvent donc être localement plus épaisses de quelques millimètres. Dans cet assemblage, la couche de silicone représente le niveau de décollement basal et le sable une couverture sédimentaire pré-déformation.

V.5.1.a Paramètres d'entrée

Différents paramètres d'entrée ont été utilisés pour construire le dispositif expérimental (décrit dans la section suivante 4.2.3), afin de se rapprocher au mieux du système naturel. Ce dernier étant notamment caractérisé par plusieurs pentes et des apports de matériel de différente nature, nous avons définis 5 catégories d'expériences - réalisées systématiquement à sec et sous l'eau - afin de modéliser cinq contextes expérimentaux distincts: 1) les expériences sans apports de matériel (recharges) ; 2) les expériences avec recharges locales (i.e. en amont de la pente) toutes les 12h ; 3) les expériences avec recharges globales (i.e. sur la surface du glissement) toutes les 12h ; 4) les expériences alternant les deux types de recharges (proximales et globales) toutes les 12h ; 5) puis les expériences avec charge initiale de matériel déposée en début d'expérience (Tableau V.2). Plusieurs paramètres sont toutefois restés constants d'une expérience à l'autre. C'est le cas de l'épaisseur de la couche initiale de silicone et celle de sable superposées. De même, la largeur et la longueur de la bande de silicone sous le sable sont constantes (voir section 4.3). Ces conditions initiales permettent de penser, en première approximation, que la résistance initiale qu'oppose la

couche de silicone + sable aux sollicitations des pentes (et des recharges) est identique dans toutes les expériences en milieu sec d'une part et dans celles en milieu aqueux, d'autre part.

Des paramètres physiques spécifiques ont été modifiés d'une expérience à l'autre, afin de vérifier et mesurer leurs influences sur la déformation et sa propagation (Tableaux V.1 et V.2). Pour distinguer les effets de chaque paramètre, une unique variable diffère d'une expérience à une autre. Parmi les variables d'entrée figurent :

- le milieu, sec ou aqueux ;
- le nombre de rupture de pente (RDP), qui varie de 1 à 2 ;
- la longueur de la pente la plus forte (12°) qui est plus longue (35 cm) dans une des expériences à 2 pentes que dans les expériences à 3 pentes (15 cm) ;
- la valeur des angles de pente, pouvant prendre les valeurs de 12° , 4° , 2° et 0.5° ;
- la charge et la manière dont elle est distribuée sur les pentes ; des expériences ont été réalisées sans recharge et avec uniquement une charge initiale sur les pentes correspondant à l'épaisseur constante de la couche initiale de sable ; des recharges périodiques suivant différentes modalités détaillées ultérieurement ont aussi eu lieu en cours d'autres expériences ;
- la durée expérimentale a été choisie à 84h (soit 3 jours et demi) pour l'ensemble des expériences. En effet, au-delà de cette durée les déplacements deviennent difficilement quantifiables, excepté en G16 qui a duré 144h (soit 6 jours).

Catégorie d'expériences	Expériences	Rupture(s) de pente	P1 α (°)	P2 α (°)	P3 α (°)	P1 L (cm)	P2 L (cm)	P3 L (cm)	MC (g)	Type de charge	Equivalent naturel
(1) SANS RECHARGES	G7	2	12	4	2	15	20	40			Absence de sédimentation
	G10	1	12		2	15		40			Absence de sédimentation
	G11	1	12		2	35		40			Absence de sédimentation
	G12	2	12	2	0,5	15	20	40			Absence de sédimentation
(2) RECHARGES LOCALES	G15	2	12	2	0,5	15	20	40	450	Haut de pente	Apports de l'île
(3) RECHARGES GLOBALES	G13	2	12	2	0,5	15	20	40	450	Haut de pente + surface du glissement	Apports de l'île + bassin
	G16	2	12	2	0,5	15	20	40	450	Haut de pente + surface du glissement	Apports de l'île + bassin
(4) RECHARGES ALTERNÉES	G17	2	12	2	0,5	15	20	40	450	Surface du glissement	Apports du bassin
(5) CHARGE INITIALE	G14	2	12	2	0,5	15	20	40	450	Haut de pente	DAD
	G18	2	12	2	0,5	15	20	40	150	Haut de pente	DAD

Tableau V.2. Tableau comparatif des paramètres expérimentaux pour chaque expérience (α : angle des plaques, L : longueur des plaques, MC : masse cumulée de sable ajouté, DAD : dépôts d'avalanche de débris).

V.5.1.b Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental a été construit par rapport aux paramètres d'entrée énoncés précédemment. Aucune expérience de ce type n'avait encore été réalisée au laboratoire de modélisation analogique de *Géosciences Rennes* où ont été réalisées les expériences. Il s'agit de trois plaques basales rigides : une pente amont (P1), une pente centrale (P2) et une pente avale (P3). Assemblées les unes à côté des autres de manière à ce qu'elles puissent s'articuler selon différentes pentes, elles sont aussi limitées par des rebords de 1 cm de haut sur la longueur du dispositif (Figure V.7). Le cas échéant, les deux angles créés entre les plaques P1/P2 et P2/P3 représentent deux ruptures de pente dans le modèle. En fonction des valeurs choisies pour ces deux angles, il est possible de s'approcher des caractéristiques du système naturel. Un mur solidaire est situé à l'extrémité avale de la plaque P3 (Figure V.7). La juxtaposition des trois plaques fait 75 cm de long et 42 cm de large. La couche de silicone est disposée sur la longueur totale des 3 plaques, mais elle ne représente qu'une bande large de 20 cm au milieu des plaques (Figure V.7). Ces dimensions et dispositions ont été définies volontairement pour localiser la potentielle zone en glissement dans le modèle. Chaque expérience a été réalisée dans deux environnements différents : à l'air libre avec le dispositif déployé sur une table (modèles en milieu sec) et en milieu aqueux en plaçant le dispositif dans un bac (110 x 70 x 40 cm) qui est rempli d'eau (entre 2.5 et 6 cm selon les modèles en milieu aqueux) (Figure V.7). L'intérêt de mener en parallèle des expériences en milieux sec et aqueux est d'étudier en premier ordre l'effet d'une contrainte hydrostatique sur la déformation.

Au-dessus de chaque dispositif, est installé un appareil photo NIKON D90 avec objectif AF-S DK NIKKOR 18-55mm f/3.5-5.6G VR maintenu sur un pied colonne mini-static, puis des spots lumineux sont disposés sur le côté. Au cours des expériences, des photographies de la surface des modèles sont ainsi prises à intervalles réguliers pour suivre l'évolution des structures. L'ensemble du matériel est relié à un logiciel LABVIEW permettant de contrôler :

- l'intervalle de temps entre chaque photographie (15 minutes) ;
- le temps de déclenchement et de l'arrêt des spots avant et après la photographie (10 secondes) ;
- la durée totale de fonctionnement des appareils (5700 minutes, surestimée par précaution).

L'utilisation de la fine couche de silicone sur un système en pente a nécessité d'être rapide dans la préparation du modèle pour éviter tout fluage significatif avant le début des enregistrements. Une fois la bande centrale de silicone déposée sur la longueur des 3 plaques, dans un premier temps disposées à l'horizontale, une première couche de sable blanc de 0,25 cm a été tamisée puis raclée pour homogénéiser son épaisseur sur l'ensemble du dispositif. Au-delà de la largeur de la bande centrale de silicone, cette couche de sable est plus épaisse (0,45 cm). Un fin lit de sable noir est ensuite saupoudré pour servir de marqueur. Une deuxième couche de sable blanc de 0,25 cm est ensuite tamisée puis raclée. Enfin un dernier fin lit de sable noir est saupoudré en surface, par-dessus laquelle sont dessinées dans la largeur des lignes de sables alternativement blanches et bleues tous les 5 cm en guise de marqueurs. Les pentes choisies sont ensuite données aux plaques. Dans le cas des expériences en milieu aqueux, de l'eau est rajoutée à débit moyen pour éviter de trop perturber le sable en surface. A ce stade, les expériences commencent et les appareils photos et spots sont enclenchés.

Comme indiqué précédemment, des expériences ont été réalisées sans recharge sédimentaire supplémentaire, mais d'autres ont été rechargées en cours d'expérience et ceci de différentes manières. Lors des expériences avec apports sédimentaires réguliers, un volume de sable constant de 75 g a été ajouté périodiquement toutes les 12h (6 recharges sur l'ensemble d'une expérience), soit sur la zone de la pente amont (P1) et pente centrale (P2), soit sur l'ensemble de la surface du modèle. Les apports sédimentaires effaçant les marqueurs en surface - et donc leur déplacement avec le temps - ils sont systématiquement redessinés et leur déplacement total est calculé par la somme des déplacements effectués entre chaque recharge. Dans d'autres expériences, toute la charge supplémentaire est déposée sur la pente amont dès le début de l'expérimentation. Dans l'une de ces expériences, la charge supplémentaire correspond à une masse de 450 g (équivalent à 75 g x 6). Dans une autre expérience, il s'agit de 150 g (équivalent à 25 g x 6), cette masse ayant été dimensionnée à partir des estimations des volumes cumulés des avalanches dans le système naturel (voir section 3.2, Tableau V.1).

V.5.1.c Paramètres observés et mesurés

Une fois chaque expérience terminée, plusieurs paramètres qualitatifs et quantitatifs caractérisant la déformation ont été mesurés (Tableau V.3), grâce aux marqueurs disposés initialement à la surface des modèles. Ce sont :

- la distance de propagation de la déformation, marquée par un front en pied de pente ; elle est définie à partir de la position du front le plus avancé à la surface du modèle (Figure V.8.A) ;
- la vergence (antithétiques/synthétiques) et l'organisation des failles ; elles sont définies à partir d'une série de coupes parallèles à la direction de glissement, dans lesquelles les décalages affectant les différentes couches de sable coloré permettent de visualiser les failles (Figure V.8.A et B) ;
- la quantité de déplacement en fonction du temps ; elle est mesurée à partir de l'observation des déplacements effectués par chaque marqueur initialement positionné à la surface du modèle (Figure V.8.A) la position d'un marqueur a pu être estimée à +/- 1 mm ;
- les vitesses moyennes et maximales de la propagation de la déformation ; la vitesse moyenne est calculée à partir de la moyenne des quantités de déplacement effectuées par chaque marqueurs sur la durée totale d'une expérience.;
- les zones en extension, translation, compression et d'amortissement ; elles sont mesurées et caractérisées à partir de l'observation des photos et de l'évolution des marqueurs en surface (M1 à M14) lors des expériences (Figure V.8) ;
- l'arrêt ou non de la déformation en fin d'expérience ; il est évalué à partir de l'observation des déplacements. Si celui-ci est inférieur à 1 mm après les 12 dernières heures de l'expérience, le glissement est considéré comme à l'arrêt.

SEC										
Expérience	G7	G10	G11	G12	G13	G14	G15	G16	G17	G18
Nombre de failles	4	3	7	1	3	3	3	3	3	3
Nature des failles	S-A-A-A	S-A-A	A-A-S- A-A-A- A	S	S-S-A	S-A-S	S-A-A	S-A-A	S-S-A	S-A-A
Mode de propagation	Hors-séquence	Séquence	Hors-séquence	Séquence	Séquence	Séquence	Hors-séquence	Séquence	Séquence	Séquence
Localisation de la première faille (I)	RDP2	Post-RDP1	RDP1	RDP1	RDP2	RDP1	RDP1	RDP1	RDP1	RDP1
Distance de propagation (cm)	41	25	52	20	43	25	30	35	30	29
R (cm)	6,3	3,6	14	2,1	3,4	5,3	6,4	6,4	2,2	2,6
Vitesse Max Vitesse Moy (cm/h)	0,181 0,04	0,138 0,021	0,364 0,111	0,130 0,01	0,06 0,012	0,331 0,033	0,078 0,017	0,09 0,023	0,04 0,008	0,10 0,014
Arrêt du Modèle ?	NON	OUI	NON	OUI	NON	OUI	NON	OUI	NON	NON
Aire (cm ²)	750	500	1100	400	800	600	600	700	600	550
Volume (cm ³)	375	250	550	200	400	300	300	350	300	275
Epaisseur (cm)	1,3	1,4	1,9	1,5	1,6	1,5	1,8	1,8	1,3	1,8

AQUEUX										
Expérience	G7	G10	G11	G12	G13	G14	G15	G16	G17	G18
Nombre de failles	5	2	6	3	4	4	3	3	4	3
Nature des failles	S-S-S-S-A	S-A	S-S-S-S-A-A	S-S-S	S-A-A-S	S-A-A-A	S-S-S	A-S-S	S-S-S-S	S-A-A
Mode de propagation	Séquence	Séquence	Hors-séquence	Hors-séquence	Séquence	Séquence	Hors-séquence	Séquence	Séquence	Séquence
Localisation de la première faille (I)	RDP2	RDP1	RDP1	RDP2	RDP2	RDP1-RDP2	RDP2	RDP1	RDP2	RDP2
Distance de propagation (cm)	40	24	50	40	53	48	40	41	50	42
R (cm)	7,1	4,9	12,5	4,3	6,5	5,5	9,5	8,3	4,2	4,6
Vitesse Max Vitesse Moy (cm/h)	0,166 0,039	0,129 0,023	0,243 0,080	0,124 0,025	0,126 0,035	0,207 0,045	0,118 0,035	0,09 0,027	0,163 0,039	0,119 0,027
Arrêt du modèle ?	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON	NON
Aire (cm ²)	700	450	1000	800	1000	900	800	750	1100	800
Volume (cm ³)	350	225	500	400	500	450	400	375	550	400
Epaisseur (cm)	1,3	1,8	2,5	1,7	2	1,4	1,9	2,9	1,4	1,5

Tableau V.3 : Ensemble des principaux résultats obtenus pour les expériences en milieu sec et en milieu aqueux (A : faille antithétique, S : faille synthétique, RDP : rupture de pente, R : quantité de raccourcissement ; T : zone en translation ; C : zone en compression). Sont annotées en gras les premières failles formées.

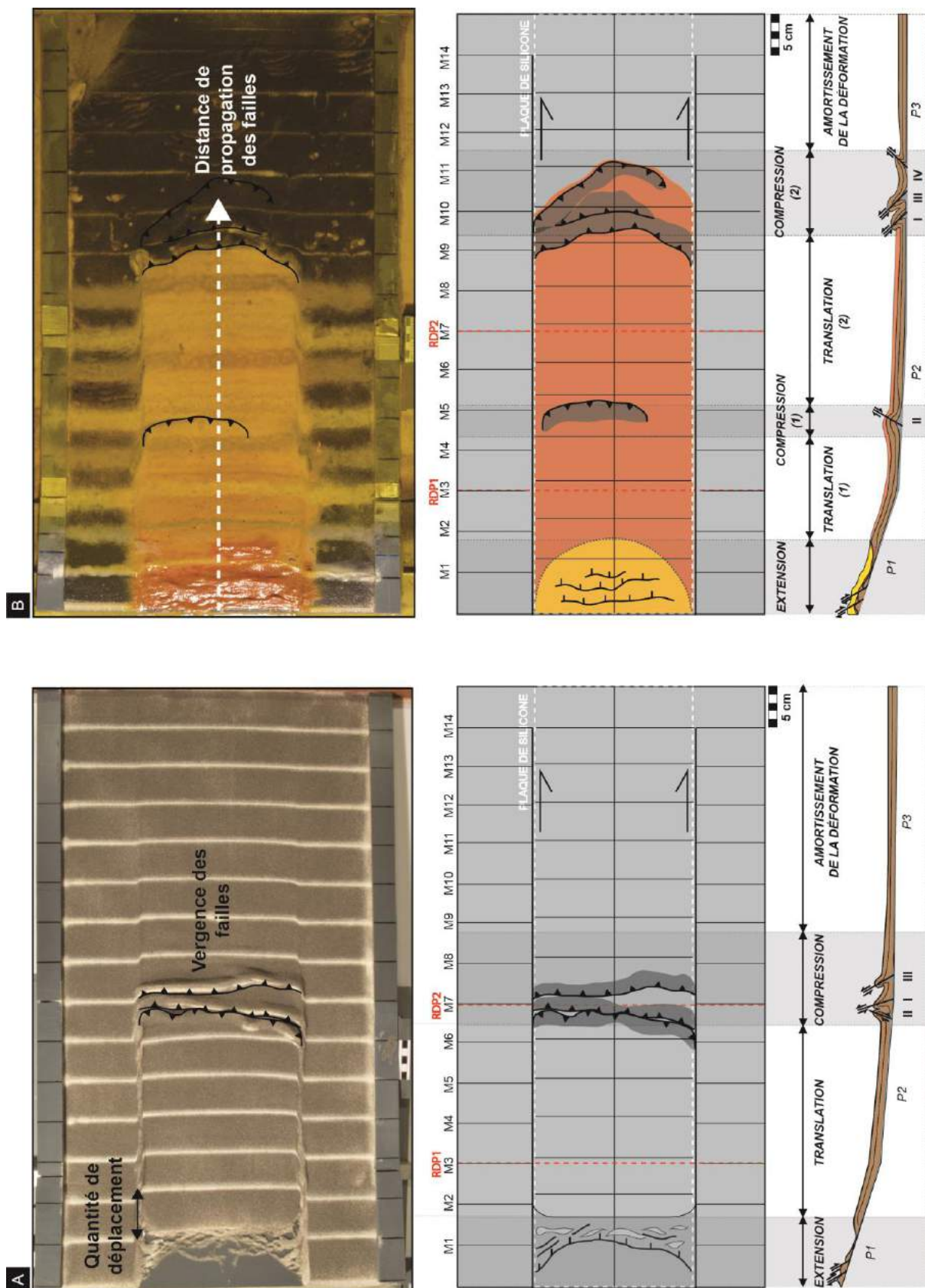


Figure V.8 : Photographies et schémas illustrant les paramètres mesurés et des zones de déformation observées dans les modèles (A) sans apports sédimentaires et (B) avec apports sédimentaires. Les profils ont une exagération verticale de 2.

V.5.2 Déroulement expérimental

De ce qui précède, on comprend que les expériences ont consisté à faire glisser une couche mince de sable le long d'une pente sur un film de silicone. Au total, 28 expériences ont été réalisées, 8 correspondent à des tests qui ont été utiles pour ajuster à la fois le dispositif et le protocole expérimental et leurs résultats ne seront pas présentés ici. Seules 20 expériences sont présentées dans ce chapitre. D'un point de vue de la terminologie, nous utiliserons les notations $G(X)$ pour identifier les expériences (X se référant au numéro des expériences) en globalité (indépendamment du milieu sec ou aqueux), $GS(X)$ pour les expériences en milieu **sec**, et $GA(X)$ pour les expériences en milieu **aqueux**. Les 20 expériences retenues sont les cas : $G7$ et $G10$ à 18 (Tableau V.2), réalisés à chaque fois en milieux sec et en milieu aqueux. L'ensemble des expériences a été effectué sur les 6 mois passés au laboratoire, à raison d'une expérience par semaine environ (entre la préparation, la durée de l'expérience et le travail de coupe). Au début de ce travail, une phase de tests expérimentaux (3 mois environ) nous a permis d'ajuster au mieux des possibilités techniques du modèle (tests et choix des matériaux et des géométries appropriées).

V.6 Résultats

V.6.1 Terminologie et observations de premier ordre

D'un point de vue de la terminologie, nous parlerons de RDP1 pour évoquer la 1^{ère} rupture de pente, et RDP2 pour la seconde. Nous noterons les failles dans l'ordre où elles apparaissent en surface: I pour la 1^{ère} faille formée, II pour la 2^{ème}, etc. Nous définirons une faille comme **antithétique** lorsque sa vergence est opposée à la direction de glissement, et **synthétique** lorsqu'elle est dans le même sens (Figure V.9.A). Ces failles peuvent se former en **séquence**, c'est-à-dire successivement vers l'aval du système (Figure V.9.B), ou en **hors-séquence** lorsque celles-ci se développent de manière alternée en amont et en aval du système (Figure V.9.C). Nous appellerons « front bloquant » une faille dont la propagation ralentit voire cesse momentanément au cours du glissement, bloquant les déplacements en aval, mais pas en amont comme le montre le graphique de la Figure V.10. Enfin, les marqueurs situés sur le dispositif de part et d'autre de la zone de glissement seront appelés $M1$, $M2$, $M3$, etc., depuis le haut jusqu'au bas de la pente (Figure V.8).

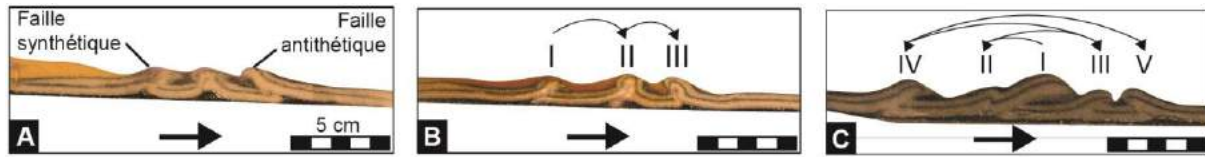


Figure V.9 : Illustrations en coupe (A) des failles synthétiques et antithétiques (GS15), (B) de leur formation en séquence (GS16) et (C) en hors-séquence (GA11).

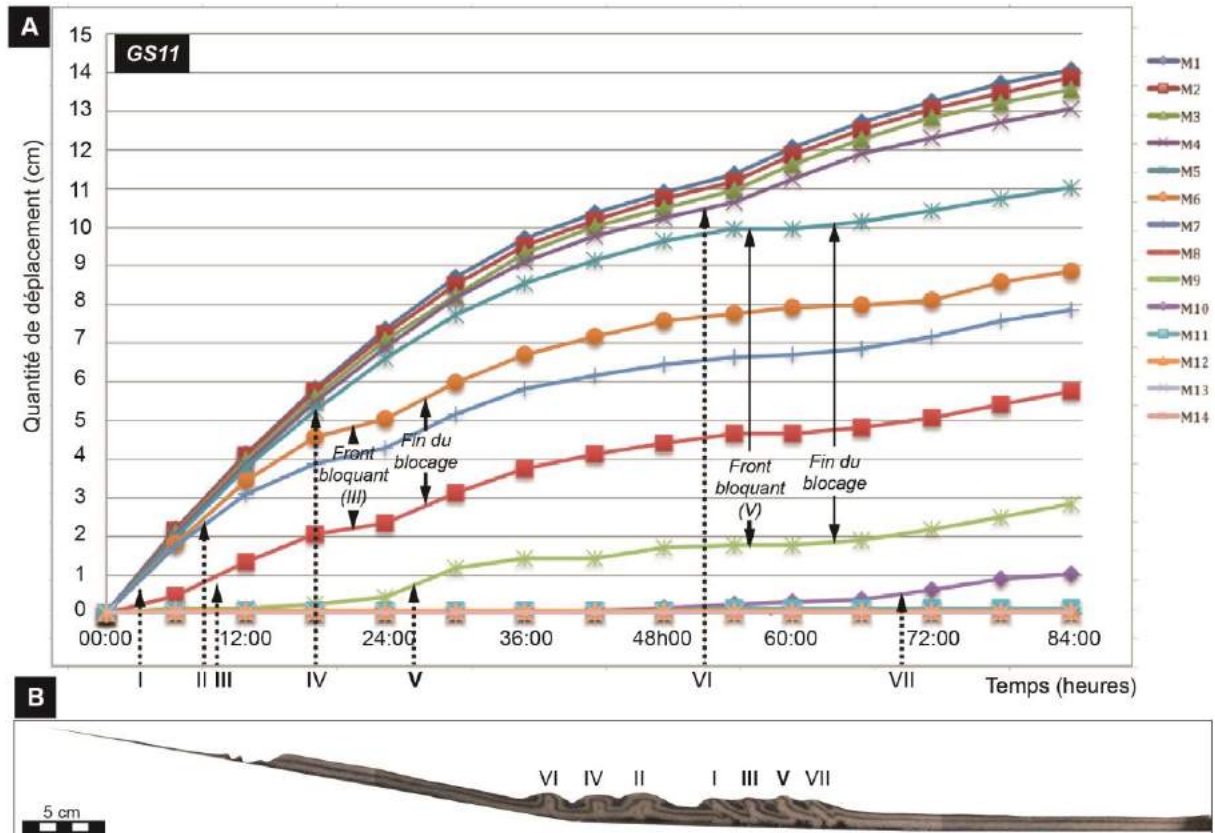


Figure V.10 : (A) Evolution des déplacements des marqueurs dans le temps, dans le modèle GS11, (B) Illustration de la coupe correspondante au modèle. Les fronts bloquants engendrent un ralentissement ou un arrêt momentané du glissement en aval, enregistré par un ralentissement, voire un arrêt total des marqueurs. En amont, le glissement continue, comme en atteste les marqueurs. Plusieurs fronts bloquants peuvent se former au cours du glissement.

Dans tous nos modèles – en milieu sec comme en milieu aqueux, avec ou sans apports sédimentaires - un glissement apparaît, générant vers l'aval la formation localisée de plusieurs fronts de chevauchement au niveau des ruptures de pentes. Des décrochements se forment et délimitent latéralement la zone de glissement, de part et d'autre et juste à l'aplomb des limites latérales de la bande de silicone sous le sable (Figure V.8). Ces déformations sont initiées dès les

premières minutes de l'expérience. D'amont en aval, le sable qui subit le glissement se déforme de manière différente selon une juxtaposition de zones généralement distribuées comme suit : (i) une zone d'extension, (ii) une zone de translation, (iii) une zone de compression puis (iv) une dernière zone de translation et d'amortissement de la déformation (Figure V.8). Cette dernière s'illustre notamment par un faible décalage des marqueurs en surface, comparé à celui largement visible en amont de la pente (Figure V.11). Le mur fixe à l'extrémité du dispositif limite le mouvement et suggère donc qu'il est amorti dans cette zone. Dans certains cas, des zones en translation s'insèrent également entre plusieurs zones en compression. D'une manière générale, les déformations se propagent très rapidement au cours des premières heures de l'expérimentation et ralentissent progressivement. L'arrêt complet du système (estimé lorsque les déplacements sont < 1 mm après les 12 dernières heures d'expérimentation) n'est observé que dans peu de cas.

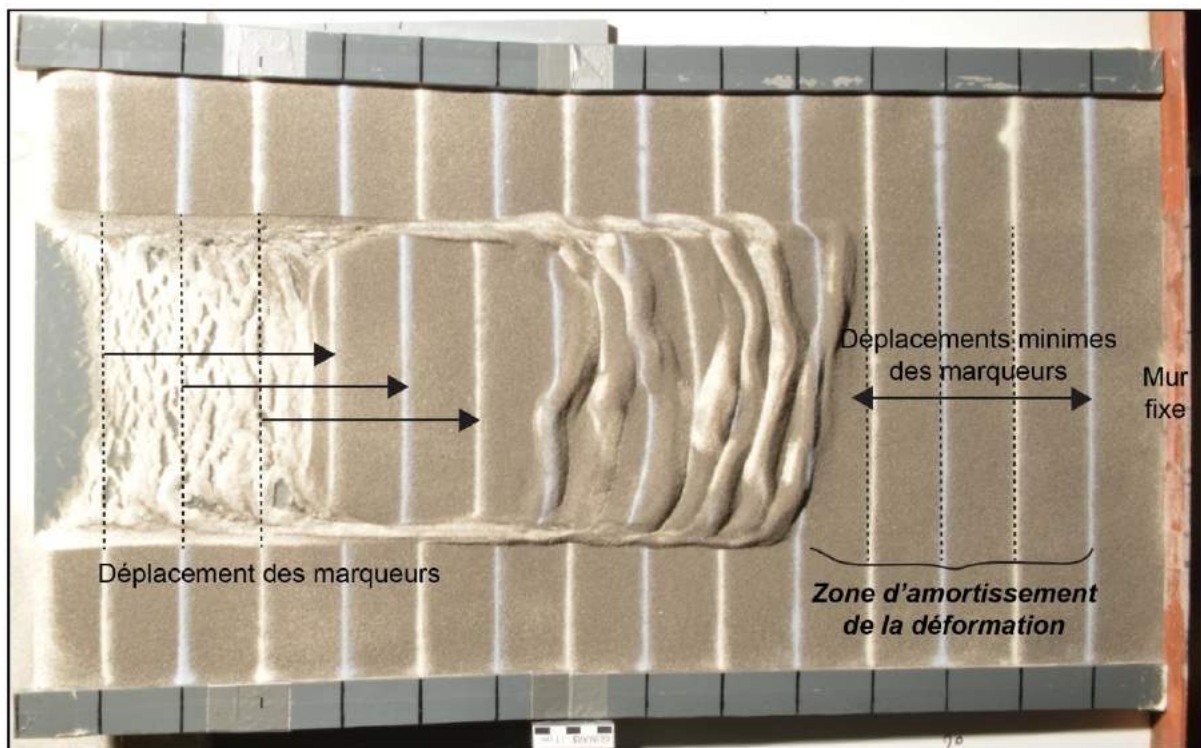


Figure V.11 : Illustration de la zone d'amortissement de la déformation, en aval du glissement (exemple : GS11).

Dans cette section, l'ensemble des résultats est synthétisé dans un tableau (Tableau V.3), et seules les photographies et coupes correspondantes aux modèles décrits sont présentées. L'ensemble des données est toutefois consultable dans l'Annexe III de ce manuscrit, comportant 2 parties : une première partie appelée A1 présente les coupes des

modèles et une deuxième partie appelée A2, compile l'ensemble des graphiques des déplacements et des vitesses de déplacements pour chaque modèle. A titre d'exemple, nous utiliserons l'annotation A2-GS7_a pour se référer au graphique des déplacements en GS7 et A2-GS7_v pour se référer au graphique des vitesses de déplacements en GS7.

V.6.2 Caractéristiques générales des expériences sans apports de matériel

V.6.2.a Répartition des zones de déformation

On retrouve dans les expériences en milieu sec et en milieu aqueux les trois zones de déformation typiques, une zone amont en extension, une ou plusieurs zones en translation, une (ou plusieurs) zone en compression et une zone aval en translation et où la déformation s'amortit (Figure V.12). En fin d'expérience, la zone en extension peut-être équivalente mais est souvent plus longue en milieu aqueux qu'en milieu sec, et peut s'étendre sur 2,5 à 19 cm environ, la plus longue étant observée en milieux aqueux (GA11) (Figure V.12). La zone en translation peut s'étaler sur 10 à 15 cm environ, la plus longue étant observé en milieux sec (GS11), toutefois aucune tendance ne semble exister entre la longueur de la zone en translation et le milieu. La zone en compression quant à elle peut s'étendre sur 3,5 à 20 cm environ, la plus longue étant observée en milieux sec (GS11) (Figure V.12). Dans la majorité des modèles, elle apparaît généralement plus longue en milieu sec (excepté en G12). Enfin, la zone d'amortissement de la déformation peut s'étaler sur 23 à 45 cm environ, la plus longue étant observée en milieux sec (GS12) (Figure V.12).

V.6.2.b Formation et localisation des structures de déformation

La déformation se propage au plus loin sur une distance de 52 cm depuis le haut de la pente, accommodant un raccourcissement variable qui peut atteindre 14 cm (GS11). Le raccourcissement obtenu est généralement plus fort en milieu aqueux et les failles tendent à se propager sur les mêmes distances qu'en milieu sec (Tableau V.3), excepté en GA12 où la différence de propagation entre les deux milieux est double (Tableau V.3, Figure V.13) et GA11 où un front est identifié à l'extrémité du dispositif (Figure V.13).

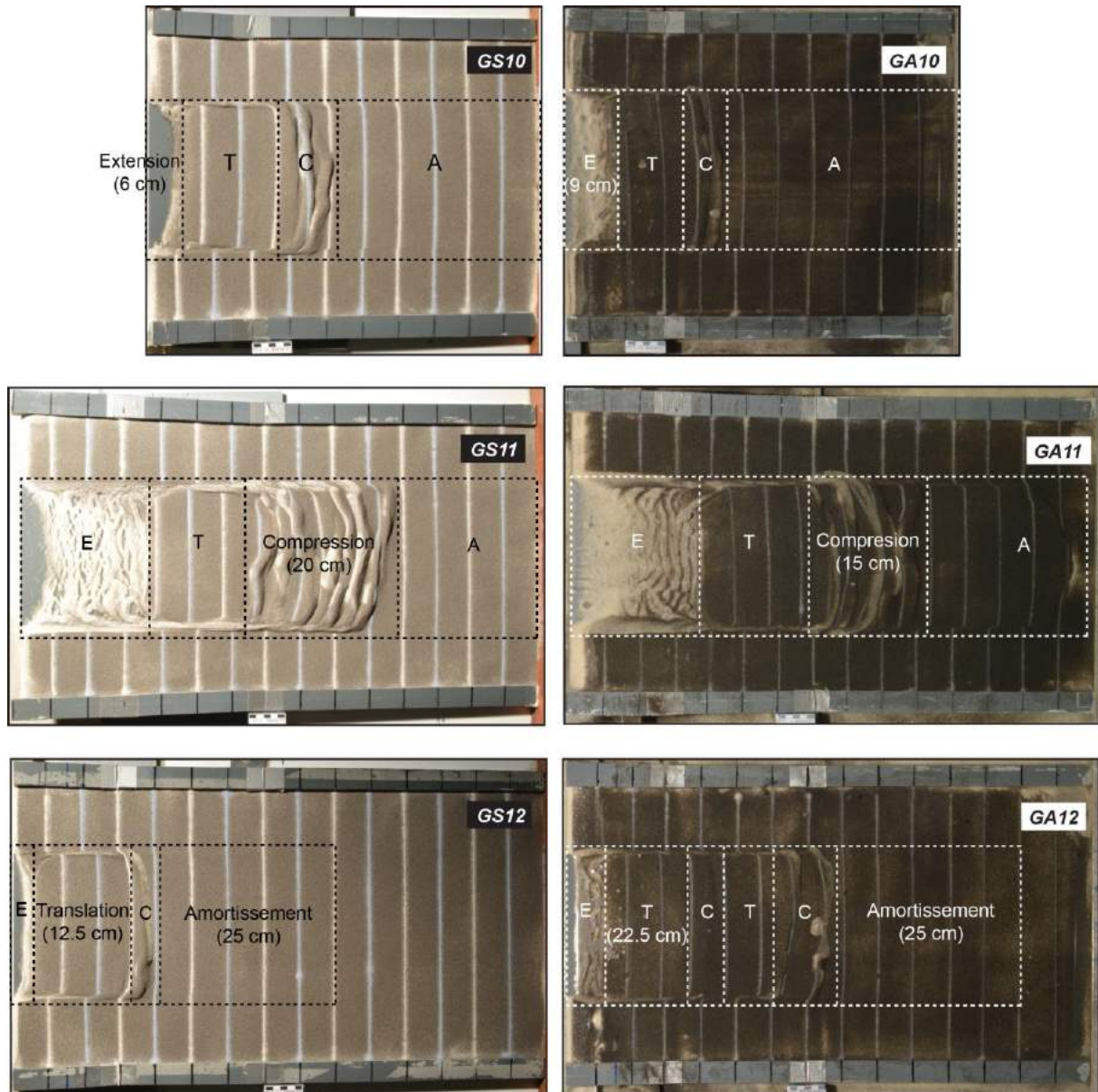


Figure V.12 : Illustrations des différentes zones de déformations (E : extension ; T : translation ; C : compression et A : amortissement de la déformation) et de leurs grandeurs dans les modèles secs et aqueux, sans apport sédimentaire. (A) G10 caractérisé par deux pentes à 12° (sur 15 cm) et 2° (40 cm), (B) G11 caractérisé par deux pentes à 12° (sur 35 cm) et 2° (sur 40 cm), (C) G12 caractérisé par trois pentes à 12° (sur 15 cm), 2° (sur 20 cm) et 0.5° (sur 40 cm) en fonction des modèles sans apports de matériel, et des conditions expérimentales (sèches ou aqueuses).

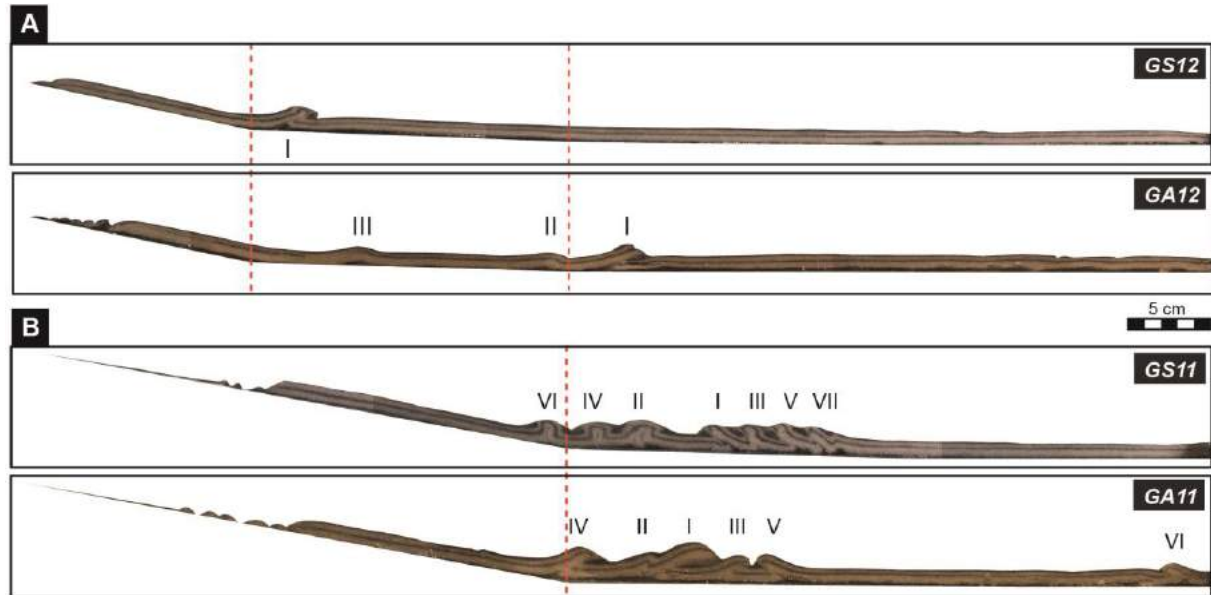


Figure V.13 : Coupes des modèles (A) G12 et (B) G11 en milieu sec et aqueux. Ces dernières illustrent l'impact des pentes sur le nombre et la propagation des failles formées.

Le nombre de failles inverses varie d'une expérience à une autre, allant d'une seule (GS12) à 7 failles (GS11) (Figure V.13). Que ce soit en milieu sec ou aqueux, le nombre de faille est plus important en G7 et G11, c'est-à-dire dans les modèles aux pentes les plus fortes (Tableaux V.3)

La première faille inverse à apparaître est antithétique dans la majorité des expériences à sec, excepté en GS12 où elle est synthétique, alors qu'elles sont toutes synthétiques en milieu aqueux. La première faille inverse se forme au niveau de la rupture de pente (G10 et G11) et préférentiellement au niveau de la deuxième rupture de pente dans les expériences à deux RDPs, excepté en GS12 (Tableau V.3). Les failles qui se forment par la suite sont généralement antithétiques en milieu sec et sont synthétiques en milieu aqueux (Tableau V.3).

En termes de mode de propagation, les failles se forment aussi bien en séquence qu'en hors-séquence, que ce soit en milieu aqueux ou sec. Seules les failles en G10 et G11 se développent systématiquement en séquence puis en hors-séquence respectivement (Tableau V.3). Par ailleurs, on note la présence de fronts bloquants au cours du glissement dans la plupart des modèles. Ces derniers ralentissent localement et momentanément la propagation des failles en aval alors que le mouvement de translation continue en amont.

Par ailleurs et parmi les modèles sans apport sédimentaire, on note la formation d'une structure de rampe uniquement dans le modèle GA11 (Figure V.13). Cette dernière correspond notamment à la première faille formée du modèle, au niveau de l'unique rupture de pente, mais localisée 6 à 7 cm au terme de l'expérience (Figure V.13)). Elle est également associée aux plus grandes épaisseurs de sable enregistrées sur l'ensemble des modèles réalisés (Tableau V.3).

V.6.2.c Vitesse du glissement

Les vitesses extraites à partir des mesures de déplacement de chaque marqueur à la surface des modèles, montrent généralement que la vitesse maximale de glissement est atteinte dans les 12 premières heures, puis diminue progressivement (Annexe A2). La vitesse maximale est systématiquement enregistrée dans les modèles à sec (A2-GS11_v (0.364 cm/h) et A2-GA11_v : 0.243 cm/h ; Tableau V.3). En terme de vitesse moyenne, cette dernière varie peu d'un modèle sec à son homologue aqueux (A2-GS7_v : 0.04 cm/h ; A2-GA7_v : 0.039 cm/h ; A2-G10S_v : 0.021 cm/h et 12-GA10_v : 0.023 cm/h ; Tableau V.3) excepté en G11 (GS11 : 0.111 cm/h et GA11 : 0.08 cm/h ; Tableau V.3). Comme attendu, les vitesses les plus élevées sont atteintes avec des pentes fortes sur de longues distances (0,243 et 0,364 cm/h en GA11 et GS11 respectivement ; A2-G11_v; 12° sur 35 cm: G11) et les plus faibles avec des pentes plus faibles et multiples (0,025 et 0,010 cm/h en GA12 et GS12 respectivement ; A2-G12_v ; 12° sur 15 cm, 2° sur 20 cm et 0.5° sur 40 cm: G12), que ce soit en milieu sec ou aqueux (Tableau V.3).

V.6.2.d Etat du glissement en fin d'expérience

Après 84h d'expérimentation, le glissement continue de progresser dans la majeure partie des expériences, excepté avec des pentes faibles et/ou multiple (GS10 et GS12) où il semble bloqué. Notons que dans toutes les expériences en milieu aqueux, le glissement est faible mais est toujours actif à la fin de l'expérience (A2-GA7_d à A2-GA12_d ; Tableau V.3).

V.6.3 Caractéristiques générales des expériences avec apports sédimentaires

V.6.3.a Répartition des zones de déformation

La zone en extension peut s'étendre sur 5 à 11 cm environ, la plus longue étant observée en milieu aqueux (GA16) (Figure V.14). Elle est aussi systématiquement plus longue en milieu aqueux qu'en milieu sec. La zone en translation peut s'étaler sur 10 à 35 cm environ, la plus longue étant observée en milieu aqueux (GA17) (Figure V.14), mais aucune tendance ne semble se dégager entre sa longueur et le milieu. La zone en compression peut s'étendre sur 6 à 20 cm environ, la plus longue étant observée en milieu aqueux (GA16) (Figure V.14). La zone d'amortissement de la déformation peut s'étaler sur 20 à 53 cm environ, la plus longue étant observée en milieu sec (GS13). Excepté en G15, l'ensemble de ces zones est plus long en milieu sec qu'en milieu aqueux.

Par conséquent, en comparant les modèles avec et sans apports, il semble que (i) les zones en extension soient systématiquement plus longues en milieu aqueux (ii) les zones en translation se développent aussi bien en milieu aqueux qu'en milieu sec, (iii) les zones en compression semblent plus longues en milieu aqueux mais uniquement lorsqu'elles sont associées à des apports sédimentaires, puis (iv) à l'inverse, les zones d'amortissement de la déformation sont plus longues en milieu aqueux seulement lorsqu'il n'y a pas d'apports.

V.6.4 Formation et localisation des structures de déformation

La déformation se propage au plus loin sur une distance de 53 cm depuis le haut de la pente (GA13) et le raccourcissement variable peut atteindre 9,5 cm (GA15). Par comparaison avec un dispositif similaire mais sans apports (G12), ces valeurs de raccourcissement et de distance de propagation sont plus élevées. Dans leur majeure partie, elles sont aussi plus importantes en milieu aqueux (Tableau V.3)

Le nombre de failles inverses varie très peu d'une expérience à l'autre, allant de 3 à 4 failles. Trois failles se forment systématiquement dans chaque expérience à sec (Tableau V.3). Toutes les expériences avec apports sédimentaires étant réalisées avec trois pentes (deux RDPs), on constate que les failles sont principalement localisées aux abords des ruptures de pente et préférentiellement au niveau de la RDP2 (Tableau V.3). La première faille inverse à apparaître est synthétique dans la majeure partie des expériences, exceptés en GA13 et GA16

où elles sont antithétiques. Les failles qui se forment par la suite sont dans la plupart des cas antithétiques en milieu sec, et sont synthétiques en milieu aqueux (Tableau V.3), comme observé dans les expériences sans apports sédimentaires.

En termes de mode de propagation, la plupart des failles se forment en séquence, que ce soit en milieu sec ou aqueux. Seules les failles en G15 se développent systématiquement en hors-séquence (Figure V.15 ; Tableau V.3). Par ailleurs, comme dans les modèles sans apports sédimentaires, on note la présence de fronts bloquants au cours du glissement dans la plupart des modèles. Ces derniers ralentissent localement et momentanément la propagation des failles en aval, alors que le mouvement de translation continue en amont.

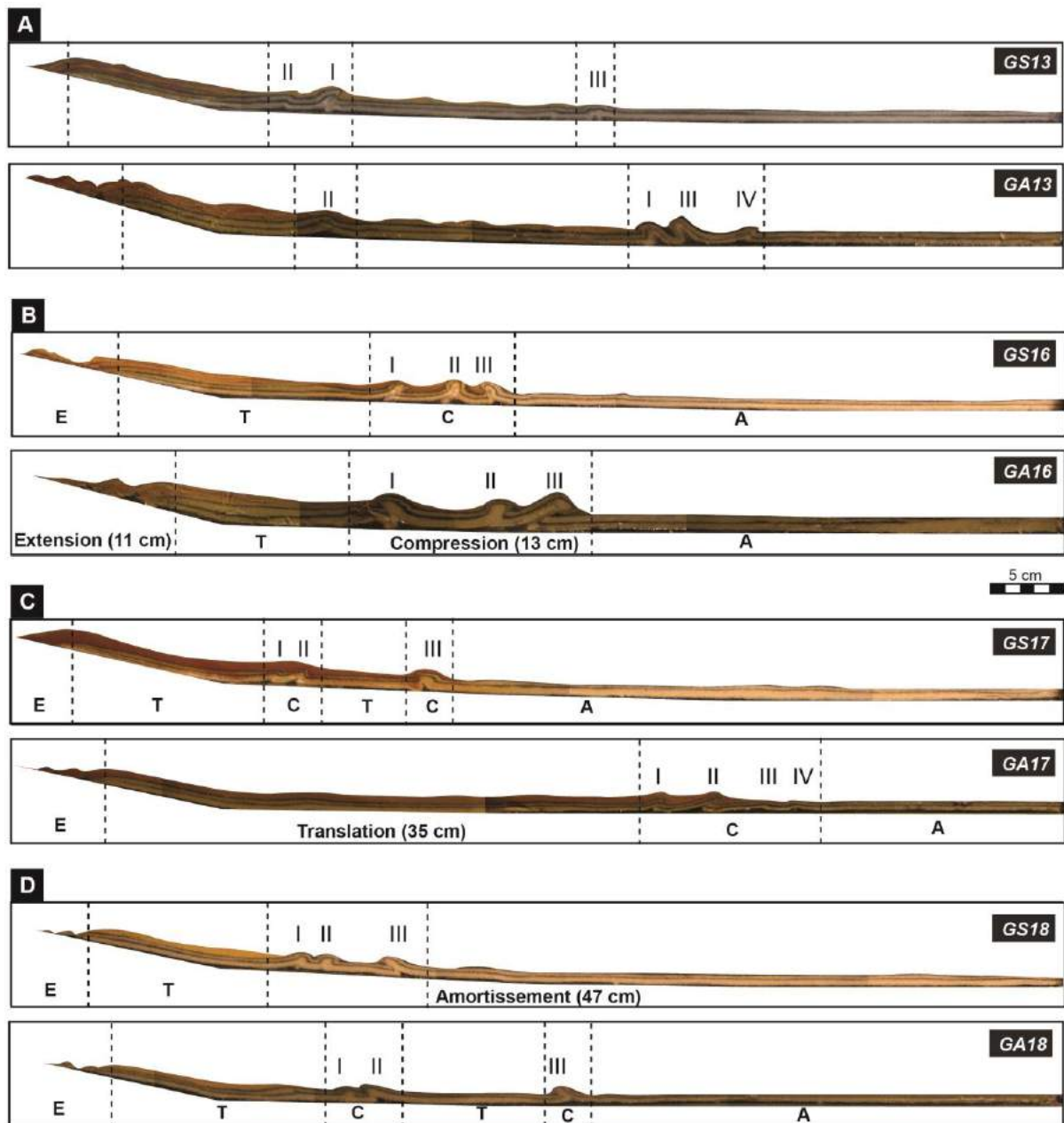


Figure V.14 : Illustrations des différentes zones de déformations (*E* : extension ; *T* : translation ; *C* : compression et *A* : amortissement de la déformation) et de leurs grandeurs dans les modèles secs et aqueux, avec apports sédimentaires. Tous les modèles sont caractérisés par trois pentes à 12° (sur 15 cm), 2° (sur 20 cm) et 0.5° (sur 40 cm), mais avec différents types d'apports sédimentaires (A) G13 caractérisé par des recharges locales et globales alternées pendant 84h, (B) G16 caractérisé par des recharges locales et globales alternées pendant 144h, (C) G17 caractérisé par des recharges globales et (D) G18 caractérisé par une charge initiale faible.

Enfin, comme précédemment en GA11, on note la formation de rampes en GA15 et GA16. Dans le premier cas, la rampe correspond à la première faille formée, au niveau de RDP2 (Tableau V.3), et située à peine 5 cm au-delà à la fin de l'expérience (Figure V.15). En GA16, la rampe représente la 3^{ème} faille formée au cours du glissement, au niveau de RDP2, également localisée à environ 5 cm au terme de l'expérience (Figure V.15). Cette dernière représente la plus grosse épaisseur de sable enregistrée sur l'ensemble des modèles réalisés (Tableau V.3).

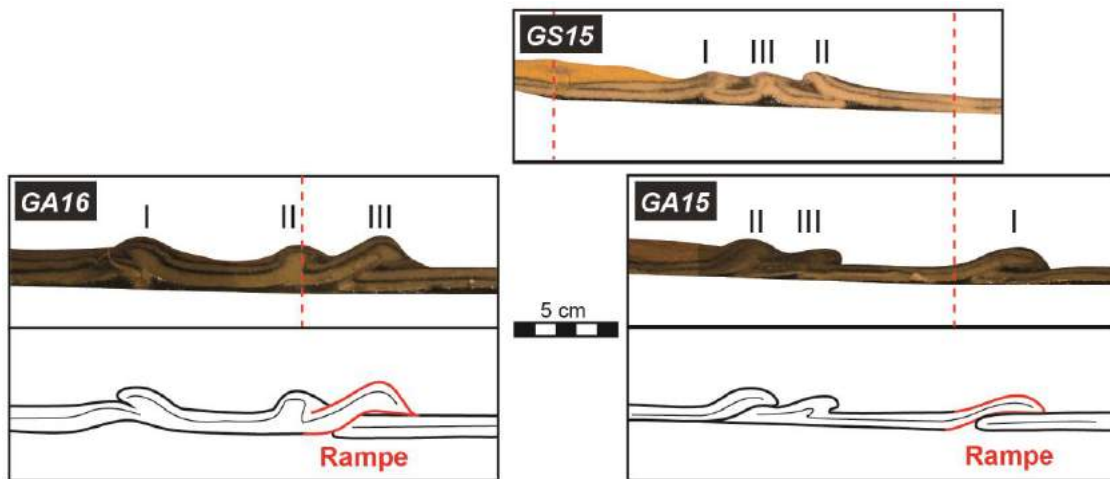


Figure V.15 : Zooms sur les coupes GS15, GA15 et GS16, illustrant la formation en hors-séquence des failles dans les modèles G15, et les rampes identifiées en GA15 et GA16.

V.6.4.a Vitesse du glissement

La vitesse moyenne du glissement varie beaucoup d'une expérience à l'autre, et est systématiquement plus élevée en milieu aqueux qu'en milieu sec (GS13 : 0.012 cm/h et GA13 : 0.035 cm/h ; G18S : 0.014 cm/h et GA18 : 0.027 cm/h ; Tableau V.3), contrairement aux expériences sans apports sédimentaires. Toutefois, comme dans l'ensemble des expériences réalisées, la vitesse atteint un pic dès les premières heures d'expérimentation (0.1 cm/h en moyenne sur l'ensemble des expériences en milieu sec et aqueux), pour diminuer progressivement par la suite. Dans la catégorie de vitesses maximales, les plus élevées sont atteintes, en milieu aqueux comme en milieu sec, lorsqu'une charge initiale importante est déposée en amont en début d'expérience (A2-GS14_v et A2-GA14_v). Les plus faibles à sec sont enregistrées lors des expériences avec recharge globale (GS17 : 0.04 cm/h ; A2-GS17_v et Tableau V.3) (G18) et en milieu aqueux lors des recharges proximales (GA15 : 0.118 cm/h ; A2-GA15_v et Tableau V.3). Les modèles GS16 et GA16 enregistrent les vitesses maximales et moyennes parmi les plus faibles, notamment en raison de la plus longue durée d'expérimentation (144 heures).

V.6.4.b Etat du glissement en fin d'expérience

Après 84h d'expérimentation, le glissement continue de progresser dans la majeure partie des expériences, excepté en GS14 et GS18 où il semble bloqué. Comme dans les expériences sans apports sédimentaires, on constate que dans toutes les expériences en milieu aqueux, le glissement est toujours en mouvement à la fin de l'expérience (A2-GA13_d à A2-GA18_d, Tableau V.3), mais il est toutefois de plus en plus faible (généralement < à 1 mm/h au terme des expériences). Dans le cas d'une expérimentation à plus longue durée (144h) et sans apports de matériel post-84h (G16), le glissement est à l'arrêt en milieu sec, et proche de l'arrêt en milieu aqueux (A2-G16_d), Tableau V.3).

1.1. Cinématique de la déformation

Comme vu précédemment, quelle que soit la configuration du modèle, la déformation tend à se propager sous la forme d'un glissement avec différentes zones de déformation depuis le sommet jusqu'au bas de la pente (Figure V.8). La zone compressive où se forment

les failles inverses, se localise généralement aux abords des ruptures de pente puis se développe (multiplication des failles) et se propage de manière variable selon le modèle expérimenté. Toutefois, l'ensemble des expériences montre que les failles se forment selon deux principaux modes : par transferts répétés des zones de déformations vers l'avant du glissement, c'est-à-dire en séquence (Figure V.9.B), puis par transfert répété des zones de déformation en arrière puis en avant, c'est-à-dire hors séquence (ex : G11) (Figure V.9.C). On peut ainsi observer les caractéristiques générales des résultats à partir de deux exemples.

En GA16, après la formation des zones de décrochement dès les premières heures de l'expérience (Figure V.16.A), une première faille (I) se forme au niveau de RDP1 au bout de 16h (Figure V.16.B). Après 41h, une seconde faille (II) se forme à l'avant de I (Figure V.16.C), entre RDP1 et RDP2. Enfin, une troisième et dernière faille (III) se forme au niveau même de RDP2, à l'avant de II (Figure V.16.D). Ces accidents sont tous synthétiques et se développent en séquence (Figure V.16).

En GS11, deux zones de décrochement se développent aussi très vite de part et d'autre de la masse entrant en translation (Figure V.17.A). Après 4h30, une première faille antithétique (I) se forme au niveau de la rupture de pente (Figure V.17.B), démontrant un régime de compression à ce niveau, alors qu'à l'arrière le glissement continue de translater. Après 8h30, une deuxième faille synthétique (II) s'initie à l'arrière de I (Figure V.17.C). Après 14h30, cette dernière continue d'accommoder la compression alors que le mouvement de translation ralentit à l'arrière. De manière quasi simultanée, deux nouvelles failles synthétiques se développent, à la fois à l'avant de I (III₁), puis dans la continuité latérale de II (III₂) (Figure V.17.D). Après près d'une journée, une quatrième faille synthétique (IV) se forme à l'arrière de II (Figure V.17.E). L'avancée des failles III₁ et III₂ avec le glissement ont modifié latéralement leur vergence (Figure V.17.E). Après près de 30h, une cinquième faille antithétique (V) s'initie à l'avant du glissement, devant III₁. La faille IV présente également à ce stade de l'expérience des variabilités latérales de vergence (Figure V.17.F) Après 38h15, une sixième faille synthétique (VI) se forme à l'arrière de la zone de glissement (Figure V.17.G). A 53h, le champ de compression se replace à nouveau à l'avant du glissement où une septième faille se met en place (VII) (Figure V.17.H). Sa vergence diffère beaucoup latéralement (Figure V.17.H).

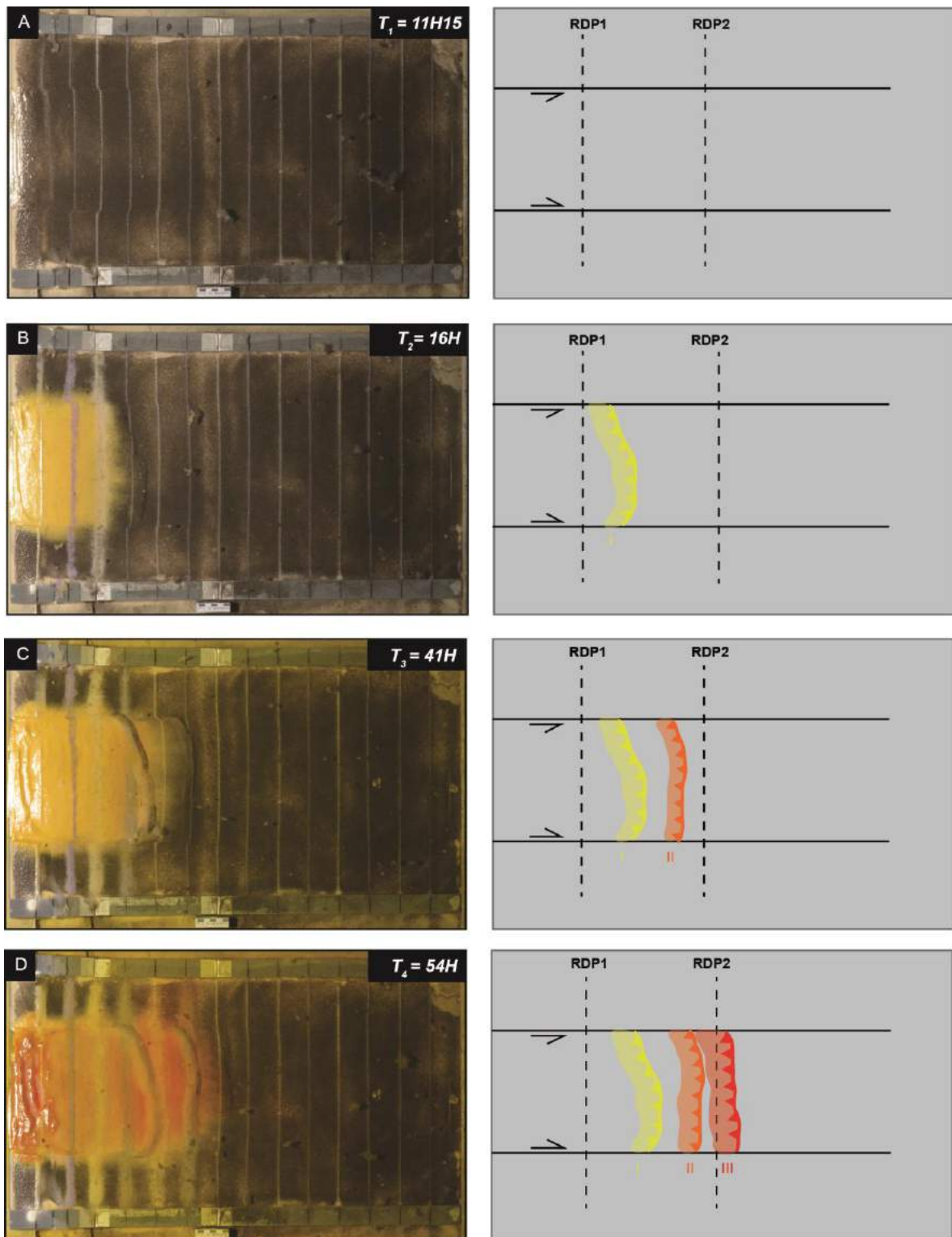
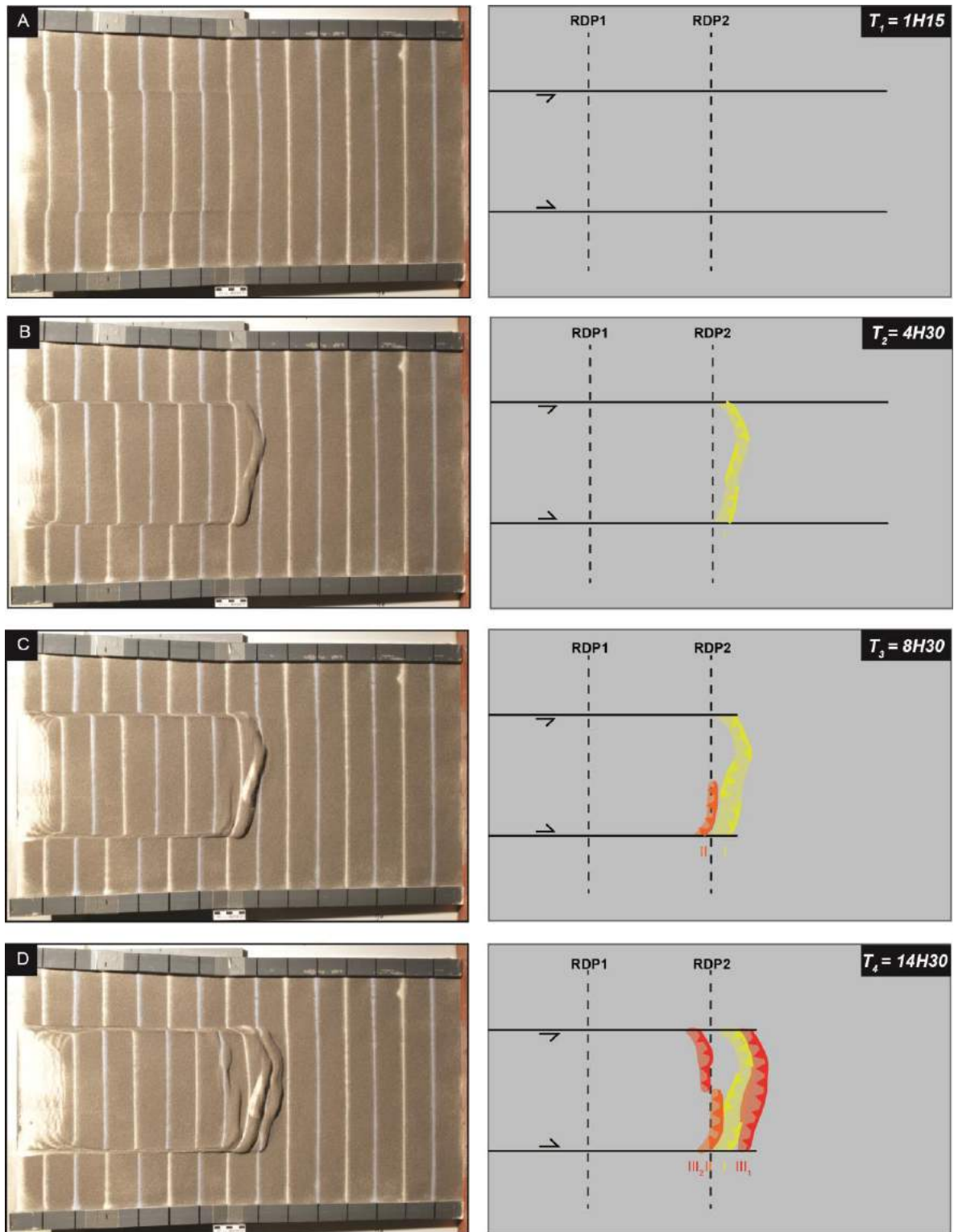


Figure V.16 : Illustrations de la formation des failles en séquence selon un transfert répété des zones de ruptures à l'avant du glissement (basé sur l'observation de GA16). (A) Développement des deux zones de décrochement de part et d'autres du glissement, (B) Formation de la 1^{ère} faille (I), (C) de la 2^{ème} faille (II), et (C) de la 3^{ème} faille (III).



(Figure V.17 : première partie)

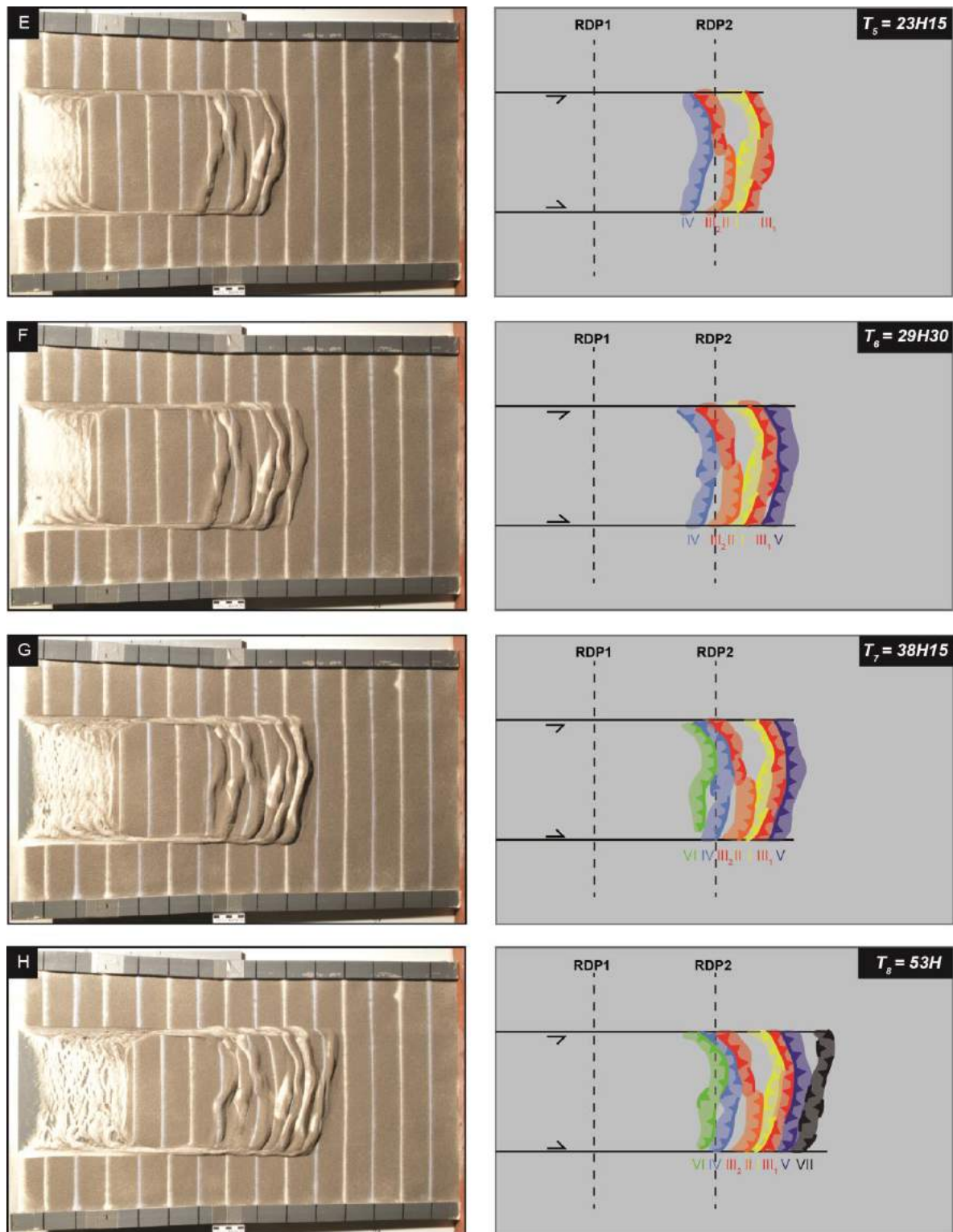


Figure V.17 (deuxième partie) : Illustrations de la formation des failles en hors-séquence selon un transfert des zones de rupture en avant et en arrière du glissement (basé sur l'observation de GS11). (A) Développement des deux zones de décrochement de part et d'autres du glissement, (B) Formation de la 1^{ère} faille (I), (C) de la 2^{ème} faille (II), et (D) de la

3^{ème} faille (III), (E) de la 4^{ème} faille (IV), (F) de la 5^{ème} faille (V), (G) de la 6^{ème} faille (VI) et (H) de la 7^{ème} et dernière faille (VII).

En GS11, deux zones de décrochement se développent aussi très vite de part et d'autre de la masse entrant en translation (Figure V.17.A). Après 4h30, une première faille antithétique (I) se forme au niveau de la rupture de pente (Figure V.17.B), démontrant un régime de compression à ce niveau, alors qu'à l'arrière le glissement continue de translater. Après 8h30, une deuxième faille synthétique (II) s'initie à l'arrière de I (Figure V.17.C). Après 14h30, cette dernière continue d'accommoder la compression alors que le mouvement de translation ralentit à l'arrière. De manière quasi simultanée, deux nouvelles failles synthétiques se développent, à la fois à l'avant de I (III₁), puis dans la continuité latérale de II (III₂) (Figure V.17.D). Après près d'une journée, une quatrième faille synthétique (IV) se forme à l'arrière de II (Figure V.17.E). L'avancée des failles III₁ et III₂ avec le glissement ont modifié latéralement leur vergence (Figure V.17.E). Après près de 30h, une cinquième faille antithétique (V) s'initie à l'avant du glissement, devant III₁. La faille IV présente également à ce stade de l'expérience des variabilités latérales de vergence (Figure V.17.F) Après 38h15, une sixième faille synthétique (VI) se forme à l'arrière de la zone de glissement (Figure V.17.G). A 53h, le champ de compression se replace à nouveau à l'avant du glissement où une septième faille se met en place (VII) (Figure V.17.H). Sa vergence diffère beaucoup latéralement (Figure V.17.H).

V.6.5 Vitesse de propagation de la déformation

Les vitesses extraites à partir des mesures de déplacement de chaque marqueur à la surface des modèles, montrent généralement que la vitesse maximale de glissement est atteinte dans les 12 premières heures, excepté dans certains modèles avec recharges (exemple : G15 et GS16 ; Figure V.18). Ce sont alors les marqueurs à l'aplomb de la (ou des) zone(s) en translation qui se déplacent le plus vite. Cependant, au gré des recharges (toutes les 12h), des accélérations significatives peuvent aussi être observées plus tardivement dans les expériences. C'est notamment le cas de G15, GS16 et GS17, où des accélérations instantanées se produisent immédiatement suite aux recharges (A2-G15v, A2-G16v, A2-G17v ; Figure V.18). Toutefois, et de manière générale, il apparaît également que les recharges de matériel tendent à avoir moins d'impacts sur le déplacement du glissement avec le temps. (Figure V.18). Sur l'ensemble des modèles, associés ou pas à des apports sédimentaires, la vitesse

moyenne du glissement est généralement plus rapide en milieu aqueux qu'en milieu sec, où G11 et G14 représentent les modèles les plus rapides (entre 0,033 et 0,08 cm/h) (Tableau V.3).

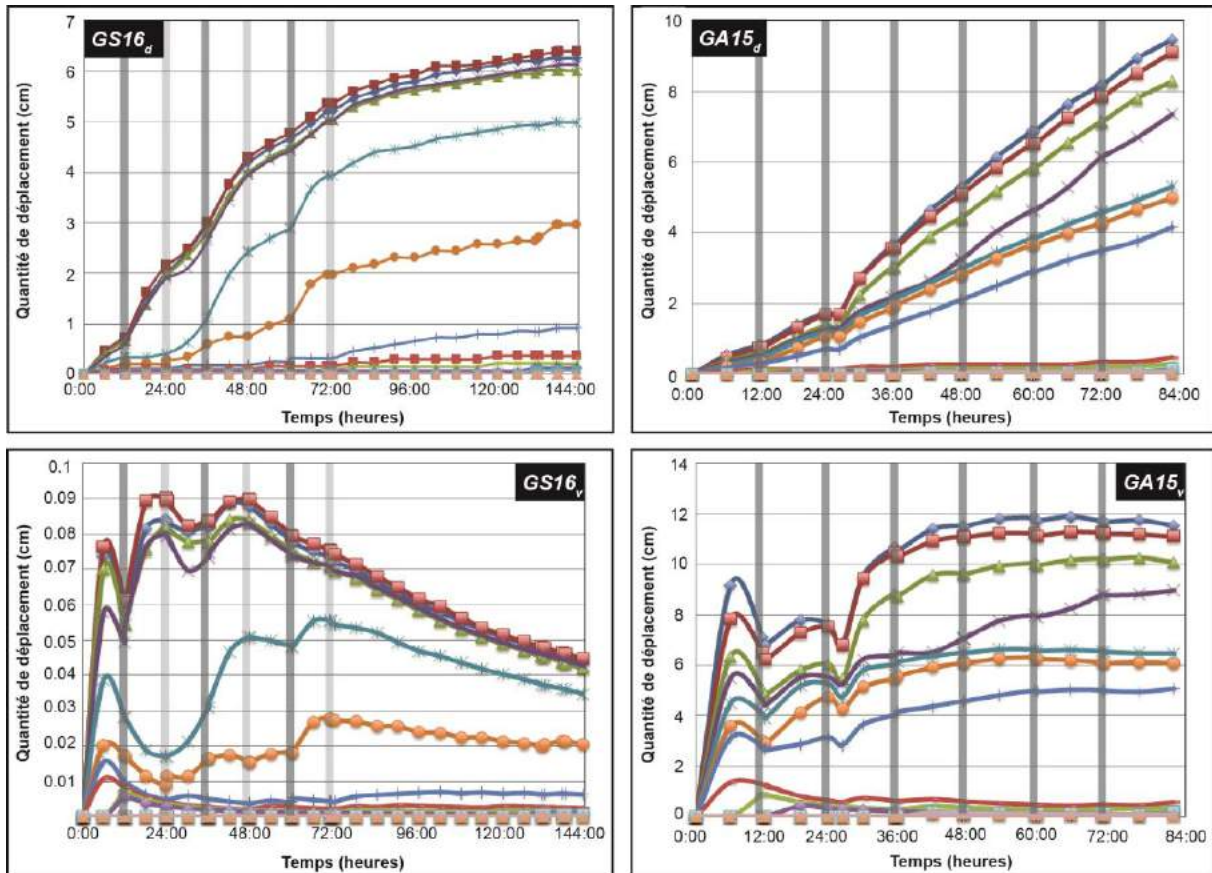


Figure V.18 : Evolution des déplacements et vitesses de déplacements dans les modèles GS16 et GA15 au cours du temps. Les lignes verticales gris foncé représentent les apports de matériels proximaux, et les lignes gris clair, les apports globaux. Notons l'impact décroissant des recharges sur les déplacements, entre le début et la fin des expériences.

V.7 Interprétations et discussion

V.7.1 Interprétations des expériences sans apports sédimentaires

V.7.1.a Nécessité d'une surface de décollement

De nombreux exemples géologiques montrent qu'une pile sédimentaire dont la surface basale est associée à des niveaux de pression de fluides anormalement élevés (Hubbert et

Rubey, 1959 ; Hsu, 1969 ; Merle, 1982) ou encore des niveaux de faibles résistance mécanique (i.e. schistes, argiles, évaporites ; Price, 1977 ; Kehle, 1970 ; Deramong, 1979 ; Fletcher et Gay ; 1971 ; Ramberg, 1977) aura tendance à glisser. Or, quand on dépose une couche de sable de 1 cm d'épaisseur sur une plaque rigide inclinée à 20°, le sable ne bouge pas. De fait, si aucune surface ou couche spécifique de décollement n'existe en profondeur dans le modèle, aucun glissement ne peut prendre place. Par ailleurs, les expériences décrites ci-dessus montrent que si une telle surface est nécessaire, il n'en est pas de même pour les apports sédimentaires. En effet, les expériences sans recharges illustrent que la simple configuration du modèle permet la propagation du glissement. Ce résultat comporte toutefois une limite pour le transposer au système naturel, dans la mesure où le niveau de décollement de nos expériences est constitué de silicone dont le comportement Newtonien l'amène à fluier dès qu'il est sollicité au cours des premières minutes de l'expérience. Ses propriétés physiques et son comportement mécanique ne sont possiblement pas représentatifs de ceux de la surface basale du cas naturel, et constitue potentiellement une limite expérimentale que nous discuterons ultérieurement dans ce travail.

V.7.1.b Influence de la pression hydrostatique d'un point de vue expérimental

Les résultats obtenus sous l'eau sont différents de ceux obtenus à sec. En effet, la pression hydrostatique semble influencer sur la résistance du système comme cela est démontré dans l'équation (7). La cohésion dans du sable sec est généralement trop faible pour être mesurée, elle est donc négligée. Toutefois, en fonction de l'état de compaction du sable la cohésion varie. En effet, lorsqu'un sable est dense, son cisaillement provoque une dilatation de la matrice granulaire. Au contraire, lorsqu'il est initialement plus lâche, il a tendance à se tasser. L'angle de friction augmente avec la compacité (Krantz, 1991 ; Schellart, 2000), mais également avec la teneur en eau dans le sable. Bien qu'elle n'ait été mesurée au cours de nos expériences, nos résultats expérimentaux démontrent clairement une propagation de la déformation plus importante en milieu aqueux qu'en milieu sec (Figure V.19), ce qui corrobore avec le principe énoncé précédemment. Par conséquent, nous supposons que la cohésion du sable dans nos modèles est très faible, et que la pression hydrostatique induite par la colonne d'eau au-dessus du niveau de sable est un mécanisme facilitateur, catalyseur de la propagation de la déformation. Toutefois, on ne le qualifie de mécanisme moteur que dans la mesure où le processus de glissement se produit en milieu sec. Seules les pentes, et les apports

sédimentaires - dans certains contextes naturels (i.e. deltas)- sont considérés comme moteurs de la déformation.

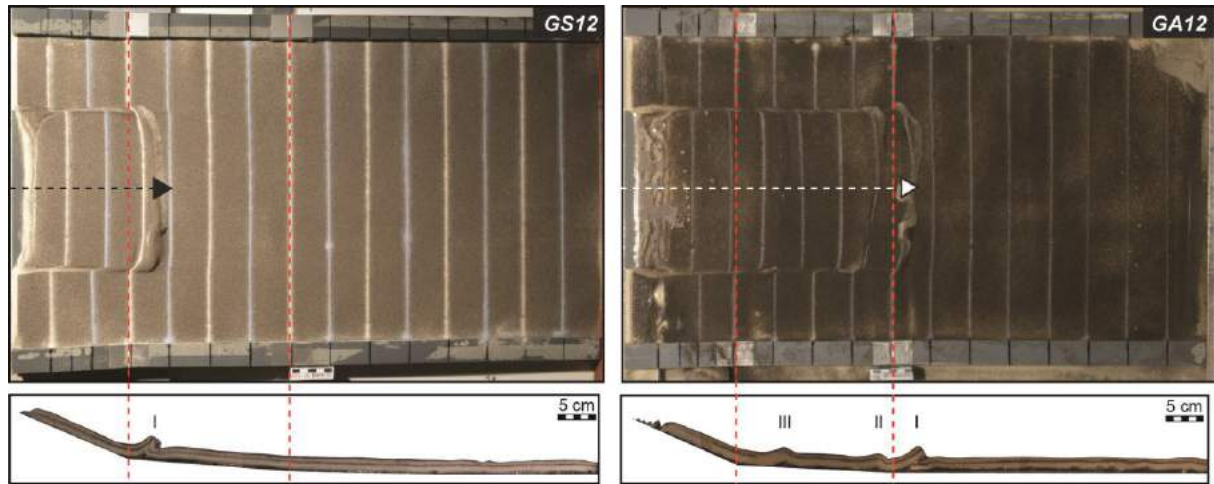


Figure V.19 : Illustration de la différence de propagation du glissement entre les conditions expérimentales sèches et aqueuses. Une exagération verticale de 2 a été appliquée sur les profils.

Enfin, contrairement aux sédiments ajoutés dans nos modèles qui augmentent localement et momentanément les contraintes gravitaires et donc motrices du glissement, la pression hydrostatique quant à elle, induit une faible cohésion du sable de manière continue. Ceci corrèle avec l'observation que les glissements continuent systématiquement d'évoluer au terme des expériences en milieu aqueux, contrairement à certains modèles secs. Seuls les modèles G11 montrent une tendance inverse, or ces derniers sont caractérisés par une longue et forte pente et une seule rupture de pente.

V.7.1.c Influence des pentes et ruptures de pente

Comme souligné précédemment, les ruptures de pente localisent la formation des premières failles dans la majorité des cas. Dans les modèles constitués de deux ruptures de pente, on observe la formation des premières failles essentiellement au niveau de RDP1 dans les modèles à sec (excepté en G7 et G13), et en RDP2 dans les modèles aqueux (excepté en G16). Cette localisation de la déformation en RDP2 corrèle avec une distance de propagation des failles généralement plus importante dans les modèles aqueux (Figure V.19 ; V.20.A). Dans les expériences à seulement 2 pentes, les premières failles inverses se localisent à

proximité de la RDP (G10 et G11), avant de se propager au-delà. Par conséquent, un système constitué de deux ruptures de pente successives vers l'aval, contribue à localiser les zones de déformations compressives au niveau de la rupture la plus avale, et donc participe à générer un glissement sur une plus grande distance, que lorsque la RDP est unique. La géométrie du système, et en particulier la distribution des ruptures de pentes représente donc un paramètre clé, si ce n'est le principal, pour contrôler la distance sur laquelle se développe un glissement.

Les exceptions que l'on peut noter dans les modèles G7 et G13 peuvent avoir deux origines. En premier lieu, la variabilité d'épaisseur de sable qui induit de fait, une variabilité de la résistance dans le système. Une couche de sable localement moins épaisse sera moins résistante et favorisera la rupture. Puis, la disposition des grains entre eux au sein d'une couche de sable contrôle également la future zone de rupture. Par ailleurs, le développement des failles en séquence et en hors-séquence lors d'un glissement, illustre cette variabilité d'épaisseur. En effet, dans le cas où l'épaisseur de la couche de sable est constante, la zone de rupture se développe uniquement à l'endroit où les contraintes s'accumulent (à l'avant du glissement). Toutefois, lorsque des failles se forment en hors-séquence, cela signifie que l'épaisseur de la couche glissée n'est pas constante, favorisant la rupture de la couche et la formation de failles à l'arrière du glissement, et non nécessairement à l'endroit même où les contraintes s'accumulent.

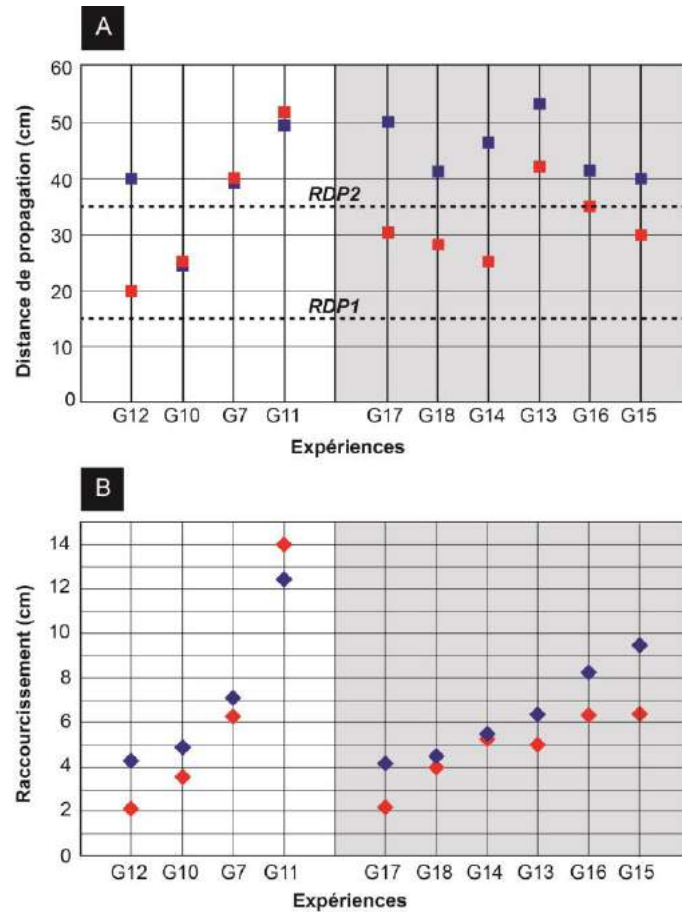


Figure V.20 : (A) Représentation des distances de propagation pour chaque modèle, démontrant l'influence des ruptures de pente et de la pression hydrostatique. B) Représentation de la quantité de raccourcissement pour chaque modèle. Ces derniers sont classés selon des contraintes gravitaires croissantes pour les expériences sans recharges sédimentaires (de G12 à G11), et avec recharges (G17 à G15). La pression hydrostatique, les valeurs de pente, et les apports sédimentaires contribuent à l'augmentation du pouvoir gravitaire sur le système. Les symboles rouges représentent les modèles en milieu sec, et les symboles bleus les modèles en milieu aqueux.

De plus, on observe que pour des valeurs de pentes croissantes sur la partie amont du système (G12, G10, G7 et G11), la distance de propagation augmente corrélativement à la quantité de raccourcissement cumulée (Figure V.20.B) et illustrant un pouvoir gravitaire croissant dans ces séries de modèles (Figure V.21). De même, il apparaît qu'une forte pente sur une longue distance (G11) a plus d'impact en termes de raccourcissement et de distance de propagation du glissement que la pression hydrostatique (Figure V.20). Cela illustre que non seulement un angle croissant des pentes influe positivement sur la propagation d'un

glissement, mais également que la longueur des pentes peut modifier les caractéristiques d'un glissement. Plus les pentes sont longues et plus le pouvoir gravitaire moteur du glissement est important. Là encore, le contrôle qu'exerce la géométrie du système sur la dynamique du glissement est démontré à travers nos expériences. Si les deux paramètres moteurs (angle et longueur de pente) sont adéquatement combinés, alors l'effet moteur qu'ils appliquent au système peut devenir plus important que l'effet catalyseur induit par la pression hydrostatique. On parle d'effet catalyseur et non moteur, car contrairement à la pente, la pression hydrostatique n'est pas une condition nécessaire pour permettre le déclenchement d'un glissement. Toutefois, combinée à la pente, la pression hydrostatique catalyse/favorise la propagation du glissement en diminuant la résistance du sable et en facilitant donc la rupture.

Dans les faits, le glissement d'une couche sur une pente se produit dès lors que les contraintes gravitaires (poids de la couche de sable et poids de la colonne d'eau) sont supérieures aux contraintes résistantes. Si un glissement s'arrête cela signifie que la résistance du système est devenue supérieure aux contraintes gravitaires.

V.7.2 Interprétations des expériences avec apports sédimentaires

V.7.2.a Influence des apports sédimentaires

Dans, les expériences avec apports sédimentaires, quelle que soit leur catégorie, les apports ne constituent pas un mécanisme déclencheur du glissement, mais un mécanisme moteur contribuant à la propagation des déformations vers l'aval. En effet, comme dans les expériences sans apport, le glissement est initié avant les recharges et ces dernières permettent généralement aux déformations de se propager sur de plus grandes distances vers l'aval. Pendant les 12 heures qui séparent deux phases de recharge successives dans les expériences G13, G16 et G17, les déplacements peuvent ralentir significativement et le glissement quasiment cesser de se propager (G16). Or même lorsqu'il est presque à l'arrêt, une nouvelle recharge sédimentaire est capable de réamorcer le processus, comme cela peut-être le cas pour le modèle GS23 vers 24h (A2-GS13). Les recharges provoquent en effet des augmentations des vitesses de déplacement des marqueurs.

Par comparaison avec les expériences G12 qui servent de repère (même configuration des pentes, mais sans apport sédimentaire), il apparaît que les distances de propagation et les quantités de raccourcissement augmentent avec l'apport périodique de sédiments (Figure

V.20). Dans le détail, le raccourcissement et donc la déformation induite, est croissante dans l'ordre suivant des expériences : G17, G18, G14, G13, G16 et G15. Dans les expériences G15, les recharges étaient proximales et se localisaient sur la portion de pente amont, alors que lors des expériences G13 et G16, les recharges étaient globales et distribuées sur l'ensemble des pentes du modèle. La série complète des expériences (G13 à G18) montre que les recharges proximales ont plus d'impact en termes de déformation (i.e. raccourcissement) que les recharges globales (Figure V.20.B). Par ailleurs, le raccourcissement est systématiquement plus important en milieu aqueux (Figure V.20.B), ce qui, comme pour les expériences sans recharges, indique un effet significatif de la pression hydrostatique sur le raccourcissement.

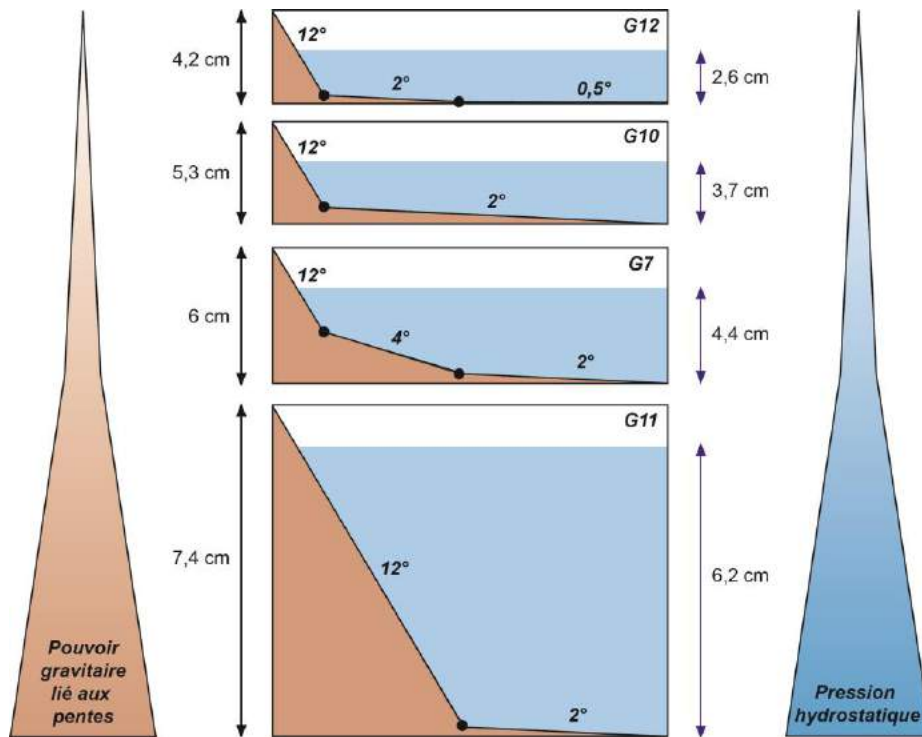


Figure V.21 : Schémas théoriques illustrant le pouvoir gravitaire lié aux pentes et à la pression hydrostatique, selon les configurations des modèles G12, G10, G7 et G11 (non à l'échelle). Le pouvoir gravitaire est contrôlé par la valeur et la longueur des pentes et la hauteur d'eau, cette dernière étant dépendante de la valeur des pentes.

En revanche, en termes de distance de propagation, les recharges globales et alternées (G17 et G13) sont celles qui induisent les plus grandes distances de propagation. Ceci suggère

que les contraintes appliquées sur l'ensemble de la masse glissée participent également au glissement, et que les contraintes induites par les charges sur la portion la plus pentue en amont ne sont pas les seules à être motrices.

Cependant, il convient de prendre en considération la formation fréquente de fronts bloquants lors des glissements, qui amènent à diminuer la distance de propagation mesurée au terme des expériences. En effet, ces derniers (correspondant toujours au front le plus en aval) se forment dans la plupart des modèles et tendent à diminuer localement et momentanément la propagation des failles, alors que la zone en translation en amont continue de progresser. Par conséquent, les contraintes s'accumulent progressivement au niveau de ce front bloquant et lorsqu'elles deviennent supérieures à la force résistante, le front bloquant cède sous la contrainte, et le glissement se propage à nouveau en aval. Ce processus de déblocage entraîne une légère augmentation de la vitesse du glissement.

Par ailleurs, les expériences G18 et G14, dans lesquelles l'unique recharge en début d'expérience a consisté à saupoudrer une masse différente (3x plus importante en G18 qu'en G14), démontrent un raccourcissement systématiquement plus important en G14 qu'en G18 (environ supérieur de 15%, que ce soit en milieu aqueux ou sec). De même, la distance de propagation est plus importante dans les deux modèles aqueux correspondants comparés aux modèles secs (près du double entre GS14 et G14) (Figure V.20.B). Ces résultats montrent encore qu'en milieu aqueux, les contraintes gravitaires sont supérieures à celles impliquées en milieu sec.

Comme indiqué précédemment, avec ou sans recharges sédimentaires, les glissements continuent d'évoluer aux termes des expériences dans tous les modèles aqueux. En revanche, en milieu sec, seuls les modèles sans recharges sédimentaires régulières cessent de glisser. En effet, un des effets des recharges périodiques est de permettre au glissement de perdurer plus longtemps. Comme attendu, cela montre que l'apport régulier de sédiments dans le processus est un mécanisme moteur dans la propagation du glissement et l'est d'autant plus lorsque ses effets se combinent à ceux de la pression hydrostatique (Figures V.20.A et V.22). Au regard de l'évolution des déplacements entre les expériences où les glissements s'arrêtent au cours des 72h d'évolution, qu'elles soient à charges initiales (GS14 et GS18) ou sans apports (GS10 et GS12), les déplacements s'arrêtent dans l'ordre suivant : d'abord en GS12, GS10, GS18 et enfin en GS14. Ces exemples illustrent bien que les charges initiales imposées en début d'expérience induisent des contraintes motrices supplémentaires au cas sans apport,

mais ces recharges n'ont pas la même capacité à faire perdurer les glissements que lorsqu'elles sont régulières.

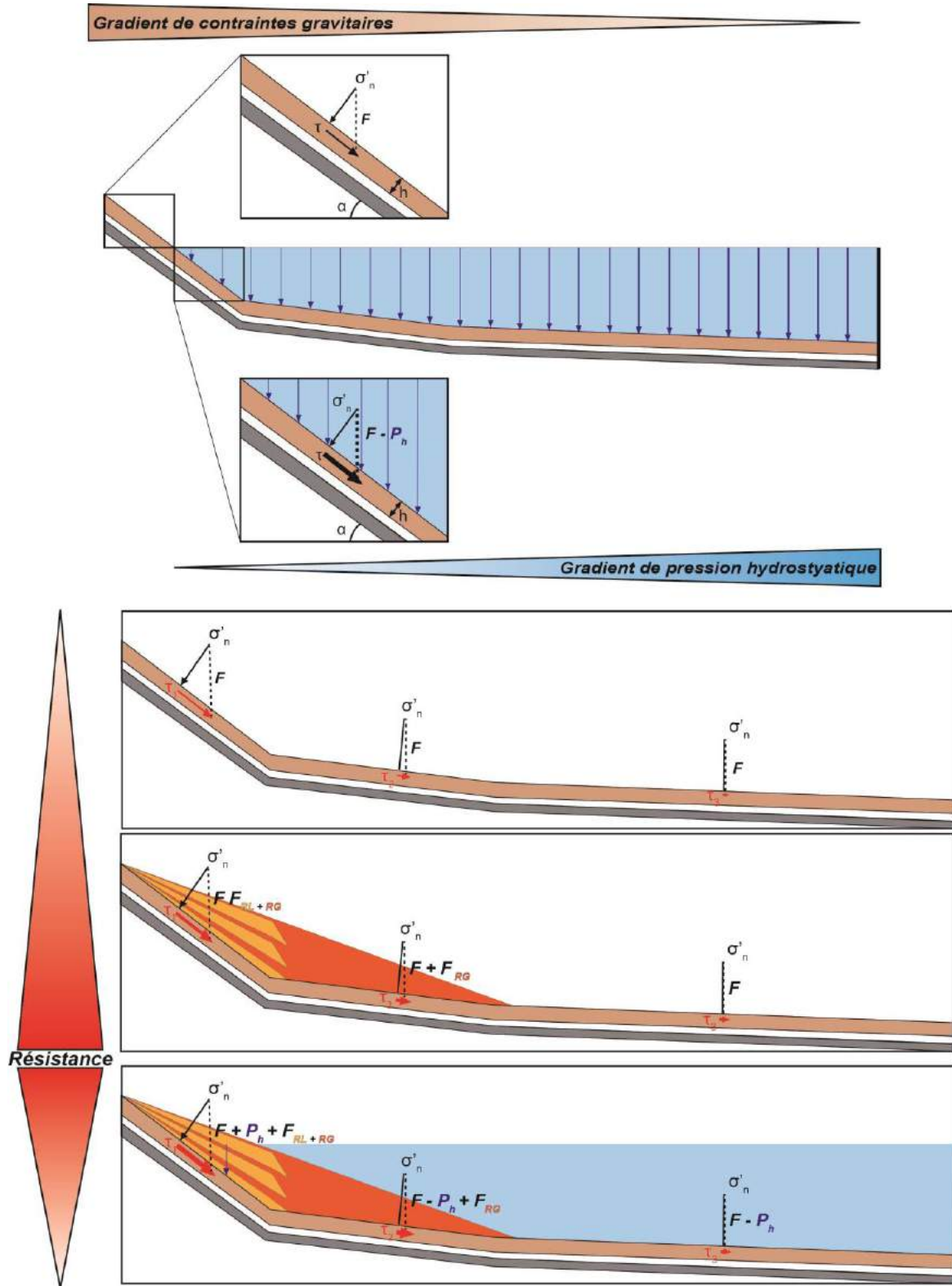


Figure V.22 : Représentation des forces motrices contribuant à la propagation d'un glissement en milieux sec et aqueux, et associés à des apports sédimentaires (non à l'échelle).

τ est la contrainte tangentielle, h la hauteur des sédiments, α est l'angle de la pente, P_h est la pression hydrostatique, σ'_n est la contrainte normale effective, F la force gravitaire, F_{RL+RG} est la force gravitaire générée par les recharges proximales et globales.

V.7.3 Vitesse de glissement

Sur l'ensemble des expériences avec apports sédimentaires, le modèle G14 avec une charge initiale importante est celui qui induit la déformation la plus rapide, que ce soit en milieu sec ou aqueux (0,033 et 0,045 cm/h respectivement) (Tableau V.3). Corrélativement, les modèles avec charge initiale plus faible montrent des vitesses de déformation plus faibles (Tableau V.3). Nous avons également vu que les recharges peuvent accélérer momentanément et localement les glissements, juste après leur application. Cependant, cette observation n'est pas systématique et se produit généralement en début d'expérience, lors des expériences avec apports de matériel locaux et/ou proximaux (Figure V.18). Tout se passe comme si les apports plus distribués n'avaient pas le même impact sur les vitesses de déplacement. A masse de recharge égale, la manière dont elle est distribuée sur la surface des modèles, en influence clairement l'évolution.

Par ailleurs, les accélérations momentanées et locales associées aux recharges sont le plus souvent enregistrées dans les modèles secs, alors que dans les modèles aqueux, les recharges semblent avoir pour effet de maintenir une vitesse plus régulière sur la durée (cf. Annexe-Graphiques-G13 et G16). En effet, les vitesses moyennes (sur la durée totale d'une expérience) sont dans la majorité des cas plus importantes en milieu aqueux qu'en milieu sec, alors que les vitesses maximales les plus importantes sont généralement enregistrées dans les expériences en milieu sec (Tableau V.3). En effet, l'eau induit une résistance à l'interface eau/sable qui n'existe pas en milieu sec. De fait les glissements dans les modèles secs sont généralement plus rapides en début d'expérience, et d'autant plus lorsqu'ils sont associés à un apport sédimentaire. Néanmoins et contrairement aux modèles aqueux, l'absence de contrainte hydrostatique et l'atténuation des contraintes gravitaires en haut de pente au fil du temps, amènent le système à ne plus disposer des contraintes motrices suffisantes pour alimenter le glissement. Ce dernier cesse donc généralement plus vite en milieu sec qu'en milieu aqueux. En milieu aqueux, les modèles de glissement ont une vitesse plus régulière sur la durée (et donc une vitesse moyenne plus importante qu'en milieu sec) et cessent donc rarement au terme des expériences (Tableau V.3). Cela suggère et conforte l'idée que la

pression hydrostatique exerce en permanence un rôle de catalyseur du glissement, lui permettant de se propager plus loin, plus longtemps et de manière plus continue.

Enfin, lorsque les apports sédimentaires sont suspendus en fin d'expérience, la vitesse diminue progressivement jusqu'à parfois devenir presque nulle. Ces conditions caractérisent notamment les modèles avec charges initiales et non les modèles avec recharges régulières (cf. Annexe-Graphiques-G14). Cela montre que l'apport régulier de sédiments entretient le glissement, d'autant plus en milieu aqueux. Cependant, l'arrêt des apports ne se manifeste pas par un arrêt brutal du glissement, mais par une diminution progressive de sa vitesse jusqu'à des mouvements devenant imperceptibles (l'arrêt du glissement est estimé à partir du moment où le mouvement est inférieur à 0.1cm/h, correspondant à du réarrangement de grains, par exemple).

V.7.4 Limites du modèle

La principale limite de nos expériences réside dans l'utilisation de la silicone comme niveau de décollement. En effet, les propriétés mécaniques et le comportement rhéologique de la zone de glissement naturelle sont mal connus et l'ensemble silicone-sable peut ne pas en être totalement représentatif. L'analyse des carottes atteignant le niveau de décollement naturel montre que le glissement est essentiellement composé d'une alternance en « mille-feuille » de lits hémipélagiques et de turbidites volcanoclastiques, non consolidés, d'épaisseurs et de granulométries variables, et permettent de représenter des niveaux de glissements internes superposés. Or dans nos modèles, un seul niveau de décollement existe (i.e. couche de silicone). Au-dessus des sédiments proximaux, la charge imposée par une avalanche de débris peut entraîner des surpressions interstitielles de fluides, réduisant leur résistance au cisaillement et ils peuvent alors constituer des niveaux préférentiels de glissement, à la base, comme au sein même de la pile chargée (Chapitre III). Les sédiments plus distaux en revanche ne subissent pas l'impact de l'avalanche mais peuvent tout aussi bien présenter des suppressions de fluides en profondeur. De plus, cette configuration en « mille-feuille » est probablement caractérisée par un comportement rhéologique plastique, capable d'emmagasiner les contraintes jusqu'à un seuil de rupture à partir duquel le glissement se produit. En modélisation, la silicone est en général utilisée pour représenter les niveaux de décollement salifères ou les niveaux d'argiles sous-compactés, avec de fortes pressions de fluide. Leur comportement est assimilé à celui d'un fluide Newtonien (Cohen and McClay,

1996), capable de fluer sous de très faibles contraintes. Cependant, dans la nature, une fois le glissement initié, il est possible que le comportement mécanique de la surface de décollement soit assimilable à celui d'un fluide visqueux, de sorte qu'une fois le seuil franchi dans la nature, le matériel va fluer/glisser le long de la surface de décollement et propager ainsi le glissement. Par ailleurs, pour des raisons pratiques et logistiques, le niveau est unique et épais de 2 mm dans nos modèles, soient 200 m à l'échelle, alors que dans la nature ces niveaux sont certainement beaucoup moins épais et probablement plus nombreux.

La cohérence des résultats de nos expériences montre que la reproductibilité des modèles est satisfaisante. Cependant, par manque de temps, nous n'avons pas systématiquement refait chaque expérience, au moins deux fois, travail pourtant nécessaire afin de valider la reproductibilité de modèles analogiques.

V.7.5 Analogie du modèle

Un modèle est considéré comme analogue si le rapport d'échelle entre la nature et le modèle est respecté, à la fois d'un point de vue géométrique, cinématique et dynamique (Hubbert, 1937 ; Ramberg, 1981). Cela se traduit par le fait que l'ensemble des nombres sans dimension qui caractérisent le fonctionnement d'un système soient identiques dans le modèle et la nature. Lorsque les paramètres naturels sont mal connus, il est délicat de vérifier l'analogie du modèle et le plus souvent plus que les valeurs, les ordres de grandeurs des principaux paramètres sans dimension sont comparés.

V.7.5.a Géométrie et structures

Le dispositif a été construit en fonction des observations faites sur les profils sismiques et la topographie au large de la Martinique, en définissant des caractéristiques géométriques (épaisseur du dépôt, longueur du dépôt, ...). De fait, bien que l'aire et le volume du glissement modélisé soient proportionnels à ceux du glissement naturel, il est important de noter que l'aire et indirectement le volume de la zone glissée, est limitée en largeur par les dimensions de la plaque de silicone sous-jacente au sable (Figures V.7 et V.8). En proportion, la distance de propagation du glissement est moindre (50 cm, i.e 25 km, Tableau V.4), que celle observée dans la nature (50 km ; Tableau V.4), mais reste toutefois dans les gammes de

grandeur. Seule l'épaisseur du dépôt peut atteindre un ordre de grandeur supérieur comparé au dépôt naturel.

En terme de structures, le front morphologique typique observé sur les données de bathymétrie et de sismique réflexion (Figures 2 et 5, Chapitre III) peut être corrélé avec la formation systématique de multiples fronts compressifs dans les modèles (Figure V.23). Par ailleurs, la rampe émergente caractéristique du glissement *frontalement émergent* mis en évidence dans le Chapitre III, est comparable à la rampe formée dans certains de nos modèles analogique (Figure V.23). Comme dans la nature, cette rampe est associée à la formation du front morphologique en surface. Par ailleurs, les structures en plis et chevauchements associées au glissement sont systématiquement observées dans nos expériences, et peuvent être comparé à celles identifiées sur les profils sismiques (Figure V.23). Il est toutefois important de noter que les structures n'apparaissent pas toujours avec une très bonne résolution sur ces derniers (notamment les plis dans la partie distale, à ne pas confondre avec des hyperboles de diffraction), contrairement aux modèles analogiques où nous les distinguons clairement. De fait, la modélisation analogique peut également apporter des informations potentielles, là où d'autres types de données ne permettent pas de les distinguer dans la Nature. Enfin, les déformations observées dans les carottes en micro-failles, en couches litées et/ou inclinées (Chapitre III), attestent des mouvements compressifs importants dans le glissement et peuvent être aussi bien associés à des plis (droit, déversé, couché) ou encore à des chevauchements de diverses vergences et pendages (Figure V.23).

Paramètres physiques	NATURE	MODELES
Aire	2100 km ²	400-1000 cm ²
Volume	300 km ³	280-500 cm ³
Épaisseur (max)	400-500 m	1,3-2,9 cm
Distance propagation *	50 km	20-50 cm

Tableau V.4 : Tableau comparatif des paramètres physiques du dépôt de glissement D1/D2 observé dans le système naturel, et ceux des dépôts modélisés. L'aire et les volumes sont calculés à partir des distances de propagation minimales et maximales. (*Le point de départ du glissement D1/D2 étant estimé aux alentours de 30 km au-delà de la ligne de côte, alors

que la distance de propagation mesurée pour le modèle part du point le plus haut du profil topographique correspondant au sommet du volcan).

Comme indiqué précédemment, la deuxième rupture de pente localise préférentiellement l'initiation de ces fronts (en milieu aqueux), puis leur développement progressif au cours du glissement vers l'aval. Or, c'est également ce qui est observé dans le système naturel, avec une position du front principal à environ 25 km en aval de la 2nd rupture de pente (entre 15 et 20 cm pour G13 et G17). Enfin, l'épaisseur maximale entre la base du dépôt et le haut de ces structures peut atteindre 600 m, rentrant dans les gammes de valeur des glissements modélisés. En profondeur, le front morphologique naturel est marqué par la présence d'une rampe frontale et d'une partie distale translaturée, caractéristiques des glissements émergents (Figure 5, chapitre III). L'association de ces deux structures complémentaires n'a pas été reproduite au laboratoire, seules les rampes frontales apparaissent bien dans les expériences GA11, GA15, GA16 et GA17 (préférentiellement dans les modèles aqueux donc). Dans la nature, ces rampes ne dépassent pas 150 m de hauteur (Figure 5, chapitre III), alors que dans les modèles, elles peuvent atteindre 0,5 à 1 cm (soit 500 à 1000 m). C'est une différence significative d'environ un ordre de grandeur qui montre que le modèle ne reproduit pas exactement le système naturel, même s'il s'en approche par d'autres aspects (Figure V.23). Cette différence peut toutefois s'expliquer par le fait que nos modèles soient composés d'une seule surface de décollement surdimensionnée par rapport à la Nature, contre plusieurs dans le système naturel. De fait, la création d'une rampe frontale dans nos expériences impliquera le saut stratigraphique de l'épaisseur totale de la couche (soit environ 1 cm). Alors que dans la nature, la multitude de surface de décollement potentielle diminue l'épaisseur des couches amenées à être déplacées, d'où une rampe frontale plus petite. En revanche, l'absence de la partie translaturée est possiblement due à un manque d'inertie suffisante dans les modèles permettant à la zone en glissement d'émerger au-dessus d'un niveau stratigraphique, et de translaturer sur une longue distance (Frey-Martinez et al., 2005, 2006), comme il est observé sur la sismique (Figure 5, chapitre III). –

V.7.5.b Cinématique

D'un point de vue cinématique, nous disposons d'une échelle temporelle dans nos expériences nous permettant d'estimer des vitesses, toutefois nous n'avons pas encore de

contraintes temporelles quant à la mise en place du glissement naturel. Ce dernier a pu aussi bien se mettre en place en quelques heures comme en quelques jours, voire être toujours actif à l'heure actuelle, de manière continue ou par intermittences. Le scénario que nous proposons (Chapitre III ; Brunet et al., soumis) suggère un glissement initié rapidement lors d'un premier événement puis re-sollicité à au moins 2 reprises lors de la mise en place de dépôts d'avalanches de débris sur la pente sous-marine du volcan. Or comme observé dans certaines expériences, un apport sédimentaire soudain est capable de réactiver momentanément un glissement dont la vitesse de déplacement est faible voire nulle (G13, G16 et G17), ce qui est tout à fait compatible avec le scénario proposé. Par ailleurs, les expériences montrent que tout ce qu'apporte de la masse (i.e. contraintes gravitaires) peut contribuer au déplacement du glissement. Appliqué au système naturel, cela peut tout à fait correspondre non seulement aux avalanches de débris, mais également aux courants turbiditiques, aux écoulements de débris où encore au flux sédimentaire apporté par la sédimentation globale du bassin.

Même si nous ne disposions pas de contrainte temporelle quant au glissement naturel en commençant notre étude, l'observation et l'analyse de nos modèles analogiques dans le temps permettent d'en apporter une (Tableau V.1). Ainsi, une soixantaine d'heures dans notre système semble représenter environ 3000 ans (Tableau V.1). Or au terme des expériences (84h), le glissement n'évolue plus (déplacement < 0.1 cm/h). En proportion, le glissement naturel n'évolue plus au-delà de 4200 ans. Or le dernier événement d'effondrement de flanc de volcan de la Montagne Pelée reconnu et daté à 30-45 ka, suggère que l'impact qu'il ait pu potentiellement avoir ne permet pas au glissement de se propager encore à l'heure actuelle. Par ailleurs, les expériences montrent que les premières recharges tendent à avoir plus d'impacts que les dernières sur la propagation du glissement au fil de l'expérience (i.e. G16, G17). Elles montrent également que les volumes de charges plus importants ont plus d'impacts que les volumes plus faibles (i.e. G14 VS G18). Ces résultats rapportés au système naturel, suggèrent que le dernier et plus petit effondrement de flanc (D3, 30-45 ka) a potentiellement eu moins d'impact voire pas du tout sur la propagation du glissement. Ceci démontre que les études de terrain (estimations de volumes de D3 comparés aux précédents événements) corrèlent avec les observations de nos modèles.

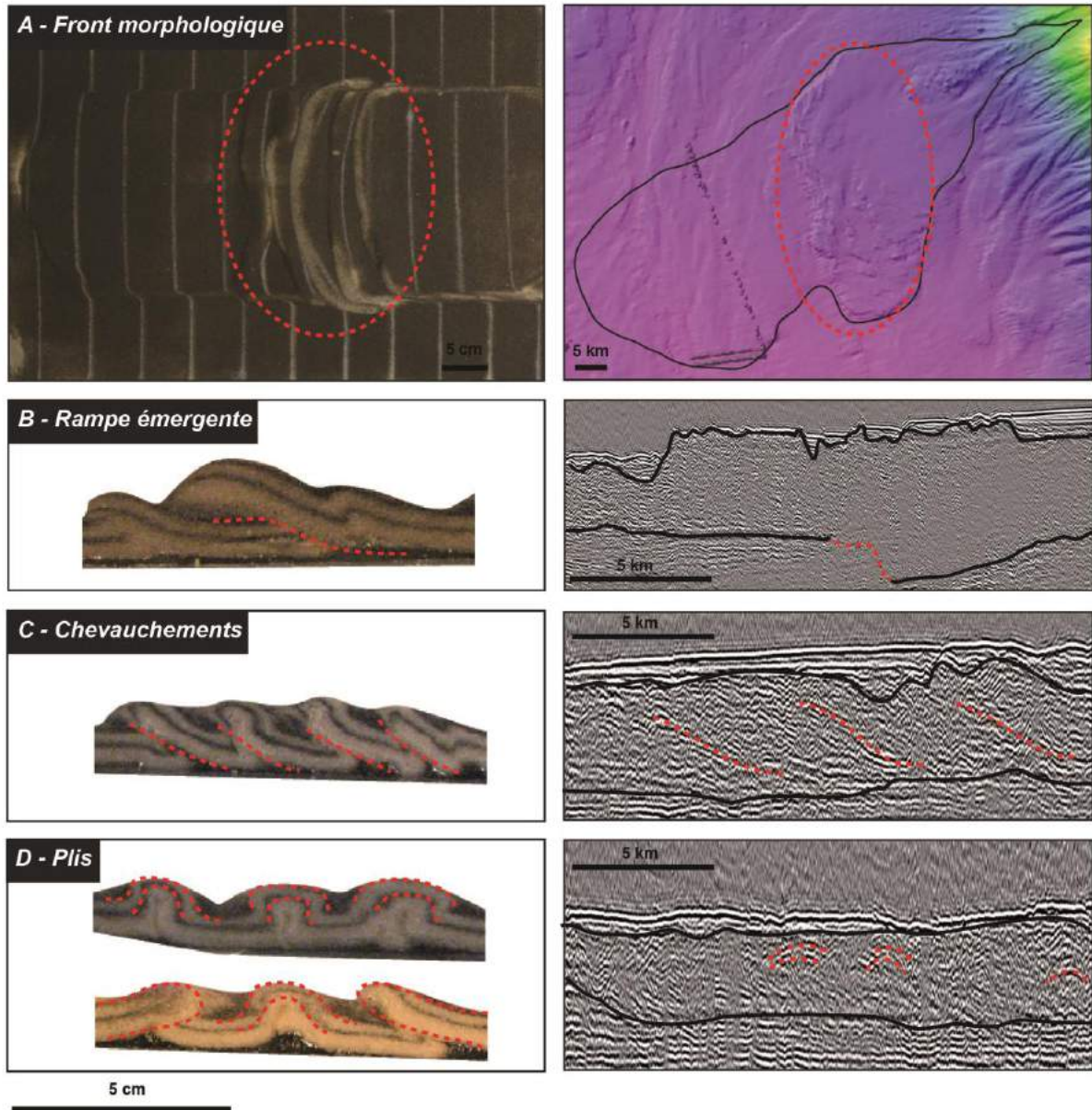


Figure V.23 : Synthèse des structures observées dans les modèles analogiques (à gauche) et celles observées dans le système naturel (à droite). (A) Illustration de la formation d'un front morphologique, (B) d'une rampe émergente, (C) des chevauchements et (D) de plis droits, couchés ou déversés. Les sections de profil sismique correspondent à la ligne CARAVAL-16 (Figure V.6) et les sections de carottes à celle forée au site U1400 lors de l'expédition IODP 340 (Figure V.6).

V.8 Conclusions

Les expériences de modélisation analogique alimentent la discussion sur les processus se produisant au large de la Martinique. Elles permettent de comprendre, au-delà du seul cas de l'île, comment se propage un glissement -notamment sous-marin- sur une topographie à deux ruptures de pentes, et associés ou non à des transferts sédimentaires. Les principales conclusions de cette étude expérimentale sont les suivantes :

- La géométrie et la configuration du système (des pentes notamment) exercent un contrôle moteur sur la dynamique et les caractéristiques du glissement. Avec deux ruptures de pente, la déformation qui se traduit par la formation de failles (voire de rampes), s'initie généralement au voisinage de la seconde rupture de pente (la plus en aval). Par conséquent et en comparant avec les expériences à une seule RDP, un système avec au moins deux ruptures de pente permet à la déformation de se propager plus loin en aval et tend à augmenter la distance sur laquelle se propage un glissement. Par ailleurs, plus les angles et les longueurs des pentes sont grands, plus les contraintes gravitaires qu'elles induisent sont importantes et plus le glissement se propage vite et loin. Les pentes jouent un rôle moteur dans ce système.
- En milieu sec, les glissements se propagent plus vite en début d'expérience, mais s'arrêtent également plus vite qu'en milieu aqueux. Sous l'eau, la pression hydrostatique contribue aux forces résistantes qui empêchent le glissement de se propager aussi vite qu'en milieu sec. Elle exerce surtout un rôle de catalyseur permanent dans la propagation de la déformation, permettant au glissement d'évoluer plus longtemps. Ceci est illustré par de plus longues distances de déplacement et des quantités de raccourcissement généralement plus importantes dans les expériences en milieu aqueux, ainsi que par le fait que le glissement ne s'arrête jamais en milieu aqueux.
- Les apports de matériel -de quelque nature qu'ils soient- permettent une augmentation momentanée et locale des forces gravitaires, complémentaires de celles uniquement liées à la pente, et pour les expériences sous l'eau, à la pression hydrostatique. Ainsi, les recharges augmentent localement et momentanément la déformation – voire la vitesse de propagation – du glissement, pouvant même le réactiver lorsque celui-ci approche de l'immobilité. De plus, la manière dont se déroulent les apports influence les glissements. De manière générale, ce sont les apports périodiques alternés (proximaux puis globaux) qui sont les plus influents en termes de distance de

propagation du glissement. En revanche, les quantités de raccourcissement les plus importantes sont généralement associées aux apports périodiques proximaux et alternés.

- Les failles inverses qui permettent d'accommoder les glissements peuvent se développer successivement selon deux modes différents, soit en séquence, soit en hors-séquence. Aucune relation n'apparaît toutefois entre le milieu expérimental (sec ou aqueux) et la formation des failles en séquence ou hors-séquence. En termes d'analogie, les grandeurs physiques des modèles sont du même ordre de grandeur que celles du glissement réel, excepté en termes d'épaisseur ou un ordre de grandeur de différence existe. Nous retrouvons les structures observées sur les données de sismique, telles que des fronts morphologiques, des plis et des chevauchements, des rampes émergentes, puis une variabilité latérale des vergences de failles. Seule la partie distale translatée du dépôt n'a pas été observée dans nos modèles. L'épaisseur de ces structures est toutefois un ordre de grandeur supérieur par rapport aux structures réelles. Sur un certain nombre de paramètres testés, ces simulations sont donc en accord avec le modèle proposé.
- Rapporté au temps du système analogique, l'impact qu'a pu potentiellement avoir le dernier évènement d'effondrement de flanc de la Montagne Pelée (D3, 30-45 ka) ne semble pas permettre au glissement de se propager encore à l'heure actuelle. De plus, les résultats montrent que l'impact que peuvent avoir les apports de matériel sur le glissement s'amenuise avec le temps, et est également moins important si la masse chargée l'est également. De fait, la mise en place de la dernière et plus petite avalanche de débris (comparée aux précédentes) aurait eu un impact moindre - voire aucun - sur la distance de propagation du glissement. Néanmoins, le dépôt a pu déformer le glissement, de manière locale.

CHAPITRE VI

Synthèse et Perspectives

VI.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous synthétisons les résultats obtenus à l'issue de cette thèse sur les glissements autour du volcan de la Montagne Pelée en Martinique et les replaçons dans le contexte plus général de la compréhension des processus d'instabilité aériens et sous-marins autour des volcans. Les processus d'effondrement du volcan de la Montagne Pelée et les glissements sous-marins générés ont été étudiés à différentes échelles depuis l'observation à grande échelle des dépôts au large de l'île jusqu'à l'analyse des micro-structures de déformation. Dans un premier temps, nous présentons le lien étroit qui existe entre les processus d'instabilités subaériens et sous-marins à l'échelle de la Martinique, en rappelant les caractéristiques importantes des différents processus et les paramètres qui contrôlent leurs mécanismes respectifs. Nous élargissons ensuite ces résultats à l'échelle de l'arc Antillais en comparant notamment les différences de processus entre les volcans des îles du Nord et du Sud de l'arc. Cette vision est par la suite élargie afin de discuter et comparer les principales caractéristiques de ces processus à travers différentes occurrences dans le monde.

VI.2 A l'échelle de la Martinique : Importance des glissements dans l'histoire du volcan de la Montagne Pelée

VI.2.1 Instabilités aériennes versus instabilités sous-marines : le nouveau modèle

VI.2.1.a Le nouveau modèle proposé

Les instabilités aériennes (i.e. effondrement de flanc de volcan) ont largement affecté le volcan de la Montagne Pelée au cours de son histoire éruptive, et la description de ces processus a fait l'objet de nombreuses publications ces 15 dernières années (e.g. Le Friant, 2001 ; Le Friant et al., 2003a, 2003b ; Boudon et al., 2007, 2013 ; Germa et al., 2011a). A l'issue de cette thèse, nous proposons une nouvelle vision de ces instabilités aériennes en les reliant à des instabilités sous-marines dont les origines et les processus de mise en place ont été déduits de l'analyse combinée des carottes forées au cours de l'Expédition IODP 340 et des profils de sismique réflexion obtenus au cours de plusieurs campagnes océanographiques. Ce modèle est basé sur l'idée que lorsqu'un effondrement de flanc de volcan se produit sur un édifice insulaire, l'avalanche de débris générée entre en mer et peut déclencher un glissement des sédiments marins. Les deux points importants du modèle sont que : 1/ l'avalanche de débris associée à l'instabilité aérienne du volcan entre en mer et s'arrête à la rupture de pente sous-marine principale de l'édifice, n'allant donc pas aussi loin que supposé dans les études précédentes, 2/ le chargement des sédiments marins par le dépôt de l'avalanche de débris déclenche un glissement sous-marin de la pile sédimentaire capable de se propager sur de très grandes distances (Figure VI.1).

Si nous reprenons l'histoire de la Montagne Pelée, nous proposons donc que le premier effondrement de flanc ayant affecté la Montagne Pelée (Evènement du Prêcheur, daté à 127 ± 2 ka) a généré une avalanche de débris dont le volume a été estimé à 25 km^3 à partir du volume manquant à terre, la plus importante reconnue dans l'histoire du volcan. En entrant en mer, l'avalanche de débris s'est écoulée sur le flanc sous-marin du volcan, puis s'est déposée au niveau de la rupture de pente (située à environ 30 km de la côte) comme le montre le bombement du flanc sous-marin présent dans cette zone (Figure 2, Chapitre III). La charge occasionnée à la base de la pente a ensuite entraîné la rupture des sédiments marins en place, et enfin la propagation d'un glissement le long d'une surface de décollement profonde. Le dépôt qui en résulte, appelé SLD (*Submarine Landslide Deposit*), est probablement la

conséquence d'un glissement qui s'est mis en place de manière émergente (Frey-Martinez et al., 2005, 2006).

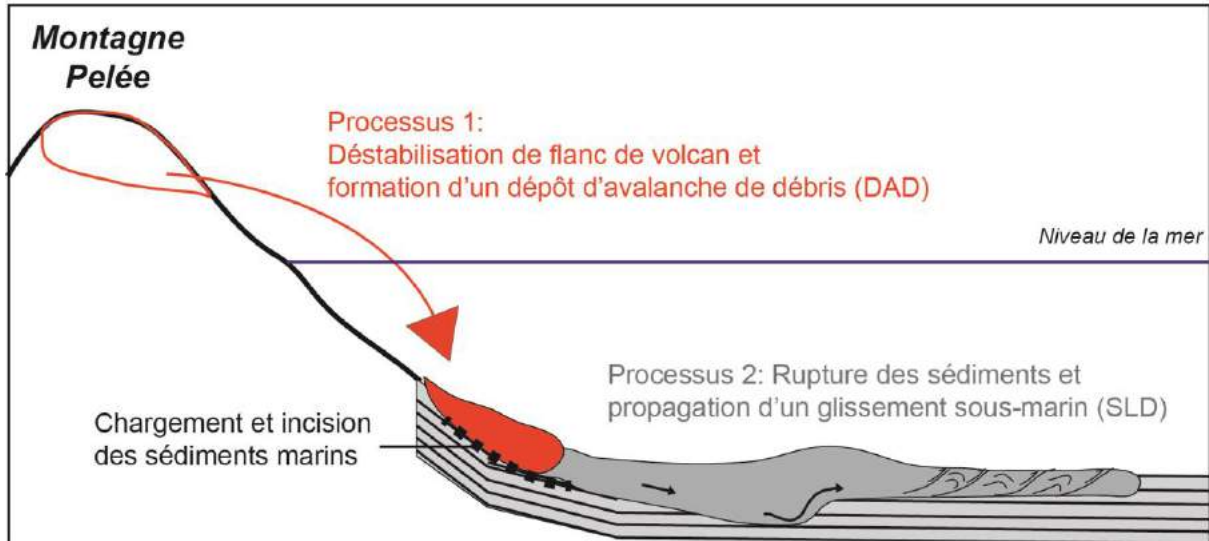


Figure VI.1 : Illustration schématique des deux types de processus d'instabilités se produisant en Martinique. Processus 1 : les instabilités aériennes (effondrements de flancs de volcans générant une avalanche de débris), et Processus 2 : les instabilités sous-marines (rupture des sédiments et propagation d'un glissement).

L'alternance de dépôts turbiditiques volcanoclastiques et de sédiments hémipélagiques crée des zones de cisaillement préférentielles (i.e. surface de décollement) à différents niveaux dans la pile sédimentaire. Cette configuration a probablement favorisé la propagation du glissement et son émergence au-dessus d'une rampe en une seule ou plusieurs étapes. Des données préliminaires de $\delta^{18}\text{O}$ récemment obtenues sur la carotte U1399-A (Consortium ANR Carib, Communication personnelle) sont cohérentes avec l'âge obtenu à terre puisque le sommet de la zone déformée aurait un âge voisin de 130 ka. Le second effondrement (Evènement de St. Pierre, maintenant estimé entre 45 et 127 ka), a généré une deuxième avalanche de débris d'un volume estimé par rapport au volume manquant à terre de 13 km^3 . Le dépôt qui en résulte recouvre le premier et sollicite à nouveau probablement la masse glissée et les structures de déformations précédemment générées, sans que l'on puisse discerner les 2 étapes de déformations dues aux 2 glissements 1 et 2 dans la masse glissée. Enfin le troisième et dernier effondrement reconnu dans l'histoire de la Montagne Pelée (Evènement de Rivière Sèche, daté à 36 ka, Solaro et al., 2015), a généré une avalanche de

débris, d'un volume de 2 km³ (dépôt DAD3) dont la mise en place a probablement réactivé localement le glissement et intensifié la déformation interne observée aujourd'hui. Cependant, comme dit précédemment, nous ne sommes pas en mesure de discerner les différentes phases de déformation associées aux 3 glissements dans le dépôt SLD.

En effet, à l'issue de notre travail, une des questions importantes qui persiste est comprendre comment l'unité déformée s'est mise en place dans le temps. La géométrie générale du dépôt a-t-elle été acquise dès le premier chargement d'avalanche de débris (1^{er} effondrement de flanc), les structures formées n'étant ensuite que re-sollicitées sans que la géométrie globale du dépôt (et sa distance de propagation) ne soit vraiment modifiée, ou le glissement s'est-il propagé jusqu'à la distance de propagation observée aujourd'hui progressivement par l'action cumulée des 3 glissements ? Un des moyens de répondre en partie à cette question serait de dater le sommet de la déformation dans le forage U1400 afin d'estimer l'âge des sédiments recouvrant le dépôt et ainsi voir si il existe une différence avec le forage U1399. Malheureusement aucune donnée de $\delta^{18}\text{O}$ n'a encore été acquise sur la carotte U1400. Pour pallier ce problème, nous avons tenté d'estimer l'âge du sommet de la zone déformée dans les forages U1399 et U1400 à partir de l'épaisseur de la couverture sédimentaire au-dessus du dépôt SLD et en utilisant un taux de sédimentation moyen dans la zone de 20 cm/ka (Reid et al., 1996). Les 2 âges obtenus pour le SLD dans les forages U1399 et U1400 sont respectivement de 37,5-50 ka (fourchette estimée à partir de l'épaisseur des sédiments hémipélagiques des carottes U1399-A et U1399-B) et de 14-16 ka (la fourchette étant estimée à partir des carottes U1400-A et U1400-B). Ces résultats montrent que la prudence est nécessaire quand on estime des âges avec des taux de sédimentation moyens car les âges ne concordent pas du tout pour la carotte U1399 avec les données de $\delta^{18}\text{O}$. En revanche, la différence d'âge relative entre les 2 sites de forages nous apporte quand même une information en nous indiquant que la déformation semble plus jeune dans le site U1400, suggérant : 1/ que la géométrie globale de SLD (distance de propagation) a probablement été obtenue dès le premier effondrement, 2/ que le dernier effondrement a probablement re-sollicité les structures de déformations uniquement dans les parties proximales du glissement. On peut de même imaginer que le deuxième effondrement a probablement re-sollicité les structures dans les parties proximales mais cela est maintenant masqué par l'effet du troisième effondrement. Ces hypothèses corroborent nos travaux de modélisation analogique (Chapitre V). En effet, nous montrons dans un premier temps que l'impact que peuvent avoir les apports de matériel en amont du glissement s'amenuise avec le temps, est moins important si la masse

chargée l'est également. De fait, la mise en place de la dernière et plus petite avalanche de débris (comparée aux précédentes) aurait eu un impact moindre - voire inexistant - sur la distance de propagation du glissement. Néanmoins, le dépôt a pu accentuer la déformation du glissement et re-déformer des sédiments déposés entre les différentes périodes d'effondrement du flanc de la Montagne Pelée, dans les parties proximales et centrales, au moins jusqu'au site de forage U1400 (Figure II.17).

VI.2.2 Les paramètres contrôlant les processus d'instabilités aériens et sous-marins

Tout au long de ce travail, nous avons tenté d'identifier les paramètres importants qui contrôlent les mécanismes de mise en place des dépôts associés aux deux processus que sont les instabilités de flanc aériennes et les glissements sous-marins.

VI.2.2.a Influence des pentes

A grande échelle, le bassin arrière-arc de Grenade, profond de 3000 m, confère une asymétrie des pentes entre l'Ouest et l'Est de la Martinique (Figure II.17). Cette asymétrie est notamment marquée sur les flancs sous-marins proximaux de la Montagne Pelée par des pentes pouvant atteindre 20% à l'ouest contre 5% à l'Est (Boudon et al., 2007). La construction d'édifices volcaniques avec l'accumulation des produits générés lors des éruptions (i.e. coulées pyroclastiques, cendres, blocs, ...) représente une charge gravitaire supplémentaire sur des pentes déjà fortes et instables. Ceci est en grande partie responsable des instabilités aériennes des flancs ouest des volcans de la Martinique et par conséquent des instabilités sous-marines qui en résultent

A plus petite échelle, les travaux de simulations numériques réalisés dans le cadre du Chapitre IV sur le 3^{ème} effondrement de flanc du volcan de la Montagne Pelée nous ont permis de mieux comprendre les paramètres influents dans les processus d'écoulement des avalanches de débris et de la mise en place de leurs dépôts (processus n°1). Nous avons notamment montré que, quelque soit la rugosité de la topographie ou encore la valeur du volume initial de la masse effondrée (dans une certaine gamme de valeur), l'avalanche de débris s'arrête en mer, au niveau d'une rupture de pente principale. Ceci démontre que les changements de pente - et notamment les passages à une pente $< 5^\circ$ et $< 2^\circ$ - initient et contrôlent l'arrêt de l'avalanche dans notre système, contrairement à ce qui avait été suggéré

dans les précédentes études (Le Friant et al., 2003a et Boudon et al., 2007). De plus, la présence d'un bombement de la topographie au niveau de la rupture de pente indique probablement l'existence en profondeur des dépôts cumulés d'avalanches de débris des premiers événements et permet ainsi de confirmer la première hypothèse de notre modèle.

Au-delà de la reproduction du dépôt issu de la 3^{ème} avalanche de débris, les simulations numériques nous ont également permis d'analyser la dynamique de l'écoulement d'une avalanche de débris dans ce contexte et de tester l'influence de la topographie. Nous avons ainsi constaté que le chenal sous-marin canalise l'avalanche de débris lors de son écoulement et qu'à l'embouchure de ce dernier, la ligne de plus grande pente amène une partie de l'écoulement à dévier vers le nord-ouest. L'ensemble des dépôts modélisés montre également une tendance à bifurquer dans leur partie SSE, comme nous pouvons également le constater dans le cas du dépôt de glissement SLD ou encore des dépôts plus profonds SLDx (Figure II.17). Cette direction est associée à la présence en aval du bassin de Grenade dont la pente est localement $< 1^\circ$ et à l'orientation des lignes de plus grande pente dans cette zone. Ceci démontre l'influence des pentes (même très faibles) dans l'emplacement des dépôts d'instabilités quel que soit leur source.

Enfin, nos expériences de modélisation analogique nous ont également démontré l'importance des ruptures de pentes dans la propagation d'un glissement sous-marin déclenché par un chargement de la pile sédimentaire (processus n°2). En effet, les modèles réalisés dans ce type de configuration montrent que la formation de la première faille – nécessaire à la propagation d'un glissement, tend à se former préférentiellement au niveau de la 2^{ème} rupture de pente (la plus distale, $< 2^\circ$). Par conséquent, comparé à un système avec une seule rupture de pente, un système avec au moins deux ruptures de pente permet à la déformation de se propager plus loin en aval et tend à augmenter la distance sur laquelle se propage un glissement. Par ailleurs, plus les angles et les longueurs des pentes sont grands, plus les contraintes gravitaires qu'elles induisent sont importantes, et plus le glissement se propage vite et loin. Les pentes jouent donc un rôle moteur dans le système.

VI.2.2.b Influence des surfaces de décollement et de la nature du matériel sollicité

Les travaux de modélisation analogique ont rapidement mis en évidence la nécessité d'une surface ou couche spécifique de décollement dans la formation d'un glissement, de quelque nature qu'il soit. En domaine marin, la localisation des surfaces de décollement à grande profondeur restreint leur accessibilité et les informations les concernant, notamment leur nature et les propriétés physiques qui les caractérisent. Toutefois, les forages profonds réalisés au cours de l'Expédition IODP 340 ont permis d'atteindre ces niveaux. La carotte forée dans la partie la plus distale du dépôt de glissement SLD (U1399-A) a notamment révélé la présence de niveaux hémipélagiques contenant une proportion d'argile importante alternant avec des dépôts turbiditiques volcanoclastiques de granulométrie sableuse à la base du glissement. Cette composition en « sandwich » représente des différentiels de porosité qui, sous l'effet d'une charge (i.e. contrainte gravitaire), induisent des niveaux de cisaillement et à posteriori, des surfaces de décollement à la base du glissement (Lafuerza et al., 2014). Les carottes forées dans la partie centrale du dépôt (U1400) montrent que la base du glissement se corrèle avec de nombreux niveaux de tephra intercalés dans des niveaux hémipélagiques argileux. La concentration de ces niveaux de tephra s'explique par la proximité du site de forage vis-à-vis de l'île (i.e. volcan), comparé au site de forage U1399. Cette différence de lithologie entre les deux sites suggère que la base du glissement n'est pas nécessairement constituée d'une seule et même surface, mais probablement de plusieurs surfaces de décollement. Élargie à l'épaisseur totale du glissement, ces alternances lithologiques génèrent donc potentiellement d'autres niveaux de décollements internes au glissement, qui sous l'effet d'une charge – voire de plusieurs – participent à la propagation du glissement en aval et peuvent être sollicités plusieurs fois au fur et à mesure des différents effondrements. Même si nos expériences de simulations analogiques utilisaient un dispositif constitué d'une seule surface de décollement (i.e. couche de silicone), nous pensons naturellement qu'en intégrant plusieurs couches de silicone à l'intérieur de la couche de sable, la propagation du glissement n'en aurait été que plus grande.

Comme discuté dans le Chapitre V, il est important de rappeler que le comportement Newtonien (i.e. fluide sans seuil d'écoulement) de la couche de silicone influence positivement la propagation du glissement dans nos modèles expérimentaux. Or dans le système naturel, nous pensons que les alternances lithologiques, constituant les surfaces de glissement, possèdent un seuil d'écoulement. Ce dernier est franchi dès lors qu'une contrainte

gravitaire suffisamment forte est imposée au système (induite par le dépôt d'une avalanche de débris par exemple). Toutefois, quel que soit le comportement mécanique de la surface basale du glissement, la phénoménologie reste inchangée (i.e. propagation d'un glissement et formation de chevauchements, de plis, de rampe, ...).

VI.2.2.c Influence de la sédimentation ou des apports de matériel

Nos expériences de modélisation analogique nous ont permis d'investiguer le rôle de la sédimentation ou des apports de matériel soudains dans un système en proie aux processus d'instabilité aériens comme sous-marins. Nous avons montré que quelque soit leur nature (i.e. apports proximaux, globaux, alternance des deux ou encore charge initiale en début d'expérience), les apports de matériel accélèrent momentanément et localement la déformation – voire la propagation – d'un glissement, pouvant même le réactiver lorsque celui-ci s'approche de l'immobilité. De plus, la manière dont se déroulent les apports de matériel influence les glissements. De manière générale, les apports périodiques alternés (proximaux puis globaux) sont les plus influents en terme de distance de propagation du glissement. En revanche, les quantités de raccourcissement les plus importantes sont généralement associées aux apports périodiques proximaux et alternés. D'une manière générale et appliqué au système naturel, les apports de matériel issus de l'île (i.e. proximaux, telles que les avalanches de débris), associés à la sédimentation globale du bassin (comprenant les courants de turbidité) constituent les deux modes de sédimentation les plus influents sur la propagation de la déformation (i.e. glissement). On comprend alors que les apports de matériel qu'ils génèrent, exercent une force gravitaire suffisamment importante capable de contrecarrer les forces cisailantes, le rapport des deux contrôlant le déclenchement ou pas d'un glissement. De plus, les résultats montrent que l'impact des apports de matériel sur le glissement s'amenuise avec le temps, et est également moins important si la masse chargée l'est également. Rapporté aux 3 effondrements de flancs de volcan reconnus dans l'histoire de la Montagne Pelée (volume décroissant de la première à la dernière), cela suggère bien que le dépôt de la première avalanche de débris a probablement eu plus d'impact que le dépôt de la seconde qui a suivi, puis de la dernière. De fait, ce résultat majeur se corrèle avec le modèle que nous proposons concernant la mise en place de la géométrie du système globale dès le premier effondrement.

VI.2.2.d Influence de l'eau

D'après les expériences de simulations numériques réalisées avec le code SHALTOP modélisant la mise en place d'une avalanche de débris aérienne en domaine marin (cf dernier effondrement de flanc du volcan de la Montagne Pelée), l'eau ne semble avoir que peu d'impact sur la morphologie et l'emplacement final (i.e. rupture de pente) du dépôt, mais joue un rôle important pendant la phase d'écoulement de l'avalanche, où cette dernière se met en place beaucoup plus lentement sous l'eau (cf les simulations réalisées avec $\kappa = 0,5$). Les simulations réalisées avec le code numérique HYSEA ne semblent pas montrer une telle différence de vitesse d'emplacement entre les simulations avec et sans eau (i.e. $\kappa = 0,5$ et $\kappa = 1$), mais elles confirment toutefois cette tendance où l'eau influe la dynamique d'écoulement et la morphologie finale du dépôt. Toutefois, quelles soient les conditions simulées (avec ou sans eau), le dépôt est toujours localisé au niveau de la rupture de pente. L'ensemble de ces résultats démontre que dans le cas de l'étude des effondrements de la Montagne Pelée, où l'initiation de l'instabilité se fait en domaine aérien, la topographie (et les variations de pente) jouent un rôle plus important que l'eau dans le contrôle de la mise en place des dépôts d'avalanche de débris.

Cependant, l'eau semble avoir un rôle important dans la propagation d'un glissement dont l'initiation se ferait en contexte marin. Les expériences de modélisation analogique réalisées systématiquement en milieu sec et en milieu aqueux montrent une influence notoire de l'eau sur la durée et sur la distance de propagation du glissement. En milieu sec, les glissements se propagent plus vite en début d'expérience mais s'arrêtent également plus vite. Sous l'eau, la pression hydrostatique contribue aux forces résistantes qui empêchent le glissement de s'initier aussi vite qu'en milieu sec, mais elle exerce surtout un rôle de catalyseur permanent dans la propagation de la déformation, permettant au glissement d'évoluer plus longtemps.

VI.2.2.e Conclusion

Au cours de cette thèse, nous avons ainsi abordé et testé l'influence que peuvent exercer certains paramètres sur les instabilités, et ceci via différentes approches (sismique, forages, numérique et analogique). Cela nous permet aujourd'hui de considérer les paramètres clés liés aux instabilités aériennes et sous-marines en Martinique. De fait, l'instabilité est naturellement dépendante de l'existence d'une pente, mais également de sa géométrie (angle,

longueur, rupture de pente). Toutefois, une forte pente ne suffit pas à produire un glissement et seule l'association avec d'autres paramètres génère son instabilité, tels que la nature et l'état des matériaux qui la compose (argiles, sable, consolidés, sous-consolidés, ...), qui à leur tour, conditionnent l'existence d'une ou plusieurs surfaces de décollement potentielles nécessaires à la propagation d'une instabilité (aérienne comme sous-marine). Les apports extérieurs de matériel de manière générale (sédimentaire ou volcanique) jouent donc un rôle majeur dans le déclenchement des instabilités sous-marines, alors que la pression hydrostatique facilite essentiellement la propagation du glissement en aval de la pente.

VI.3 A l'échelle de l'Arc Antillais : de l'île de Montserrat à l'île de St. Vincent

VI.3.1 Apports de nos travaux dans la ré-interprétation des processus de glissement à l'échelle de l'Arc des Petites Antilles

Nos travaux sur la Montagne Pelée ont permis de distinguer clairement l'existence de deux processus d'instabilité identifiés à partir des caractéristiques suivantes :

1/ Les effondrements de flanc de volcans laissent à terre une cicatrice de glissement en forme de fer à cheval. Les avalanches de débris associées se caractérisent, à terre comme en mer, par la formation de dépôts chaotiques pouvant être constitués de blocs atteignant plusieurs centaines de mètres de longueur pour une dizaine de mètres de hauteur et leur conférant une morphologie en hummocks. En mer, ces dépôts se mettent en place de manière proximale vis-à-vis des îles volcaniques. Sur les données de géophysique marine, les dépôts d'avalanche de débris se reconnaissent par la présence de morphologies en hummocks sur la bathymétrie, d'hyperboles de réfraction sur les profils de sondeur de sédiments, mais également par un faciès chaotique sur les profils de sismique réflexion.

2/ Contrairement aux avalanches de débris qui s'initient à terre et se déposent en mer, les glissements sous-marins s'initient et se déposent en mer. Suite à la charge occasionnée par l'apport de matériel (i.e. dépôts d'avalanche de débris) lié aux instabilités à terre, les contraintes gravitaires exercées sur la pente augmentent et surpassent les propriétés résistantes des sédiments. Sollicitées, les couches ou surfaces profondes fragiles (i.e. dont les caractéristiques lithologique et mécanique sont propices au cisaillement) forment des surfaces de décollement potentielles et permettent aux glissements de se propager. Les dépôts de

glissements n'ont pas une signature morphologique atypique comme les dépôts d'avalanche de débris, mais se traduisent sur les profils de sismique réflexion par un facies chaotique. Ils peuvent présenter des fronts morphologiques et/ou des rides de compression à leur surface, attestant des mouvements compressifs internes (plis, chevauchements, ...). Les dépôts sont également caractérisés par des structures extensives en amont du dépôt (failles normales, affaissement de la masse glissée), mais leur localisation (amont de la pente) et le remplissage des structures par les apports de matériel rendent leur identification difficile. Comparés aux dépôts d'avalanche de débris, les dépôts issus de glissements sous-marins sont généralement plus volumineux (SLD : 300 km³ contre 2 à 25 km³ pour les avalanches de débris, estimés à partir des volumes manquant à terre) et d'une surface d'extension plus importante (e.g. 1200 km² contre 50 km²). Enfin les SLDs se mettent en place sur des pentes faibles (< 2°) ; alors que les avalanches de débris se mettent en place sur des pentes plus fortes.

	Avalanches de débris (instabilités aériennes)	Glissements (instabilités sous-marines)
<i>Distance de propagation</i>	40 km	50 km
<i>Volumes déstabilisés</i>	1 ^{er} dépôt: 25 km ³ 2 ^{ème} dépôt débris : 13 km ³ 3 ^{ème} dépôt (DAD3) : 2 km ³	300 km ³
<i>Aire</i>	50 km ²	1200 km ²
<i>Morphologie des dépôts en surface</i>	Hummocks	Front morphologique et/ou rides de compression
<i>Structures internes</i>	Blocs (10 – 100 m)	Plis et chevauchements, voire failles normales
<i>Signature en profondeur</i>	Facies chaotique et hyperboles de diffraction	Facies perturbé à chaotique
<i>Facteur(s) déclencheur(s)</i>	Eruptions, charge gravitaire sur le flanc de l'édifice, érosion/altération, ...	Charge gravitaire induite par les dépôts d'avalanche de débris

Tableau VI.1 : Tableau comparatif des caractéristiques principales des deux types d'instabilités identifiées en Martinique.

Bien que des forages profonds n'aient été réalisés qu'au large de la Martinique et de Montserrat, par analogie avec ce que l'on observe en Martinique, nous proposons de généraliser les 2 types d'instabilités observés à l'ensemble de l'Arc Antillais : les instabilités aériennes, issues de l'effondrement de flanc des édifices volcaniques et générant des avalanches de débris et les instabilités sous-marines qui génèrent des glissements sous-marins. Nous proposons ainsi que tous les dépôts avec des morphologies en hummocks au large de Montserrat, la Dominique, la Martinique, Ste Lucie et St Vincent résultent d'instabilité du flanc de volcans tandis que tous les dépôts identifiés par des faciès chaotiques sur la sismique et s'étendant à plusieurs dizaines de km de l'île résulteraient de glissements sous-marins (Figure VI.2). L'ordre de grandeur des différences de caractéristiques entre les différents processus sur les différentes îles est cohérent avec nos observations en Martinique (Tableau VI-2). Le déclenchement de glissements sous-marins par la mise en place en mer d'avalanches de débris aériennes liées à des effondrements de flanc de volcan serait donc un processus général à l'échelle de l'arc des Petites Antilles.

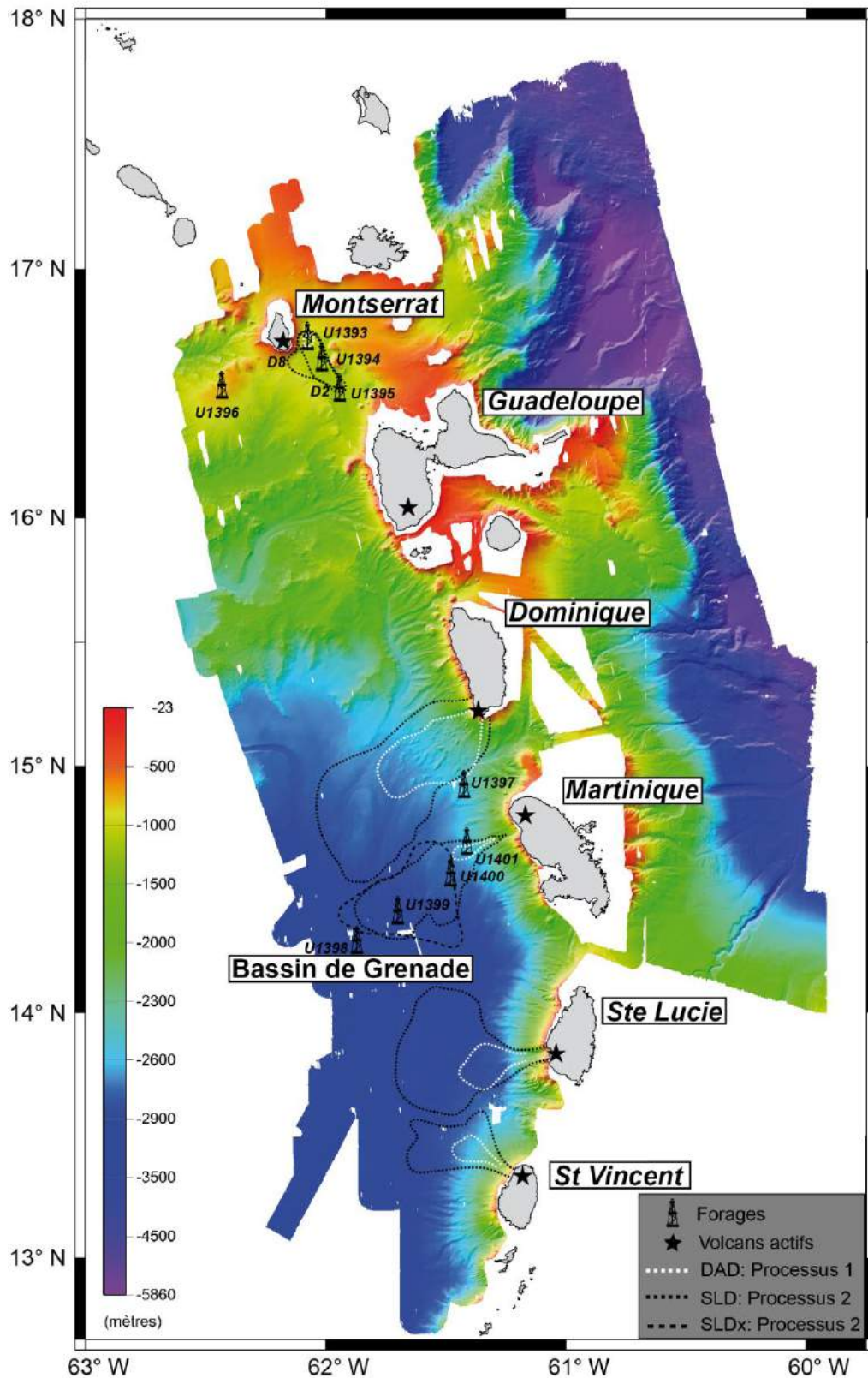


Figure VI.2 : Extension des dépôts d'instabilités identifiés au large des Petites Antilles, issus de deux processus distincts: Processus 1 : les effondrements de flanc de volcan générant des avalanches de débris ; Processus 2 : les glissements sous-marins générant les SLD (submarine landslide deposits) (modifié d'après Le Friant et al., 2015).

Processus	Volume (km3)	Surface (km2)	Distance de propagation (km)	Hauteur (m)
Montserrat				
Dépôt 1 - DAD	1,7	51	12 – 14	2000
Dépôt 2 - SLD	9,5	212	34	200
Dépôt 8 - SLD	>16	250	30	200 -- 300
Dominique				
DAD	18 - 20	1000	50	3500
SLD	+ 500 ?	3500	65 ?	500 ?
Martinique				
DAD3	1,8	60	40	3500
SLD	300	1200	50	500
SLDx	?	+ 1000 ?	50 ?	500 ?
Ste. Lucie				
DAD	10	350	40	3500
SLD	+ 500 ?	800	55 ?	500 ?
St. Vincent				
DAD	9	?	35	3500
SLD	200 ?	600	55 ?	500 ?

Tableau VI.2 : Comparaison des principales caractéristiques des instabilités identifiées au large des îles des Petites Antilles (DAD : debris avalanche deposit ; SLD ; submarine landslide deposit). Les extensions des dépôts présentés dans ce tableau sont visibles sur la Figure VI.2. Les valeurs du tableau sont extraites de Le Friant et al., 2002, 2003a, 2009, 2015 ;Boudon et al., 2007 et Watt et al., 2012a.

VI.3.2 Les différences importantes entre le Nord et le Sud de l'Arc Antillais

Le tableau VI-2 et la Figure II.17 nous permettent de mettre en évidence des différences importantes entre les dépôts des différentes îles mais aussi entre le nord et le sud de l'arc. Nous observons par exemple que les toutes les instabilités au nord se produisent dans plusieurs directions et que les volumes concernés aussi bien pour les instabilités aériennes que

sous-marines sont généralement de beaucoup plus petite taille que les instabilités du sud de l'arc (Boudon et al., 2007 ; Le Friant et al., 2015). Nous observons aussi une mobilité beaucoup moins importante pour les SLD au Nord que pour ceux du sud de l'arc.

Une autre différence importante est apparue lors des forages réalisés pendant l'Expédition IODP 340. Les forages réalisés dans le dépôt SLD au large de la Martinique ont révélé la présence de sédiments très déformés (micro-failles, inclinaisons fortes, structures de convolutes, etc.) tandis qu'aucune déformation n'a été observée dans les sédiments forés au large de Montserrat. Cette déformation témoigne probablement de processus de glissement différents entre le nord et le sud de l'Arc. Watt et al (2012a) proposent un mécanisme de *seafloor sediment failure* lié à la mise en place des avalanches de débris au large de l'île de Montserrat. Les auteurs suggèrent que la morphologie confinée des dépôts témoigne d'une mobilité réduite des glissements, mais ils s'attendent quand même à trouver de la déformation. Or, ce modèle ne concorde pas avec les observations faites sur les données de forage de la Martinique ni avec la morphologie frontalement émergente du dépôt SLD (i.e assimilé à un glissement dynamique, Frey-Martinez et al., 2005, 2006) qui montre également un front morphologique majeur à sa surface.

Nous tentons ici de dégager les paramètres importants pouvant expliquer l'ensemble de ces différences entre le nord et le sud de l'arc.

VI.3.2.a Topographie et pentes

La morphologie des fonds sous-marins et les variations de bathymétrie et de pente autour des îles permettent en partie d'expliquer les différences d'orientation et de localisation des glissements entre les îles du nord et du sud de l'arc (Le Friant, 2001, Boudon et al., 2007). En effet, le dénivelé entre le sommet du volcan à Montserrat et le fond du demi-graben de Bouillante - Montserrat est de l'ordre de 2000 m. Il est donc beaucoup moins important que le dénivelé entre le sommet de la Montagne Pelée et le fond du Bassin de Grenade qui atteint 4500 m au total. De même, l'espace ouvert par le demi-graben de Bouillante-Montserrat au Nord est moindre comparé à celui créé par le Bassin de Grenade en aval des îles du sud de l'arc. Les pentes à l'ouest des îles du sud de l'arc sont par conséquent plus importantes que les pentes autour des îles du nord, ce qui favorise les instabilités importantes vers l'ouest dans la partie sud de l'arc (Boudon et al., 2007). De plus, les déformations observées dans les

sédiments marins au large de la Martinique suggèrent que l'espace important du Bassin de Grenade comparé à celui du demi-graben de Bouillante-Montserrat permet aux glissements sous-marins de se propager de manière plus importante et donc d'engendrer des déformations plus importantes également. Dans la partie nord de l'arc, le demi-graben de Bouillante Montserrat joue un rôle similaire au Bassin de Grenade en canalisant les dépôts d'instabilités (Lebas et al., 2011). Par ailleurs, les processus d'instabilités favorisés à l'Ouest des îles du Sud, amènent les flancs effondrés à devenir non seulement plus abrupts que leurs homologues à l'Est mais surtout plus fragiles, favorisant des effondrements futurs.

VI.3.2.b Nature des produits volcaniques qui constituent les édifices volcaniques

A terre, les édifices volcaniques des îles du Nord et du Sud présentent également des différences majeures en terme de composition des produits volcaniques émis. A Montserrat, le complexe de Soufrière Hills (siège de l'activité volcanique récente de l'île) (Figure I.34) est composé à la fois de produits pyroclastiques (i.e. retombées et écoulements pyroclastiques) mais également de coulées et dômes de lave. A l'inverse, la Montagne Pelée est principalement constituée de produits pyroclastiques à l'exception de quelques dômes de lave dans la zone sommitale. Or la lithologie des édifices volcaniques joue un rôle majeur dans la stabilité des édifices volcaniques et dans le comportement des avalanches de débris lors de leur écoulement et de la mise en place de leur dépôt. Les produits qui composent les volcans, leur altération par les systèmes hydrothermaux, les injections magmatiques ou l'existence de surfaces de faiblesse dans l'édifice dues à des discontinuités, des changements dans la lithologie des produits émis ou des limites des structures en fer à cheval d'effondrements de flancs passées sont autant de facteurs qui pourront favoriser des instabilités futures. De plus, la nature massive des laves constituant les édifices volcaniques confèrent une compétence aux matériaux déstabilisés dont les dépôts résultants seront plus ou moins mobiles selon leur état de fragmentation. A titre d'exemple, le Complexe du Plat Pays en Dominique est constitué de très gros dômes de lave massive. L'effondrement de ce complexe volcanique a généré l'un des plus importants dépôts d'avalanche de débris de l'arc des Petites Antilles identifié en mer. Ce dernier est notamment composé de plusieurs mégablocs, tel que celui de Scott Head, atteignant 500 m de long, 300 m de large et 60 m de haut (Le Friant et al., 2002). C'est

probablement la compétence des matériaux avant effondrement qui explique la présence de ces mégablocs de grande taille non disloqués.

VI.3.2.c Volumes

Lors des effondrements de flancs de volcan, les volumes de matériel effondré sont différents d'un à deux ordres de grandeurs entre les îles du Nord et du Sud de l'arc. Au large de l'île de Montserrat et dans l'histoire récente, les dépôts d'avalanche de débris n'excèdent pas 1.7 km^3 (quelques dixièmes de km^3 dans le cas de la Guadeloupe; Chapitre I section 2.2.2), contre plusieurs km^3 à plusieurs dizaines de km^3 dans le cas des îles du Sud (Tableau VI.2 et Figure VI.2). Cette différence est principalement due à l'existence de systèmes hydrothermaux plus développés sur les volcans du Nord de l'arc (Soufrière Hills et Soufrière de Guadeloupe) qui favorisent la fragilité et l'instabilité des édifices. Ainsi, il n'est pas nécessaire de surcharger l'édifice sur ces systèmes hydrothermaux très développés pour que sa stabilité soit mise en jeu. Les effondrements de flanc sont par conséquent plus fréquents et de plus faible volume (Boudon et al., 2007). Cette différence de volume a des implications importantes quant aux glissements sous-marins générés, puisque les contraintes gravitaires appliquées par les avalanches de débris sur les sédiments marins seront plus importantes dans la partie sud de l'arc où les volumes sont plus importants que dans la partie nord. Les glissements sous-marins générés seront d'autant plus grands que l'espace du Bassin de Grenade au Sud est bien plus grand que le demi-graben de Bouillante de Montserrat au Nord, permettant aux glissements de se propager sur de grandes distances.

VI.3.2.d Nature des sédiments marins

La nature des sédiments marins sur lesquels viennent se déposer les avalanches de débris jouera aussi un rôle important. Les forages réalisés au large des îles de Montserrat et de la Martinique ont permis de mettre en évidence une différence notable sur la nature des sédiments, caractérisant une nouvelle fois une disparité entre les îles du Nord et du Sud de l'Arc. En Martinique, les sédiments hémipélagiques sont généralement de granulométrie plus fine et plus riche en argiles que les sédiments hémipélagiques observés au large de Montserrat. De même, les dépôts turbiditiques sont beaucoup plus nombreux, de granulométrie plus grossière (sableuse) avec des épaisseurs pouvant atteindre une dizaine de mètres (Figure II.17). À l'inverse, les dépôts turbiditiques observés au large de Montserrat sont généralement

moins nombreux, essentiellement concentrés dans le demi-graben de Bouillante-Montserrat (Figure I.34) et de granulométrie plus fine bien que pouvant être tout aussi épais. Par ailleurs, les dépôts turbiditiques forés au large de la Martinique sont essentiellement volcanoclastiques (i.e. liés à l'activité éruptive de la Montagne Pelée), alors que les dépôts turbiditiques au large de Montserrat sont parfois composés de 50-60% de particules carbonatées. Ces dernières ont été associées aux processus d'érosion de la plateforme carbonatée située non loin des sites de forages (Figure II.17) et incorporées lors de la mise en place des turbidites (Trovimovs et al., 2013). Or, la nature des sédiments hémipélagiques plus argileuse, combinée à la granulométrie plus grossière des dépôts turbiditiques en Martinique, favorise la formation de niveaux de surpression interstitielle, et à posteriori, de surfaces de décollement préférentielles dans les fonds marins. La multiplicité de ces alternances lithologiques en profondeur favorise également la mobilité et la propagation des glissements sous-marins en aval.

VI.3.2.e Conclusion

Par conséquent, les dénivelés plus importants, les pentes plus abruptes à l'Ouest qu'à l'Est, les sédiments marins plus argileux, un espace grand ouvert vers l'aval, une variation des produits volcaniques, une différence de développement des systèmes hydrothermaux et des volumes d'avalanches de débris plus importants, sont autant de facteurs qui favorisent les instabilités sous-marines de plus grande ampleur au large des îles du Sud de l'arc des Petites Antilles, et qui permettent d'expliquer les différences importantes observées entre les îles du Nord et celles du Sud.

VI.4 A l'échelle globale : comparaison avec d'autres occurrences dans le monde

La comparaison des différents types d'instabilité du domaine marin en fonction des différents contextes géodynamiques dans lesquels elles se produisent est un travail délicat. Une des manières de caractériser les instabilités est par conséquent de comparer différentes grandeurs caractéristiques (hauteur d'effondrement, distance de propagation...) afin d'en retirer des tendances. C'est ce que nous faisons dans cette dernière partie en discutant de la mobilité des glissements avant de s'intéresser à quelques cas spécifiques d'instabilité en contexte insulaire.

VI.4.1 La mobilité des glissements

La mobilité d'un glissement est souvent caractérisée et quantifiée au regard de la distance de propagation mais également de la géométrie des dépôts. Heims, en 1932, instaure pour la première fois le terme de *Farboschung*, permettant de quantifier la mobilité d'un glissement selon la relation suivante :

$$F = \Delta H/L$$

Où ΔH est la hauteur différentielle entre le sommet de la zone de rupture et l'extrémité du dépôt. Le terme L correspond à la distance totale parcourue par le glissement, depuis le point le plus élevé de la zone de rupture jusqu'au front en aval. De cette manière, l'auteur démontre que dans le cas des glissements aériens, F est inversement proportionnel au volume initial. Les glissements sous-marins sont également répertoriés (Edgers and Karlsrud, 1982 ; Hampton et al., 1996) et la comparaison avec leurs homologues aériens révèle non seulement que le milieu aqueux favorise la mobilité des glissements, comme nous avons également pu le démontrer dans nos expériences de modélisation analogique (Figure V.19), mais qu'ils tendent aussi à être plus volumineux (Figure VI.2.).

Le diagramme présenté en Figure VI.3 permet de mettre en évidence deux grandes tendances. Tout d'abord, les volumes de matériels impliqués dans les processus d'instabilité sous-marine (notamment d'effondrements de flancs ou de glissements) sont généralement plus grands que ceux se produisant à terre. Que ce soit en domaine de subduction ou en domaine intraplaque, les effondrements de flancs de volcans induisent des avalanches de débris le plus souvent entre un à plusieurs centaines de km^3 ou exceptionnellement de plusieurs milliers de km^3 , (avalanche de débris de Nuuanu à Hawaii, Moore et al., 1989, 1994). En revanche, les glissements sous-marins peuvent aussi bien faire glisser plusieurs millions de m^3 à plusieurs dizaines de milliers de km^3 (i.e. glissement d'Hilina à Hawaii, Smith et al., 1999). De plus, les processus sous-marins sont généralement caractérisés par une mobilité plus importante comparé à leurs homologues aériens, d'autant plus lorsque les volumes impliqués sont grands. Aux Petites Antilles, les SLDs sont caractérisés par un rapport H/L de l'ordre de 0.01 contre 0.07 à 0.1 dans le cas des DADs associés (Figure VI.3). Cette différence de près d'un ordre de grandeur est une caractéristique importante permettant la bonne distinction entre les deux types de processus.

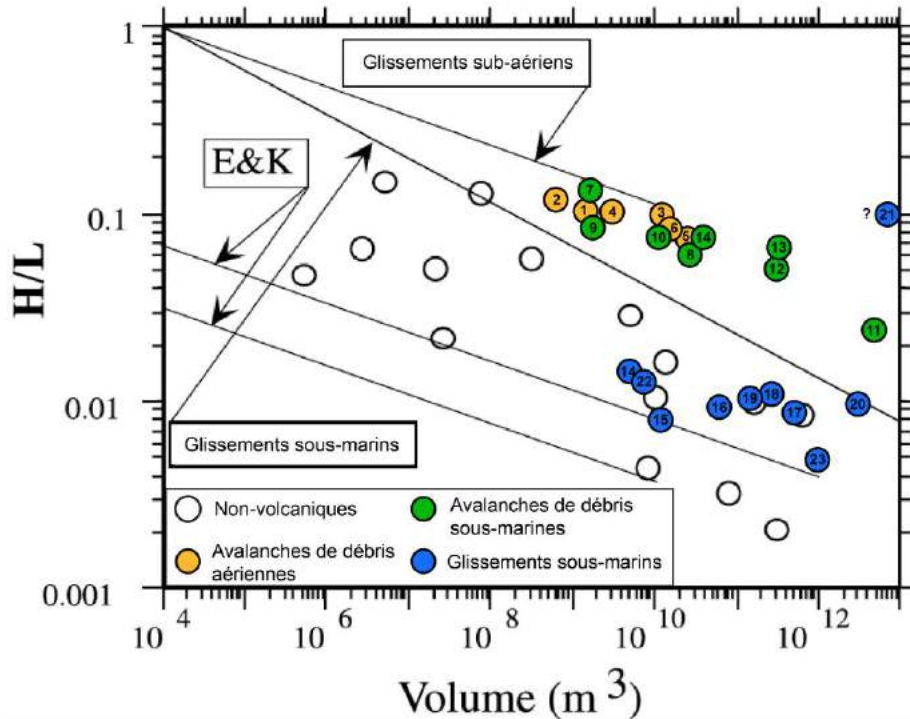


Figure VI.3 : Diagramme illustrant la mobilité des glissements aériens et sous-marins en fonction du terme de Farboschung et du volume (E&K, Edgers and Karlsrud 1982 et Hampton et al., 1996 ; modifié d'après Locat et Lee, 2002).

- | | |
|---|---|
| 1 : Bandai-San (1888) – Legros, 2002 | 15 : Montserrat (SLD-D2) – Lebas et al., 2011 ; Watt et al., 2012 et Le Friant et al., 2015 |
| 2 : Bezymianni (1956) – Legros, 2002 | 16 : Montserrat (SLD-D8) – Lebas et al., 2011 ; Watt et al., 2012 et Le Friant et al., 2015 |
| 3 : Colima – Legros, 2002 | 17 : Dominique et Ste. Lucie (SLDs) – Le Friant et al., 2002 et Boudon et al., 2007 |
| 4 : Mont St. Helens (1980) – Legros, 2002 | 18 : Martinique (SLD) – Brunet et al. (soumis) |
| 5 : Mont Shasta – Legros, 2002 | 19 : St. Vincent (SLD) – Le Friant et al., 2009 |
| 6 : Socompa – Legros, 2002 | 20 : Storegga – Haflidason et al., 2004 et Legros, 2002 |
| 7 : Montserrat (DAD) – Lebas et al., 2011 et Le Friant et al., 2015 | 21 : Hilina – Moore et al., 1989 ; Morgan et al., 2000 |
| 8 : Dominique (DAD) - Le Friant et al., 2002 et Boudon et al., 2007 | 22 : T20 Slump – Frey-Martinez et al., 2005, 2006 |
| 9 : Martinique (DAD3) – Le Friant et al., 2003a et Brunet et al. (2015) | 23 : ISC – Frey-Martinez et al., 2005, 2006 |
| 10 : Ste. Lucie et St. Vincent (DADs) – Le Friant et al., 2009 et Boudon et al., 2007 | |
| 11 : Nuuanu – Moore et al., 1989, 1994 et Legros, 2002 | |
| 12 : Alike-2 – Moore et 1989, 1994 | |
| 13 : Icod – Masson et al., 2002, 2006 | |
| 14 : El Golfo – Urgeles et al., 1997 et Masson et al., 2002, 2006 | |

Dans le cas des glissements sous-marins, il convient d'être prudent sur la notion de mobilité, notamment dans notre cas d'étude. En effet, contrairement aux avalanches de débris dont la distance entre le point de départ (cicatrice en fer-à-cheval à terre) et d'arrivée (en mer) correspond bien à la distance parcourue par l'avalanche jusqu'à son dépôt, ce n'est pas le cas du glissement sous-marin SLD. En effet, nous définissons le point de départ du glissement ainsi que l'extrémité du dépôt, mais nous ne pouvons quantifier la quantité de déplacement des sédiments au cours du glissement, et donc la distance réelle parcourue par le matériel puisque nous avons une déformation in-situ. En revanche, à défaut de pouvoir quantifier précisément la mobilité du glissement, des indices morphologiques/géométriques du dépôt permettent d'apporter des indices quant à la dynamique du glissement. En effet, la présence d'une rampe émergente à la base de la partie centrale du dépôt correspond à celle décrite pour la première fois par Frey-Martinez et al. (2005, 2006) sur les glissements de la marge Israélienne. Ce dernier démontre que la rampe est le témoin d'un glissement suffisamment dynamique (i.e. énergie d'inertie) pour quitter sa surface de décollement, surmonter la pile sédimentaire et se propager en aval. Par ailleurs, les déformations identifiées sur les données de sismique et de forage, notamment les structures de chevauchements et le front morphologique majeur en surface, attestent des mouvements compressifs importants localisés non seulement dans la partie centrale du dépôt, mais également dans sa partie distale. Ces indices suggèrent donc bien une certaine énergie dans la dynamique de mise en place du glissement.

VI.4.2 Comparaison avec d'autres occurrences dans le monde

Au-delà des frontières Antillaises, nous nous demandons naturellement si le nouveau modèle que nous proposons est applicable à d'autres contextes. Pour tester cette hypothèse, nous considérons quatre exemples dans des contextes géodynamiques différents.

Comme décrit dans le Chapitre I, les fonds marins au large de l'archipel d'Hawaii sont caractérisés par deux types de processus d'instabilités majeurs (Moore et al., 1984, 1989) : les *slumps* et dépôts d'avalanches de débris. En l'état actuel de nos connaissances, les *slumps* sont souvent associés à l'extension de rift-zones, elles-mêmes issues d'un processus de *volcano spreading* (étalement de l'édifice volcanique). L'injection de magma le long de ces fractures crée des surfaces basales de décollement profondément enracinées dans le volcan, à l'origine de mouvements décrochants progressifs, tel que le *slump* d'Hilina, initié sur le flanc

sud-est du Kilauea (10 cm/an, Smith et al., 1999). Les avalanches de débris sont associées à des évènements soudains de glissement de pans entiers de volcans dont les dépôts en mer, constitués de mégablocs, sont considérables, telle que l'avalanche de débris de Nuuanu au nord de l'île d'O'ahu. Il a été proposé que des avalanches de débris puissent découler de processus de *slumps* (Morgan et al., 2000), que ce soit en amont ou en aval de la pente (Morgan et al., 2000 et Masson et al., 2006). Toutefois, au regard des limites avales parfois définies en dehors des zones à blocs pour certains dépôts d'avalanche de débris (i.e. Alikea-1-2, Kalae-E-W, Clark, etc. ; Figure I.16) et de nos résultats sur les Antilles, nous pouvons nous demander si ces limites n'incluent pas des dépôts de glissements sous-marins.

Aux Canaries, il semble que la nature de deux dépôts soit ambiguë : El Julan et Las Playas I. Le premier a d'abord été considéré comme un dépôt d'avalanche de débris (dû au faciès moucheté des données de réflectivité), or les données de sonar ont ensuite montré l'absence de blocs (ou du moins très peu) ainsi que des ondulations et de nombreuses failles à la surface de ce dépôt (Masson et al., 2002). Les auteurs proposent alors un processus de *slump* similaire à celui observé à Hawaii. En revanche, les évènements de Las Playas I et II sont plus complexes. Les données de sismique réflexion mettent en évidence des dépôts à blocs typiques des avalanches de débris (Las Playas II) superposés à une zone déformée plus vaste (Las Playas I). Les dépôts d'avalanche de débris sont associés à un évènement d'effondrement majeur du volcan, et la zone sous-jacente à un processus de *slump* dont les structures de glissement en amont de la pente sous-marine sont caractérisées par des failles normales. Au regard de la disposition spatiale des deux dépôts, les auteurs suggèrent que des parties du *slump* se soient déstabilisées sous forme d'avalanche, comme cela est proposé à Hawaii (Moore et al., 1989, 1994). Or le mécanisme inverse comme nous l'envisageons aux Antilles, à savoir l'avalanche de débris qui déstabilise les sédiments marins sous forme d'un glissement sous-marin, n'a pas été proposé. De fait, notre modèle pourrait être applicable dans le cadre de ces événements (I et II).

De nombreux dépôts d'avalanches de débris ont également été cartographiés en mer au large de la Réunion (Oehler et al., 2008) malgré l'absence de blocs en surface. De plus, les auteurs identifient des « secondary submarine landslides » (représentant 1/3 des dépôts reconnus en mer) situés en aval des dépôts d'avalanche de débris et dont les volumes peuvent atteindre 100 km³. Le Friant et al. 2011 proposent une nouvelle interprétation de certains de ces dépôts autour du Piton des Neiges qui pourraient être dus à un étalement gravitaire du volcan avec des instabilités de pente sous-marine générant des morphologies en hummocks.

Le grand dépôt d'instabilité reconnu au large du Piton de la Fournaise ne présente quant à lui pas de morphologie en hummocks mais uniquement un facies chaotique sur la sismique et le sondeur de sédiment 3.5 kHz. Au vu de nos résultats aux Antilles, il pourrait donc être un bon candidat pour être ré-interprété et l'apport de forages dans ce dépôt permettrait de soulever la question de son origine.

Enfin, nous pouvons citer l'exemple du Stromboli où des évènements d'effondrements ont également affecté le volcan et laissé des cicatrices en fer-à-cheval à terre telles que celle du Sciara del Fuoco au nord-ouest du volcan (Bosman et al., 2009 ; Romagnoli et al., 2009). L'extension sous-marine de la structure montre l'existence d'un important cône sous-marin bombé (i.e. *bulge*) que les auteurs interprètent comme un DAD, malgré l'absence en surface de blocs caractéristiques (similaire à ce que nous observons en Martinique). Les auteurs arguent que le bulge créé est associé à la présence en profondeur de dépôts recouverts par une couverture sédimentaire épaisse. L'extension des DADs est toutefois définie au-delà de la zone d'accumulation potentielle des dépôts, basée sur l'analyse des données de géophysique marines. Dans ce cas d'étude, nous pouvons nous demander une nouvelle fois si les extensions en aval ne correspondent pas à un glissement sous-marin déclenché par l'accumulation en amont des dépôts d'avalanches de débris issus des multiples effondrements reconnus dans cette partie de l'île.

La majorité des études s'intéressant aux processus d'instabilité des édifices volcaniques ne disposent pas de données de forages profonds afin de compléter les données de géophysique marine. Or l'exemple des Petites Antilles montre les limites de ces données dans la compréhension des systèmes d'instabilités. Les forages réalisés à Hawaii ou aux Canaries étaient tous localisés dans les turbidites ou coulées de débris situées en dehors des zones de glissements. Pour savoir si certains dépôts aux Canaries, à Hawaii, à la Réunion ou au Stromboli pourraient être réinterprétés en terme de glissements sous-marins reliés à des dépôts d'avalanche de débris en amont, il faudrait réaliser des forages profonds directement dans les parties sans blocs des dépôts, comme cela a été fait aux Petites Antilles. Nous voyons déjà dans ces différents contextes que plusieurs dépôts seraient de bons candidats. Notre modèle de lien entre les instabilités aériennes et sous-marines pourrait alors s'étendre au-delà des Petites Antilles.

VI.5 Perspectives de ce travail

Au cours de ce travail de recherche, nous avons insisté sur la nécessité de combiner différents types de jeux de données (géophysique et forages) ainsi que différentes approches (numériques et expérimentales) pour mieux comprendre les différents types d'instabilités se produisant en contexte volcanique insulaire. A l'issue de ce travail, de nouvelles questions ont émergé auxquelles nous espérons pouvoir répondre à plus ou moins long terme :

- Quel est l'âge du SLD ? A quel moment dans l'histoire éruptive du volcan de la Montagne Pelée se met-il en place ?
- Le glissement se met-il en place en une seule ou plusieurs étapes ? La déformation est-elle instantanée ou continue ? Est-elle toujours active aujourd'hui ? Le processus de rupture des sédiments et de propagation de glissements sous-marins est-il récurrent dans l'histoire volcanologique de la Martinique (i.e. SLDx) ?
- Les glissements sous-marins sont-ils systématiquement liés à la charge occasionnée par une avalanche de débris issue d'un effondrement de flanc de volcan ? D'autres stimuli peuvent-ils entraîner un tel processus, tels que les séismes, la force des courants marins profonds, la déformation du flanc sous-marin du volcan à l'approche d'une éruption, etc.)
- Quel est l'impact tsunamigène de chaque processus (i.e. aérien et sous-marin) ? et lorsqu'ils sont combinés ?

Pour répondre à ces questions, cinq principales lignes de travail sont définies :

1/ La mission réalisée en Juin 2015 à l'*IODP's Gulf Core Repository* à College Station au Texas, a permis de collecter de **nouvelles données de CT-scanning** sur les carottes U1399-A et U1400-B. Les premières analyses montrent des micro-structures de déformations qu'on ne pouvait distinguer auparavant à l'œil nu. Elles nous permettront de caractériser plus finement la répartition de la déformation et surtout de travailler sur les zones de transition déformée/non déformée et donc d'investiguer les surfaces de décollement. .

2/ **Les contraintes temporelles sont indispensables** pour comprendre comment les glissements se sont mis en place mais l'obtention de ces données représentent un travail long et fastidieux qui n'a pu être mené pendant la thèse. Les données de $\delta^{18}\text{O}$ sont en cours d'interprétation sur le forage U1399 et permettront de confirmer l'âge de 130 ka proposé pour le SLD au large de la Martinique. Des données de $\delta^{18}\text{O}$ sont également en cours d'acquisition

dans le forage U1397 situé plus au Nord et en dehors des zones de glissements. Nous envisageons également de demander les échantillons du forage U1400 afin d'établir une stratigraphie $\delta^{18}\text{O}$ sur ce forage. L'ensemble de ces données permettra d'établir un modèle d'âge et de caler dans le temps la mise en place du glissement sous-marin, afin de l'intégrer dans l'histoire éruptive de la Montagne Pelée. Nous souhaitons aussi pour cela poursuivre le travail de téphrochronologie initié pendant cette thèse sur les niveaux de tephra de part et d'autre de la zone déformée.

3/ A plus long-terme, il serait important d'acquérir de nouvelles données de sismique réflexion de meilleure résolution au large de la Martinique, voire de l'Arc. Un positionnement stratégique de ces profils vis-à-vis du dépôt SLD et des précédents jeux de données permettrait d'obtenir une cartographie plus complète et plus précise des extensions du dépôt, notamment celles des dépôts SLDx en profondeur (Chapitre III, Brunet et al., soumis) dont la résolution actuelle des données et le positionnement des profils ne sont pas adaptés pour contraindre avec certitude l'extension. De même, des données de meilleure résolution acquises dans la partie proximale de l'île pourraient peut-être permettre de vérifier la présence en profondeur des dépôts d'avalanche de débris générés à la suite des premier et deuxième effondrements de flanc de la Montagne Pelée. Collectés à l'échelle de l'arc, ces profils de sismique haute-résolution permettraient de vérifier si la présence en profondeur du réflecteur basal à forte amplitude observée au large de la Martinique est commune aux autres îles, ce qui révélerait l'existence potentielle d'un niveau lithologique correspondant à un moment particulier dans l'histoire de l'arc.

4/ Nos expériences de modélisations analogiques sont encore très loin du modèle analogue idéal, où chaque facteur est dimensionné en fonction du réel et testé pour en connaître l'impact. Notre étude est donc davantage un travail préliminaire qui mériterait d'être poursuivi et approfondi afin de dégager non seulement les paramètres physiques intervenant dans les processus de glissements sous-marins au large de la Martinique, mais aller au-delà et chercher entre ces paramètres les liens qui aboutiraient à la définition de lois universelles qui gouvernent ce système comme celui de l'arc ou d'autres à travers le monde.

5/ Enfin, à plus long terme il sera nécessaire de réévaluer le risque tsunamigénique en Martinique comme le démontrent les résultats obtenus au cours de cette thèse. Nous avons constaté que la vitesse d'un glissement est un facteur clé dans la formation d'un tsunami et donc dans l'évaluation de l'aléa qui en découle. En outre, les estimations faites jusque-là sont

à la fois basées sur une distance de propagation des avalanches de débris bien supérieure à celles proposées aujourd'hui, mais également sur un volume de sédiments glissé bien inférieur (Chapitre IV, Brunet et al., en préparation ; Chapitres III, Brunet et al., soumis). Par conséquent, il serait important d'établir de nouveaux modèles tenant compte de ces nouvelles données, en simulant à la fois l'entrée en mer des avalanches de débris, puis les glissements sous-marins qu'elles entraînent pour connaître l'amplitude et les hauteurs de vagues maximum des tsunamis générés. L'enjeu dépasse non seulement le seul intérêt scientifique, mais aussi les frontières de la Martinique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Acosta, J., Uchupi, E., Smith, D., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Llanes, P., Ballesteros, M., and ZEE Working Group, (2003). Comparison of volcanic rifts on La Palma and El Hierro, Canary Islands and the Island of Hawaii: Marine Geophysical Researches, v. 24, p. 59–90, doi:10.1007/s11001-004-1162-6.
- Albertz, M., Beaumont, C., Shimeld, J. W., Ings, S. J., & Gradmann, S. (2010). An investigation of salt tectonic structural styles in the Scotian Basin, offshore Atlantic Canada: 1. Comparison of observations with geometrically simple numerical models. *Tectonics*, 29(4).
- Angermann, D., J. Klotz, and C. Reigber, (1999) Space geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171, 329– 334.
- Ancochea, E., F. Hem fin, A. Cendrero, J.M. Cantagrel, J.M. Ftister, E. Ibarrola, and J. Coello, (1994). Constructive and destructive episodes in the building of a young oceanic island, La Palma, Canary Islands, and genesis of the caldera de Taburiente, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60, 243-262.
- Ancochea, E., Brändle, J.L., Cubas, C.R., Hernán, F., Huertas, M.J. (1996). Volcanic complexes in the eastern ridge of the Canary Islands: the Miocene activity of the island of Fuerteventura. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70 , 183–204.
- Ancochea, E., Brändle, J.L., Huertas, M.J., Hernán, F., Herrera, R. (2008). Dike-swarms, key to the reconstruction of major volcanic edifices: The basic dikes of La Gomera (Canary Islands). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 173(3-4), 207-216. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.01.020.
- Andrade, S. D., & De Vries, B. V. W. (2010). Structural analysis of the early stages of catastrophic stratovolcano flank-collapse using analogue models. *Bulletin of volcanology*, 72(7), 771-789.
- Andrews, J.E., Bainbridge, C. (1972). Submarine canyons off eastern Oahu. *Pacific Science*, 26(1), 108-113.

B

- Barbeau, C., Bougie, R., Côté., J.-E., (1981a). Variations spatiales et temporelles du ce.sium-137 et du carbone dans des sédiments du fjord du Saguenay. *Can. J. Earth Sci.* 18, 1004-1011.
- Barnes, E.M. & Lewis, K.B. (1991). Sheet slides and rotational failures on a convergent margin: the Kidnappers Slide, New Zealand. *Sedimentology*, 38, 205-221.
- Bartetzko, A., & Kopf, A. J. (2007). The relationship of undrained shear strength and porosity with depth in shallow (< 50 m) marine sediments. *Sedimentary Geology*, 196(1), 235-249.
- Begét, J.E., et Kienle, J. (1992). Cyclic formation of debris avalanches at Mount St Augustine volcano, *Nature*, 356, 701-704.
- Ben-Avraham, Z., & Cooper, A. K. (1981). Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and North Pacific subduction zones. *Geological Society of America Bulletin*, 92(7), 485-495.

- Boespflug, X., B. F. N. Long, and S. Occhietti (1995). CAT-scan in marine stratigraphy: A quantitative approach. *Marine Geology*, 122, 281–301.
- Bogoyavlenskaya, G.E., Braitseva, O.A., Melekestsev, I.V., Kiriyanov, V.Y., Miller, C.D. (1985). Catastrophic eruptions of the directed-blast type at Mount St. Helens, Bezymianny and Shiveluch volcanoes. *J. Geodynamics*, 3, 189-218.
- Bohannon, R.G., Gardner, J.V., (2004). Submarine landslides of San Pedro Escarpment, Southwest of Long Beach, California. *Mar. Geol.* 203, doi: 10.1016/S0025-3227(03)00309-8, this issue.
- Boillot, G. (1990). *Géologie des marges continentales*, 3ème Edition Masson, Paris, 144 p.
- Borgia, A. (1990). Evoluzione strutturale dei vulcani a scudo terrestri e marziani, paper presented at 75th Congresso Nazionale, Soc. Geol. Ita., Milano.
- Borgia, A., & Treves, B. (1992). Volcanic plates overriding the ocean crust: structure and dynamics of Hawaiian volcanoes. *Geological Society, London, Special Publications*, 60(1), 277-299.
- Borgia, A. (1994). Dynamic basis of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research*, 99, B9, 17791- 17804.
- Borgia, A., & de Vries, B. V. W. (2003). The volcano-tectonic evolution of Concepción, Nicaragua. *Bulletin of volcanology*, 65(4), 248-266.
- Bosman, A., Chiocci, F. L., & Romagnoli, C. (2009). Morpho-structural setting of Stromboli volcano revealed by high-resolution bathymetry and backscatter data of its submarine portions. *Bulletin of volcanology*, 71(9), 1007-1019.
- Bouchut, F., Mangeney-Castelnau, A., Perthame, B., Vilotte, J.-P., (2003). A new model of saint venant and savage-hutter type for gravity driven shallow water flows. *Comptes Rendus Mathématique* 336 (6), 531-536.
- Bouchut, F., Westdickenberg, M., (2004). Gravity driven shallow water models for arbitrary topography. *Communications in Mathematical Sciences* 2 (3), 359-389.
- Bouchut, F., Fernandez-Nieto, E. D., Mangeney, A., and Narbona-Reina, G., (2015a). A two-phase shallow debris flow model with energy balance, *Math. Model. Num. Analy.*, 49(1), 101-140.
- Bouchut, F., Fernandez-Nieto, E. D., Mangeney, A., and Narbona-Reina, G. (2015b). A two-phase two-layer model for fluidized granular flows with dilatancy effects, *J. Fluid Mech.*, submitted.
- Boudon, G., Semet, M.P., Vincent, P.M. (1984). Flank failure-directed blast eruption at Soufriere, Guadeloupe, French-west-Indies - A 3,000-yr-old Mt St. Helens. *Geology*, 12 (6), 350-353. doi: 10.1130/0091-7613(1984).
- Boudon, G., Semet, M.P., Vincent, P.M. (1987). Magma and hydrothermally driven sector collapses –3100 AND 11,500-Y - BP eruptions of la Grande (La Soufriere) volcano, Guadeloupe, French-West-Indies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33 (4), 317-323. doi: 10.1016/0377-0273(87)90021-7.
- Boudon, G., (1993). La montagne Pelée, Martinique : évolution volcanologique, *Mem. Soc. Géol. France*, 163, 231-238.

- Boudon, G., J.-C. Komorowski, M. P. Semet, A. Le Friant, and C. Deplus. (1999). Frequent volcanic flank-collapses in the Lesser Antilles Arc: Origin and hazards (abstract), *Eos Trans. AGU*, 80(46), Fall Meet. Suppl., F1142.
- Boudon, G., A. Le Friant, B. Villemant, and J.-P. Viode (2005). Martinique, in *Volcanic Atlas of the Lesser Antilles*, edited by J. M. Lindsay et al., pp. 65–102, Seismic Res. Unit, Univ. of the West Indies, Trinidad and Tobago.
- Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J.-C., Deplus, C., Semet, M.P. (2007). Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: diversity of scale, processes, and temporal recurrence. *Journal of Geophysical Research*, 112, B8, B08205. doi:10.1029/2006JB004674.
- Boudon, G., Villemant, B., Le Friant, A., Paterne, M., & Cortijo, E. (2013). Role of large flank-collapse events on magma evolution of volcanoes. Insights from the Lesser Antilles Arc. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 263, 224-237.
- Bouysse, P., Mascle, A., Mauffret, A., De Lepinay, B. M., Jany, I., Leclere-Vanhoeve, A., & Montjaret, M. C. (1988). Reconnaissance de structures tectoniques et volcaniques sous-marines de l'arc récent des Petites Antilles (Kick'em Jenny, Qualibou, Montagne Pelee, nordouest de la Guadeloupe). *Marine geology*, 81(1), 261-287.
- Bouysse, P., Westercamp, D., Andreieff, P. (1990). The Lesser Antilles arc. In: Moore JC, Mascle A, et al (eds): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* (110), 29-44.
- BritSurvey, (2002). Seabed Project: Geological and Geophysical interpretation—Phase IV. Final Report. Report Number SP2-05- SV-01R-00000-02.
- Brun, J. P., & Choukroune, P. (1983). Normal faulting, block tilting, and decollement in a stretched crust. *Tectonics*, 2(4), 345-356.
- Faugere, E. T., & Brun, J. P. (1984). Modélisation expérimentale de la distention continentale. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique-physique, chimie, sciences de l'univers, sciences de la terre*, 299(7), 365-370.
- Brun, J. P., & Fort, X. (2008). *Entre sel et Terre: structures et mécanismes de la tectonique salifère*. Société géologique de France.
- Brunet, M., A. Le Friant, G. Boudon, S. Lafuerza, P. Talling, M. Hornbach, O. Ishizuka, E. Lebas, H. Guyard and IODP Science party (2015). Composition, geometry and dynamics of a large volcanic island landslide offshore Martinique: from volcano flank-collapse to seafloor sediment failure? *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17, doi:10.1002/2015GC006034.
- Bugge, T., Befring, S., Belderson, R.H., Eidvin, T., Jansen, E., Kenyon, N.H., Holtedahl, H., Sejrup, H.P.,(1987). A giant three-stage submarine slide off Norway. *Geo-Mar. Lett.* 7, 191–198.
- Bull, S., J. Cartwright and M. Huuse (2009), A review of kinematic indicators from mass transport complexes using 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology* 26 (7), 1132–1151.
- Bünz, S., Mienert, J., Bryn, P. & Berg, K. (2005). Fluid flow impact on slope failure from 3D seismic data: a case study in the Storegga Slide. *Basin Research*, 17, 109-122.

- Burollet, P. F. (1975). Tectonique en radeaux en Angola. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (4), 503-504.
- Brankman, C. M., & Shaw, J. H. (2009). Structural geometry and slip of the Palos Verdes fault, southern California: Implications for earthquake hazards. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(3), 1730-1745.
- Bryn, P., Solheim, A., Berg, K., Lien, R., Forsberg, C.F., Haflidason, H., Ottesen, D., Rise, L., (2003). The Storegga Slide complex; repeated large scale sliding in response to climatic cyclicity. In: Locat, J., Mienert, J. (Eds.), *Submarine Mass Movements and their Consequences*. Kluwer Academic Publishers, Netherlands, pp. 215– 222.
- Byrne, P. K., Holohan, E. P., Kervyn, M., de Vries, B. V. W., Troll, V. R., & Murray, J. B. (2013). A sagging-spreading continuum of large volcano structure. *Geology*, 41(3), 339-342.

C

- Cadell, H.M., (1890). Experimental researches in mountain building. *Trans. Roy. Soc, Edinburg*, 337pp.
- Callot, P., Sempere, T., Odonne, F., & Robert, E. (2008). Giant submarine collapse of a carbonate platform at the Turonian–Coniacian transition: the Ayabacas Formation, southern Peru. *Basin Research*, 20(3), 333-357.
- Campbell, C.S., Cleary, P.W., Hopkins, M., (1995). Large-scale landslide simulations: global deformation, velocities and basal friction. *Journal of Geophysical Research*, 100, 8267–8273.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F. & Bryn, P. (2004). Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, 213, 9-72.
- Carracedo, J. C. (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 94(1-4), 1-19. doi:10.1016/S0377-0273(99)00095-5
- Cassidy, M., J. Trofimovs, M. R. Palmer, P. J. Talling, S. F. L. Watt, S. G. Moreton, and R. N. Taylor (2013), Timing and emplacement dynamics of newly recognised mass flow deposits at 8–12 ka offshore Soufrière Hills volcano, Montserrat: How submarine stratigraphy can complement subaerial eruption histories, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 253, 1–14.
- Cassidy, M., J. Trofimovs, S. F. L. Watt, M. R. Palmer, R. N. Taylor, T. M. Gernon, P. J. Talling, and A. Le Friant (2014). Multi-stage collapse events in the South Soufrière Hills, Montserrat as recorded in marine sediment cores, *Geol. Soc. London*, 39, 383–397.
- Cloos, E. (1968). Experimental analysis of Gulf Coast fracture patterns. *AAPG Bulletin*, 52(3), 420-444.
- Cobbold, P.R. and Szatmari, P., (1991). Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, 188: 249-289.

- Cobbold, P. R., Clarke, B. J., & Løseth, H. (2009). Structural consequences of fluid overpressure and seepage forces in the outer thrust belt of the Niger Delta. *Petroleum Geoscience*, 15(1), 3-15.
- Cochonat, P., Lénat, J.F., Bachèlery, P., Boivin, P., Cornaglia, B., Deniel, C., Labazuy, P., Le Drezen, E., Lipman, P.W., Ollier, G., Savoye, B., Vincent, P.M., Voisset, M. (1990). Glissements et dépôts gravitaires en domaine volcano-sédimentaire sous-marin (volcan de la Fournaise, île de la Réunion). *C. R. Acad. Sci. Paris*. 311:679-686.
- Cochonat, P., Cadet, J. P., Lallemand, S. J., Mazzotti, S., Nouzé, H., Fouchet, C., & Foucher, J. P. (2002). Slope instabilities and gravity processes in fluid migration and tectonically active environment in the eastern Nankai accretionary wedge (KAIKO-Tokai'96 cruise). *Marine Geology*, 187(1), 193-202.
- Cohen, H. A., & Hardy, S. (1996). Numerical modelling of stratal architectures resulting from differential loading of a mobile substrate. Geological Society, London, Special Publications, 100(1), 265-273.
- Cohen, H.A. and McClay, K., (1996). Sedimentation and shale tectonics of the northwestern Niger Delta front. *Marine and Petroleum Geology*, 13(3): 313-328.
- Coleman, J.M. & Prior, D.B. (1988). Mass wasting on continental margins. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16, 101-119.
- Collot, J. Y., Lewis, K., Lamarche, G., & Lallemand, S. (2001). The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 106(B9), 19271-19297.
- Cooke R.J.S., 1981. Eruptive history of the volcano at Ritter Island, in Cooke–Ravian Volume of Volcanological Papers , pp. 115–123, ed. Johnson R.W. , Geological Survey of Papua New Guinea Memoir 10.
- Corredor, F., Shaw, J. H., & Bilotti, F. (2005). Structural styles in the deep-water fold and thrust belts of the Niger Delta. *Aapg Bulletin*, 89(6), 753-780.
- Crandell, D.R. (1989). Gigantic Debris Avalanche of Pleistocene Age From Ancestral Mount Shasta Volcano, California, and Debris-Avalanche Hazard Zonation. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1861.
- Crandell, D. R. (1989). Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation.
- Crans, W., Mandl, G. and Haremboure, J., (1980). On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding. *Journal of Petroleum Geology*, 2(3): 265-307.
- Crisp, J. A. (1984). Rates of magma emplacement and volcanic output. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(3), 177-211.
- Crutchley, G. J., et al. (2013). Insights into the emplacement dynamics of volcanic landslides from high-resolution 3D seismic data acquired offshore Montserrat, Lesser Antilles, *Mar. Geol.*, 335, 1–15, doi:10.1016/j.margeo.2012.10.004.

D

- Dana, J., D., (1890). Characteristics of volcanoes. University Press, John Wilson, Cambridge, Mass., 399 pp.
- Daubrée, A., (1879). Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Dunot.
- Davies, G., Norry, D., Gerlach, D., Cliff, R. (1989). A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hotspots: the geodynamic implications. Geological Society Special Publications, 42, 231–255.
- Davy, P., & Cobbold, P. R. (1988). Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. Bull. Geol. Inst. Uppsala, 14, 129-141.
- Delcamp, A., van Wyk de Vries, B., James, M.R. (2008). The influence of edifice slope and substrata on volcano spreading. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177 (4), 925-943.
- Delcamp, A., van Wyk de Vries, B., James, M.R., Gailler, L.S., Lebas, E. (2012). Relationship between volcano gravitational spreading and magma intrusion. Bull. of Volcan., 74, 743-765. Doi: 10.1007/s00445-011-0558-9
- DeMets, C., Jansma, P. E., Mattioli, G. S., Dixon, T. H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., Mann, P. (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion, Geophysical Research Letters, 27, 437–440.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski J-C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J., Cheminée, J-L. (2001). Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles arc. Earth and Planetary Science Letters, 192 (2), 145-157.
- Deplus, C., A. Le Friant, G. Boudon, J.-C. Komorowski, S. Sparks, and C. Harford (2002), Numerous DADs off the southern part of Monserrat revealed by recent oceanographic cruises. Paper presented at International Congress on Montagne Pelée 1902– 2002, IPGP-INSU-IAVCEI, Martinique Island, 12– 16 May.
- Doust, H., & Omatsola, E. (1990). AAPG Memoir. AAPG Memoir, 48, 201-238.
- Dreyer, T., Corregidor, J., Arbues, P., & Puigdefabregas, C. (1999). Architecture of the tectonically influenced Sobrarbe deltaic complex in the Ainsa Basin, northern Spain. Sedimentary Geology, 127(3), 127-169.
- Druitt, T.H., Kokelaar, B.P., (2002). The eruption of Soufrière Hills volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society, London, Memoir 21 (645 pp.).
- Duliu, O. (1999), Computer axial tomography in geosciences: An overview. Earth Science Reviews, 48, 265–281.

E

- Edgers, L., Karlsrud (1982). "Soil flows generated by submarine slides - case studies and consequences." Norwegian Geotechnical Institut 143.
- Elsworth, D. and Voight, B. (1995) Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. Journal of Geophysical Research, 100, B4, 6005-6024.

F

- Favre, A., (1978). Expériences sur les effets des refoulements ou écrasements latéraux en géologie. Archives des sciences physiques et naturelles, 246.
- Favreau, P., A. Mangeney, A. Lucas, G. Crosta, F. Bouchut, F (2010). Numerical modeling of earthquakes. Geophys. Res. Lett 37, L15305.
- Fernandez-Nieto, E., Bouchut, F., Bresch, D., Castro-Diaz, M.J., and Mangeney, A., (2008). A new Savage-Hutter type model for submarine avalanches and generated tsunamis, J. Comp. Phys., 227(16), 7720-7754.
- Fletcher, P. and Gay, N. C. (1971). Analysis of gravity sliding and orogenic translation: discussion. Geol. Soc. Am. Bull., 82, p. 2677-2682.
- Fornari, D.J., Moore, J.G., Calk, L. (1979). Large submarine sand-rubble flow on Kilauea volcano, Hawaii. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5 (3), 239-256. doi: 10.1016/0377-0273(79)90018-0.
- Frey-Martínez, J., Cartwright, J. & Hall, B. (2005). 3D seismic interpretation of slump complexes: examples from the continental margin of Israel. Basin Research, 17, 83-108
- Frey-Martínez, J., Cartwright, J. & James, D. (2006). Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic 218 characterisation. Marine and Petroleum Geology, 23, 585-604.
- Funck, T., Dickmann, T., Rihm, R., Krastel, S., Lykke-Andersen, H., Schmincke, H.-U. (1996). Reflection seismic investigations in the volcanoclastic apron of Gran Canaria and implications for its volcanic evolution. Geophysical Journal International, 125(2), 519-536. doi:10.1111/j.1365-246X.1996.tb00015.x
- Funck, T., and H.-U. Schmincke, (1998). Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data, J. Geophys. Res., 103, 15,393-15,407.

G

- Garcia MO, Davis MG (2001). Submarine growth and internal structure of ocean island volcanoes based on submarine observations of Mauna Loa volcano, Hawaii. Geol. Soc. Am. Bull. 29:163-166.
- Garcia, M. O. (1993). Pliocene-Pleistocene volcanic sands from site 842: Products of giant landslides, Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results, 136, 53-63.
- Garcia, M. O., & Hull, D. M. (1994). Turbidites from giant Hawaiian landslides: results from Ocean Drilling Program site 842. Geology, 22(2), 159-162.
- Garcia, M. O., S. B. Sherman, G. F. Moore, R. Groll, I. Popova-Goll, J. H. Natland, and G. Acton (2006), Frequent landslides from Koolau Volcano: Results from ODP Hole 1223A, J. Volcanol. Geotherm. Res., 151, 251-268.
- Gardner, J.V., Prior, D.B. & Field, M.E. (1999). Humboldt Slide - a large shear-dominated retrogressive slope failure. Marine Geology, 154, 323- 338.
- Gardner, J. V., Mayer, L. A., & Armstrong, A. (2005). New views of the US continental margins. In US Hydro 2005 Conference, San Diego, CA (pp. 1-13).

- Gaullier, V., & Vendeville, B. C. (2005). Salt tectonics driven by sediment progradation: Part II—Radial spreading of sedimentary lobes prograding above salt. *AAPG bulletin*, 89(8), 1081-1089.
- Gee, M.J.R., Masson, D.G, Watts, A.B. & Allen, P.A. (1999). The Saharan debris flow: an insight into the mechanics of long runout submarine debris flows. *Sedimentology*, 46, 317-335.
- Gemmer, L., Ings, S. J., Medvedev, S., & Beaumont, C. (2004). Salt tectonics driven by differential sediment loading: stability analysis and finite- element experiments. *Basin Research*, 16(2), 199-218.
- Gemmer, L., Beaumont, C., & Ings, S. J. (2005). Dynamic modelling of passive margin salt tectonics: effects of water loading, sediment properties and sedimentation patterns. *Basin Research*, 17(3), 383-402.
- Genesseeux, M., Mauffret, A., & Pautot, G. (1980). Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 290(14), 959-962.
- Germa, A. (2008). Evolution volcano-tectonique de l'île de la Martinique (arc insulaire des Petites Antilles): nouvelles contraintes géochronologiques et géomorphologiques (Doctoral dissertation, Université Paris Sud-Paris XI).
- Germa, A., X. Quidelleur, S. Labanieh, P. Lahitte, and C. Chauvel (2010). The eruptive history of Morne Jacob volcano (Martinique Island, French West Indies): Geochronology, geomorphology and geochemistry of the earliest volcanism in the recent Lesser Antilles arc, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 198, 297–310.
- Germa, A., Quidelleur, X., Labanieh, S., Chauvel, C., & Lahitte, P. (2011, a). The volcanic evolution of Martinique Island: Insights from K–Ar dating into the Lesser Antilles arc migration since the Oligocene. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 208(3), 122-135.
- Germa, A., Quidelleur, X., Lahitte, P., Labanieh, S., & Chauvel, C. (2011, b). The K–Ar Cassagnol–Gillot technique applied to western Martinique lavas: A record of Lesser Antilles arc activity from 2Ma to Mount Pelée volcanism. *Quaternary Geochronology*, 6(3), 341-355.
- Glicken, H., Voight, B., Janda, R.J. (1981). Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano. *IAVCEI Symp. Arc Volcanism, Tokyo and Hakone*. 109-110.
- Glicken, H. (1996). Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington. *Unites States Geologic Survey Open-File Report*, 96-677, 1-90.
- Gorshkov, G. S. (1959). Gigantic eruption of the volcano Bezymianny. *Bull. Volcanol.*, 21, 77-109.
- Graham, R. H. (1981). Gravity sliding in the Maritime Alps. In McClay K.R. and Price N.J. Ed., *Thrust and Nappe Tectonics*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 9, p.335-352.
- Grotzinger, J., & Jordan, T. H. (2010). *Understanding earth*. Macmillan.
- Guyard, H., P. Francus, G. St-Onge, S. Hausmann and R. Pienitz (2014). Microfacies and microstructures of subglacial and deglacial sediments from the Pingualuit Crater Lake (Ungava Peninsula, Canada). *Canadian Journal of Earth Sciences* 51 (12), 1084-1096.

H

- Haack, R. C., Sundararaman, P., Diedjomahor, J. O., Xiao, H., Gant, N. J., May, E. D., & Kelsch, K. (2000). AAPG Memoir 73, Chapter 16: Niger Delta Petroleum Systems, Nigeria.
- Haflidason, H., Sejrup, H.P., Bryn, P., Lien, R., Masson, D., Jacobs, C., Huehnerbach, V., Berg, K.,(2002). The architecture and slide mechanism of the Storegga Slide, Mid Norwegian margin. The Norwegian Petroleum Society, Annual Meeting in Trondheim, October 2002. NPFAbstracts and Proceedings Number 2, 80–81.
- Haflidason, H., Sejrup, H.P., Nygård, A., Mienert, J., Bryn, P., Lien, R., Forsberg, C.F., Berg, K. & Masson, D. (2004). The Storegga Slide: architecture, geometry and slide-development. *Marine Geology*, 213, 201-234.
- Hall, J., (1815). On the vertical position and convolution of certain strata, and their relation with granite. *Trans. Roy. Soc. London*, 7: 79-108.
- Hampton, M.A., Lee, H.J. & Locat, J. (1996). Submarine landslides. *Reviews of Geophysics*, 34, 33-59.
- Harbitz, C.B., S. Glimsdal, S. Bazin., N. Zamora, H.C. Smebye, F. Løvholt, H. Bungum, P. Gauer and O. Kjekstad (2012). Tsunami hazard in the Caribbean: Regional exposure derived from credible worst case scenarios. *Continental Shelf Research*, 38, 1–23.
- Harford, C.L., Pringle, M.S., Sparks, R.S.J., Young, S.R. (2002). The volcanic evolution of Montserrat using $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. In: The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999. Geological Society, London, Memoirs, 21, edited by T.H. Druitt, and B.P. Kokelaar, 231-262.
- Hébert, H. (1998). Etudes géophysiques d'une dorsale naissante (dorsale d'Aden à l'Ouest de 46°E) et d'une dorsale fossile (dorsale de Wharton) : implications sur les processus de l'accrétion océanique, et la déformation intraplaque de l'Océan Indien. Thèse de Doctorat, Université de Paris VII, France.
- Heim, A. (1932). *Bergstruz und Menschenleben*. Fretz und Wasmuth 112: 489–509. Verlag, Zurich.
- Heinrich, P., G. Boudon, J. C. Komorowski, R. S. J. Sparks, R. Herd, and B. Voight, (2001a). Numerical simulation of the December 1997 debris avalanche in Montserrat, *Geophys. Res. Lett.*, 28(13), 2529– 2532.
- Heinrich, P., A. Piatanesi, and H. Hebert (2001b). Numerical modelling of tsunami generation and propagation from submarine slumps: the 1998 Papua-New Guinea event, *Geophys. J. Int.*, 144, 97– 111.
- Heller, V., & Hager, W. H. (2014). A Universal Parameter to Predict Subaerial Landslide Tsunamis?. *Journal of Marine Science and Engineering*, 2(2), 400-412.
- Herd, R.A., Edmonds, M., Bass, V.A. (2005). Catastrophic lava dome failure at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, 12–13 July 2003. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148, 234-252.
- Hilbrecht, H. (1989). Redeposition of Late Cretaceous pelagic sediments controlled by sea-level fluctuations. *Geology*, 17(12), 1072-1075.
- Hitchcock, C.H. (1900). *Geology of Oahu*. Geological Society of American Bulletin, 11, 15-57.

- Hoblitt, R.P., Miller, C.D., Vallance, J.W. (1981). Origin and stratigraphy of the deposit produced by the May 18 directed blast. In: P.W. Lipman and D.R. Mullineaux (Editors). The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper 1250, 401-419.
- Holcomb, R.T., (1987). Eruptive history and long-term behavior of Kilauea Volcano. In: Decker, R.W., Wright, T.L., Stauffer, P.H. Eds., Volcanism in Hawaii. US Geol. Surv. Prof. Pap.
- Holcomb, R. T., Searle, R.C. (1991). Large landslides from oceanic volcanoes. *Marine Geotechnology*, 10 (1-2), 19-32. doi: 10.1080/10641199109379880.
- Holtedahl, H., Bjerkli, K., (1975). Pleistocene and recent sediments of the Norwegian continental shelf (628N–718N), and the Norwegian Channel area. *Nor. Geol. Unders.* 316, 241–252.
- Holtedahl, H., Bjerkli, K., (1982). Late Quaternary sediments and stratigraphy on the continental shelf off Mbrev - Trøndelag, Western Norway. *Mar. Geol.* 45, 179–226.
- Hornbach, M.J., and M. Manga (2014), The ability of rock physics models to infer marine in situ pore pressure, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 4769-4780, doi:10.1002/2014GC005442.
- Hsü, K. J., & Siegenthaler, C. (1969). Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology*, 12(1- 2), 11-25.
- Hubbert, M.K., (1937). Theorie of scale models as applied to the study of geologic structures. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 48: 1459-1520.
- Hubbert, M.K. and Rubey, W.W., (1959). Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting.1 Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. *Geol.Soc. Am. Bull.*, 70: 115-166.
- Hudlestone, P.J.,(1976). Recumbent folding in the base of the Barnes ice cap, Baffin Island, Norwest Territories, Canada, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 70, p. 115-116.
- Hudlestone, P.J.,(1977). Similar folds, recumbent folds and gravity Tectonics in ice and rocks. *J. Geol.*, 85, p. 113-122.
- Hudlestone, P.J.,(1980). Strains patterns in ice cap and implications for strain variations in shear zones. *J. Struct. Geol.*, 5, p. 455-463
- Hühnerbach, V., Masson, D.G. (2004). "Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour." *Marine Geology* 213: 343-362.
- Hunt, J. E., R. B. Wynn, D. G. Masson, P. J. Talling, and D. A. H. Teagle (2011). Sedimentological and geochemical evidence for multistage failure of volcanic landslides: A case study from Icod landslide on north Tenerife, Canary Islands, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 12, Q12007, doi:10.1029/2011GC003740.
- Hunt, J. E., Wynn, R. B., Talling, P. J., & Masson, D. G. (2013a). Turbidite record of frequency and source of large volume (> 100 km³) Canary Island landslides in the last 1.5 Ma: Implications for landslide triggers and geohazards. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(7), 2100-2123.

Hunt, J. E., Wynn, R. B., Talling, P. J., & Masson, D. G. (2013b). Multistage collapse of eight western Canary Island landslides in the last 1.5 Ma: Sedimentological and geochemical evidence from subunits in submarine flow deposits. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(7), 2159-2181.

Hürlimann, M. (1999). Geotechnical analysis of large volcanic landslides: The La Orotava events on Tenerife, Canary Islands. Technical university of Catalonia.

I

Ings, S. J., & Beaumont, C. (2010). Continental margin shale tectonics: preliminary results from coupled fluid-mechanical models of large-scale delta instability. *Journal of the Geological Society*, 167(3), 571-582.

Iverson, R. M. (1995). Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes? *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1-4), 295-308. doi:10.1016/0377-0273(94)00064-N.

Iverson, R.M., Reid, M.E. & Lahusen, R.G. (1997). Debris flow mobilization from landslides. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25, 85-138.

Iverson, R. M., and George D. L. (2014). A depth-averaged debris flow model that includes the effects of evolving dilatancy. I. Physical basis, *Proc. R. Soc. A*, 470, 20130819.

J

Johnson, R. W. (1987). Ridge subduction and forearc volcanism: petrology and geochemistry of rocks dredged from the western Solomon arc and Woodlark basin.

Jutzeler, M., J. D. L. White, P. J. Talling, M. McCanta, S. Morgan, A. Le Friant, and O. Ishizuka (2014). Coring disturbances in IODP piston cores with implications for offshore record of volcanic events and the Missoula megafloods, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 3572–3590, doi: 10.1002/2014GC005447.

K

Karl, H. A., Carlson, P. R., & Gardner, J. V. (1996). 17 Aleutian Basin of the Bering Sea: Styles of sedimentation and canyon development. *Geology of the United States' seafloor: the view from GLORIA*, 305.

Karstens, J., G. J. Crutchley, C. Berndt, P. J. Talling, S. F. L. Watt, J. Trofimovs, V. Huhnerbach, A. Le Friant, and E. Lebas (2013). Insights into pyroclastic flow emplacement from high-resolution 3D seismic data offshore Montserrat, Lesser Antilles, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 257, 1–11.

Kehle, R. O. (1970). Analysis of gravity sliding and orogenic translation. *Geological Society of America Bulletin*, 81(6), 1641-1664.

Kenter, J.A.M. (1990). Carbonate platform flanks: slope angle and sediment fabric. *Sedimentology*, 37, 777-794.

Kervyn, M., Wyk de Vries, B., Walter, T. R., Njome, M. S., Suh, C. E., & Ernst, G. G. J. (2014). Directional flank spreading at Mount Cameroon volcano: Evidence from

- analogue modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(10), 7542-7563.
- Kieffer, S. W. (1981). Fluid dynamics of the May 18 blast at Mount St. Helens. *US Geol. Surv. Prof. Pap*, 1250, 379-400.
- Kligfield, R. (1979). The Northern Apennines as a collisional orogen. *American Journal of Science*, 279(6), 676-691.
- Kneller, B., & Buckee, C. (2000). The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47(s1), 62-94.
- Komorowski, J.-C., G. Boudon, M. Semet, B. Villemant, and G. Hammouya, (2002). Recurrent flank collapses at Soufrière of Guadeloupe volcano : implications of acid hydrothermal fluids on edifice stability, *International Congress, Montagne Pelée 1902-2002, Martinique island, May 12-16*, 69.
- Komorowski, J-C, Boudon, G., Semet, M., Beauducel, F., Anténor-Habazac, C., Bazin, S., Hammouya, G., (2005). Guadeloupe. In: J.M. Lindsay, R.E.A. Robertson, J.B. Shepherd S. Ali (Eds), *Volcanic Atlas of the Lesser Antilles*, Seismic Research Unit, The University of the West Indies, Trinidad and Tobago, WI, 65-102.
- Koyi, H. (1996). Salt flow by aggrading and prograding overburdens. *Geological Society, London, Special Publications*, 100(1), 243-258.
- Krantz, R.W., (1991). Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188: 203-207.

L

- Labazuy, P. (1996). Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island), dans McGuire, W.J., Johnes, A.P., and Neuberg, J., eds., *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, Geological Society Special Publication, 110, 295-306.
- Laberg, J. S., & Vorren, T. O. (2000). Flow behaviour of the submarine glacial debris flows on the Bear Island Trough Mouth Fan, western Barents Sea. *Sedimentology*, 47(6), 1105-1117.
- Lacroix, A. (1904), *La Montagne Pelée et ses Eruptions*, 662 pp., Masson et Cie, Paris.
- Lafuerza S., A. Le Friant, M. Manga, G. Boudon, B. Villemant, N. Stroncik, B. Voight, M. Hornbach, O. Ishizuka and the Expedition 340 Scientific Party (2014). Geomechanical characterizations of submarine volcano flank sediments, Martinique, Lesse Antilles Arc, in *Submarine Mass Movements and Consequences*, Adv. Nat. Technol. Hazards Res., edited by S. Krastel et al., p. 37, Springer, Switzerland, doi: 10.1007/978-3-319-00972-8_7.
- Langford, S.A., Brill, R.C. (1972). Giant submarine landslides on Hawaiian Ridge. *Pacific Science*, 26 (2), 254.
- Laval, A., Cremer, M., Beghin, P. & Ravenne, C. (1988). Density surges: twodimensional experiments. *Sedimentology*, 35, 73-84.
- Lavergne, M. (1986). *Éthodes Sismiques*. Editions Technip, Paris.

- Lebas, E., Le Friant, A., Boudon, G., Watt, S.F.L., Talling, P.J., Feuillet, N., Deplus, C., Berndt, C., Vardy, M.E. (2011). Multiple widespread landslides during the long-term evolution of a volcanic island: Insights from high-resolution seismic data, Montserrat, Lesser Antilles. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, 12, Q05006. doi: 10.1029/2010GC003451.
- Lebas, E. (2012). Processus de démantèlement des édifices volcaniques au cours de leur évolution: application à La Réunion et à Montserrat et comparaison avec d'autres édifices (Doctoral dissertation, Paris, Institut de physique du globe).
- Leclerc, F. (2009). Partitionnement de la convergence et fonctionnement des failles actives le long de l'arc volcanique Antillais : apport des nouvelles données de la campagne en mer GWADASEIS.
- Lee, S.H. & Chough, S.K. (2001). High-resolution (2–7 kHz) acoustic and geometric characters of submarine creep deposits in the South Korea Plateau, East Sea. *Sedimentology*, 48, 629-644.
- Le Friant, A., (2001). Les déstabilisations de flanc des volcans actifs de l'arc des Petites Antilles : origines et conséquences, Thèse de Doctorat, Université Paris 7 - Institut de Physique du Globe de Paris, France.
- Le Friant, A., Boudon G., Komorowski J.-C, Deplus C., (2002). L'île de la Dominique : zone d'émission des avalanches de débris les plus volumineuses de l'arc des Petites Antilles, *C.R. Geosciences*, v. 334, p. 235-24.
- Le Friant, A, Boudon G, Deplus C., Villemant, B. (2003a) Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research* 108(B1): 1–15. doi:10.1029/2001JB001624
- Le Friant, A., Heinrich P., Deplus C., Boudon G., (2003b). Numerical simulation of the last flank-collapse event of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *Geophys. Res. Lett.*, 30, 2, 1034.
- Le Friant A., Harford C., Deplus C., Boudon G., Sparks R.S.J., R. Herd, Komorowski J.-C., (2004). Geomorphological evolution of Montserrat (West Indies): importance of flank collapse and erosionnal processes, *Journal of the Geological Society*, London, , Vol. 161, 147-160.
- Le Friant, A., Lock, E.J., Hart, M.B., Boudon, G., Sparks, R.S.J., Leng, M.J., Smart, C.W., Komorowski, J.C., Deplus, C. and Fisher, J.K. (2008). Late Pleistocene tephrochronology of marine sediments adjacent to Montserrat, Lesser Antilles volcanic arc. *Geol. Soc. London*, 165, 279-289.
- Le Friant, A (2009) Construction et démantèlement des édifices volcaniques océaniques: l'arc des Petites Antilles et l'île de la Réunion, Habilitation à Diriger des Recherches. Université Paris 7 – Institut de Physique du Globe de Paris, France.
- Le Friant, A., Boudon, G., Arnulf, A., & Robertson, R. E. (2009). Debris avalanche deposits offshore St. Vincent (West Indies): impact of flank-collapse events on the morphological evolution of the island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179(1), 1-10.
- Le Friant, A., Deplus, C., Boudon, G., Sparks, R.S.J., Trofimovs, J., and Talling, P. (2009), Submarine deposition of volcanoclastic material from the 1995-2005 eruptions of Soufrière Hills volcano, Montserrat. *J. Geol. Soc. London*, 166, 171-182, doi :10.1144/0016-76492008-047.

- Le Friant, A., Deplus, C., Boudon, G., Feuillet, N., Trofimovs, J., Komorowski, J.-C., Sparks, R. S. J., et al. (2010). Eruption of Soufrière Hills (1995–2009) from an offshore perspective: Insights from repeated swath bathymetry surveys. *Geophysical Research Letters*, 37(11), 1-6. doi:10.1029/2010GL043580
- Le Friant, A., Lebas, E., Clément, V., Boudon, G., Deplus, C., de Voogd, B., Bachèlery, P. (2011). A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys. *Geophysical Research Letters*, 38, L09312. doi:10.1029/2011GL047489.
- Le Friant, A., et al. (2015), Submarine record of volcanic island construction and collapse in the Lesser Antilles arc: First scientific drilling of submarine volcanic island landslides by IODP Expedition 340, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, doi:10.1002/2014GC005652.
- Legendre, Y. (2012). Reconstitution fine de l'histoire éruptive et scénarii éruptifs à la Soufrière de Guadeloupe : Vers un modèle intégré de fonctionnement du volcan. Thèse de Doctorat, Université Paris Diderot, France, 430 p.
- Legros, F. (2002). The mobility of long-runout landslides. *Engineering Geology*, 63(3), 301-331.
- Leroueil S., L. J., Levesque C., Lee H.J. (2004). "Towards an approach for the assessment of risk associated with submarine mass movements." In: Locat J. and Mienert J. (Eds), *Submarine mass movements and their consequences*, Dordrecht, The Netherlands: 59-67.
- Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R., & Chermette, J. C. (1995). Evolution of salt-related structures in compressional settings.
- Levy, C., Mangeney, A., Bonilla, F., Hibert, C., Calder, E., and Smith, P. J., (2015). Friction weakening in granular flows deduced from seismic records at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, accepted.
- Lindsay, J. M., R. E. A. Robertson, J. B. Shepherd, and S. Ali (Eds.) (2005). *Volcanic Hazards Atlas of the Lesser Antilles*. Seismic Res. Unit, Univ. of the West Indies, Trinidad and Tobago.
- Lipman, P.W., et Mullineaux, D.R. (1981). The 1980 eruptions of Mount St. Helens, U.S. Geological Survey Professional Paper, 1250, 844 p.
- Lipman, P.W., Normark, W.R., Moore, J.G., Wilson, J.B., Gutmacher, E. (1988). The giant submarine Alike debris slide, Mauna Loa, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 93, 4279-4299.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20, 1-17.
- Locat, L., and Leroueil, S., 1988. Physicochemical and geotechnical characteristics of recent Saguenay Fjord sediments. *Canadian Geotechnical Journal*, 25: 382-388.
- Locat, J., Urgeles, R., Schmitt, T., Hoareau, L., Martin, F., Hill, P., Long, B., Simpkin, P., Kammerer, E., SanfacZon, R., (2000). The morphological signature of natural disasters in the Upper Saguenay Fjord area, Quebec, Canada. *Proceedings of the 53rd Canadian Geotechnical Conference*, Montreal, QC, pp. 109-116.
- Locat, J. (2001). "Instabilities along ocean margins: a geomorphological and geotechnical perspective." *Marine and Petroleum Geology* 18: 503-512.

- Locat, J. & Lee, H.J. (2002). Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, 39, 193-212.
- Locat, J. & Mienert, J. (Eds.) (2003). *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Kluwer Academic Publishers., Dordrecht (Pays-bas), 540 p.
- Locat, J., & Lee, H. (2009). Submarine mass movements and their consequences: an overview. In *Landslides–Disaster Risk Reduction* (pp. 115-142). Springer Berlin Heidelberg.
- Lockwood, J. P., & Lipman, P. W. (1987). Holocene eruptive history of Mauna Loa volcano. *Volcanism in Hawaii*, 1, 509-535.
- Loncke, L., Gaullier, V., Mascle, J., Vendeville, B. & Camera, L. (2006). The Nile deep-sea fan: An example of interacting sedimentation, salt tectonics, and inherited subsalt paleotopographic features. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 297-315.
- Lowe, D.R. (1982). Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-297.
- Lucas, A., Mangeney, A., Ampuero, J. P. (2014). Frictional velocity-weakening in landslides on earth and on other planetary bodies. *Nature communications*.

M

- Macdonald, G. A., Abbott, A. T. (1970). *Volcanoes in the sea: the geology of Hawaii*. University of Hawaii Press, 441 p.
- Malouta, D. N., Gorsline, D. S., & Thornton, S. E. (1981). Processes and rates of recent (Holocene) basin filling in an active transform margin: Santa Monica Basin, California Continental Borderland. *Journal of Sedimentary Research*, 51(4).
- Mandl, G. & Crans, W. (1981). Gravitational gliding in deltas. In: K.R. McClay & N.J. Price (Eds.), *Thrust and Nappe Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 9, 41-54.
- Mangeney-Castelnau, A., Vilotte, J. P., Bristeau, M. O., Perthame, B., Bouchut, F., Simeoni, C., Yernini, S., (2003). Numerical modeling of avalanches based on Saint-Venant equations using a kinetic scheme, *Journal of Geophysical Research*., 108 (B11), 2527.
- Mangeney-Castelnau, A., Bouchut, F., Vilotte, J., Lajeunesse, E., Aubertin, A., Pirulli, M., (2005). On the use of saint venant equations to simulate the spreading of a granular mass. *J. Geophys. Res* 110, B09103.
- Mangeney, A., Bouchut, F., Thomas, N., Vilotte, J., Bristeau, M., (2007a). Numerical modeling of self-channeling granular flows and of their levee-channel deposits. *J. Geophys. Res* 112.
- Mangeney, A., Tsimring, L. S., Volfson, D., Aranson, I. S., and Bouchut, F., (2007b). Avalanche mobility induced by the presence of an erodible bed and associated entrainment, *Geophysical Research Letter*, 34, L22401.
- Marti, J., M. Hudimann, G .J. Ablay, and A. Gudmundsson (1997). Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands, *Geology*, 25, 879-882.

- Martin-Kaye, P.H.A. (1969). A summary of the geology of the Lesser Antilles. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 10(2), 172 - 206.
- Marshall, N. F. (1978). Large storm-induced sediment slump reopens an unknown Scripps submarine canyon tributary. *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches: Stroudsburg, Pennsylvania*, Hutchinson & Ross, 73-84.
- Masson, D.G. (1996). Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology*, 24, Issue 3, 231 p.
- Masson, D.G, Watts, A., Gee, M.J. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews* 57(1-2): 1–35. doi:10.1016/S0012-8252(01)00069-1.
- Masson, D.G. (2003). Summary of geophysical techniques. In: J. Mienert & P. Weaver (Eds.), *European Margin Sediment Dynamics, Side-Scan Sonar and Seismic Images*. Springer-Verlag, Berlin, 9-16.
- Masson, D. G., Harbitz, C. B., Wynn, R. B., Pedersen, G., & Løvholt, F. (2006). Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1845), 2009-2039.
- Masson, D.G, Watts, A., Gee, M.J. (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews* 57(1-2): 1–35. doi:10.1016/S0012-8252(01)00069-1.
- Mcadoo, B.G., Pratson, L.F. & Orange, D.G. (2000). Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology*, 169, 103-136.
- McClay, K. R., Dooley, T., & Lewis, G. (1998). Analog modeling of progradational delta systems. *Geology*, 26(9), 771-774.
- McGuire, W.J, Pullen, A.D., Saunders, S.J. (1990). Recent dyke-induced large-scale block movement at Mount Etna and potential slope failure. *Nature*, 343:357-359.
- McGuire, W.J. (1996). Volcano instability: a review of contemporary themes, dans McGuire, W.J., Jones, A.P., and Neuberg, J., eds., *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, Geological Society Special Publication, 110, 1-23.
- Merle, O. (1982). Cinématique et déformation de la nappe du Parpaillon (flysch à Helminthoïdes de l'Embrunais-Ubaye, Alpes occidentales) (Doctoral dissertation, Université Rennes 1).
- Merle, O., Borgia, A. (1996). Scaled experiments of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth*, 101, B6, 13805-13817. doi: 10.1029/95JB03736.
- Middleton, G.V. and Hampton, M.A., (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: G.V. Middleton and A.H. Bouma (Editors), *Turbidite and deep water sedimentation - Pacific section*. Tulsa pp. 1-38.
- Mienert, J., Posewang, J., & Baumann, M. (1998). Gas hydrates along the northeastern Atlantic margin: possible hydrate-bound margin instabilities and possible release of methane. Geological Society, London, Special Publications, 137(1), 275-291.
- Mienert, J., Berndt, C., Laberg, J. S. and Vorren, T. O. (2002). Slope Instability of Continental Margin. In: G. Wefer, D. Billet, D. Hebbeln, B.B. Jorgensen, M. Schlüter and T. van Veering (Eds), *Ocean Margin Systems*. SpringerVerlag, berlin, pp. 179-193.
- Miller, D. J. (1960). Giant waves in lituya bay, alaska (No. 354-C).

- Milliman, J. D. and J.P.M. Syvitski (1992). Geomorphic tectonic controls of sediment discharge to the ocean – the importance of small mountain rivers. *J. Geol.* 100, 525–544.
- Minisini, D., Trincardi, F., Asioli, A., Canu, M., & Fogliini, F. (2007). Morphologic variability of exposed mass- transport deposits on the eastern slope of Gela Basin (Sicily channel). *Basin Research*, 19(2), 217-240.
- Moernaut, J. and M. De Batist (2011). Frontal emplacement and mobility of sublacustrine landslides: results from morphometric and seismostratigraphic analysis. *Marine Geology* 285 (1–4), 29–45.
- Mohrig, D., Whipple, K.X., Hondzo, M., Ellis, C., Parker, G. (1998). "Hydroplaning of subaqueous debris flows " *GSA Bulletin*, 110: 387-394.
- Moore, J.G. (1964). Giant submarine landslides on the hawaiian ridge, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, v. 501-D, p. 95-98.
- Moore, J.G. et Albee, W.C., 1981. Topographic and structural changes, March-July 1980- Photogrammetric data, dans Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R., eds., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, V 1250, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 123-134.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E. (1989). Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge. *Journal of Geophysical Research*, 94, B12, 17465-17484. doi:10.1029/JB094iB12p17465
- Moore, J.G., Normark, W.R., Holcomb, R.T. (1994). Giant Hawaiian landslides, *Ann., Rev. Earth Planet. Sci.*, 22, 119-144.
- Moore, J. G., & Chadwick, W. W. (1995). Offshore geology of Mauna Loa and adjacent areas, Hawaii. *Mauna Loa revealed: Structure, composition, history, and hazards*, 21-44.
- Moore, J.G. (2001). Density of basalt core from Hilo drill hole, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 112:221-230.
- Moretti, L., A. Mangeney, Capdeville., Y et al. (2012). Numerical modeling of the Mount Steller landslide flow history and of the generated long period seismic waves. *Geophysical Research Letters*, 39, L16402.
- Moretti, L., Allstadt, K., Mangeney, A., Capdeville, Y., Stutzmann, E., and Bouchut, F., (2015). Numerical modeling of the Mount Meager landslide constrained by its force history derived from seismic data, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120(4), 2579-2599.
- Morgan, J. K., Moore, G. F., Hills, D. J., & Leslie, S. (2000). Overthrusting and sediment accretion along Kilauea's mobile south flank, Hawaii: evidence for volcanic spreading from marine seismic reflection data. *Geology*, 28(7), 667-670.
- Morgan, J.K., Moore, G.F., Clague, D.A. (2003). Slope failure and volcanic spreading along the submarine south flank of Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research*, 108, 2415.
- Morgan, J.K., Clague, D.A., Borchers, D.C., Davis, A.S., Milliken, K.L. (2007). Mauna Loa's submarine western flank: Landsliding, deep volcanic spreading, and hydrothermal alteration. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8(5). doi:10.1029/2006GC001420
- Mourgues, R. & Cobbold P.R. (2003). Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling. *Tectonophysics*, 376, 75-97.

- Mourgues, R., Lecomte, E., Vendeville, B., & Raillard, S. (2009). An experimental investigation of gravity-driven shale tectonics in progradational delta. *Tectonophysics*, 474(3), 643-656.
- Muck, M. T., & Underwood, M. B. (1990). Upslope flow of turbidity currents: a comparison among field observations, theory, and laboratory models. *Geology*, 18(1), 54-57.
- Mulder, T. & Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48, 269-299. MULDER, T. & COCHONAT, P. (1996) Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Res.*, 66, 43-57.
- Mulder, T. & Cochonat, P. (1996). Classification of offshore mass movements. *J. Sed. Res.*, 66, 43-57.
- Münn, S., Walter, T. R., Klügel, A. (2006). Gravitational spreading controls rift zones and flank instability on El Hierro, Canary Islands. *Geological Magazine*, 143(03), 257. doi:10.1017/S0016756806002019.

N

- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S. & Edwards, B.D. (1979). A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: L.J. Doyle & O.H. Pilkey (Eds.), *Geology of Continental Slopes*. SEPM Special Publication, 27, 61-73.
- Nichols, R.J. (1995). The liquefaction and remobilization of sandy sediments. In: A.J. Hartley & D.J. Prosser (Eds.), *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. Geological Society of London, Special Publications, 94, 63-76.
- Normark, W. R., Lipman, P. W., Moore, J. G. (1979). Regional slump structures on the west flank of Mauna Loa volcano, Hawaii. *Hawaii Symposium on Intraplate Volcanism and Submarine Volcanism*. Int. Assoc. of Volcanology and Chemistry of the Earth's International, Hilo, Hawaii.
- Normark, W.R., McGann, M. & Sliter, R. (2004). Age of Palos Verdes submarine debris avalanche, southern California. *Marine Geology*, 203, 247-259.

O

- Oehler, J.F., Labazuy, P., Lénat, J.F. (2004). Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bull. Volcanol.*, 66, 585–598, doi:10.1007/s00445-004-0341-2.
- Oehler, J-F. (2005). Les déstabilisations de flanc des volcans de l’île de La Réunion (Océan indien): Mise en évidence, implications et origines. Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal Clermont II, France.
- Oehler, J.F., van Wyk de Vries, B., Labazuy, P. (2005). Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144 (1-4), 169-189. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.11.023.
- Oehler, J. F., Lénat, J. F., Labazuy, P. (2008). Growth and collapse of La Reunion Island volcanoes, *Bull. Volcanol.*, 70, 717–742, doi:10.1007/s00445-007-0163-0.

P

- Paguican, E. M. R., de Vries, B. V. W., & Lagmay, A. M. F. (2014). Hummocks: how they form and how they evolve in rockslide-debris avalanches. *Landslides*, 11(1), 67-80.
- Pailha, M. and O. Pouliquen (2009). A two-phase flow description of the initiation of underwater granular avalanches. *J. Flui. Mech*, 633, 115-135.
- Perret, D., Locat, J., Leroueil, S., (1995). Strength development with burial in fine-grained sediments from the Saguenay Fjord, Quebec. *Can. Geotech. J.* 32, 247-262.
- Peter Wille (2005). *Sound images of the ocean: in research and monitoring (Vol. 1)*. Springer Science & Business Media.
- Piper, D.J.W. & Savoye, B. (1993). Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deepsea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 40, 557-583.
- Pirulli, M., and Mangeney, A., (2008). Result of Back-Analysis of the Propagation of Rock Avalanches as a Function of the Assumed Rheology, *Rock Mech. Rock Eng.*, 41(1), 59-84
- Pomerol, C., Lagabrielle, Y. and Renard, M., (2005). *Eléments de Géologie (13e édition)*. Dunod, Paris.
- Postma, G. (1983). Water Escape Structures In The Context Of A Depositional Model Of A Mass Flow Dominated Conglomeratic Fan-Delta (Abrijoja Formation, Pliocene, Almeria Basin, Spain). *Sedimentology*, 30, 91-103.
- Postma, G. (1986). Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, 14, 291-294.
- Postma, G., Nemec, W., & Kleinspehn, K. L. (1988). Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sedimentary geology*, 58(1), 47-61.
- Pouliquen, O., (1999a). Scaling laws in granular flows down rough inclined planes, *Phys. Fluids*, 11, 542-548.
- Pouliquen, O., (1999b). On the shape of granular fronts down rough inclined planes. *Physi. Fluids* 11, 1956-1958.
- Pouliquen, O., Forterre, Y. (2002). Friction law for dense granular flows: application to the motion of a mass down a rough inclined plane. *Journal of Fluid Mechanics* 453, 133-151.
- Price, N.J., (1977). Aspect of gravity tectonics and the development of listric faults. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133: 311-327.
- Prior, D.B. & Coleman, J.M. (1978). Disintegrating retrogressive landslides on very-low-angle subaqueous slopes, Mississippi delta. *Marine Geotechnology*, 3, 37-60.
- Prior, D. B., Wiseman, W. J., & Bryant, W. R. (1981). Submarine chutes on the slopes of fjord deltas.
- Prior, D.B. & Coleman, J.M. (1982) Active slides and flows in underconsolidated marine sediments on the slope of the Mississippi delta. In: S. Saxov & J.K. Nieuwenhuis (Eds.), *Marine Slides and Other Mass Movements*. Plenum Press, New York, 21-49.
- Prior, D.B. & Coleman, J.M. (1984). Submarine slope instability. In: D. Brundsen & D.B. Prior (Eds.), *Slope Instability*. Wiley, Chichester, New York, 419- 455.

Prior, D.B. & Doyle, E.H. (1985). Intra-slope canyon morphology and its modification by rockfall processes, U.S. Atlantic continental margin. *Marine Geology*, 67, 177-196.

Q

Quidelleur, X., Hildebrand, A., Samper, A., (2008). Causal link between Quaternary paleoclimatic changes and volcanic islands evolution. *Geophysical Research Letters*, 35, L02303.

R

Ramberg, H. (1977). Some remarks on the mechanism of nappe movement. *GFF*, 99(2), 110-117.

Ramberg, H., (1981). Gravity, deformation and the Earth's crust,. Academic Press, London.

Rebesco, M., Neagu, R. C., Cuppari, A., Muto, F., Accettella, D., Dominici, R., Caburlotto, A. (2009). Morphobathymetric analysis and evidence of submarine mass movements in the western Gulf of Taranto (Calabria margin, Ionian Sea). *International Journal of Earth Sciences*, 98(4), 791-805.

Reid, R.P., Carey, S.N., Ross, D.R., (1996). Late Quaternary sedimentation in the Lesser Antilles. Island arc. *Bulletin of the Geological Society of America* 108, 78–100.

Rettger, R. E. (1935). Experiments on soft-rock deformation. *AAPG Bulletin*, 19(2), 271-292.

Roberts, J. A., & Cramp, A. (1996). Sediment stability on the western flanks of the Canary Islands. *Marine Geology*, 134(1), 13-30.

Rodine, J. D., & Johnson, A. M. (1976). The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic materials, to flow on gentle slopes. *Sedimentology*, 23(2), 213-234.

Romagnoli, C., Casalbore, D., Chiocci, F.L., Bosman, A. (2009). Offshore evidence of large-scale lateral collapses on the eastern flank of Stromboli, Italy, due to structurally-controlled, bilateral flank instability. *Marine Geology*, 262 (1-4), 1-13. doi:10.1016/j.margeo.2009.02.004

Rouby, D., Nalpas, T., Jermannaud, P., Robin, C., Guillocheau, F., & Raillard, S. (2011). Gravity driven deformation controlled by the migration of the delta front: The Plio-Pleistocene of the Eastern Niger Delta. *Tectonophysics*, 513(1), 54-67.

S

Samper, A., X. Quidelleur, G. Boudon, A. Le Friant, and J.-C. Komorowski (2008). Radiometric dating of three large volume flank-collapses in the Lesser Antilles Arc, J.. *Volcanol. Geotherm. Res.*, 176, 485–492, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.02.028.

Savage, S. B., and K. Hutter (1989). The motion of a finite mass of granular material down a rough incline, *J. Fluid Mech.*, 199, 177– 215.

Schellart, W.P., (2000). Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics*, 324: 1-16.

- Schmincke, H.-U., and B. Segschneider, (1998). Shallow submarine to emergent basaltic shield volcanism of Gran Canaria : Evidence from drilling into the volcanic apron, Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, 157.
- Schmincke H.,-U., and M. Sumita (1998). Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: Synthesis of VICAP project drilling. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, 57, 443-469.
- Schmincke, H.,-U., P.P.E. Weaver, J. Firth, and Shipboard Scientific Party, (1995). Proceedings of the Ocean Drilling Program Init. Reports, vol. 157, 843 pp., Ocean Drill. Program, College Station, Tex.
- Schmincke, H.-U. (1997). Zeitliche, strukturelle und vulkanische entwicklung der der Kanarischen inseln, Selvagem und des Madeira archipels, in Handbuch der Reptilien und Amphibien Europas, Bd. 6 : Reptilien der Kanarischen Inseln, der Selvagens-Inseln und des Madeira Archipels, edited by Bischoff, in press, Aula Verlanf, Wiesbaden.
- Schneider, J. L., Gérard, M., Schmincke, H. U., Weaver, P. P., Firth, J., Baraza, J., ... & Wallace, P. (1997). Du volcan au sédiment: la dynamique du talus volcanoclastique sous-marin de Gran Canaria, canaries (Atlantique oriental, Leg ODP 157). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science, 324(11), 891-898.
- Schnellmann, M., F.S. Anselmetti, D. Giardini and J.A. McKenzie (2005). Mass movement induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology* 52 (2), 271–289.
- Shea, T., De Vries, B. V. W., & Pilato, M. (2008). Emplacement mechanisms of contrasting debris avalanches at Volcán Mombacho (Nicaragua), provided by structural and facies analysis. *Bulletin of Volcanology*, 70(8), 899-921.
- Sejrup, H.P., Larsen, E., Landvik, J., King, E.L., Haflidason, H., Nesje, A. (2000). Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews* 19, 667–685.
- Sekiya, S., Kikuchi, Y. (1889). The eruption of Bandai-San, Tokyo Imp. Univ. Coll. Sci; J., 3 (2), 91-172.
- Siddans, A. W. B. (1984). Thrust tectonics—a mechanistic view from the West and Central Alps. *Tectonophysics*, 104(3), 257-281.
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 22:163-197.
- Siebert, L., Glicken, H., Ui, T. (1987). Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai-San type eruptions. *Bull. Volcanol*, 49, 435-459.
- Siebert, L., Glicken, H. and Kienle, I., (1989). Debris avalanches and lateral blasts at Mount St. Augustine volcano, Alaska. *Natl. Geogr. Res.*, 5: 232-249.
- Siebert, L., Begét, J. E., & Glicken, H. (1995). The 1883 and late-prehistoric eruptions of Augustine volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66(1), 367-395.
- Smith, W. H., & Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science*, 277(5334), 1956-1962.

- Smith, J. R., Malahoff, A., & Shor, A. N. (1999). Submarine geology of the Hilina slump and morpho-structural evolution of Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of volcanology and geothermal research*, 94(1), 59-88.
- Solaro, C., G. Boudon, A. Le Friant, H. Balcone-Boissard, L. Emmanuel and O. Ishizuka (2015). New constraints on the recent eruptive history of Montagne Pelée, from marine core U1401-A, Post-cruise meeting congress, Martinique, January 2015.
- Sparks, R.S.J., Barclay, J., Calder, E.S., Herd, R.A., Komorowski J-C., Norton, G.E., Ritchie, L., Voight, B., Woods, A.W. (2002). Generation of a debris avalanche and violent pyroclastic density current: the Boxing Day eruption of 26 december 1997 at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat. In: T.H. Druitt, B.P. Kokelaar (Eds), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. Geological Society, London, *Memoirs*, 21, 409-434.
- Spence, G.H. & Tucker, M.E. (1997). Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: A review. *Sedimentary Geology*, 112, 163-193.
- Stearns, H. T., and MacDonald., G. A. (1946). *Geology and ground-water resources of the island of Hawaii*, Hawaii Div. Hydrogr. Bull., 9, 363 pp.
- Stow, D. A. V. (1986). "Deep clastic seas. In: "Sedimentary Environments and facies."
- Stow, D. A. V. (1992). "Deep-water turbidites systems." Vol 3. IAS; Dorik A.V. Stow (Ed.), Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Stow, D. A. V., Reading, H. G., & Collinson, J. D. (1996). Deep seas. *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 3, 395-453.
- Stoops GR, Sheridan MF (1992) Giant debris avalanches from the Colima volcanic complex, Mexico: implications for long-runout landslides (> 100 km) and hazard assessment. *Geology* 20:299–302
- St-Onge, G., E. Chapron, H. Guyard, A. Rochon, P. Lajeunesse, D. Scott, J. Locat, J. S. Stoner and C. Hillaire-Marcel (2008). High-resolution physical and magnetic properties of rapidly deposited layers associated with landslides, earthquakes and floods. In : J. Locat et al. (Eds.) : *Comptes rendus de la 4e Conférence canadienne sur les géorisques : des causes à la gestion*. Laval University Press, Quebec, 219-228.
- Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi, F., Urgeles, R., Vorren, T.O. & Wilson, C. (2004a). Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology*, 213, 29-321.
- Sultan, N., Cochonat, P., Foucher, J.P. & Mienert, J. (2004b). Effect of gas hydrates melting on seafloor slope instability. *Marine Geology*, 213, 379-401.
- Sumita M., Schmincke H.U., Krastel S., (2001). Recognizing major ocean island collapse events in deep-sea sediments by widespread debris and tsunami-related deposits: evidence in the volcanic aprons of Tenerife and Gran Canaria (ODP Leg 157). IAVCEI General Assembly 2001 Abstracts.
- Syvitski, J.P.M., D.C. Burrell et J.M. Skei (1987). *Fjords: Processes and Products*. Springer-Verlag, NY, USA, 379 p.

Szatmari, P., Guerra, M. C. M., & Pequeno, M. A. (1996). Genesis of large counter-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 100(1), 259-264.

T

Talbot, C. J. (1979). Fold trains in a glacier of salt in southern Iran. *Journal of Structural Geology*, 1(1), 5-18.

Talbot, C. J. (1981). Sliding and other deformation mechanisms in a glacier of salt, S Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, 9(1), 173-183.

Talling, P.J., Wynn, R.B., Masson, D.G., Frenz, M., Cronin, B.T., Schiebel, R., Akhmetzhanov, A.M., Dallmeiertiessen, S., Benetti, S., Weaver, P.P.E., Georgiopoulou, A., Zühlsdorff, C. & Amy, L.A. (2007). Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide. *Nature*, 450, 541-544.

Talling, P.J., R.B. Wynn, R. Rixon, D. Schmidt, E. Sumner and L.A. Amy (2010). How did submarine flows transport boulder sized mud intra-clasts to the fringes of the Mississippi Fan? *Journal of Sedimentary Research*, v. 80, p. 829-851.

Talling, P. J., G. Malgesini, E. J. Summer, L. A. Amy, F. Felletti, G. Blackbourn, C. Nutt, C. Wilcox, I. C. Harding, and S. Akbari (2012). Planform geometry, stacking pattern, and extrabasinal origin of low strength and intermediate strength cohesive debris flow deposits in the Marnoso-arenacea Formation, Italy, *Geosphere*, 8(6), 1207–1230, doi:10.1130/GES00734.1.

Talling, P.J., E.J. Sumner, D.G. Masson, and G. Malgesini (2012). Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, v. 59, p. 1937-2003.

Talling, P.J. (2013). Hybrid submarine flows comprising turbidity current and cohesive debris flow: Deposits, theoretical and experimental analyses, and generalised models. *Geosphere*, 9, 460-488.

Talling, P.J. (2014). On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. *Marine Geology*, 352, 155-182. (doi:10.1016/j.margeo.2014.02.006).

Teide Group, (1997). Morphometric interpretation of the northwest and southeast slopes of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 102, 20, 325-20, 342.

Tripsanas, E.K., Piper, D.J.W., Jenner, K.A. & Bryant, W.R. (2008). Submarine mass-transport facies: new perspectives on flow processes from cores on the eastern North American margin. *Sedimentology*, 55, 97-136.

Trofimovs, J., Amy, L., Boudon, G., Deplus, C., Doyle, E., Fournier, N., Hart, M.B., Komorowski, J.C., Le Friant, A., Lock, E.J., Pudsey, C., Ryan, G., Sparks, R.S.J., Talling, P.J., (2006). Submarine pyroclastic deposits formed at the Soufrière Hills volcano, Montserrat (1995–2003): what happens when pyroclastic flows enter the ocean? *Geology* 34, 549–552.

- Trofimovs, J., Fisher, J.K., Macdonald, H.A., Talling, P.J., Sparks, R.S.J., Hart, M.B., Smart, C.W., Boudon, G., Deplus, C., Komorowski, J.C., Le Friant, A., Moreton, S.G., Leng, M.J., (2010). Evidence for carbonate platform failure during rapid sea level rise; ca 14 000 year old bioclastic flow deposits in the Lesser Antilles. *Sedimentology* 57, 735–759.
- Trofimovs, J., et al. (2013). Timing, origin and emplacement dynamics of mass flows offshore of SE Montserrat in the last 110 ka: Implications for landslide and tsunami hazards, eruption history, and volcanic island evolution, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 385–406, doi: 10.1002/ggge.20052.

U

- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., Masson, D. (1997). The most recent megalandslides of the Canary Islands : El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *Journal of Geophysical Research*, 102 (B9), 20305-20323.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B. (1998). Seismostratigraphy of the western flanks of El Hierro and La Palma (Canary Islands): a record of Canary Islands volcanism. *Marine Geology*, 225-241
- Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A.B., Le Bas, T. (1999). Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* ,104, B11, 25331-25348.
- Urgeles, R., Canals, M. and Masson, D.G. (2001). Flank instability and processes off the western Canary Islands: A review, *Scientia Marina*, 65 (Suppl. 1), 21-32.
- Urgeles, R., Locat, J., Lee, H. J., & Martin, F. (2002). The Saguenay Fjord, Quebec, Canada: integrating marine geotechnical and geophysical data for spatial seismic slope stability and hazard assessment. *Marine Geology*, 185(3), 319-340.

V

- Van den Bogaard, P., & Schmincke, H. U. (1998). Chronostratigraphy of Gran Canaria. In *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results (Vol. 157, pp. 127-140)*. Ocean Drilling Program.
- Vliet-Lanoë, V. (1995). Solifluxion et transferts illuviaux dans les formations périglaciaires litées. *Etat de la question/Solifluction and translocation processes in bedded periglacial formations. State of the art. Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 1(2), 85-113.
- van Wyk de Vries, B., & Borgia, A. (1996). The role of basement in volcano deformation. *Geological Society, London, Special Publications*, 110(1), 95-110.
- van Wyk de Vries, B., Francis, P.W. (1997). Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature*, 387, 387-390.
- van Wyk de Vries, B., & Matela, R. (1998). Styles of volcano-induced deformation: numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81(1), 1-18.

- van Wyk de Vries, B., Kerle, N., Petley, D., (2000). Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology*, 28-2 :167-170.
- van Wyk de Vries, B. (2001). *Volcanoes and Volcanotectonics*. Habilitation à Diriger des Recherches. Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand.
- van Wyk de Vries, B., Cecchi, E., Robineau, B., Merle, O., Bachèlery, P. (2001). Factors governing the volcano-tectonic evolution of la Reunion Island: a morphological, structural and laboratory approach. (Abstr.) (EUG XI, 8-12th April, Strasbourg, France).
- Varnes, D.J. (1978). Slope movement types and processes. In: R.L. Shuster & R.J. Krizek (Eds.) *Landslides-Analysis and Control*. National Academy of Sciences, Washington, Special Report, 176, 11-33.
- Vendeville, B., (1987). *Champs de failles et tectonique en extension*, Université de Rennes1, Rennes, 395 pp.
- Vendeville, B. C., & Jackson, M. P. A. (1992). The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology*, 9(4), 354-371.
- Vendeville, B. & Gaullier, V. (2003). Role of pore-fluid pressure and slope angle in triggering submarine mass movements: natural examples and pilot experimental models. In: J. Locat & J. Mienert (Eds.), *Submarine Mass Movements and their Consequences*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (Pays-bas), 137-144.
- Vendeville, B. C. (2005). Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I—Mechanics and kinematics. *AAPG bulletin*, 89(8), 1071-1079.
- Vernhet, E., Heubeck, C., Zhu, M.-Y. & Zhang, J.-M. (2006). Large-scale slope instability at the southern margin of the Ediacaran Yangtze platform (Hunan province, central China). *Precambrian Research*, 148, 32-44.
- Vincent, P.M., Bourdier, J.L., Boudon, G. (1989). The primitive volcano of mount Pelée: its construction and partial destruction y flank collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 38, 1-15.
- Voight, B., Glicken, H., Janda, R.J., Douglass, P.M. (1981). Catastrophic rockslide avalanche of May 18, dans Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R., eds., *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, V 1250, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 347-377.
- Voight, B., Janda, R.J., Glicken, H., Douglass, P.M. (1983). Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslideavalanche of 18 May 1980. *Géotechnique*, 33:243-273.
- Voight, B., Elsworth, D. (1997). Failure of volcano slopes. *Geotechnique*, 47, 1-31.
- Voight, B., Komorowski J-C., Norton, G.E., Belousov, A.B., Belousova, M., Boudon, G., Francis, P.W., Franz, W., Heinrich, P., Sparks, R.S.J. Young, S.R. (2002). The 1997 Boxing Day Sector Collapse and Debris Avalanche, Soufriere Hills Volcano, Montserrat, W.I. In: T.H. Druitt, B.P. Kokelaar (Eds), *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*, Geological Society, London, *Memoirs*, 21, 363-407.
- Völker, D., Weinrebe, W., Behrmann, J. H., Bialas, J., & Klaeschen, D. (2009). Mass wasting at the base of the south central Chilean continental margin: the Reloca Slide. *Advances in Geosciences*, 22, 155.

Völker, D., Scholz, F., & Geersen, J. (2011). Analysis of submarine landsliding in the rupture area of the 27 February 2010 Maule earthquake, Central Chile. *Marine Geology*, 288(1), 79-89.

W

Wadge, G. (1984). Comparison of volcanic production-rates and subduction rates in the Lesser Antiles and Central America. *Geology*, 12 (9), 555-558.

Wadge, G. (1985), Morne Patates volcano, southern Dominica, Lesser Antilles, *Geol. Mag.*, 122(3), 253–260.

Wadge, G., B. Voight, R. S. J. Sparks, P. D. Cole, S. C. Loughlin, and R. E. A. Robertson (2014). Chapter 1. An overview of the eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat from 2000 to 2010, in *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat From 2000 to 2010*, *Geol. Soc. Mem.* 39, edited by G. Wadge, R. E. A. Robertson, and B. Voight, pp. 1–39, *Geol. Soc. Mem.*, London, U. K., doi:10.1144/M39.1.

Wall-Palmer, D., et al. (2014). Late Pleistocene stratigraphy of IODP U1396 and compiled chronology offshore of south and south west Montserrat, Lesser Antilles, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 15, 3000–3020, doi:10.1002/2014GC005402.

Walter, T.R. (2003). Buttressing and fractional spreading of Tenerife; an experimental approach on the formation of rift zones. *Geophysical Research Letters*, 30(6), 1296, doi:10.1029/2002GL016610.

Walter, T. R., & Troll, V. R. (2003). Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127(1), 107-120.

Walter, T. R., & Amelung, F. (2006). Volcano- earthquake interaction at Mauna Loa volcano, Hawaii. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012), 111(B5).

Ward, S. N. (2001). Landslide tsunami, *J. Geophys. Res.*, 106, 11,201–11,215

Ward, S.N., Day S.J. (2001). Cumbre Vieja volcano – potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophysical Research Letters*, 28, 3397-3400.

Ward, S.N., Day, S., (2003). Ritter Island Volcano — lateral collapse and the tsunami of 1888. *Geophysical Journal International* 154, 891–902.

Watt, S.F.L., Talling, P.J., Vardy, M.E., Heller, V., Huehnerbach, V., Urlaub, M., Sarkar, S., Masson, D.G., Henstock, T.J., Minshull, T.A., Paulatto, M., Le Friant, A., Lebas, E., Berndt, C., Crutchley, G.J., Karstens, J., Stinton, A.J., Maeno, F. (2012a). Combinations of volcanic-flank and seafloor-sediment failure offshore Montserrat, and their implications for tsunami generation. *Earth and Planetary Science Letters*, 319, 228-240. doi: 10.1016/j.epsl.2011.11.032.

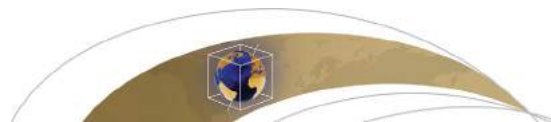
Watt, S.F.L., Talling, P.J., Vardy, M.E., Masson, D.G., Henstock, T.J., Huehnerbach, T.A., Minshull, M., Urlaub, M., Lebas, E., Le Friant, A., Berndt, C., Crutchley, G.J., Karstens, J. (2012b). Widespread and progressive seafloor-sediment failure following volcanic debris avalanche emplacement: Landslide dynamics and timing offshore Montserrat, Lesser Antilles. *Marine Geology*, 232-325, 69-94. doi: 10.1016/j.margeo.2012.08.002.

Watt, S. F. L., P. J. Talling, and J. E. Hunt (2014). New insights into the emplacement dynamics of volcanic-island landslides, *Oceanography*, 27, 46–57.

- Watts, A.B., et Masson, D.G., 1995, A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands, *J. Geophys. Res.*, v. 100, B12, p. 24487-24498
- Weaver, P. P. E., & Kuijpers, A. (1983). Climatic control of turbidite deposition on the Madeira Abyssal Plain.
- Weaver, P. P. E., Rothwell, R. G., Ebbing, J., Gunn, D. E. & Hunter, P. M. (1992). Correlation, frequency of emplacement and source directions of megaturbidites on the Madeira Abyssal Plain. *Mar. Geol.* 109, 1–20.
- Westercamp, D., et Traineau, H. (1983). The past 5,000 years of volcanic activity at Mt. Pelée, Martinique (F.W.I.) : Implications for assessment of volcanic hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17, 159-185.
- Willis, B., (1893). Mechanisms of Appalachian structure. U.S. Geol. Survey. Ann. Rept., 13.
- Wise, D. U. (1963). Keystone faulting and gravity sliding driven by basement uplift of Owl Creek Mountains, Wyoming. *AAPG Bulletin*, 47(4), 586-598.
- Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A. & Weaver, P.P. (2000). The Northwest African slope apron: a modern analogue for deep-water systems with complex sea floor topography. *Marine and Petroleum Geology*, 17, 253-265.
- Wynn, R. B., & Masson, D. G. (2003). Canary Islands landslides and tsunami generation: Can we use turbidite deposits to interpret landslide processes?. In *Submarine Mass Movements and Their Consequences* (pp. 325-332). Springer Netherlands.

ANNEXE I

**Submarine record of volcanic island construction and collapse in
the Lesser Antilles arc : First scientific drilling of submarine
volcanic island landslides by IODP Expedition 340**



RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014GC005652

Submarine record of volcanic island construction and collapse in the Lesser Antilles arc: First scientific drilling of submarine volcanic island landslides by IODP Expedition 340

Key Points:

- First drilling of large and likely tsunamigenic volcanic island-arc landslides
- Distal landslide deposits recovered seafloor sediment (turbidite, hemipelagic)
- Debris avalanche emplacement can trigger voluminous seafloor sediment failure

A. Le Friant¹, O. Ishizuka², G. Boudon¹, M. R. Palmer³, P. J. Talling⁴, B. Villemant⁵, T. Adachi⁶, M. Aljehdali⁷, C. Breitzkreuz⁸, M. Brunet¹, B. Caron⁵, M. Coussens⁴, C. Deplus¹, D. Endo⁹, N. Feuillet¹, A. J. Fraas¹⁰, A. Fujinawa¹¹, M. B. Hart¹², R. G. Hatfield¹³, M. Hornbach¹⁴, M. Jutzeler⁴, K. S. Kataoka¹⁵, J.-C. Komorowski¹, E. Lebas^{1,16}, S. Lafuerza^{1,17}, F. Maeno¹⁸, M. Manga¹⁹, M. Martínez-Colón²⁰, M. McCanta²¹, S. Morgan²², T. Saito²³, A. Slagle²⁴, S. Sparks²⁵, A. Stinton²⁶, N. Stroncik²⁷, K. S. V. Subramanyam²⁸, Y. Tamura²⁹, J. Trofimovs³⁰, B. Voight³¹, D. Wall-Palmer³², F. Wang³³, and S. F. L. Watt³⁴

Correspondence to:

A. Le Friant,
lefriant@ipgp.fr

Citation:

Friant, A., et al. (2015), Submarine record of volcanic island construction and collapse in the Lesser Antilles arc: First scientific drilling of submarine volcanic island landslides by IODP Expedition 340, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, doi:10.1002/2014GC005652.

Received 6 NOV 2014

Accepted 24 DEC 2014

Accepted article online 6 JAN 2015

¹Institut de Physique du Globe de Paris, Sorbonne Paris Cite, Universite Paris Diderot, CNRS UMR 7154, 1, rue Jussieu, Paris, France, ²Geological Survey of Japan, AIST, Tsukuba, Japan, ³School of Ocean and Earth Science, University of Southampton, Southampton, UK, ⁴National Oceanography Center, University of Southampton, Southampton, UK, ⁵Laboratoire de Petrologie, Geochimie, Volcanologie, Universite Pierre et Marie Curie-Paris 6, UMR 7193, ISTEP, Paris, France, ⁶Graduate School of Science and Engineering, Yamagata University, Kojirakawa-machi, Japan, ⁷Department of Earth, Ocean, and Atmospheric Sciences, Florida State University, Tallahassee, Florida, USA, ⁸Department of Geology and Paleontology, TU Bergakademie Freiberg, Freiberg, Germany, ⁹A203, Earth Evolution Sciences, University of Tsukuba, Tsukuba, Japan, ¹⁰Department of Geosciences, University of Massachusetts Amherst, Amherst, Massachusetts, USA, ¹¹Department of Environmental Sciences, Ibaraki University, Mito, Japan, ¹²Centre for Research in Earth Sciences, Plymouth University, Plymouth, UK, ¹³CEOAS, Oregon State University, Corvallis, Oregon, USA, ¹⁴Department of Earth Sciences, Southern Methodist University, Dallas, Texas, USA, ¹⁵Research Institute for Natural Hazards and Disaster Recovery, Niigata University, Niigata, Japan, ¹⁶Now at Geomar Helmholtz Centre for Ocean Research, Kiel, Germany, ¹⁷Now at Fugro GeoConsulting SAS, 39 rue des Peupliers, Nanterre, France, ¹⁸Volcano Research Center, Earthquake Research Institute, University of Tokyo, Tokyo, Japan, ¹⁹Department of Earth and Planetary Science, University of California, Berkeley, California, USA, ²⁰College of Marine Science, University of South Florida, St. Petersburg, Florida, USA, ²¹Geology Department, Tufts University, Medford, Massachusetts, USA, ²²Department of Geology, University of Leicester, Leicester, UK, ²³International Researchers Empowerment Center, Shinshu University, Matsumoto, Japan, ²⁴Borehole Research Group, Lamont-Doherty Earth Observatory, Earth Institute at Columbia University, Palisades, New York, USA, ²⁵School of Earth Sciences, University of Bristol, Bristol, UK, ²⁶Montserrat Volcano Observatory, Flemmings, Montserrat, West Indies, ²⁷Institut für Erd- Und Umweltwissenschaften, Universität Potsdam, Potsdam, Germany, ²⁸Geochemistry Division, National Geophysical Research Institute, Hyderabad, Telangana, India, ²⁹Institute for Research on Earth Evolution, JAMSTEC, Yokosuka, Japan, ³⁰Queensland University of Technology, Brisbane, Australia, ³¹Department of Geosciences, Penn State University, University Park, Pennsylvania, USA, ³²School of Geography, Earth, and Environmental Sciences, Plymouth University, Plymouth, UK, ³³Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China, ³⁴School of Geography, Earth, and Environmental Sciences, University of Birmingham, Birmingham, UK

Abstract IODP Expedition 340 successfully drilled a series of sites offshore Montserrat, Martinique and Dominica in the Lesser Antilles from March to April 2012. These are among the few drill sites gathered around volcanic islands, and the first scientific drilling of large and likely tsunamigenic volcanic island-arc landslide deposits. These cores provide evidence and tests of previous hypotheses for the composition and origin of those deposits. Sites U1394, U1399, and U1400 that penetrated landslide deposits recovered exclusively seafloor sediment, comprising mainly turbidites and hemipelagic deposits, and lacked debris avalanche deposits. This supports the concepts that i/ volcanic debris avalanches tend to stop at the slope break, and ii/ widespread and voluminous failures of preexisting low-gradient seafloor sediment can be triggered by initial emplacement of material from the volcano. Offshore Martinique (U1399 and 1400), the landslide deposits comprised blocks of parallel strata that were tilted or microfaulted, sometimes separated by intervals of homogenized sediment (intense shearing), while Site U1394 offshore Montserrat penetrated a flat-lying block of intact strata. The most likely mechanism for generating these large-scale seafloor sediment failures appears to be propagation of a decollement from proximal areas loaded and incised by a volcanic debris avalanche. These results have implications for the magnitude of tsunami generation. Under some conditions, volcanic island landslide deposits composed of mainly seafloor sediment will tend to form

smaller magnitude tsunamis than equivalent volumes of subaerial block-rich mass flows rapidly entering water. Expedition 340 also successfully drilled sites to access the undisturbed record of eruption fallout layers intercalated with marine sediment which provide an outstanding high-resolution data set to analyze eruption and landslides cycles, improve understanding of magmatic evolution as well as offshore sedimentation processes.

1. Introduction

Volcano flank-collapses include the largest volume landslides on our planet [Masson *et al.*, 2006] and are increasingly recognized as a common and important process in the construction and destruction of volcanic edifices [Glicken, 1986; Ida and Voight, 1995; McGuire, 1996; Voight, 2000]. The most voluminous events occur on volcanic islands, such as Hawaii [Lipman *et al.*, 1988; Moore *et al.*, 1989], La Réunion [Labazuy, 1996; Oehler *et al.*, 2008; Le Friant *et al.*, 2011] and in the Canary Archipelago [Holcomb and Searle, 1991; Watts and Masson, 1995; Urgeles *et al.*, 1997; Krastel *et al.*, 2001; Masson *et al.*, 2002, 2006], where individual landslide deposits can contain hundreds to thousands of cubic kilometers of material. The recognition of flank-collapse events is commonly based on mapping subaerial horseshoe-shaped structures, which can often be traced to on-shore and/or offshore landslide deposits [Voight *et al.*, 1981]. Offshore deposits typically display hummocky morphology on bathymetry and/or chaotic facies on seismic reflection profiles [Deplus *et al.*, 2001; Le Friant *et al.*, 2002, 2003a, 2004, 2008; Lebas *et al.*, 2011; Watt *et al.*, 2012a, 2012b]. Volcano collapse events play a significant role in the evolution of volcanic edifices, affecting the dynamics of subsequent eruptions [Pinel and Albino, 2013] and the process dynamics in shallow magma reservoirs [Pinel and Jaupart, 2000; Boudon *et al.*, 2013].

Volcano flank-collapses are a significant component of volcanic hazards that also include associated explosive eruptions and tsunamis. Understanding how flank collapses are emplaced is important because collapse dynamics determine the magnitude of associated tsunamis. The potential magnitude of tsunamis generated by volcanic island collapses is the subject of vigorous debate, mainly due to uncertainty on how collapsed material enters the ocean [Slingerland and Voight, 1979; Ward and Day, 2001; Masson *et al.*, 2006; Mattioli *et al.*, 2007; Løvholt *et al.*, 2008; Hunt *et al.*, 2011; Watt *et al.*, 2012a, 2012b, 2014].

Here we report on the first scientific drilling of volcanic-arc island landslide deposits by IODP Expedition 340, offshore Montserrat, Martinique and Dominica in the Lesser Antilles arc (Figure 1). Areas of intraplate active volcanism have previously been drilled by the Ocean Drilling Program such as in Hawaii (ODP legs 126 and 200) [Garcia, 1993; Garcia *et al.*, 1994, 2006] or around the Canary Islands (ODP leg 157) [Schneider *et al.*, 1997; Goldstrand, 1998; Schmincke and Sumita, 1998]. These previous ODP drill sites mainly targeted distal turbidite deposits away from seismically chaotic landslide deposits recognized in more proximal settings, although Leg 157 drilled turbidite deposits in proximal parts of the island edifice.

1.1. Interest of the Lesser Antilles Arc and Previous Data

The Lesser Antilles island arc results from subduction of Atlantic oceanic crust beneath the Caribbean plate (Figure 1). Recent convergence of the plates has been slow ($\sim 2 \text{ cm yr}^{-1}$) [Feuillet *et al.*, 2002] and magma productivity has been low relative to other arcs, estimated at $3\text{--}5 \text{ km}^3 \text{ Ma}^{-1} \text{ km}^{-1}$; [Sigurdsson *et al.*, 1980; Wadge, 1984; MacDonald *et al.*, 2000]. Arc volcanism has been active since 40 Ma [Martin-Kaye, 1969; Bouysse *et al.*, 1990]. North of Dominica, the arc is divided into two chains of islands and built on a Cretaceous ocean island arc [Bouysse and Guennoc, 1983; Wadge, 1986]. The eastern chain corresponds to an older extinct arc (Eocene to early Miocene) where thick carbonate platforms now cover the volcanic basement while the western chain is the site of active volcanism. South of Dominica, the older and recent arcs are superimposed, forming a chain of islands bordered to the west by the 2900 m deep back-arc Grenada Basin. This basin has been a major depocentre for large mass-wasting deposits, volcanogenic turbiditic deposits, pyroclastic flow deposits, and hemipelagic sediment [Sigurdsson *et al.*, 1980; Deplus *et al.*, 2001; Picard *et al.*, 2006; Boudon *et al.*, 2007] (Figures 1 and 2).

The Lesser Antilles volcanic arc is well suited to study of volcanic island growth and collapse. Since the mid-Oligocene, volcanic activity has constructed numerous volcanic edifices. At least 12 of these edifices have

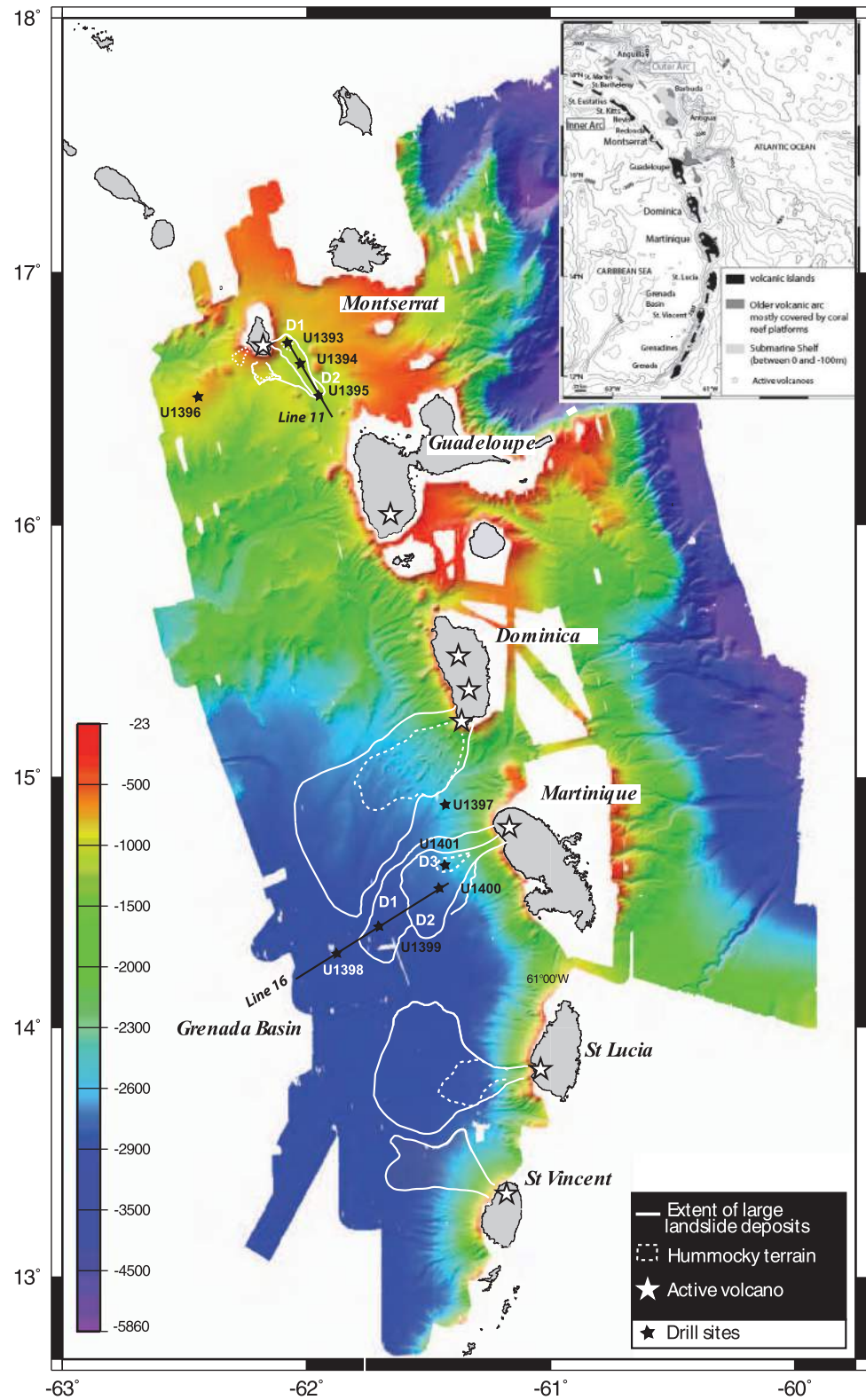


Figure 1. The Lesser Antilles arc. Extent of chaotic units on swath bathymetry illuminated from the North (Aguadomar cruise, 1999 and Caravel cruise, 2002, IGP-INSU). Active volcanoes and drilling sites are annotated. Solid lines represent the seismic profiles shown in Figure 4.

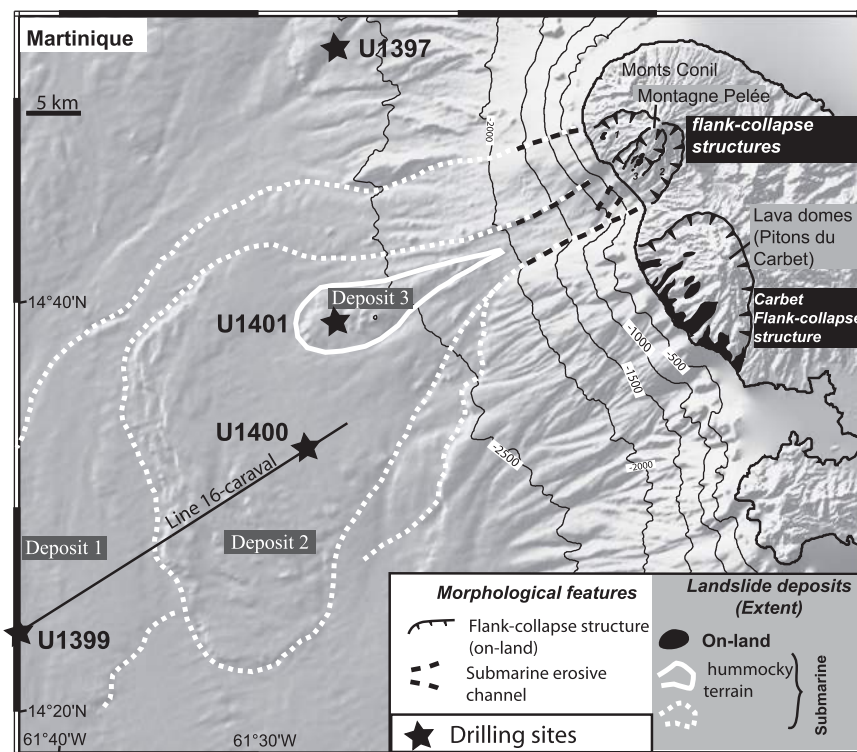


Figure 2. Shaded image of combined bathymetry and topography data of Martinique Island and submarine slopes. Marine landslide deposits and on-land flank-collapse structures are outlined. Drilling sites are annotated as well as location of seismic profiles.

been active in the last 10,000 years, and they are characterized by an exceptional diversity of arc magma compositions and eruptive styles, with marked differences along the arc from north to south [MacDonald *et al.*, 2000].

The most complete record of major volcanic activity and landslides is typically found offshore from volcanic islands rather than in onshore deposits, as terrestrial deposits may be removed by erosion or buried by subsequent volcanic activity. Further, many large landslides are energetic enough to move completely into the ocean, leaving little to no depositional evidence onshore. In the Lesser Antilles, *Le Friant et al.* [2009, 2010] showed that up to 70% by volume of the erupted products from the 1995-recent eruption of Soufrière Hills volcano on Montserrat were deposited directly into the surrounding ocean, or rapidly eroded and transported to the ocean shortly after temporary deposition on land (Figures 1 and 3). Marine deposits are also more often easily dated using layers of intervening hemipelagic mud, making marine sediments an important repository of volcanic arc history [Paterne, 1985, Paterne *et al.*, 2008; Le Friant *et al.*, 2008; Trofimovs *et al.*, 2013, Boudon *et al.*, 2013]. Seismic data are also more easily collected offshore than on rugged terrestrial edifices, and very detailed seismic data are available offshore Montserrat and Martinique, including dense 2-D and 3-D data sets. These seismic data provide high-resolution images of the extent, internal character and basal contact of landslide deposits (Figure 4) [Deplus *et al.*, 2001; Le Friant *et al.*, 2003a, 2008; Lebas *et al.*, 2011; Watt *et al.*, 2012a, 2012b; Crutchley *et al.*, 2013; Karstens *et al.*, 2013], and such information can be combined with detailed bathymetric mapping of the surface expression of the most recent landslides. Offshore Montserrat, a closely spaced set of shallow (< 6 m long) piston cores also provides a detailed chronology of events during the last ~130 ka [Trofimovs *et al.*, 2006, 2008, 2010, 2012, 2013; Cassidy *et al.*, 2013], supplementing data from terrestrial outcrops [e.g., Harford *et al.*, 2002; Druitt and Kokelaar, 2002; Sparks *et al.*, 2002, Lindsay *et al.*, 2005; Smith *et al.*, 2007].

At least 52 individual landslides have been identified on the flanks of volcanoes of the Lesser Antilles arc (Figures 1–3) [e.g., Boudon *et al.*, 1984, 1987, 2007; Vincent *et al.*, 1989; Deplus *et al.*, 2001; Le Friant *et al.*, 2002, 2003a, 2003b, 2004; Komorowski *et al.*, 2005; Lebas *et al.*, 2011; Watt *et al.*, 2012a, 2012b; Crutchley *et al.*, 2013; Karstens *et al.*, 2013; Trofimovs *et al.*, 2006, 2010, 2013; Cassidy *et al.*, 2014]. Past analysis of seismic profiling data offshore Montserrat and Martinique has resulted in a series of hypotheses concerning the

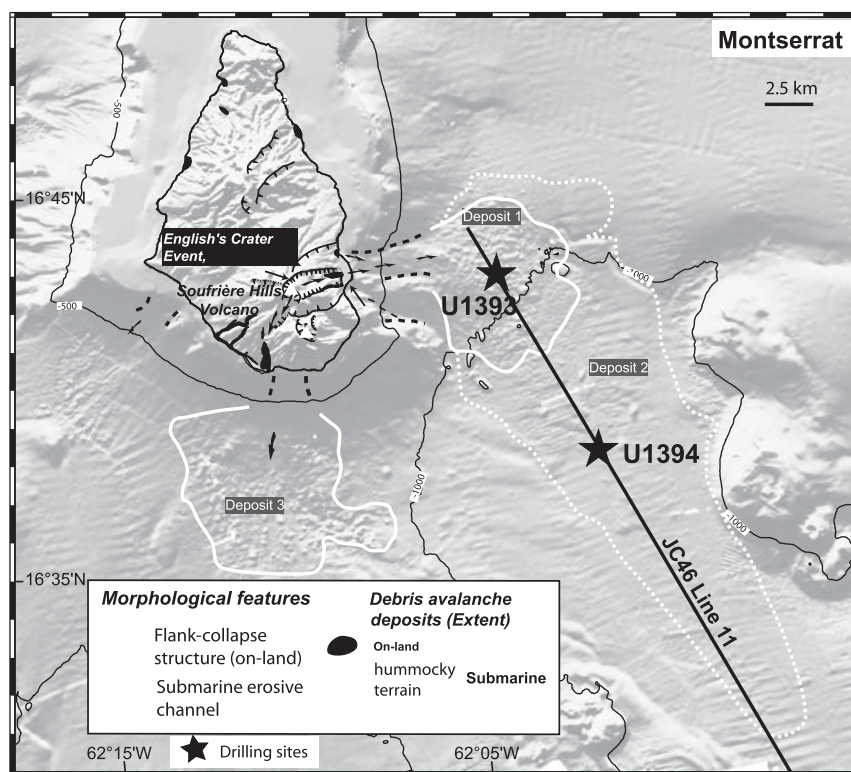


Figure 3. Montserrat and the surrounding seafloor showing marine landslide deposits outlines. Location of drilling sites is annotated as well as location of the seismic profile from **Figure 4**.

composition of submarine landslide deposits. Using seismic profile data *Deplus et al.* [2001] and *Le Friant et al.* [2002, 2003a, 2003b, 2004] mapped numerous landslide deposits along the arc. They proposed, based on these data, that debris avalanches erode and mobilize preexisting layers of seafloor sediment, and thus disturb underlying layers of preexisting sediment. They suggested that the upper part of the seismically chaotic landslide deposit thus comprises both volcanic debris from the original edifice collapse and remobilized preexisting seafloor sediment, while the lower part mainly comprises deformed preexisting seafloor sediment. Lateral transitions from well-bedded seafloor sediment into chaotic landslide deposits indicate that some landslides internally contain a substantial component of seafloor-derived sediment (Figure 4). *Deplus et al.* [2001] also emphasize that a substantial amount of material derived from the submarine part of the volcanic edifice is commonly involved in generation of the deposits, as shown by chutes cut into the volcano flanks. *Le Friant et al.* [2004] integrated this information to outline how terrestrial collapse scars, submarine chutes and offshore debris avalanche deposits were linked to the geomorphological evolution of Montserrat. *Le Friant et al.* [2004] and *Lebas et al.* [2011] also used seismic data to accurately define the extent and volume of the landslide deposits offshore Montserrat, and demonstrated that the volumes of submarine landslide deposits may be much greater than the volume of the associated subaerial collapse scars, requiring that landslide events may include a significant fraction from the volcano's submerged flank or adjacent seafloor sediment. Truncation of in situ bedded sediment packages was attributed to erosional processes during debris avalanche emplacement. *Lebas et al.* [2011] also proposed that strong seismic reflectors seen at the base of some landslide deposits may be produced by slide-derived shear zones. *Watt et al.* [2012a, 2012b, 2014] also proposed that emplacement of material from the volcanic edifice (i.e., a volcanic debris avalanche) caused erosion and triggered failure of seafloor sediment. Such seafloor sediment failure could be very widespread on low ($< 1^\circ$) gradients, and may dominate the total landslide volume. Their data are consistent with the concept that rapid emplacement of the volcanic edifice material onto the seafloor led to undrained shear loading and failure of underlying seafloor sediment layers [*Voight and Elsworth, 1997; Voight et al., 2012*]. A wave of such deformation then propagated long distances downslope through the seafloor sediment into areas of seafloor which otherwise were not on the verge of failure [*Viesca and Rice, 2012*]. *Watt et al.* [2012a, 2012b] further noted a lack of frontal compression and shear

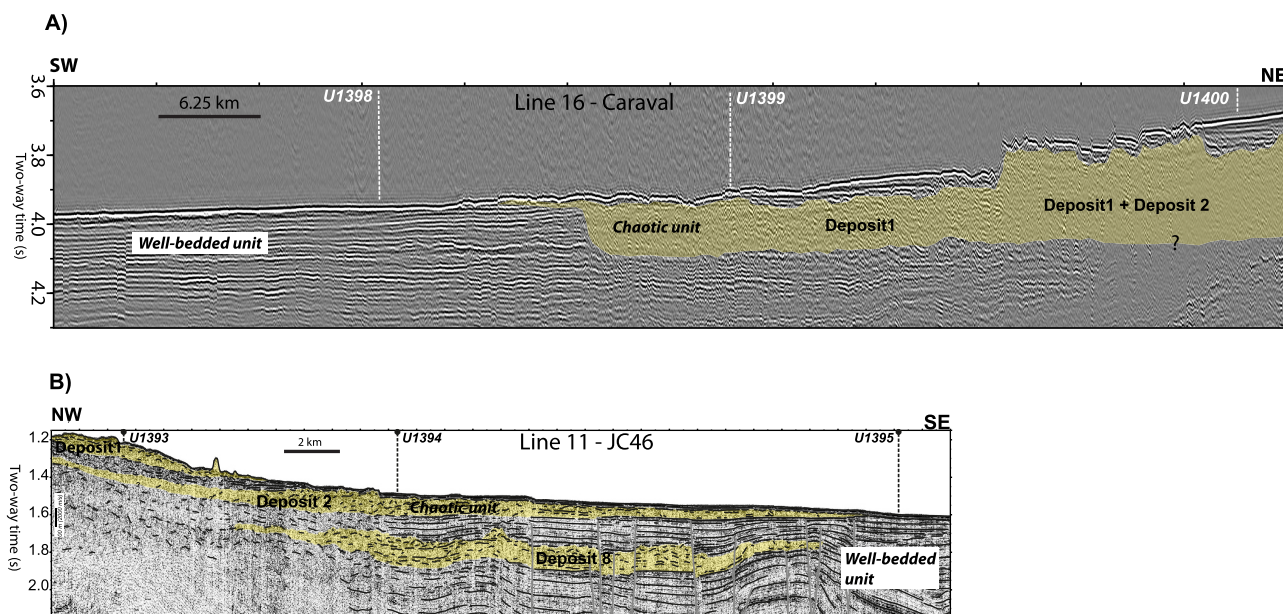


Figure 4. Seismic reflection profiles revealing the presence of chaotic deposits offshore Martinique and Montserrat. Location of profiles is shown on Figures 1 and 3. Deposits are characterized by chaotic reflectors that contrast with well-bedded subhorizontal sedimentary units. The locations of drilling sites are annotated. (a) Caraval, Line 16 offshore Martinique. (b) JC45, Line 11 offshore Montserrat.

breakout [e.g., Frey-Martinez *et al.*, 2006], suggesting that much of the deformed seafloor material they observed did not move for extensive distances. They also proposed that some landslide deposits may have incorporated large blocks of relatively undeformed seafloor sediment. Finally, the amount, nature, velocity and location of failure of seafloor sediment affect the process and scale of tsunami generation. Landslides occurring in deep (>500 m) seafloor sediment tend to form smaller magnitude tsunamis since the Froude number is too low to generate a significant wave [Ward, 2001]. Overall, slow failures of deep seafloor sediment cause much smaller tsunamis than debris avalanches derived from the volcanic edifice, even if the seafloor sediment failure has a much greater volume [Watt *et al.*, 2012a; Ward, 2001].

1.2. Objectives of This Contribution

IODP Expedition 340 drilled a series of sites offshore Montserrat, Martinique and Dominica in the Lesser Antilles from March to April 2012. These comprise some of the few drill sites around volcanic islands, and represent the first scientific drilling of volcanic island-arc landslide deposits. Here we discuss the initial key results from Expedition 340, and address the following specific questions:

1. What is the composition of voluminous chaotic units identified on seismic profiles associated with the volcanic island landslides? In particular, what is the relative contribution of material derived from the subaerial or submarine volcanic edifice, versus material originating from failure of preexisting seafloor sediment? Can we thus explain the observed discrepancy between the constrained size of the on-land flank-collapse structures, and the much larger volume of associated submarine landslide deposits [Le Friant *et al.*, 2003a; Boudon *et al.*, 2007; Lebas *et al.*, 2011]?
2. What types of deformation are seen within the cored volcanic island landslide deposits? What can we learn about their emplacement? What are the mechanisms of the landslide generation and propagation? How do these new field observations relate to predictions made by previously proposed models [Voight and Elsworth, 1997; Deplus *et al.*, 2001; Le Friant *et al.*, 2004; Lebas *et al.*, 2011, Watt *et al.*, 2012a, 2012b, 2014; Voight *et al.*, 2012].
3. More generally, what is the importance of mass-wasting events for sedimentation around volcanic islands, and what processes affect the sedimentation in such settings? What are the ages of these events and how do they relate to the eruptive history of Lesser Antilles volcanoes (including timing, eruptive style,

chronology, magma composition and production rates)? How can we use this information for assessing the geohazard potential of such systems?

1.3. Terminology

We propose a clearly defined and consistent terminology before presenting the initial results of Expedition 340. *Landslide* is used as a general term for any type of slope failure and resulting mass movement, whether initiating onshore or offshore. The term *debris avalanche* is used for a failure comprising material in a mobile flowage-type landslide from a volcanic edifice [Glicken, 1986; Siebert, 2002; Voight *et al.*, 1981, 2002; Masson *et al.*, 2002, 2006], which may include the *terrestrial* or *submarine flank* of the volcano. A debris avalanche involves considerable disintegration of the edifice material, which results in a poorly sorted blocky deposit with a typically hummocky surface morphology. Debris avalanches are distinguished from *slumps*, which are coherent masses of poorly consolidated materials or rock that move relatively short distances downslope on concave-up or planar slip surfaces [e.g., Delcamp *et al.*, 2008]. *Debris flows* are water-saturated flows of disaggregated or reworked sediment with high sediment concentrations and strong interactions between solid and fluid constituents [Iverson, 1997]. *Turbidity currents* are rapidly moving, sediment-laden water flows moving down an offshore slope, driven by the density difference between the turbidity current and the clear water above [Talling *et al.*, 2012]. Failures of seafloor sediment located beyond the slope break marking the base of the volcanic edifice are referred to as *seafloor sediment failures* [Watt *et al.*, 2012a, 2012b, 2014].

2. Overview of IODP Expedition 340–Data

Expedition IODP 340 on the R/V *JOIDES Resolution* drilled and cored in marine sediments and volcanoclastic material at nine sites located off the islands of Montserrat (where the Soufrière Hills volcano has been active since 1995, resulting in serious hazards and significant social impacts), Martinique (with the famous Montagne Pelée volcano that tragically killed about 30,000 inhabitants in 1902) and Dominica (where several large-silicic eruptive centres are considered active and pose serious potential regional hazards and risks due to the occurrence of large magnitude ignimbrite-forming eruptions in the recent geological past [Lindsay *et al.*, 2005]) (Figure 1).

The objective of Expedition IODP 340 was to document eruptive activity and edifice collapse for three of the most active volcanic complexes in the Lesser Antilles Arc over the last million years, in order to better understand the constructive and destructive processes. The aims of the Expedition were thus to (1) understand the timing and emplacement processes of landslide deposits, with implications for tsunami hazards; (2) document the long-term eruptive history of some of the Lesser Antilles volcanoes, guide the prognosis of future volcanic activity and document the volcano evolution (cycles of construction and destruction); (3) access critical information on the long-term magmatic evolution of the Lesser Antilles volcanoes; and (4) understand the processes by which sediment is dispersed around volcanic edifices into the deep ocean.

We recovered 434 core sections containing 2384 m of seafloor sediment samples. Information collected included physical properties on cores (thermal conductivity, shear strength, natural gamma ray emissions, P wave, magnetic susceptibility, density), and data obtained in situ by downhole logging operations (gamma rays, P wave, magnetic susceptibility, resistivity) [Manga *et al.*, 2012, Le Friant *et al.*, 2013, Lafuerza *et al.*, 2014, Wall-Palmer *et al.*, 2014]. Table 1 summarizes the location and characteristics of each hole at every site. The cores contain some of the most sand-rich sequences yet recovered by IODP, where piston coring disturbances, such as basal flow-in and fall-in, are the most likely to occur [Jutzeler *et al.*, 2014]. Particular care was taken to distinguish disturbed from in situ facies. At least two holes were drilled at each site to allow better stratigraphic correlation and minimize coring disturbances (Hole A, Hole B).

Sites U1396 and U1397 were dedicated to the study of the eruptive history and magmatic evolution of Montserrat [Wall-Palmer *et al.*, 2014] and the recent volcanoes of Martinique and South Dominica, respectively (Figure 1). Sites U1393, U1394, U1399, U1400 and U1401 were chosen to study landslide deposits and associated processes (Figures 1–3). Sites U1395 and U1398 were dedicated to study of the differences between the distal sedimentation processes in the north and the south of the arc (Figures 1 and 3).

In this paper we provide initial results for the more specific set of aims as outlined above in section 1.2.

Table 1. Coring Summary, IODP Expedition 340

Hole	Latitude	Longitude	Water Depth (m)	Penetration DSF (m)	Core Interval (m)	Recovered Length (m)	Recovery (%)
U1393A	16°43,1316 N	62°05,0594 W	926	47.5	47.5	5.42	1
U1394A	16°38,4259 N	62°02,2822 W	1114.9	244.5	244.5	57.37	23
U1394B	16°38,4375 N	62°02,2819 W	1114.2	181.4	181.4	141.15	7
U1395A	16°29,5988 N	61°57,0858 W	1200.9	231.3	231.3	144.18	6
U1395B	16°29,5985 N	61°57,0751 W	1200.2	203.3	203.3	140.21	6
U1396A	16°30,4841 N	62°27,1017 W	787.4	134.9	134.9	140.51	10
U1396B	16°30,4847 N	62°27,0912 W	787.4	14.5	9.5	10	105
U1396C	16°30,4729 N	62°27,0905 W	786.6	139.4	139.4	145.92	10
U1397A	14°54,4081 N	61°25,3530 W	2482.2	265.5	261.1	144.2	55
U1397B	14°54,4075 N	61°25,3421 W	2481.4	253.5	248.7	131.46	53
U1398A	14°16,6984 N	61°53,3422 W	2935.3	268.6	268.6	115.09	43
U1398B	14°16,6987 N	61°53,3309 W	2935.1	263.4	263.4	186.75	71
U1399A	14°23,2419 N	61°42,6833 W	2900.8	274.7	274.7	219.88	80
U1399B	14°23,3639 N	61°42,5380 W	2900.2	183	180.5	183.04	10
U1399C	14°23,2593 N	61°42,6665 W	2900.8	240	0	0	
U1400A	14°32,5831 N	61°27,5492 W	2744.4	51.3	51.3	51.8	10
U1400B	14°32,2023 N	61°27,4065 W	2743	212.5	212.5	215.19	10
U1400C	14°32,1935 N	61°27,4028 W	2743	436	421	304.49	72
U1401A	14°39,0991 N	61°25,0797 W	2596.7	81.5	81.5	15.61	19
U1401B	14°39,0237 N	61°25,2273 W	2606.2	12.9	12.9	12.42	96
U1401C	14°39,1744 N	61°24,9323 W	2578.8	10.3	10.3	10.44	10
U1401D	14°38,9463 N	61°25,3743 W	2617.9	9.2	9.2	9.12	9

3. Results

We first describe results from cores obtained through landslide deposits offshore Martinique, then the results from cores offshore Montserrat, and finally observations of the tephra layers and turbidite deposits.

3.1. Landslides Offshore Martinique

Martinique consists of several volcanic centres with a history extending back to about 23 Ma [Westercamp and Traineau, 1983, Germa et al., 2010]. The evolution of the active Montagne Pelée volcano has been marked by three major flank collapses (at ~ 0.1 Ma, ~ 25 ka and, ~9 ka), which removed much of the western flank of the volcano [Le Friant et al., 2003a; Boudon et al., 2005, 2007]. Collapse volumes vary from 2 to 25 km³ and debris avalanches flowed into the Grenada Basin (Figures 1 and 2; Table 2). Three large chaotic landslide deposits (Deposits 1–3) were recognized offshore with high-resolution bathymetry and geophysical data. They display morphological fronts (Deposit 2) and hummocky morphologies (Deposit 3) on bathymetric data, a speckled pattern on backscatter data, and hyperbolic facies on 3.5 kHz and seismic profiles (Deposits 1–3; Figures 2 and 4). The submarine landslide deposits have been traced back to three horseshoe-shaped structures identified on-land. Pitons du Carbet volcano also experienced a large flank collapse 0.35 Ma ago (K-Ar dating) [Boudon et al., 1992, 2007, 2013; Samper et al., 2008], but although voluminous debris avalanche deposits have been mapped on-land, no correlative offshore landslide deposits have been recognized.

Table 2. Parameters and Ages of the Landslide Deposits Drilled Offshore Montserrat and Martinique During the Expedition IODP 340^a

Name of Deposit	Surface Area (km ²)	Volume (km ³)	Runout (km)	Ages (ka)
Martinique				
Deposit 3	60	1.6	33	30–45
Deposits 1 and 2	2000	>250	75	70–115
Montserrat				
Deposit 1	51	1.7	12	12–14
Deposit 2	212	9.5	34	138

^aData are modified from Le Friant et al. [2003a], Boudon et al. [2007], Lebas et al. [2011], Watt et al. [2012b] and completed with this contribution for constraints on ages.

Le Friant et al. [2003a] proposed that the repeated instabilities toward the west on Martinique volcanoes are due to the distinct asymmetry of the island, with western aerial and submarine slopes being steeper than the eastern ones. This asymmetry results from the presence of the back-arc Grenada Basin to the west of the southern islands and the progressive loading by accumulation of volcanic products on the western slopes of the volcano aided by the development of long-term gravitational instabilities. Three sites U1399, U1400 and U1401 were dedicated to

investigate the three seismically chaotic landslide deposits offshore Montagne Pelée volcano (Figures 1, 2, and 4).

1. *Site U1399* (Hole A: 274.7 m, Hole B: 183 m, Hole C: 240 m) located on landslide Deposit 1 is associated with the oldest flank-collapse event. Deposit 1 is ~135 m thick at this core site located 78 km offshore from Montagne Pelée volcano (Figures 1, 2, and 4). Lithostratigraphic descriptions show that sediment cored at site U1399 consists entirely of seafloor sediment and is dominated by a combination of hemipelagic mud with interbedded tephra layers and volcanoclastic turbidite deposits (Figures 5 and 6) [Lafuerza *et al.*, 2014]. No debris avalanche deposits comprising blocky material from the subaerial volcanic edifice were recognized. The seismically chaotic landslide deposit comprises two types of material. In type 1, stratigraphic intervals up to ~20 m thick, consist of homogenized sediment resembling debris flow deposits with a muddy sand matrix that also can contain large clasts (mud clasts and pumice clasts from granules to few centimeters in size). These intervals record intense deformation which, in some cases, has fully homogenized the sediment (Figures 6a and 6b). In type 2, flat-lying or inclined parallel beds (Figure 6c) form intervals that can be up to ~20 m thick. These intervals commonly display small-scale brittle faults, (typically with offsets of only a few cm), but are not as strongly deformed as the type 1 of material (Figure 6). A key observation is that intervals of intense deformation (type 1) occur at multiple depths within this site, i.e., deformation was not focussed only at the base of the landslide deposit. The deformation that occurred between 23 m and 160 m is also split by some nondeformed intervals. Deposit 1 is overlain by 14-to-23 m (depending of the hole) of nondeformed drape that postdates the landslide movement. The age of Deposit 1 may be calculated from drape thickness using estimates of sedimentation rate. However, this sedimentation rate is poorly constrained, varying from ~2 to 8 cm/ka offshore Montserrat [Le Friant *et al.*, 2008; Trofimovs *et al.*, 2013] to > 20 cm/ka in parts of the Grenada Basin [Reid *et al.*, 1996]. Assuming a sedimentation rate of ~20 cm/ka this suggests an approximate age of 70–115 ka, although with very large uncertainties.

2. *Site U1400* (Hole A: 51.3 m, Hole B: 212.5 m, Hole C: 436 m) penetrates through volcanic and biogenic sediment that is intercalated with the large-scale landslide Deposits 1 and 2, 46 km offshore Montagne Pelée volcano, (Figures 1 and 2). The site is dominated by a combination of hemipelagic mud with thinly interbedded tephra layers and volcanoclastic turbidite deposits, representing seafloor sediment rather than debris avalanche deposits. Many of these planar beds are inclined with an average dip of 40°, but some dip as steeply as 70°. These intervals broadly resemble type 2 deposits at Site U1399 and contain a few microfractures. Intervals of homogenized sediment (type 1 deposits) are rare at Site U1400. The boundary between Deposit 1 and Deposit 2 cannot be identified unambiguously in these cores, as there is no difference between the composition of the two landslides. We thus refer to a single depositional unit that we called Deposit 1-2. The base of the deformed sequence is located at 390 m below sea level floor (mbsf), and below this depth, the recovered material consists mainly of hemipelagic mud and partly lithified mudstone that lack any signs of sediment deformation.

3. *Site U1401* (Hole A: 81.5 m, Hole B: 12.9 m, Hole C: 10.3 m, hole D: 9.2 m) is located 35 km offshore from Montagne Pelée volcano, on landslide Deposit 3 which has a hummocky morphology and is associated with the most recent flank-collapse event of Montagne Pelée volcano (Figures 1 and 2). Drilling conditions did not allow penetration into the blocky landslide Deposit 3, and the core was limited to the sedimentary sequence that overlies Deposit 3. This section consists of a combination of hemipelagic mud with interbedded tephra layers and/or volcanoclastic turbiditic deposits [Le Friant *et al.*, 2013], with the latter being particularly coarse-grained at the base of the core, including coarse sand and mafic andesite clasts (few centimeters) as well as gravels which could have been produced by drilling into larger blocks. The age of Deposit 3 may be calculated from drape sediment thickness (9 m in hole D, 14 m in hole A) using previous estimates of sedimentation rate >20 cm/ka offshore Martinique [Reid *et al.*, 1996; Boudon *et al.*, 2013]. Assuming a maximum sedimentation rate of 30 cm/ka, this suggests an approximate age of 30–45 ka for Deposit 3, although with very large uncertainties. This age is older than the previous age proposed [Le Friant *et al.*, 2003a].

3.2. Landslides Offshore Montserrat

Volcanism migrated from north to south on Montserrat, forming a series of volcanic centres (Figure 3) [Harford *et al.*, 2002]. The eruption of Soufrière Hills volcano, which started in 1995 [Druitt and Kokelaar, 2002; Wadge *et al.*, 2014], shows a succession of different eruptive styles with lava dome growth and vulcanian

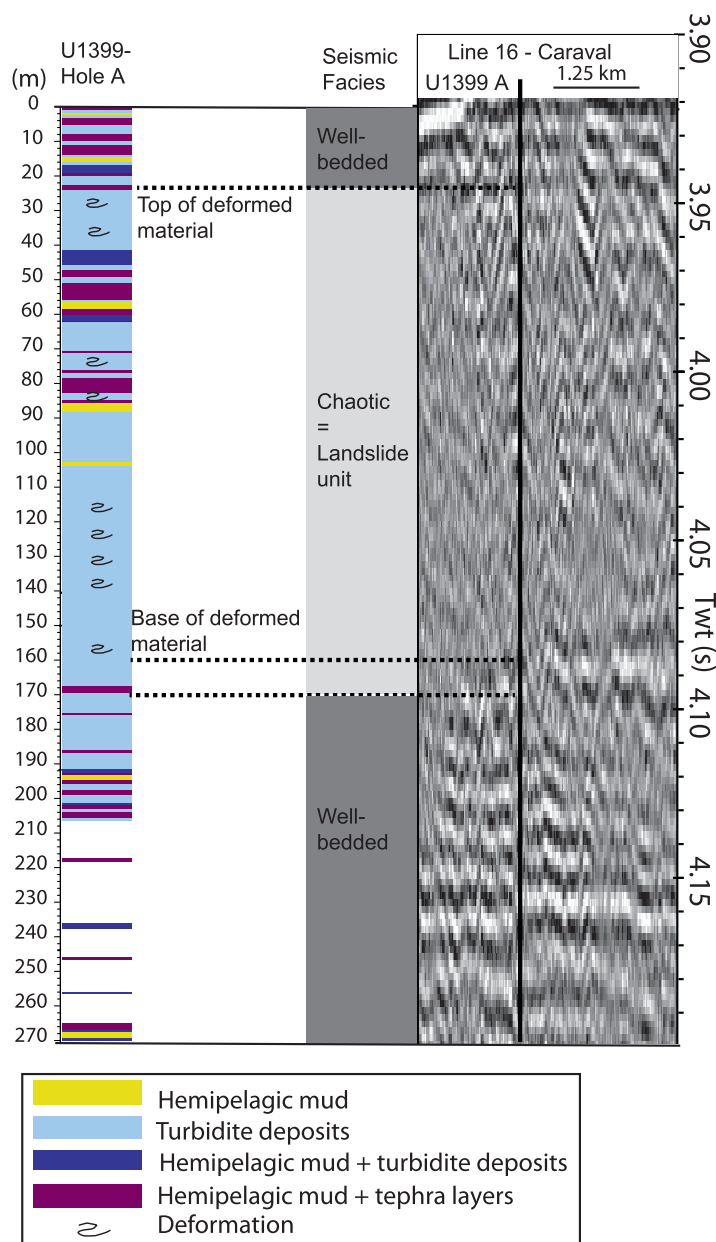


Figure 5. Summary of lithology of Hole 1399A offshore Martinique (through Deposit 1) and correlation with seismic reflection data (Line 16–Caraval). Chaotic unit and deformed unit are annotated both on reflection profiles and cores respectively. White areas indicate cores without recovery.

explosions generating abundant pyroclastic density currents. Most of the pyroclastic density currents entered the sea, where their deposits have also been studied in detail [Le Friant *et al.*, 2009, 2010; Trofimovs *et al.*, 2006, 2008, 2010, 2013; Cassidy *et al.*, 2013]. Minor tsunamis were sometimes caused by the rapid entrance of volcanic material into the sea [Sparks *et al.*, 2002; Mattioli *et al.*, 2007].

Several prehistoric flank collapses have been recognized on Soufrière Hills volcano as well as a series of large submarine landslide deposits around the island [Le Friant *et al.*, 2004; Lebas *et al.*, 2011, Watt *et al.*, 2012a, 2012b; Crutchley *et al.*, 2013; Karstens *et al.*, 2013] (Figure 3). The horseshoe-shaped English’s Crater was probably formed at ~12–14 ka and is likely related to Deposit 1 [Trofimovs *et al.*, 2013]. In addition, smaller recent collapses have been recognized at 2 ka and 6 ka leading to turbidite emplacement offshore Montserrat [Le Friant *et al.*, 2004; Boudon *et al.*, 2007, Trofimovs *et al.*, 2013]. Two of the 10 submarine landslide deposits identified offshore Montserrat by Lebas *et al.* [2011] were drilled by Expedition 340 to the

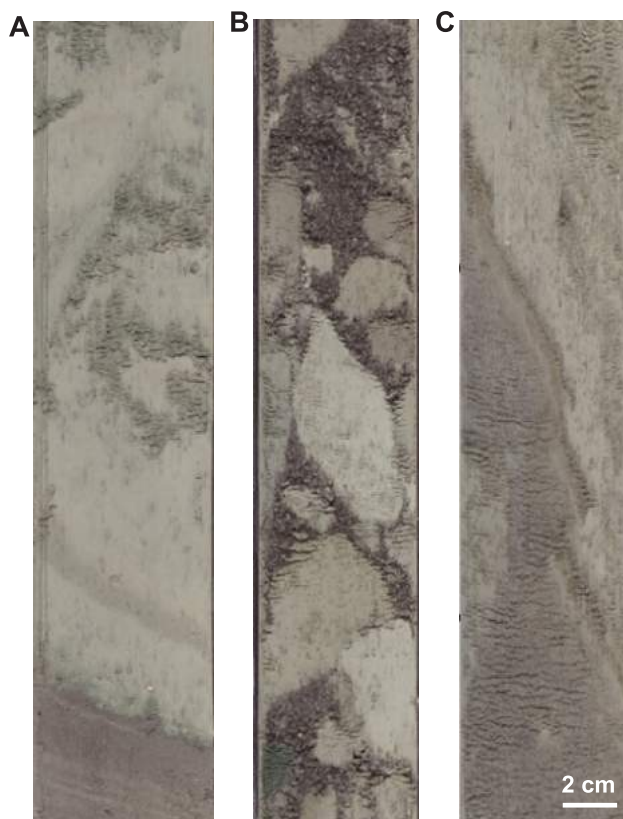


Figure 6. Deformation observed within the cores: (a) Convolutives, U1399A (depth: 25.40m); (b) Mixing, U1400C (depth: 25.05 m); (c) Inclined layers and microfaults; U1400C (depth: 34.95 m).

southeast of Montserrat (Deposits 1 and 2; Table 2). Submarine landslide Deposit 1 has a very hummocky morphology and a chaotic signature on seismic profiles (Figure 3). *Lebas et al.* [2011] noticed that the volume of Deposit 1 ($\sim 1.7 \text{ km}^3$) exceeds that of the associated subaerial collapse scar ($\sim 0.5 \text{ km}^3$). *Trofimovs et al.* [2013] suggest a substantial involvement of a submerged carbonate shelf around Montserrat. The older landslide (Deposit 2) is much more extensive and voluminous ($\sim 20 \text{ km}^3$) but has a much less blocky character than landslide Deposit 1 (Figure 3). Much of Deposit 2 has a smooth upper surface which, together with the presence of internal reflectors and a lateral transition into well-bedded seismic units at its margins, suggests that most of the landslide volume comprises preexisting seafloor sediment [Watt et al., 2012a, 2012b]. Deposit 2 therefore

resulted from a combined submarine and subaerial landslide process of the eastern flank of the volcano that included failure and deformation of submarine sediment [Le Friant et al., 2004; Lebas et al., 2011; Watt et al., 2012a, 2012b, 2014].

1. Site U1393 (Hole A: 47.5 m) was located to sample landslide Deposit 1, 10 km offshore Soufrière volcano. Due to the heterogeneity, coarse grain size and unconsolidated nature of the chaotic Deposit 1, attempts to drill through the deposit were unsuccessful. The main lithologies cored at Site U1393 from the upper 47.5 m of stratigraphy are hemipelagic mud, turbiditic sand and mud, mafic volcanoclastics and tephra deposits overlying the chaotic deposits [Le Friant et al., 2013].

2. Site U1394 (Hole A: 244.5 m, Hole B: 181.4 m) is located on landslide Deposit 2, 17 km offshore Soufrière volcano. The main lithologies cored are hemipelagic mud, turbiditic sand and mud and few tephra layers such as mafic volcanic deposits (Figures 7 and 8) [Le Friant et al., 2013]. The upper part of Deposit 2 was not recovered, but there was continuous recovery of its lower half. The turbidite units in Deposit 2 are generally thicker (ten to several tens of centimeter) than those seen at Site U1400, even allowing for suck-in of sand by basal flow-in during piston coring [Jutzeler et al., 2014]. The landslide unit, which corresponds to the chaotic, or sometimes locally bedded, seismic reflectors (Figure 7), is dominated by a stacked sequence of predominantly thick, massive, relatively coarse-grained turbiditic deposits that range in composition from bioclastic to volcanoclastic (Figures 7 and 8). Surprisingly, especially when compared to the Martinique sequences, the layers recovered from the landslide deposit at Site U1394 are entirely flat-lying and planar, showing no signs of deformation. It appears, therefore, that they represent a block of intact stratigraphy within the landslide. A series of basaltic tephra layers directly overlie landslide Deposit 2 and correlate to subaerial basaltic fallout deposits associated with the South-Soufrière Hills volcano, dating back to 138 ka, thus providing a minimum age for Deposit 2. No debris avalanche deposits were observed at Site U1394.

3.3. Tephra and Turbidite Deposition Adjacent to Volcanic Islands

Most of the volcanoclastic material originating from the volcanoes of the Lesser Antilles arc is transported into the surrounding ocean [Le Friant *et al.*, 2010]. Hence, four drilling sites were dedicated to volcano history reconstruction and sedimentation within the adjacent basins: two offshore Montserrat (Figure 3) and two offshore Martinique and Dominica (Figures 1 and 2). These drilling sites also aimed to capture longer runout flow deposits generated by major landslides.

1. *Site U1395* (Hole A: 231.3 m, Hole B: 203.3 m) is located beyond the furthest extent of the landslide deposit identified on the seismic reflection lines within the Bouillante-Montserrat half-graben (Figures 1 and 3) [Feuillet *et al.*, 2010]. The recovery rate was close to 100% and the material cored consists of tephra layers and mixed bioclastic-volcanoclastic turbidites interbedded with hemipelagic background sediment probably originating from Montserrat. In addition, some of the tephra fall deposits and turbidite deposits probably originate from volcanoes of the northern and central parts of Guadeloupe (Figure 1). The magnetostratigraphy suggests sedimentation rates of 9 cm/ka within the Bouillante-Montserrat half-graben, contrasting with the 3.1 cm/ka recorded in U1396, due to the greater abundance of turbidites within the graben. For example, this site contains a 7 m thick turbidite unit correlated with emplacement of landslide Deposit 2, which is the subject of further study.

2. *Site U1396* (Hole A: 134.9 m, Hole B: 14.5 m, Hole C: 139.4 m) is located on a topographic high, west of Montserrat (Figure 1). The sedimentary sequence comprises a series of hemipelagic sediment, tephra layers and volcanoclastic mud. At least 180 tephra layers of varying thickness are intercalated in the hemipelagic background sedimentation and there might be many more cryptotephra layers embedded in the hemipelagic mud [Le Friant *et al.*, 2008]. Preliminary biostratigraphic studies combined with the magnetostratigraphic record assign the lowest recovered cores to late Pleistocene to early Pliocene (~4 to 5 Ma) [Le Friant *et al.*, 2013]. This drilling site allowed us to reconstruct a long-term eruptive history of Montserrat, with a particularly detailed analysis of events during the last 250 ka at this location [Wall-Palmer *et al.*, 2014].

3. *Site U1397* (Hole A: 265.5 m, Hole B: 263.5 m) is located on a topographic high bound by large canyons west of Martinique (Figure 1). Sediments retrieved at this site consist of various combinations of hemipelagic mud, volcanoclastic or mixed (i.e., volcanoclastic-bioclastic) turbiditic deposits and tephra layers. The proportion of tephra layers and volcanoclastic turbidites is higher than in U1396 and will be crucial to reconstruct the volcanological history from north Martinique (Montagne Pelée and Pitons du Carbet) and south Dominica. For example, 200 tephra layers have been recognized in the first ~30 m of the cores [Le Friant *et al.*, 2013]. At the base of the core, some lava clasts suggest lithologies characteristic of Pitons du Carbet volcano and indicate a minimum age of 320 ka, which represents the end of activity at this volcano, [Samper *et al.*, 2008; Germa *et al.*, 2010].

4. *Site U1398* (Hole A: 268.6 m, Hole B: 263.4 m) is located in the back-arc Grenada Basin, west of Martinique. Volcanoclastic turbiditic deposits dominate the upper part of the site, whereas hemipelagic mud with intercalated volcanoclastic turbiditic deposits and tephra layers characterize the lower parts. Voluminous turbiditic deposits, up to 10 m thick, are recognized, and contribute to the large sedimentation rates in the Grenada Basin (> 20 cm/ka). The lava lithologies indicate that most of the turbiditic deposits probably originated from Dominica.

3.4. Seismic Velocities Within Sediments Around Volcanic Islands

An additional objective of Expedition 340 was to better characterize the seismic velocities of the different materials deposited around the Lesser Antilles arc (e.g., marine background sediment versus volcanoclastic material). This would allow reanalysis of the original seismic data. P-wave measurements from both whole-round sections and split sections show velocities ranging from 1500 to 1900 m/s. Generally, higher velocities (1650 to > 1800 m/s) are obtained from the volcanic layers, while lower velocities characterize the hemipelagic background sediment (1550–1650 m/s). Table 3 presents mean velocities measured for each drilling site, although such values may be biased low because of coring disturbance. The measurements of seismic velocities within recovered material allow us to correlate seismic reflection profiles obtained during several preceding cruises (Aguadomar-1999, Caraval-2002, Gwadaseis-2009, JR45/46–2010) with cored material. These data were particularly useful in refining estimates of the thickness of the chaotic units, which were previously estimated with assumed velocities of 1800 to 2200 m/s [e.g., Urgeles *et al.*, 1997; Le Friant *et al.*, 2003a].

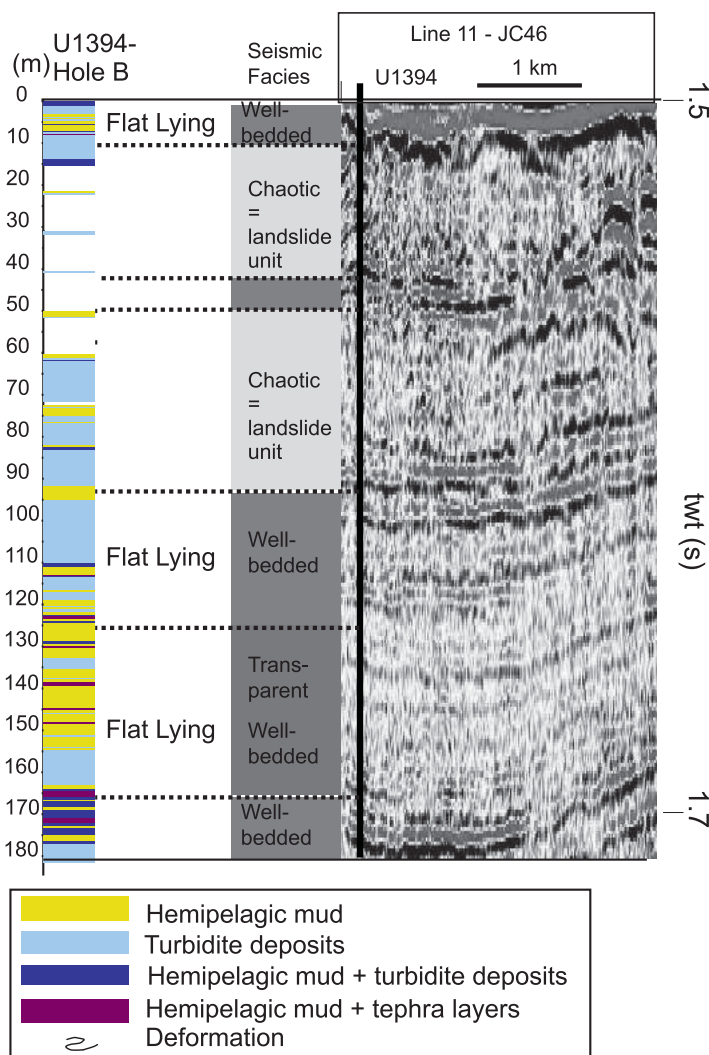


Figure 7. Summary of lithology of Hole 1394B offshore Montserrat (through Deposit 2) and correlation with seismic reflection data. Chaotic unit and deformed unit are annotated both on reflection profiles and cores respectively.

4. Discussion

While we only report data on a small number of sites, drilling through the seismically chaotic deposits offshore Lesser Antilles volcanoes identified by previous seismic profiles has revealed some important insights.

4.1. Blocky Volcanic Debris Avalanche Deposits

Deposits with very blocky surface morphologies (Site U1393 and U1401) were difficult to drill, probably due to prevalence of hard drill-resistant lava blocks in the poorly sorted heterogeneous material. The examples include Deposit 1 at Site U1393 offshore Montserrat and Deposit 3 at Site U1401 offshore Martinique (Figures 1–3). These landslide deposits are located on the submarine flanks of the volcanoes or around the slope break between the submarine flanks and surrounding basins. They are most likely debris avalanche deposits composed of cohesionless poorly sorted blocky material derived from different volcanic edifices, or submarine flank lithologies although this interpretation remains unconfirmed by our drilling.

4.2. Large Landslide Deposits Dominated by Seafloor Sediment

Seismically chaotic deposits were successfully drilled on sites U1394, U1399, U1400 and revealed the absence of volcanic debris avalanche deposits, although the mechanisms producing these deposits may have been triggered by subaerial or submarine volcanic flank-collapses. The chaotic units consist of a combination of hemipelagic mud, volcanoclastic and bioclastic turbiditic deposits and tephra layers. Offshore

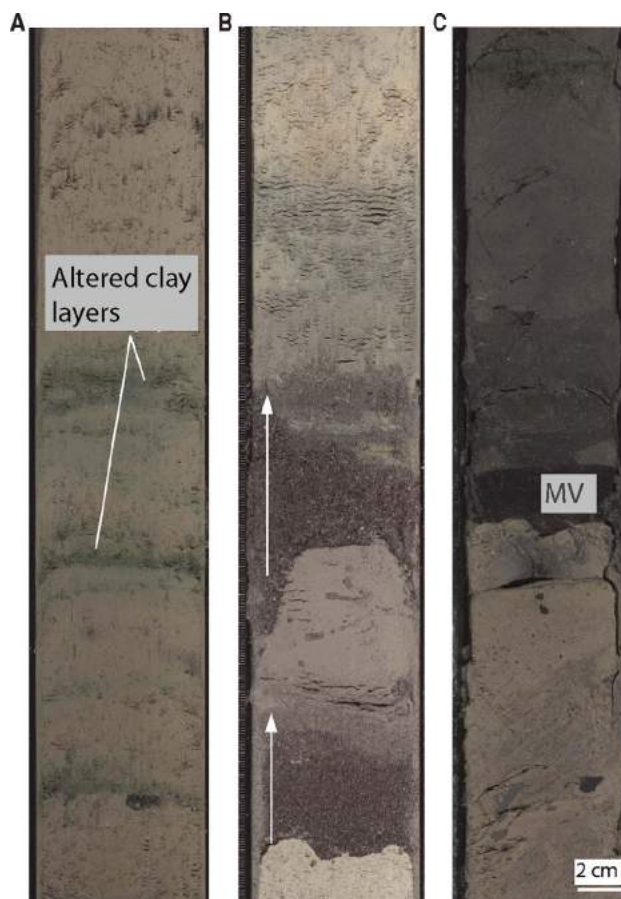


Figure 8. Photographs of Site U1394 core sections. (a) Hemipelagic mud, U1394A (depth: 4.40 m); (b) Turbidite sequences with fining-upward trends indicated by arrows, U1394B (depth: 3.90 m); (c) Mafic volcanicalstic deposits, U1394A (depth: 168.70 m).

subaerial flank-collapses (Figure 9a). Lacustrine sediments that have been prominently deformed by the emplacement of debris avalanche at Jocotitlan volcano have been described by *Siebe et al.* [1992] and *Dufresne et al.* [2010]. Volume discrepancies between on-land scarps structures and offshore deposits were proposed to be due to erosion by the debris avalanches which incorporated and disturbed underlying weak layers of seafloor sediment. *Deplus et al.* [2001] proposed that the upper part of the seismically chaotic landslide deposits would comprise a mixture of material from the volcanic edifice and entrained seafloor sediment, while the lower part of the landslide deposit would consist mainly of deformed seafloor sediment (Figure 9a) [*Deplus et al.*, 2001]. However, some of our distal cores (U1394, U1399, U1400) through seismically chaotic deposits exclusively comprise seafloor sediment, with variable types of deformation that extend to the upper boundary of the deposit. It thus appears that original volcanic debris avalanches did not reach the more distal landslide core sites, discounting possible transformation of some of this material to debris flow. This result suggests that the runout distance of the volcanic debris avalanche was not as far as previously thought (i.e., less than 37 km offshore Martinique), but also suggests that mobilized sea floor sediment forms the bulk of the more distal facies of the deposit.

4.2.2. Hypothesis B: Loading of Seafloor Sediment by an Overrunning Volcanic Debris Flow

Watt et al. [2012a, 2012b] suggested that a debris flow runs out beyond the limits of the primary debris avalanche, slides over the underlying seafloor, and loads the underlying undrained seafloor, such that it deforms and fails, (Figure 9b1). A variant of this model is that transmission of significant, quasi-continuous shear stress from an overrunning volcanic sediment flow to the underlying seafloor sediment causes coupled deformation of seafloor sediment (Figure 9b2). Note that the cases B1 and B2 are really end-member cases. In B1, the overriding debris flow may have low shear coupling throughout most of its

Martinique, the chaotic units are located in front of the subaerial horseshoe-shaped structures created by the aerial flank-collapse events. This is also true for Montserrat, with some offshore headscarps (and adjacent slump blocks) clearly indicating failure of offshore sediment in Deposit 2 [*Watt et al.*, 2012a, 2012b]. Given the spatial relationship between deposits and collapse scars, our new core data on the composition of landslide deposits allows us to test, for the first time, previous hypotheses for models for volcanic landslide emplacement, such as those of *Deplus et al.* [2001] and *Watt et al.* [2012a, 2012b] (Figure 9). These four hypotheses are outlined and discussed below.

4.2.1. Hypothesis A: Erosion and Loading of Seafloor Sediment by Volcanic Debris Avalanche

Deplus et al. [2001] suggested that the seismically chaotic deposits interpreted as submarine landslides deposits could be directly related to

transport, but as it comes to rest the shear traction increases, and overall the loading therefore includes both a normal load component and a time-variable shear traction component. Failure of seafloor sediment could involve limited decollement slip and shear on multiple horizons. The distinction between cases B1 and B2 is whether the application of significant shear traction is quasi-continuous with debris flow runout and emplacement (case B2), or whether significant shear traction is limited to the final stages of emplacement (case B1).

Offshore Martinique, lack of evidence of an overrunning volcanic flow at Sites U1399 and U1400 suggests that such models cannot explain the large submarine landslide deposits at that location. Offshore Montserrat, at Site U1395, a 7 m-thick turbidite deposit rich in volcanic material appears to be associated with landslide Deposit 2 emplacement. This suggests that a powerful overrunning debris flow occurred at this site, supporting the viability of the case B mechanisms. However, there is no evidence that the seafloor sediment was deformed by shearing (or indeed other processes) along its upper boundary.

4.2.3. Hypothesis C: Self-Loading by Down-Slope Propagating Seafloor Sediment Failures

This model proposes that emplacement of the initial debris avalanche imposes a lateral load on adjacent, undrained seafloor sediment causing localized shear failure (Figure 9c). The slice of sheared seafloor sediment then loads an adjacent area of seafloor sediment that also fails, in turn loading the next area of the seafloor [Watt et al., 2012b]. This hypothesis does not require the imposition of shear tractions from an overrunning avalanche or debris flow.

The model is consistent with the lack of volcanic debris avalanche material at the sites cored by Expedition 340. This model also predicts that there should be local areas of both intact and tilted stratigraphy, and is thus consistent (but not exclusively) with the presence of an intact block within landslide Deposit 2 seen offshore Montserrat at Site U1394, and the areas of tilted stratigraphy observed offshore Martinique at Sites U1399 and U1400.

4.2.4. Hypothesis D: Decollement Propagation From Debris Avalanche Deposit Loading

The last model suggests that debris avalanche deposit loading could initiate decollement (fracture) propagation away from the site of initial failure. Previous modeling suggests that local failure can generate cracks that propagate very rapidly over much wider areas than the initial site of failure, in a similar way to thrust-fault and decollement mechanics, and snow slab avalanches [Viesca and Rice, 2012]. Lateral propagation can occur even where the load of the debris avalanche (vertical effective stress) is not fully supported by excess pore pressure in the undrained sediment, such that these parts of the slope were not originally prone to failure (Figure 9d). In addition, lateral loading produced by the debris avalanche, which may have eroded in to the seafloor, can also promote overpressure (Figure

9d). Basal decollement could thus propagate laterally from emplaced volcanic debris avalanche, to produce widespread deformation of seafloor sediment above the decollement (Figure 9d). This process could explain why the IODP 340 core sites did not encounter any volcanic debris avalanche material in the seismically chaotic landslide deposits, and why there appears to be a block of undeformed strata in landslide Deposit 2 at Site U1394 offshore Montserrat.

Model D might be expected to produce areas of extension, and thus extensional faults closer to source. However, it is also possible that such faults might be buried by late-stage debris avalanche deposition. Such extensional faults are not observed in seismic data offshore Montserrat. Seismic reflection profiles offshore Martinique are not of high resolution for the proximal part on the flank of the volcano, but the presence of some extensional structures (normal faults) has been suggested.

Table 3. Mean Sediment Seismic Velocity (m/s) and Standard Deviations

	Depth (m)	Mean Velocity (m/s)	Standard Deviation (m/s)
U1393A	0–4 m	1718	119
U1394A	0–208 m	1604	152
U1394B	1–181 m	1609	77
U1395A	0–175 m	1570	80
U1395B	0–153 m	1588	69
U1396A	0–135 m	1588	20
U1396B	0–15 m	1589	30
U1396C	0–139 m	1564	46
U1397A	0–257 m	1619	109
U1397B	0–238 m	1614	113
U1398A	0–222 m	1629	118
U1398B	0–254 m	1622	102
U1399A	0–268 m	1609	94
U1399B	0–181 m	1602	105
U1400A	0–50 m	1662	110
U1400B	0–209 m	1594	64
U1400C	0–410 m	1594	73

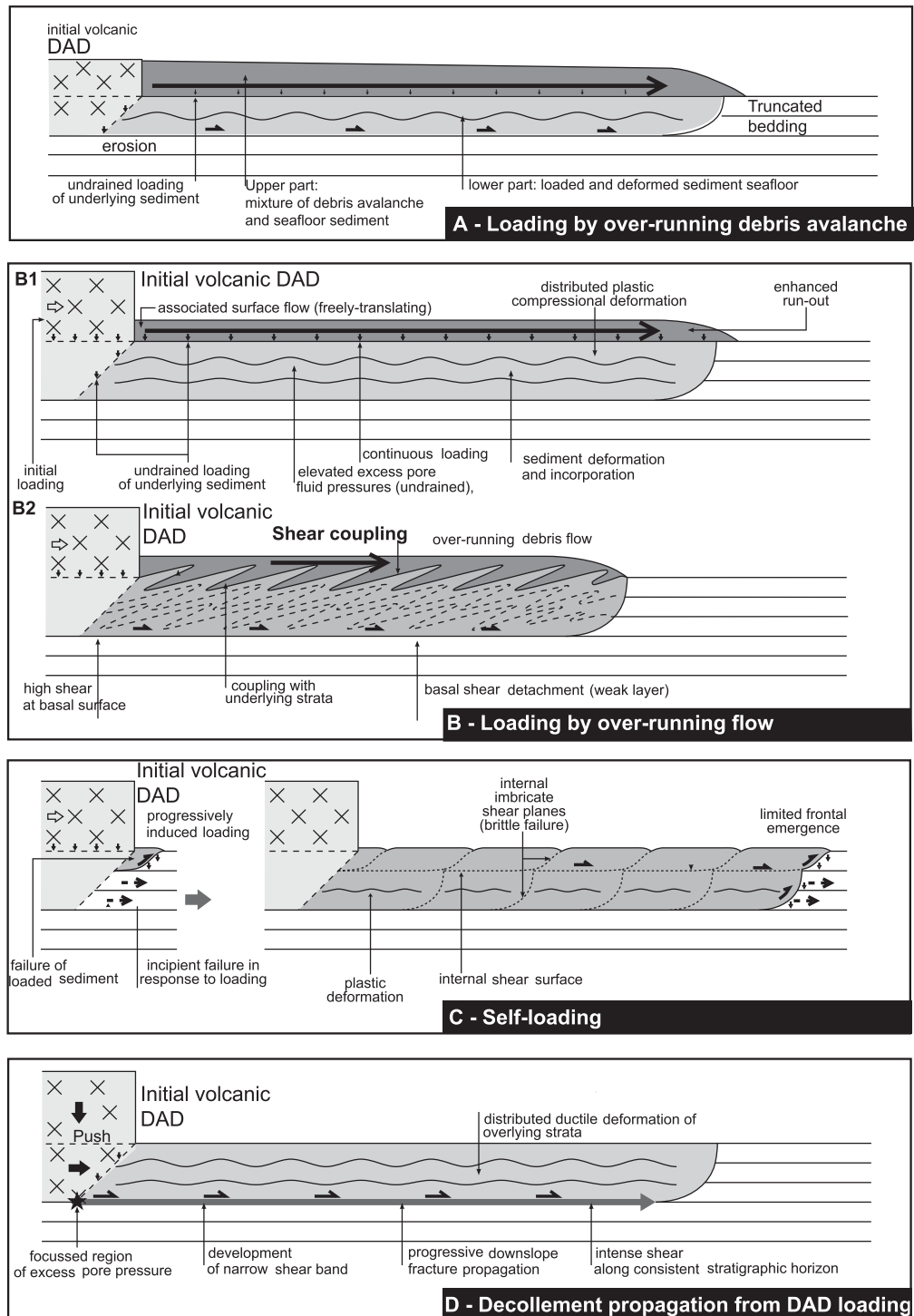


Figure 9. Summary of models for the emplacement history and resulting composition of landslide deposits offshore from volcanic islands. (a) Loading by overrunning debris avalanche. An initial volcanic debris avalanche erodes into the seafloor sediment to form a two-layer deposit. The upper layer in the landslide deposit comprises a mixture of material from the volcanic edifice and seafloor sediment, whereas the lower part of the landslide deposit is exclusively composed of seafloor sediment. From *Deplus et al. [2001]*. (b) Loading by overrunning flow. (b1) An initial volcanic debris avalanche forms a longer runout debris flow, which loads and causes deformation in underlying seafloor sediment. (b2) Shear coupling between an overrunning flow (turbidity current or debris flow) causes deformation of underlying seafloor sediment, modified from *Watt et al. [2012b]*. (c) Self-loading. Initial failure of seafloor sediment loads the adjacent seafloor area in a downslope direction, causing deformation to migrate downslope, modified from *Watt et al. [2012b]*. (d) Shear rupture propagation. A shear rupture (fracture) surface propagates downslope from the location of initial volcanic debris avalanche emplacement. In addition, the initial volcanic debris avalanche may have incised into the seafloor and imparted a strong lateral force on a layer of seafloor sediment.

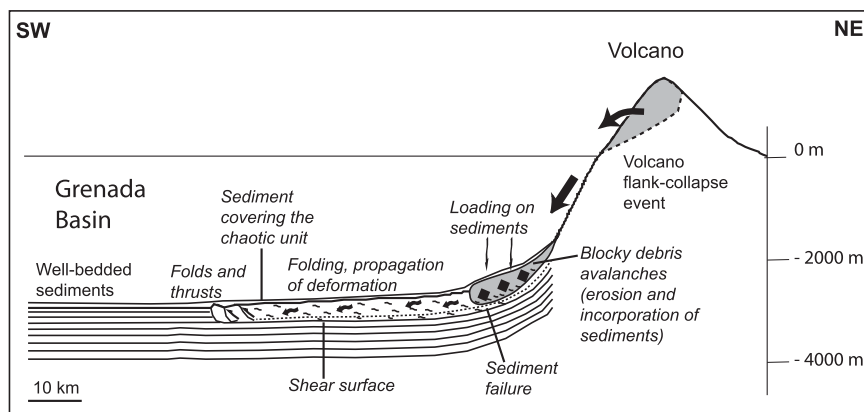


Figure 10. Schematic figure of processes that can explain the presence of huge landslide deposits offshore volcanic islands (topographic/bathymetric profile from Martinique). Volcano flank-collapses generate debris avalanches that enter the sea, incise the sediments and generate failure, propagation and deformation of marine sediments.

Additional higher resolution seismic profiles may be needed to identify such areas of extension offshore Martinique.

4.2.5. Summary

To summarize, Model A “loading of seafloor by volcanic debris avalanche” is not consistent with observations offshore Martinique and Montserrat. Model B “shear traction caused by overrunning debris flow” could be compatible with observations of Deposit 2 from Montserrat but does not correlate with results from Martinique. Model C “self-loading” could be viable but raises the question of whether the continued failure is due to localized “self-loading” of only the small failed slice. From our observations, the most likely mechanism for these large-scale distal seafloor sediment failures (comprising the seismically chaotic landslides) appears to be model D in which the decollement propagates from proximal areas loaded and incised by volcanic debris avalanche emplacement (Figures 9d2 and 10). This model may also explain the large-scale landslide deposits observed in the southern part of the Lesser Antilles from Dominica to St-Vincent; if so, this process may operate over the whole length of the arc (Figure 1).

4.3. Differences Between Landslides Offshore Martinique and Montserrat

Although landslide deposits in the distal parts offshore Montserrat and Martinique were both found to comprise exclusively seafloor sediment rather than volcanic debris avalanche deposits, there are significant differences between the drilled cores. In particular, broadly undeformed stacked turbiditic deposits were recovered offshore Montserrat, whereas deformed sediment including mud, tephra layers and turbiditic deposits were recovered offshore Martinique. Most notably, there is a complete lack of deformation within the lower part of landslide Deposit 2 offshore Montserrat, suggesting that it is a nearly intact block although it might have experienced limited displacement. It is difficult, however, to assess whether greater deformation occurs away from this single drilling site through Deposit 2 offshore Montserrat. The landslide deposits offshore Martinique contain a high component of tilted or microfaulted parallel bedded strata, with fully or partially homogenized layers at the U1399 core site. Further cores would be necessary to capture any spatial variability in the landslide deposit but the combination of the larger-scale, the greater relief (4400 m, from summit of the volcano to the Grenada Basin floor) and the steeper slopes involved in the Martinique landslides may have led to greater deformation of seafloor sediment within the deep back arc Grenada Basin.

4.4. Importance of Turbidity Current Deposits and Implication for Sedimentation

An additional aim of IODP Expedition 340 was to assess the various styles of depositional processes offshore these volcanic islands. Analysis of the cores reveals the clear importance of turbidity currents with abundant turbidite deposits observed in the Grenada Basin offshore Martinique, and in the Bouillante-Montserrat half graben offshore Montserrat. In the southern part of the arc (Grenada Basin), the turbiditic deposits are dominant in the upper part of the drilling site, where they can

reach 10 m of thickness (site U1398). The turbidite deposits are mainly volcanoclastic in composition and are more abundant at site U1398 than at site U1400. In the northern part of the arc (Bouillante-Montserrat half graben), the turbidite deposits are dominated by carbonates. This is most likely due to the greater extent of the carbonate shelf around the islands in this area (e.g., north of Montserrat, Antigua), so that there is more extensive erosion and incorporation of bioclastic material during erosion along the flow path [Trofimovs *et al.*, 2013]. Preliminary biostratigraphic studies of site U1399 in the south suggest that bulk sedimentation rates are much higher (>20 cm/kyr) compared with those observed in the north of the arc (U1395, 9 cm/ka), mainly as consequence of the higher frequency and greater thickness of turbidites at site U1398, which is consistent with previous studies [Reid *et al.*, 1996].

4.5. Implications for Tsunami Hazards

Our IODP Expedition 340 results confirm that landslides around Lesser Antilles volcanoes may involve two fundamentally different processes: volcano flank collapse generating blocky debris avalanche submarine deposits (Deposit 1 offshore Montserrat and Deposit 3 offshore Martinique) and seafloor failure generating the large submarine landslide deposits (Deposit 2 offshore Montserrat and Deposits 1, 2 offshore Martinique). Both types of landslide may generate a tsunami, but the magnitude of landslide-derived tsunamis is a source of ongoing debate [Ward and Day, 2001; Masson *et al.*, 2006; Watt *et al.*, 2012a]. Precise estimates of tsunami magnitude are hampered by a lack of direct measurements for key input parameters, such as landslide velocity and initial acceleration.

However, Watt *et al.* [2012a] summarize the approximate magnitudes of tsunami that might be expected for different volume landslides originating from failure of (i) the subaerial volcano, (ii) the submerged slopes of the volcano, or (iii) seafloor sediment in deeper water around the volcano. This analysis was based around Deposits 1 and 2 offshore Montserrat. The analysis used a series of previously proposed relationships based on theory or extrapolation of small-scale laboratory experiments, whose (often considerable) assumptions are discussed in more detail by Watt *et al.* [2012a]. A key general point is that tsunami magnitude depends strongly on the relative speeds of the landslide and tsunami wave, with tsunami magnitude increasing if the tsunami wave travels at a similar speed to the submerged landslide. Similar speeds of the two waves will typically occur only in shallow ($< \sim 200$ m) water depths, and this means that seafloor sediment failures located in deep water tend to produce much smaller magnitude tsunamis [Ward, 2001]. The analysis of Watt *et al.* [2012a] suggested that a failure of seafloor sediment with a volume of ~ 2 km³, would produce a tsunami with a maximum amplitude that is approximately 100 times smaller than a similar volume failure of the subaerial or submerged flanks of the volcano [see Watt *et al.*, 2012a, Figure 7]. Even if the failure of seafloor sediment has a much larger volume (e.g., 25 km³ in Deposits 1 and 2 offshore Martinique; Table 1), it is still likely to produce a much smaller tsunami amplitude than failure of a subaerial or submerged edifice.

The Watt *et al.* [2012a] analysis of tsunamis from seafloor sediment failure is based on wave-tank experiments with a sliding block [see Watts *et al.*, 2005]. Such a sliding block model may not, however, capture the way in which deformation propagates within the seafloor sediment offshore Montserrat and Martinique, as depicted within Figure 9. It may be that deformation in seafloor sediment failures is slow moving compared to a sliding block, and that individual parcels of seafloor sediment move lateral for short distances (Figure 9). If this is the case, such slow velocities and short particle-transport distances could further decrease the magnitude of tsunamis generated by seafloor sediment failures. The completely intact block of seafloor sediment recovered at Site U1394 offshore Montserrat is consistent with relatively slow and limited lateral movement of the landslide. In the Martinique landslides, deformation of seafloor sediment appears to occur at multiple horizons within the landslide deposits, which may indicate somewhat more vigorous motion.

A tsunami wave produced by widespread seafloor failure may produce a longer wavelength tsunami than that associated with localized failure of the volcanic edifice. These longer tsunami wavelengths from seafloor sediment failures could act to increase the runout distance of the tsunami, increasing tsunami risks [Watt *et al.*, 2012a]. However, even if the volume of flank-collapse is smaller than volume of seafloor sediment failure, it may be the most significant in terms of causing tsunami damage on nearby coastlines.

4.6. Comparison With Landslides Around Other Volcanoes

Collapse of volcanic island flanks has produced some of the largest landslide deposits on Earth's surface. The largest volcanic island landslides occur in intraplate settings, sometimes with volumes of several hundred or even thousands of cubic kilometers [Moore *et al.*, 1989; Masson *et al.*, 2002]. The scale of those events far exceeds the largest known subaerial volcanic landslide deposit of Mount Shasta (volume $> 45 \text{ km}^3$) [Crandell, 1989]. Criteria for the identification of offshore landslide deposits have been developed by several authors in different geographical areas [e.g., Moore *et al.*, 1989; Masson *et al.*, 2002; Deplus *et al.*, 2001]. Typically, landslide deposits can display chaotic seismic reflectors with strong energy diffraction, which contrasts with subhorizontal reflectors corresponding to underformed parallel-bedded sediments. An interesting result from sampling of seismically chaotic landslides by Expedition 340 is that they can sometimes be characterized locally by limited (Sites U1399 and 1400 off Martinique), or no visible deformation (Site U1395 offshore Montserrat).

Watt *et al.* [2014] brought together a range of recent morphological, structural, and sedimentological observations from previous reviews of volcanic-island landslides [Moore *et al.*, 1989; Deplus *et al.*, 2001; Masson *et al.*, 2002] and more recent data [Watt *et al.*, 2012a, Hunt *et al.*, 2011] to summarize understanding of how volcanic island landslide deposits were emplaced in disparate locations. The most block-rich volcanic island landslides such as Nuuuanu, Hawaii [Moore and Clague, 2002] are dominated by kilometer-scale blocks that have slid to their site of deposition. The dominance of angular, intact blocks in some submarine debris-avalanche deposits suggests a relative damping of fragmentation in the submarine environment. In the Lesser Antilles, such angular blocky deposits are observed offshore Dominica. Watt *et al.* [2014] proposed that in several instances the seafloor sediment substrate probably fails during emplacement of a volcanic landslide (Antilles: Deplus *et al.* [2001]; Papua New Guinea: Silver *et al.* [2009]; Aleutian: Montanaro and Beget [2011]). This sediment failure remains almost in situ as a deformed package. Moreover, limited lateral transport distances are implied by the geometry of these seafloor sediment failures, as the toe of landslide transitions does not emerge above the seafloor [Frey-Martinez *et al.*, 2006; Watt *et al.*, 2014]. When the seafloor sediment becomes more disaggregated and no longer confined within the region of initial disruption, a debris flow can propagate for hundreds of kilometers from the location of initial debris avalanche emplacement, as observed for the Canary debris flow that was triggered by the El Golfo debris avalanche [Masson *et al.*, 2002; Hunt *et al.*, 2011]. Expedition 340 IODP data confirm that chaotic units observed in seismic data do not necessarily represent extensively disaggregated or deformed material, which has been transported for long distances from the volcanic edifice [cf. Gafeira *et al.*, 2010]. It supports the view that extensive seafloor sediment failures may be relatively commonplace around volcanic islands [Watt *et al.*, 2012a, 2014].

IODP Expedition 340 represents the first successful drilling of volcanic island landslides, showing that such drilling may be feasible elsewhere. The seismic velocities measured by Expedition 340 may be used as benchmark for studies of other volcanic areas with similar chaotic deposits, to yield more accurate interpretations. Such new data are important for improved assessment of volcano and tsunami hazards associated with volcanic-islands landslides.

5. Conclusion

IODP Expedition 340 successfully collected 2.384 km of cores over 9 sites offshore Montserrat, Martinique and Dominica, including some of the most sand-rich core intervals yet recovered by IODP. This demonstrates how IODP drilling can be applied successfully to novel geological settings. IODP Expedition 340 now provides some of the few deep cores located offshore from volcanic islands, and represents the first scientific drilling of volcanic-arc island landslide deposits.

It is important to understand the composition, source and emplacement dynamics of volcanic island landslides, because these factors contribute a significant part of the epistemic uncertainty regarding modeling and forecasting of the initial magnitude of associated tsunamis. The IODP Expedition 340 cores allowed us to carry out the first test of previous hypotheses on the composition and internal morphology of volcanic

island landslide deposits (Figure 9) [Deplus et al., 2001; Le Friant et al., 2004; Lebas et al., 2011; Watt et al., 2012a, 2012b, 2014]. The IODP Expedition 340 sites (U1394, U1399, and U1400) that successfully penetrated volcanic island landslide deposits recovered exclusively seafloor sediment, comprising mainly of parallel bedded turbidite deposits (volcanoclastic and bioclastic turbidite units) and hemipelagic mud. Notably, these landslide deposits lacked debris avalanche deposits sourced from adjacent subaerial volcanic edifices, suggesting that the runout of those debris avalanche themselves was relatively limited (the debris avalanche stops at the slope break as observed on Site U1401), but that the avalanche and related submarine debris flow could still trigger far-reaching voluminous failures of the adjacent package of seafloor sediment, even on low gradient slopes.

The likely mechanisms for these large-scale distal seafloor sediment failures (comprising the seismically chaotic landslide deposits) appear to be by decollement propagation from proximal areas of incised volcanic debris avalanche emplacement around the slope break, (Figures 9 and 10), or (in some cases) perhaps by shear traction caused by overrunning debris flow.

The most distal landslide deposits offshore Martinique (U1399) comprises panels of tilted seafloor sediment, which appear otherwise undeformed. A more proximal site (U1400) offshore Martinique displayed panels of tilted and/or microfaulted strata, separated by intervals of homogenized sediment that appear to record multiple layers of intense shear (Figures 5 and 6). The thickness of the homogenized sections may be related to the magnitude of displacement. Thus, it appears that localized and intense shear occurred at multiple horizons at this location, and not just on a single basal surface. A measure of the heterogeneity of these processes is given by the observation that at site U1394 offshore Montserrat, the landslide deposit contains a large flat-lying block of marine strata that appears to be undeformed, although likely displaced (Figure 7). The strength of the sediment package is likely variable from site to site, but the presence of this block suggests it is composed of relatively strong material.

The results of this expedition have important implications for the magnitude of tsunami generation by volcanic island landslides that extend beyond these core sites for the Lesser Antilles. In particular, it is important to recognize that deep and slow landslide deposits comprising mainly of low slope gradient seafloor sediment and involving restricted slip may generate significantly smaller-amplitude tsunamis than landslides with equivalent volumes derived directly from massive failures of the volcanic edifice. Therefore, although the offshore landslides deposits are voluminous and cover large areas, the tsunamis that they could generate will generally be much smaller than more speculative studies have suggested.

IODP Expedition 340 also successfully drilled a series of sites outside the known extent of landslide deposits to capture eruption fallout layers, thereby providing an outstanding data set with which to understand and reconstruct the long-term growth and decay of volcanic islands. The postcruise research now in progress will further illuminate mass-wasting processes over a major volcanic arc, improve the knowledge of volcanic eruptive history that is crucial for hazard and risk assessments, compare the sedimentation processes in the northern and the southern parts of the arc, and provide spatiotemporal correlations of turbidite deposits with deposits resulting from volcanic activity and other causative events.

Acknowledgments

We thank the drillers for their relentless efforts to drill through such difficult volcanoclastic material and all R/V JOIDES Resolution staff for their collaboration and efficient work on board. We thank J. McManus for comments on the manuscript. We are very grateful to C. Mével who encouraged and helped us to build our drilling proposal. We thank INSU, NERC, ANR, JSPS, NSF for funding analyses and IPGP for funding postdoc and PhD. We thank the staff of the Montserrat Volcano Observatory, the Martinique and Guadeloupe Volcanological and Seismological Observatory for assistance during the cruise and outreach education activities. Data from the IODP Expedition 340 can be obtained through the expedition's implementing organization USIO (<http://iodp.tamu.edu/database>).

References

- Boudon, G., M. P. Semet, and P. M. Vincent (1984), Flank failure-directed blast eruption at Soufrière, Guadeloupe, French West Indies: A 3,000-yr-old Mt. St. Helens?, *Geology*, *12*, 350–353.
- Boudon, G., M. P. Semet, and P. M. Vincent (1987), Magma and hydrothermally driven sector collapses: The 3100 and 11500 Y. B.P. eruptions of La Grande Découverte volcano, Guadeloupe, French West Indies, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *33*, 317–323.
- Boudon, G., M. P. Semet, and P. M. Vincent (1992), Major flank collapse at Pitons du Carbet volcano, Martinique: One of the largest similar structures in the lesser Antilles arc, in *29th International Geological Congress*, p. 505, Kyoto, Japan.
- Boudon, G., A. Le Friant, B. Villemant, and J.-P. Viodé (2005), Martinique, in *Volcanic Atlas of the Lesser Antilles*, edited by J. M. Lindsay et al., pp. 65–102, Seismic Res. Unit, Univ. of the West Indies, Trinidad and Tobago.
- Boudon, G., A. Le Friant, J.-C. Komorowski, C. Deplus, and M. P. Semet (2007), Volcano flank instability in the Lesser Antilles Arc: Diversity of scale, processes, and temporal recurrence, *J. Geophys. Res.*, *112*, B08205, doi:10.1029/2006JB004674.
- Boudon, G., B. Villemant, A. Le Friant, M. Paterne, and E. Cortijo (2013), Role of large flank-collapse events on magma evolution of volcanoes. Insights from the Lesser Antilles Arc, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *263*, 224–237, doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.03.009.
- Bouysse, P., and P. Guennoc (1983), Données sur la structure de l'arc insulaire des Petites Antilles, entre Sainte Lucie et Anguilla, *Mar. Geol.*, *53*, 131–166.
- Bouysse, P., D. Westercamp, and P. Andreieff (1990), The Lesser Antilles Island Arc, in *Proceedings of Ocean Drilling Project, Scientific Results*, edited by J. C. Moore et al., pp. 29–44, Ocean Drill. Program, College Station, Tex.

- Cassidy, M., J. Trofimovs, M. R. Palmer, P. J. Talling, S. F. L. Watt, S. G. Moreton, and R. N. Taylor (2013), Timing and emplacement dynamics of newly recognised mass flow deposits at ~8–12 ka offshore Soufrière Hills volcano, Montserrat: How submarine stratigraphy can complement subaerial eruption histories, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *253*, 1–14.
- Cassidy, M., J. Trofimovs, S. F. L. Watt, M. R. Palmer, R. N. Taylor, T. M. Gernon, P. J. Talling, and A. Le Friant (2014), Multi-stage collapse events in the South Soufrière Hills, Montserrat as recorded in marine sediment cores, *Geol. Soc. London*, *39*, 383–397.
- Crandell, D. R. (1989), Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation, *U. S. Geol. Surv. Bull.*, *1861*, 32 pp.
- Crutchley, G. J., et al. (2013) Insights into the emplacement dynamics of volcanic landslides from high-resolution 3D seismic data acquired offshore Montserrat, *Lesser Antilles, Mar. Geol.*, *335*, 1–15, doi:10.1016/j.margeo.2012.10.004.
- Delcamp, A., B. van Wyk de Vries, and M. James (2008), The influence of edifice slope and substrata on volcano spreading, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *177*(4), 925–943.
- Deplus, C., A. Le Friant, G. Boudon, J.-C. Komorowski, B. Villemant, C. Harford, J. Ségoufin, and J.-L. Cheminée (2001), Submarine evidence for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles arc, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *192*(2), 145–157.
- Druitt, T. H., and P. Kokelaar (2002), The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999, *Mem. Geol. Soc. London*, *21*, 639.
- Dufresne, A., S. Salinas, and C. Siebe (2010), Substrate deformation associated with the Jocotitlán edifice collapse and debris avalanche deposit, Central México, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *197*, 133–148.
- Feuillet, N., I. Manighetti, P. Tapponnier, and E. Jacques (2002), Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.*, *107*(B12), 2331, doi:10.1029/2001JB000308.
- Feuillet, N., et al. (2010), Active faulting induced by slip partitioning in Montserrat and link with volcanic activity: New insights from the 2009 GWADASEIS marine cruise data, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L00E15, doi:10.1029/2010GL042556.
- Frey-Martinez, J., J. Cartwright, and D. James (2006), Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation, *Mar. Pet. Geol.*, *23*, 585–604.
- Gafeira, J., D. Long, R. Scrutton, and D. Evans (2010), 3D seismic evidence of internal structure within Tampen Slide deposits on the North Sea Fan: Are chaotic deposits that chaotic?, *J. Geol. Soc.*, *167*, 605–616.
- Garcia, M. O. (1993), Pliocene-Pleistocene volcanic sands from site 842: Products of giants landslides, *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, *136*, 53–63.
- Garcia, M. O., S. B. Sherman, G. F. Moore, R. Groll, I. Popova-Goll, J. H. Natland, and G. Acton (2006), Frequent landslides from Koolau Volcano: Results from ODP Hole 1223A, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *151*, 251–268.
- Germa, A., X. Quidelleur, S. Labanieh, P. Lahitte, and C. Chauvel (2010), The eruptive history of Morne Jacob volcano (Martinique Island, French West Indies): Geochronology, geomorphology and geochemistry of the earliest volcanism in the recent Lesser Antilles arc, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *198*, 297–310.
- Glicken, H. (1986), Study of the rockslide avalanche of May 18 1980, Mount St Helens Volcano, PhD thesis, 303 p., Univ. of Calif., Santa Barbara.
- Goldstrand, P. M. (1998), Provenance and sedimentologic variations of turbidite and slump deposits at sites 955 and 956, *Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results*, *157*, 343–360.
- Harford, C. L., M. S. Pringle, R. S. J. Sparks, and S. R. Young (2002), The volcanic evolution of Montserrat using ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology, *Mem. Geol. Soc. London*, *21*, 93–113.
- Holcomb, R., and R. Searle (1991), Large landslides from oceanic volcanoes, *Mar. Geotechnol.*, *10*, 19–32.
- Hunt, J. E., R. B. Wynn, D. G. Masson, P. J. Talling, and D. A. H. Teagle (2011), Sedimentological and geochemical evidence for multistage failure of volcanic landslides: A case study from Icod landslide on north Tenerife, Canary Islands, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *12*, Q12007, doi:10.1029/2011GC003740.
- Ida, Y., and B. Voight (Eds.) (1995), Models of magmatic processes and volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *66*, 426.
- Iverson, R. M. (1997), The physics of debris flows, *Rev. Geophys.*, *35*, 245–296.
- Jutzeler, M., J. D. L. White, P. J. Talling, M. McCanta, S. Morgan, A. Le Friant, and O. Ishizuka (2014), Coring disturbances in IODP piston cores with implications for offshore record of volcanic events and the Missoula megafloods, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *15*, 3572–3590, doi:10.1002/2014GC005447.
- Karstens, J., G. J. Crutchley, C. Berndt, P. J. Talling, S. F. L. Watt, J. Trofimovs, V. Hühnerbach, A. Le Friant, and E. Lebas (2013), Insights into pyroclastic flow emplacement from high-resolution 3D seismic data offshore Montserrat, Lesser Antilles, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *257*, 1–11.
- Komorowski, J. C., G. Boudon, M. Semet, F. Beauducel, C. Anténor-Habazac, S. Bazin, and G. Hammouya (2005), Guadeloupe, in *Volcanic Hazard Atlas of the Lesser Antilles, published by University of the West Indies*, edited by J. Lindsay et al., pp. 65–102, Seismic Res. Unit, Trinidad and Tobago.
- Krastel, S., H. U. Schmincke, C. L. Jacobs, R. Rihm, T. M. Le Bas, and B. Alibés (2001), Submarine landslides around the Canary Islands, *J. Geophys. Res.*, *106*, 3977–3997.
- Labazuy, P. (1996), Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island), in *Volcano Instability on the Earth and Other Planets, Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 110, edited by W. J. McGuire, A. P. Jones and J. Neuberger, pp. 295–306, London, U. K., doi: 10.1144/GSL.SP.1996.110.01.23.
- Lafuerza S., A. Le Friant, M. Manga, G. Boudon, B. Villemant, N. Stroncić, B. Voight, M. Hornbach, O. Ishizuka and the Expedition 340 Scientific Party (2014), Geomechanical characterizations of submarine volcano flank sediments, Martinique, Lesse Antilles Arc, in *Submarine Mass Movements and Consequences, Adv. Nat. Technol. Hazards Res.*, edited by S. Krastel et al., p. 37, Springer, Switzerland, doi: 10.1007/978-3-319-00972-8_7.
- Lebas, E., A. Le Friant, G. Boudon, S. Watt, P. Talling, N. Feuillet, C. Deplus, C. Berndt, and M. Vardy (2011), Multiple widespread landslides during the long-term evolution of a volcanic island: Insights from high-resolution seismic data, Montserrat Lesser Antilles. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *12*, Q05006, doi:10.1029/2010GC003451.
- Le Friant, A., G. Boudon, J.-C. Komorowski, and C. Deplus (2002), L'île de la Dominique, à l'origine des avalanches de débris les plus volumineuses de l'arc des Petites Antilles, *C. R. Geosci.*, *334* (4), 235–243.
- Le Friant, A., G. Boudon, C. Deplus, and B. Villemant (2003a), Large scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.*, *108*(B1), 2055, doi:10.1029/2001JB001624.
- Le Friant, A., P. Heinrich, C. Deplus, and G. Boudon (2003b), Numerical simulation of the last flank collapse event of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles, *Geophys. Res. Lett.* *30*(2), 1034, doi:10.1029/2002GL015903.
- Le Friant, A., C. Harford, C. Deplus, G. Boudon, S. Sparks, R. Herd, and J.-C. Komorowski (2004), Geomorphological evolution of Montserrat (West Indies): Importance of flank collapse and erosional processes, *Geol. Soc. London*, *161*, 147–160.

- Le Friant, A., E. J. Lock, M. B. Hart, M. J. Leng, C. W. Smart, R. S. J. Sparks, G. Boudon, C. Deplus, and J. C. Komorowski (2008), Late Pleistocene tephrochronology of marine sediments adjacent to Montserrat, Lesser Antilles volcanic arc, *J. Geol. Soc. London*, *165*, 279–289.
- Le Friant, A., G. Boudon, A. Arnulf, and R. Robertson (2009), Debris avalanche deposits offshore St Vincent (West Indies): Impact of flank-collapse events on the morphological evolution of the island, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *179*, 1–10.
- Le Friant, A., et al. (2010), Eruption of Soufrière Hills (1995–2009) from an offshore perspective: Insights from repeated swath bathymetry surveys, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L11307, doi:10.1029/2010GL043580.
- Le Friant, A., E. Lebas, V. Clément, G. Boudon, C. Deplus, B. de Voogd, and P. Bachèlery (2011), A new model for the evolution of la Réunion volcanic complex from complete geophysical surveys, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L09312, doi:10.1029/2011GL047489.
- Le Friant, A., O. Ishizuka, N. A. Stroncik, and the Expedition 340 Scientists (2013), *Proceedings of Integrated Ocean Drilling Program*, *340*, Integrated Ocean Drill. Program Manage. Int. Inc., Tokyo, doi:10.2204/iodp.proc.340.2013.
- Lindsay, J. M., R. E. A. Robertson, J. B. Shepherd, and S. Ali (Eds.) (2005), *Volcanic Hazards Atlas of the Lesser Antilles*. Seismic Res. Unit, Univ. of the West Indies, Trinidad and Tobago.
- Lipman, P. W., W. R. Normark, J. G. Moore, J. B. Wilson, and E. Gutmacher (1988), The giant submarine Alika debris slide, Mauna Loa, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, *93*, 4279–4299.
- Løvholt, R., G. Pedersen, and G. Gisler (2008), Oceanic propagation of a potential tsunami from the La Palma Island, *J. Geophys. Res.*, *113*, C09026, doi:10.1029/2007JC004603.
- MacDonald, R., C. J. Hawkesworth, and E. Heath (2000), The Lesser Antilles volcano chain; a study in arc magmatism, *Earth Sci. Rev.*, *49*, 1–76.
- Manga M., et al. (2012), Heat flow in the Lesser Antilles island arc and adjacent back arc Grenada basin, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *13*, Q08007, doi:10.1029/2012GC004260.
- Martin-Kaye, P. H. A. (1969), A summary of the geology of the Lesser Antilles, *Overseas Geol. Miner. Res.*, *10*(2), 172–206.
- Masson, D. G., A. B. Watts, M. J. R. Gee, R. Urgeles, N. C. Mitchell, T. P. Le Bas, and M. Canals (2002), Slope failures on the flanks of the western Canary Islands, *Earth Sci. Rev.*, *57*, 1–35.
- Masson, D. G., C. B. Harbitz, R. B. Wynn, G. Pedersen, and F. Løvholt (2006), Submarine landslides: Processes, triggers and hazard prediction, *Philos. Trans. R. Soc. A*, *364*, 2009–2039.
- Mattioli, G. S., et al. (2007), Unique and remarkable dilatometer measurements of pyroclastic flow-generated tsunamis, *Geology*, *35*, 25–28.
- McGuire, W. J. (1996), Volcano instability: a review of contemporary themes, in *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 110, edited by W. J. McGuire et al., pp. 1–23, doi:10.1144/GSL.SP.1996.110.01.01.
- Montanaro, C., and J. Beget (2011), Volcano collapse along the Aleutian Ridge (western Aleutian Arc), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, *11*, 715–730, doi:10.5194/nhess-11-715-2011.
- Moore, J. G., and D. A. Clague (2002), Mapping the Nuanu and Wailau landslides in Hawaii, in *Hawaiian Volcanoes: Deep underwater Perspectives*, edited by E. Takahashi et al., pp. 223–244, AGU, Washington, D. C., doi:10.1029/GM128p0223.
- Moore, J. G., D. A. Clague, R. T. Holcomb, P. W. Lipman, W. R. Normark, and M. E. Torresan (1989), Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge, *J. Geophys. Res.*, *94*, 17,465–17,484.
- Oehler, J. F., J. F. Lenat, and P. Labazuy (2008), Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes, *Bull. Volcanol.*, *70*, 717–742, doi:10.1007/s00445-007-0163-0.
- Paterne, M. (1985), Reconstruction de l'activité explosive des volcans de l'Italie du Sud par tephrochronologie marine, PhD thesis, 144 pp., Univ. of Paris, Paris.
- Paterne, M., F. Guichard, G. Duplessy, G. Siani, R. Sulpizio, and J. Labeyrie (2008), A 90000–200000 yrs marine tephra record of Italian volcanic activity in the central Mediterranean Sea, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *177*, 187–196, doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.11.028.
- Picard, M., J.-L. Schneider, and G. Boudon (2006), Contrasting sedimentary processes along a convergent margin: The Lesser Antilles arc system, *Geo Mar. Lett.*, *26*(6), 397–410.
- Pinel, V., and F. Albino (2013), Consequences of volcano sector collapse on magmatic storage zones: Insights from numerical modeling, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *252*, 29–37.
- Pinel, V., and C. Jaupart (2000), The effect of edifice load on magma ascent beneath a volcano, *Philos. Trans. R. Soc. London A*, *358*, 1515–1532.
- Reid, R. P., S. N. Carey, and D. R. Ross (1996), Late Quaternary sedimentation in the Lesser Antilles island arc, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *108*(1), 78–100.
- Samper, A., X. Quidelleur, G. Boudon, A. Le Friant, and J.-C. Komorowski (2008), Radiometric dating of three large volume flank-collapses in the Lesser Antilles Arc, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *176*, 485–492, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.02.028.
- Schmincke, H.-U., and M. Sumita (1998), Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: Synthesis of vicap project drilling, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, *157*, 443–469.
- Schneider, J.-L., et al. (1997), Du volcan au sediment: La dynamique du talus volcanoclastique sous-marin de Gran Canaria, Canaries (Atlantique orientale, Leg ODP 157), *C. R. Acad. Sci., Ser. Ila Sci. Terre Planetes*, *324*, 891–898.
- Siebe, C., J.-C. Komorowski, and M. F. Sheridan (1992), The tectonically induced avalanche deposit at Jocotitlán volcano, central Mexico: Unusual morphology, stratigraphical relations, and possible mode of emplacement, *Bull. Volcanol.*, *54*, 573–589.
- Siebert, L. (2002), Landslides resulting from structural failures in volcanoes, in *Catastrophic Landslides: Effects, Occurrence, and Mechanisms*, edited by S. G. Evans, and J. V. DeGraff, *Rev. Eng. Geol.*, vol. XV, p. 209–235, Geol. Soc. of Am., Boulder, Colo.
- Sigurðsson, H., R. S. J. Sparks, S. Carey, and T. C. Huang (1980), Volcanogenic sedimentation in the Lesser Antilles Arc, *J. Geol.*, *88*, 523–540.
- Silver, E., S. Day, S. Ward, G. Hoffmann, P. Llanes, N. Driscoll, B. Applegate and S. Saunders (2009), Volcano collapse and tsunami generation in the Bismark Volcanic Arc, Papua New Guinea, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *186*, 210–222, doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.06.013.
- Slingerland, R., and B. Voight (1979), Occurrence and predictive models for slide-generated water waves, in *Rocksides and Avalanches*, vol. 2, edited by B. Voight, pp. 317–400, Elsevier, Amsterdam.
- Smith, A. L., M. J. Roobol, J. H. Schellekens, and G. S. Mattioli (2007), Prehistoric stratigraphy of the Soufrière Hills–South Soufrière Hills volcanic complex, Montserrat, West Indies, *J. Geol.*, *115*, 115–127, doi:10.1086/509271.
- Sparks, R. S. J., J. Barclay, E. S. Calder, R. A. Herd, J. C. Komorowski, G. E. Norton, L. Ritchie, B. Voight, and A. W. Woods (2002), Generation of a debris avalanche and violent pyroclastic density current: The Boxing Day eruption of 26 December 1997 at the Soufrière Hills Volcano, Montserrat, in *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, From 1995 to 1999*, *Geol. Soc. Mem.*, vol. 21, edited by T. H. Druitt, and B. P. Kokelaar, pp. 409–434, *Geol. Soc. Mem.*, London, U. K.
- Talling, P. J., G. Malgonesi, E. J. Summer, L. A. Amy, F. Felletti, G. Blackbourn, C. Nutt, C. Wilcox, I. C. Harding, and S. Akbari (2012), Planform geometry, stacking pattern, and extrabasinal origin of low strength and intermediate strength cohesive debris flow deposits in the Marnoso-arenacea Formation, Italy, *Geosphere*, *8*(6), 1207–1230, doi:10.1130/GES00734.1.

- Trofimovs, J., et al. (2006), What happens when pyroclastic flows enter the ocean?, *Geology*, *34*, 549–552.
- Trofimovs, J., R. S. J. Sparks, and P. J. Talling (2008), Anatomy of a submarine pyroclastic flow and associated turbidity current: July 2003 dome collapse, Soufrière Hills volcano, Montserrat, West Indies, *Sedimentology*, *55*, 617–634.
- Trofimovs, J., et al. (2010), Evidence for carbonate platform failure during rapid sea-level rise; ca 14 000 year old bioclastic flow deposits in the Lesser Antilles, *Sedimentology*, *57*(3), 735–759.
- Trofimovs, J., et al. (2012), Submarine pyroclastic deposits formed during the 20th May 2006 dome collapse of the Soufrière Hills volcano, Montserrat, *Bull. Volcanol.*, *74*, 391–405, doi:10.1007/s00445-011-0533-5.
- Trofimovs, J., et al. (2013), Timing, origin and emplacement dynamics of mass flows offshore of SE Montserrat in the last 110 ka: Implications for landslide and tsunami hazards, eruption history, and volcanic island evolution, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *14*, 385–406, doi: 10.1002/ggge.20052.
- Urgeles, R., M. Canals, J. Baraza, B. Alonso, and D. Masson (1997), The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island, *J. Geophys. Res.*, *102*, 20,305–20,323.
- Viesca, R. C., and J. R. Rice (2012), Nucleation of slip-weakening rupture instability in landslides by localized increase of pore pressure, *J. Geophys. Res.*, *117*, B03104, doi:10.1029/2011JB008866.
- Vincent, P. M., J.-L. Bourdier, and G. Boudon (1989), The primitive volcano of Mount Pelée: Its construction and partial destruction by flank collapse, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, *38*, 1–15.
- Voight, B. (1981), Time scale for the first moments of the May 18 eruption, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, *1250*, 69–86.
- Voight, B. (2000), Structural stability of andesite volcanoes and lava domes, *Philos. Trans. R. Soc. London A*, *358*, 1663–1703.
- Voight, B., and D. Elsworth (1997), Failure of volcano slopes, *Geotechnique*, *47*, 1–31.
- Voight, B., R. J. Janda, H. Glicken and P. M. Douglass (1981), Catastrophic rockslide avalanche of May 18, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, *1250*, 347–378.
- Voight, B., et al. (2002), The 26 December (Boxing Day) 1997 sector collapse and debris avalanche at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, in *The Eruption of Soufriere Hills Volcano, Montserrat, From 1995 to 1999*, Geological Society, London, Memoirs 2002, vol. 21, edited by T. H. Druitt and B. P. Kokelaar, pp. 363–407, doi:10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.17.
- Voight, B., A. Le Friant, G. Boudon, C. Deplus, J. C. Komorowski, E. Lebas, R. S. J. Sparks, P. Talling, and J. Trofimovs (2012), Undrained sediment loading key to long-runout submarine mass movements: Evidence from the Caribbean Volcanic Arc, in *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, *Adv. Nat. Technol. Hazards Res.*, vol. 31, edited by Y. Yamada, et al., pp. 417–428, doi:10.1007/978-94-007-62-3-37.
- Wadge, G. (1984), Comparison of volcanic production rates and subduction rates in the Lesser Antilles and Central America, *Geology*, *12*, 555–558.
- Wadge, G. (1986), The dykes and structural setting of the volcanic front in the Lesser Antilles island Arc, *Bull. Volcanol.*, *48*, 349–372.
- Wadge, G., B. Voight, R. S. J. Sparks, P. D. Cole, S. C. Loughlin, and R. E. A. Robertson (2014), Chapter 1. An overview of the eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat from 2000 to 2010, in *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat From 2000 to 2010*, *Geol. Soc. Mem.* 39, edited by G. Wadge, R. E. A. Robertson, and B. Voight, pp. 1–39, *Geol. Soc. Mem.*, London, U. K., doi:10.1144/M39.1.
- Wall-Palmer, D., et al. (2014), Late Pleistocene stratigraphy of IODP U1396 and compiled chronology offshore of south and south west Montserrat, Lesser Antilles, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *15*, 3000–3020, doi:10.1002/2014GC005402.
- Ward, S. N. (2001), Landslide tsunamis, *J. Geophys. Res.*, *106*, 11,201–11,215.
- Ward, S. N. and S. J. Day (2001), Cumbre Vieja volcano—Potential collapse and tsunamis at La Palma, Canary Islands, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 3397–3400.
- Watt, S. F. L., et al. (2012a), Combination of volcanic-flank and seafloor sediment failure offshore Montserrat, and their implications for tsunami generation, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *319*(2), 228–240, doi:10.1016/j.epsl.2011.11.032.
- Watt, S. F. L., et al. (2012b), Widespread and progressive seafloor-sediment failure following volcanic debris avalanche emplacement: Landslide dynamics and timing offshore Montserrat, Lesser Antilles, *Mar. Geol.*, *323*, 69–94, doi:10.1016/j.margeo.2012.08.002.
- Watt, S. F. L., P. J. Talling, and J. E. Hunt (2014), New insights into the emplacement dynamics of volcanic-island landslides, *Oceanography*, *27*, 46–57.
- Watts, A. B., and D. G. Masson (1995), A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands, *J. Geophys. Res.*, *100*, 24,487–24,498.
- Watts, P., S. T. Grilli, D. R. Tappin, and G. J. Fryer (2005), Tsunami generation by submarine mass failure. II: Predictive equations and case studies, *J. Waterw. Port Coastal Ocean Eng.*, *131*, 298–310.
- Westercamp, D., and H. Traineau (1983), Carte géologique au 1/20 000 de la Montagne Pelée, avec notice explicative, *BRGM, Orléans, France*.

ANNEXE II

Travail préliminaire d'analyses tephrochronologiques

Lithologie de quelques niveaux de tephra et turbidites volcanoclastiques

Au cours de la thèse, j'ai débuté une étude, dans un premier temps lithologique, sur certains niveaux de tephra et de turbidites volcanoclastiques. L'objectif était de caractériser un certain nombre de niveaux localisés au toit et de la base des zones déformées du glissement sous-marin (SLD), niveaux qui auraient pu favoriser des zones de décollement. 48 niveaux ont été étudiés dans les deux carottes U1399-A et U1400-C. Les zones étudiées se situent entre 60 et 80 m (TOP) et 134 et 150 m (BASE) pour la carotte U1399-A et entre 15 et 30 m (TOP) et entre 66 et 78 m (BASE) pour la carotte U1400-C. Ces zones avaient été identifiées, lors d'une première étude en début de thèse, comme se situant au toit et à la base des zones déformées. Elles se sont avérées par la suite, lors de l'étude plus approfondie des profils sismiques et des carottes, ne pas directement correspondre aux limites de la zone déformée. (i.e. entre 26 et 160 m pour la carotte U1399-A et entre 24 et 390 m pour la carotte U1400-C ; Figure A2.1). J'avais envisagé de poursuivre cette étude en complétant les données lithologiques et en étudiant les dépôts volcanoclastiques de part et d'autres des limites de la zone déformée. Malheureusement, faute de temps, je n'ai pu poursuivre cette étude. Je l'ai mentionnée dans les perspectives de ce travail, car, couplées aux nouvelles données de $\delta^{18}\text{O}$, elle permettra d'identifier d'éventuels niveaux pouvant servir de niveaux de décollement.

Je donne dans cette annexe les résultats de cette étude lithologique, même s'ils ne peuvent directement servir à contraindre les zones de décollement. Ces résultats sont donnés sous forme d'un tableau (Tableau A2.1) et d'histogrammes (Figure A2.2) prenant en compte la proportion de fragments de dômes de lave, de ponces et de cristaux. Les tephra et turbidites volcanoclastiques dans les niveaux supérieurs échantillonnés des deux carottes se caractérisent par une grande abondance de ponces, pouvant atteindre pour certains niveaux des proportions supérieures à 70 %. Cette abondance est particulièrement marquée au toit de la carotte U 1399 A et s'explique par les abondants systèmes de drainages sous-marins provenant de l'île voisine de la Dominique. Cette dernière est caractérisée au cours des 50 000 dernières années par de très nombreuses et très volumineuses éruptions ponceuses dont une grande partie des dépôts sont remobilisés en mer sous la forme de courants de turbidité. Les niveaux inférieurs échantillonnés de ces carottes montrent une plus grande proportion de fragments de dômes de lave, à mettre en relation avec l'activité des volcans des deux îles de la Martinique et de la Dominique dans les périodes plus anciennes.

Annexe II - Travail préliminaire d'analyses tephrochronologiques

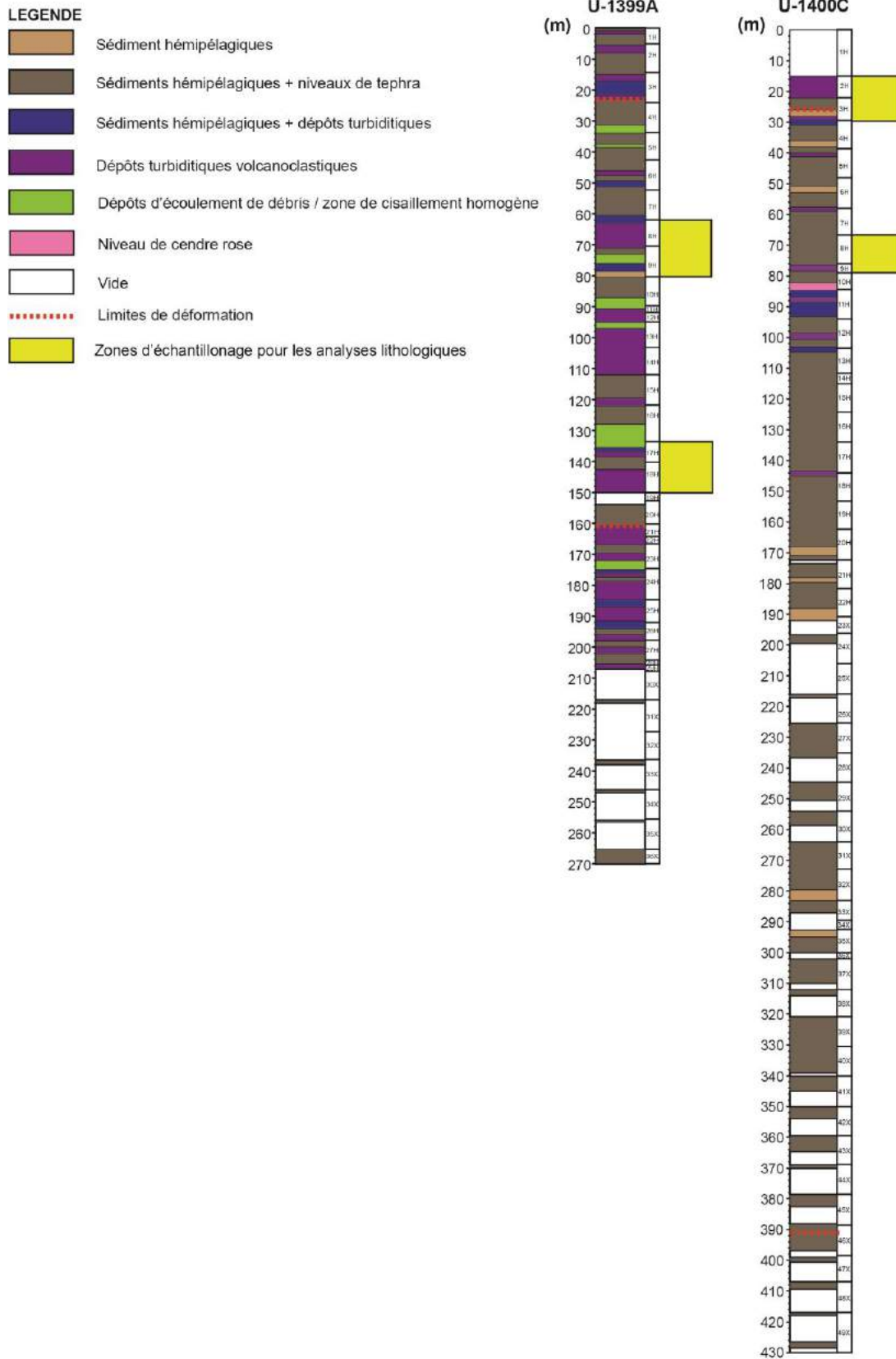


Figure A2.1 : Localisation des zones d'échantillonnages pour les analyses tephrochronologiques, des carottes U1399-A et U1400-C.

Annexe II - Travail préliminaire d'analyses tephrochronologiques

Profondeur (mbsf)	« TOP » U1399 A	Sections	Dômes	Ponces	Scories	Feldspaths	OPX	CPX	Amphibole	Hydrothermalisé /oxydé	Cristaux	Lithologie
62,2	8H1	30/31	25	56	2	12	0	0	0	5	12	Tephra
62,7		59/60	48	8	5	31	3	1	0	4	35	Tephra ?
63,3		118/120	18	71	2	3	2	1	0	3	6	Turbidite
69	8H7	50/52	50	15	2	9	12	5	1	6	27	Turbidite
71,24	9H1	44/45	20	65	5	6	1	1	0	2	8	Tephra gris
71,68		89/90	43	28	2	19	3	0	0	5	22	Tephra gris
71,96		115/116	44	26	2	17	2	0	0	9	19	Tephra gris
73,04	9H2	73/75	10	85	0,5	3	0,5	0	0	1	3,5	Debrite
73,08		75/77	43	25	1	18	7	1	0	5	26	Debrite
73,16		84/86	47	27	1	8	7	2	0	8	17	Debrite
73,7		139/141	45	39	2	3	8	1	0	2	12	Debrite
74,64	9H3	82/83	12	64	0	21	2	1	0	0	24	Debrite
75,84	9H4	50/52	31	8	0	46	8	2	4	1	60	Debrite
76		67/69	19	72	1	1	4	1	0	2	6	SH + clastes de ponces et FDD
76,32		98/100	8	74	0	15	1	0	0	2	16	SH
76,48		115/116	9	81	1	4	2	2	0	1	8	Tephra clair (un peu plus grossier que les autres)
76,84	9H5	2/3	8	71	8	9	1	1	1	1	12	Tephra marron
77,56		75/77	56	17	1	11	4	1	1	9	17	Turbidite
79,08	9H6	77/78	6	84	1	4	1	0	0	4	5	Tephra gris
79,64		132/133	43	38	0,5	14	0,5	0	0	4	14,5	Tephra clair
80,2	9H7	38/39	40	37	2	13	0	0	0	8	13	Tephra marron clair
	« BASE » U1399 A		Dômes	Ponces	Scories	Feldspaths	OPX	CPX	Amphibole	Hydrothermalisé /oxydé	Cristaux	Lithologie
131,7	17H1	69/70	41	17	4	31	2	1	1	3	35	SH
133,16	17H2	67/68	40	20	2	28	3	3	0	4	34	Contact de tephra très déformé
133,3		80/81	36	14	2	38	2	1	1	6	42	Sable boueux + clastes de ponce

Annexe II - Travail préliminaire d'analyses tephrochronologiques

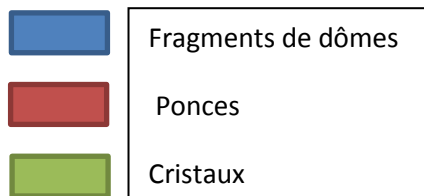
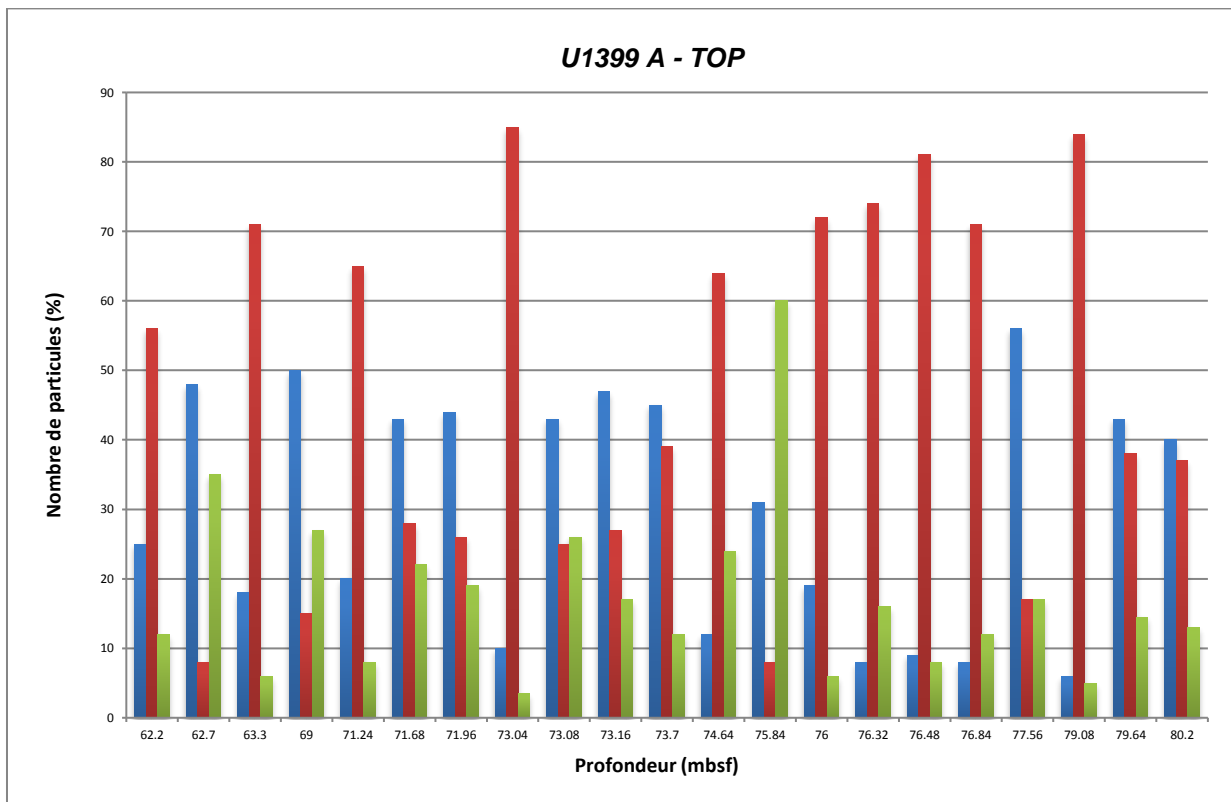
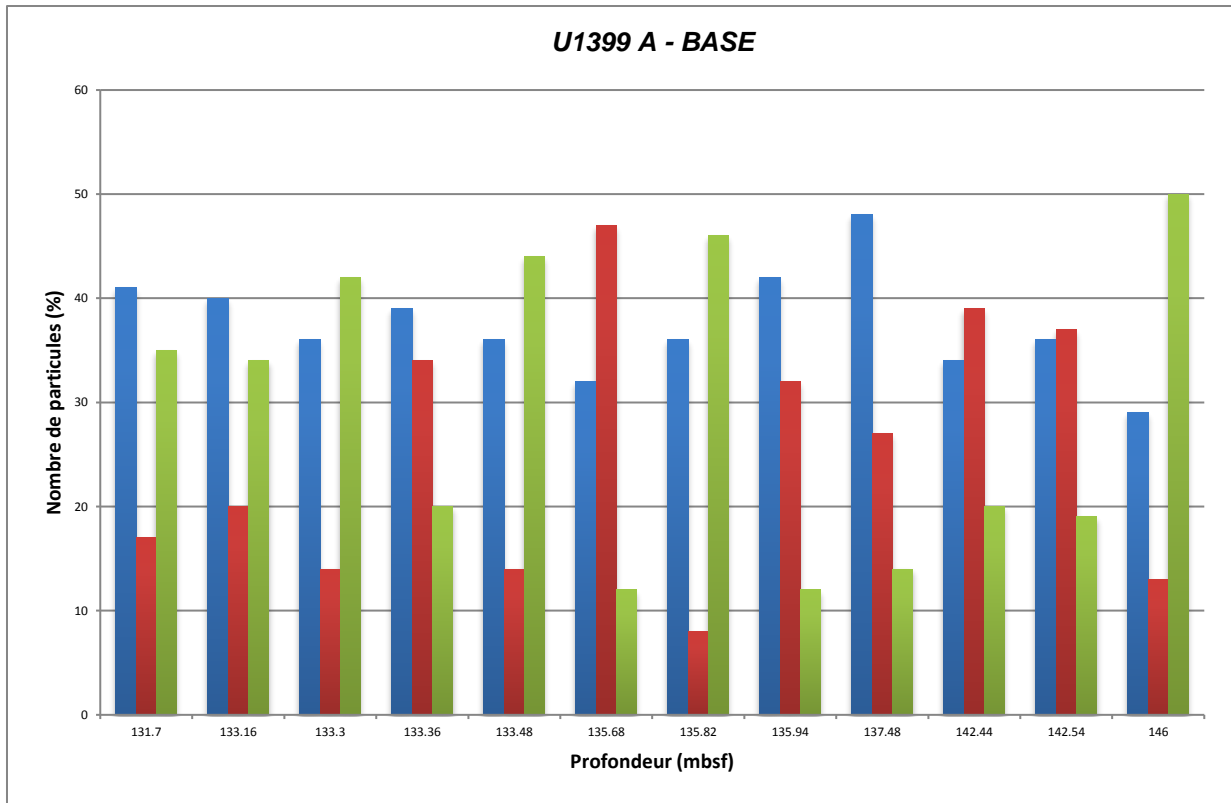
133,36		85/87	39	34	1	15	3	2	0	6	20	Sable boueux + mini clastes de ponce
133,48		96/98	36	14	1	39	4	1	0?	5	44	Claste de BH dans sable boueux
135,68	17H4	23/25	32	47	2	10	2	0	0	7	12	Tephra marron
135,82		38/40	36	8	1	45	1	0	0?	9	46	Turbidite + fragment de ponce
135,94		49/53	42	32	4	10	2	0	0	10	12	Niveau de tephra déformé dans de la BH
137,48	17H5	59/60	48	27	5	11	3	0	0	6	14	Sable volcanique + SH
142,44	18H2	43/45	34	39	1	16	2	2	0	6	20	SH
142,54		54/57	36	37	3	15	3	1	0	5	19	Gros claste de ponce dans BH
146	18H2	100/102	29	13	4	40	7	3	0	4	50	Turbidite
	« TOP » U1400 C		Dômes	Ponces	Scories	Feldspaths	OPX	CPX	Amphibole	Hydrothermalisé /oxydé	Cristaux	Lithologie
15,7	2H1	70/73	30	54	1	6	2	1	0	6	9	Turbidite
18,6	2H3	60/62	32	49	2	6	4	1	0	6	11	Turbidite
19,24	2H4	30/32	9	78	1	2	2	1	0	7	5	Turbidite
19,94		100/102	55	22	1	12	3	1	0	6	16	Turbidite
20,84	2H5	70/72	59	0	1	29	7	2	0	2	38	Turbidite
21,4		127/129	58	1	1	28	10	1	1	0	40	Turbidite (2eme plus grossière)
21,68	3H1	6/10	38	38	2	10	7	1	0	4	18	Clastes de ponce et FDD
22,4		79/80	27	53	3	3	5	1	0	8	9	Turbidite
22,92		132/133	23	61	4	4	4	3	0	1	11	Tephra marron
23,02		141/142	45	36	1	6	4	1	0	7	11	Sable
25,24	3H3	62/64	39	10	4	32	9	2	1	3	44	Turbidite

Annexe II - Travail préliminaire d'analyses tephrochronologiques

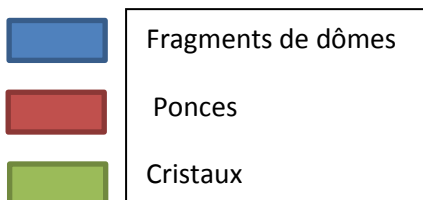
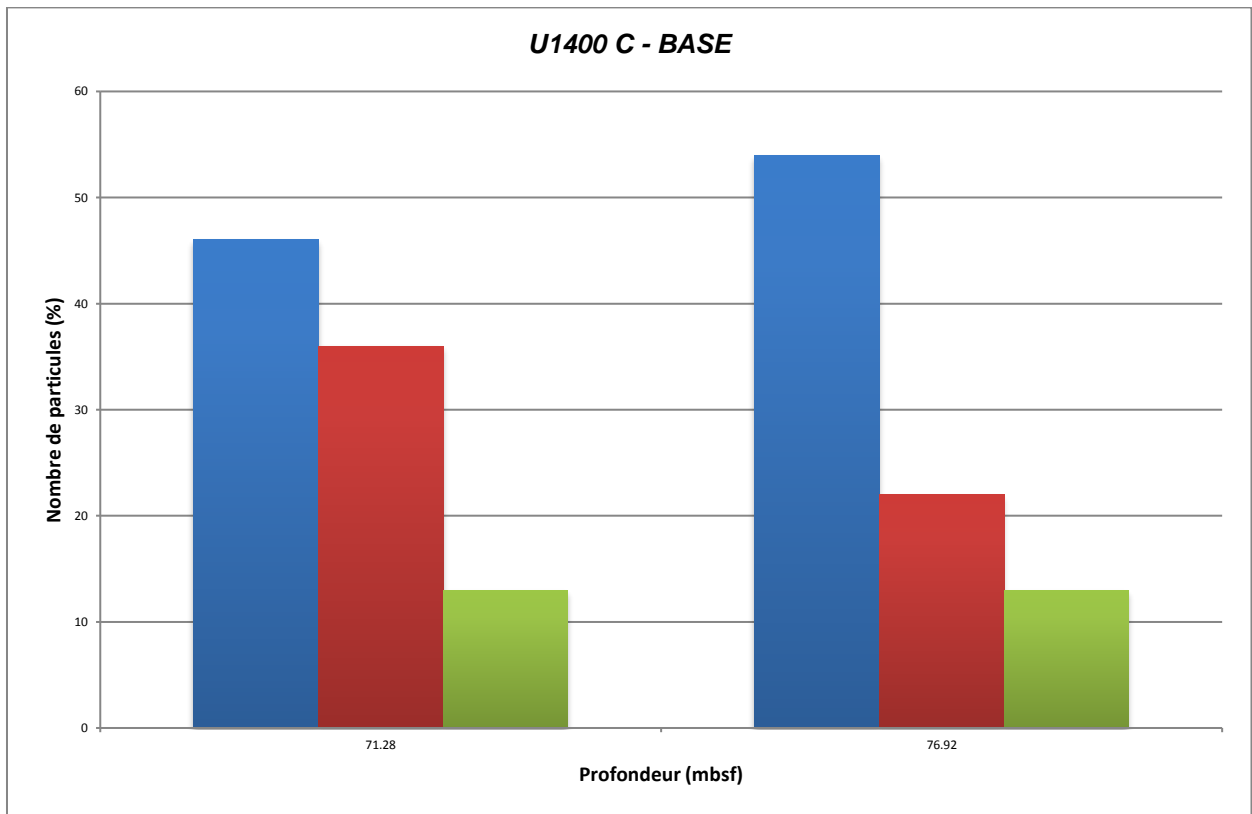
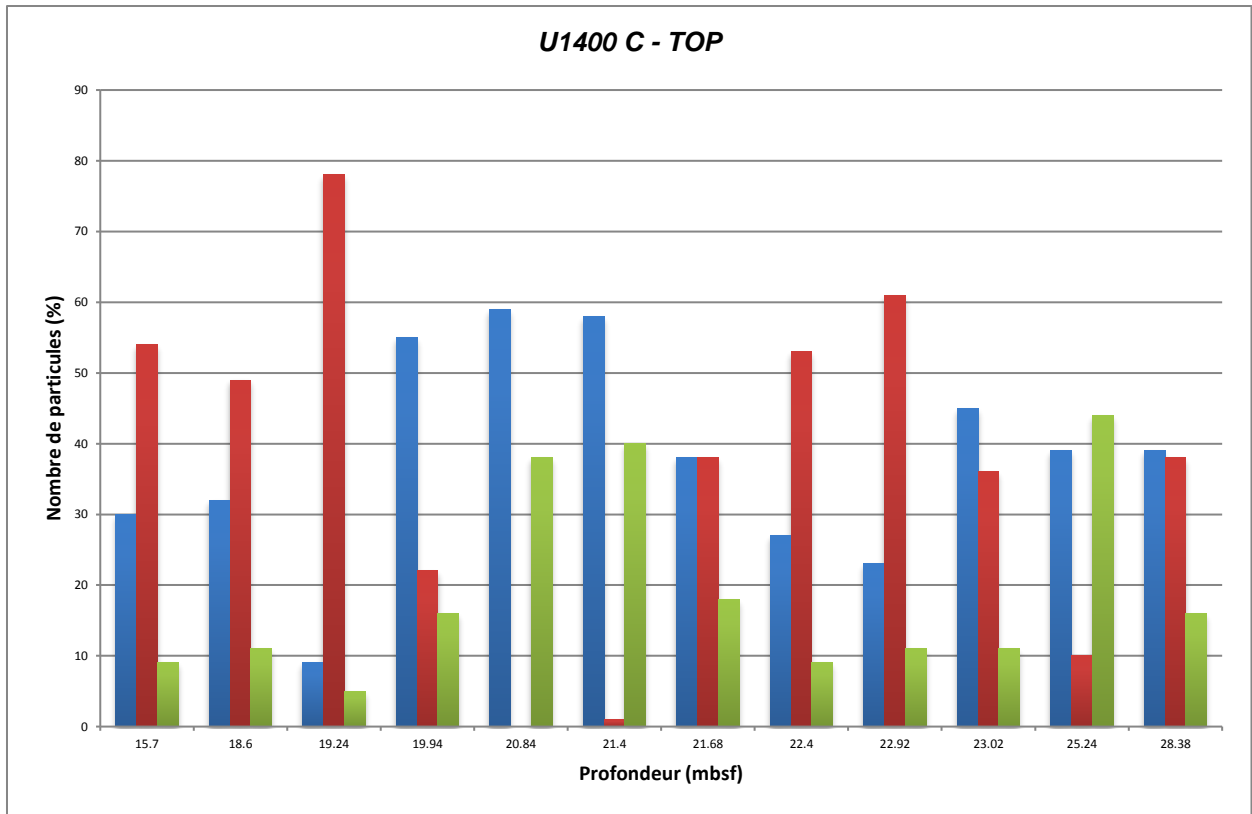
28,38	3H6	18/20	39	38	1	15	1	0	0	6	16	Turbidite fragments de ponces
28,88		66/68	33	44	5	9	2	2	0	5	13	
	« BASE » U1400 C		Dômes	Ponces	Scories	Feldspaths	OPX	CPX	Amphibole	Hydrothermalisé /oxydé	Cristaux	Lithologie
71,28	8H4	24/25	46	36	4	11	2	0	0	1	13	Niveau de sable volcanique/tephra faillé
76,92	9H1	80/82	54	22	3	10	2	1	0	8	13	Sable volcanique

Tableau A2.1 : Comptages lithologiques effectués sur les carottes U1399-A et U1400-C.

Annexe II - Travail préliminaire d'analyses tephrochronologiques



Annexe II - Travail préliminaire d'analyses tephrochronologiques

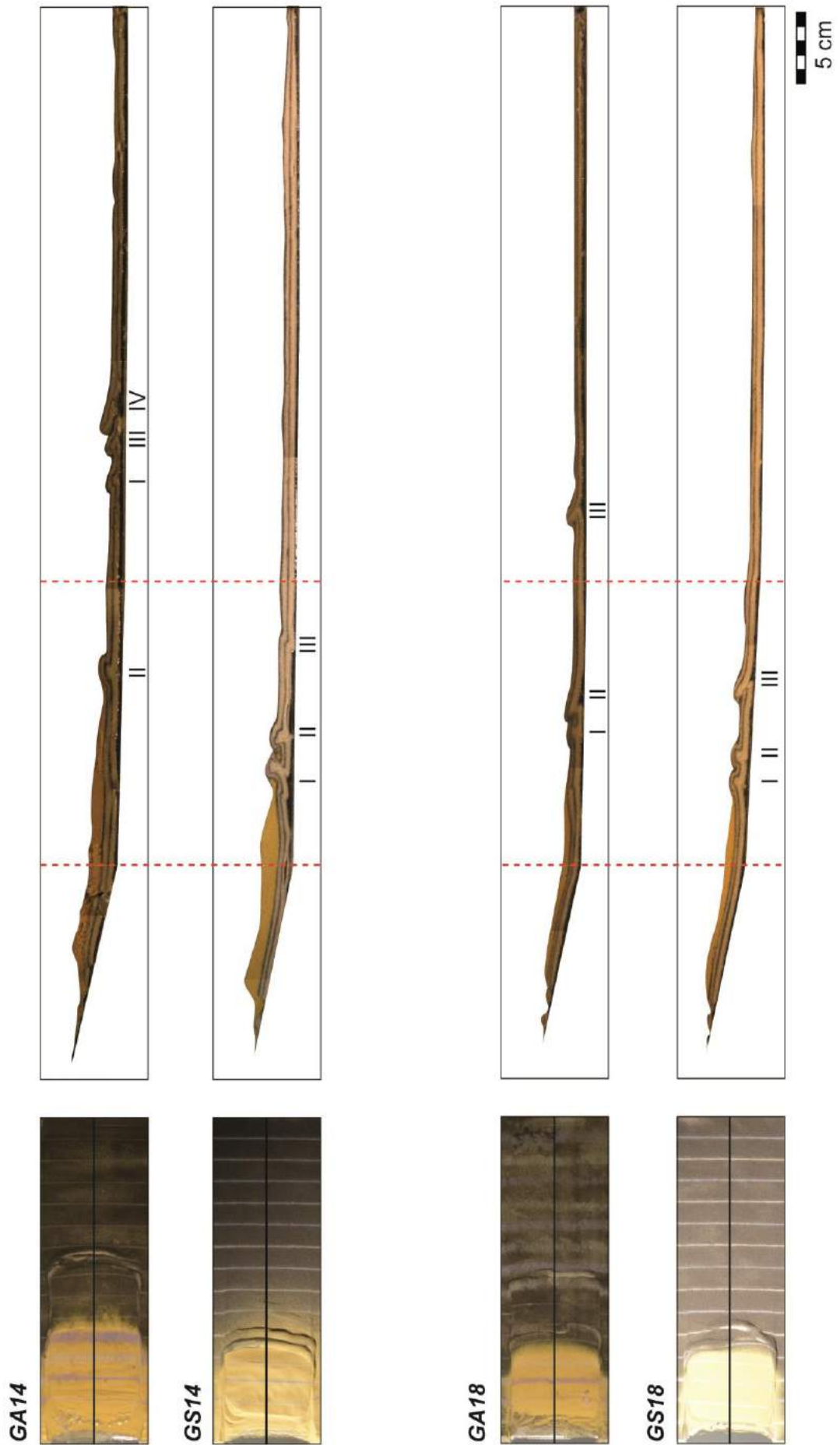


ANNEXE III – PARTIE A1

Coupes des modèles analogiques











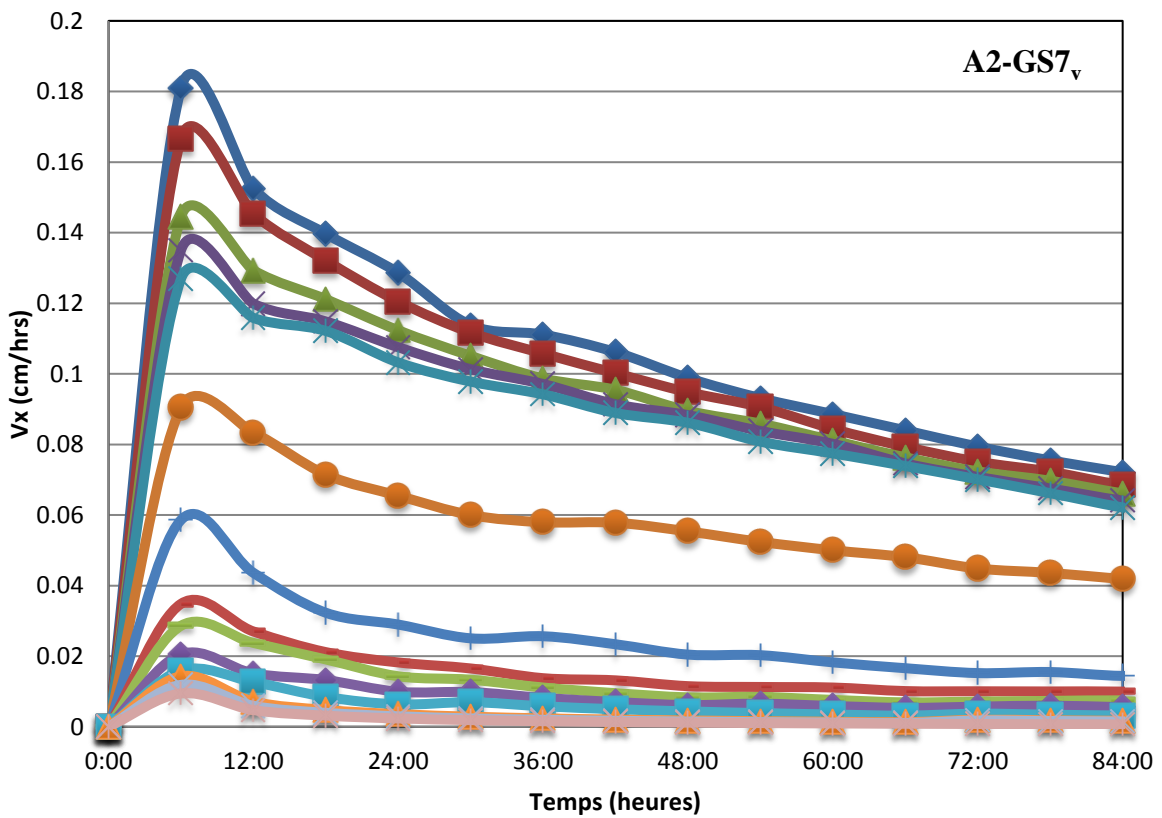
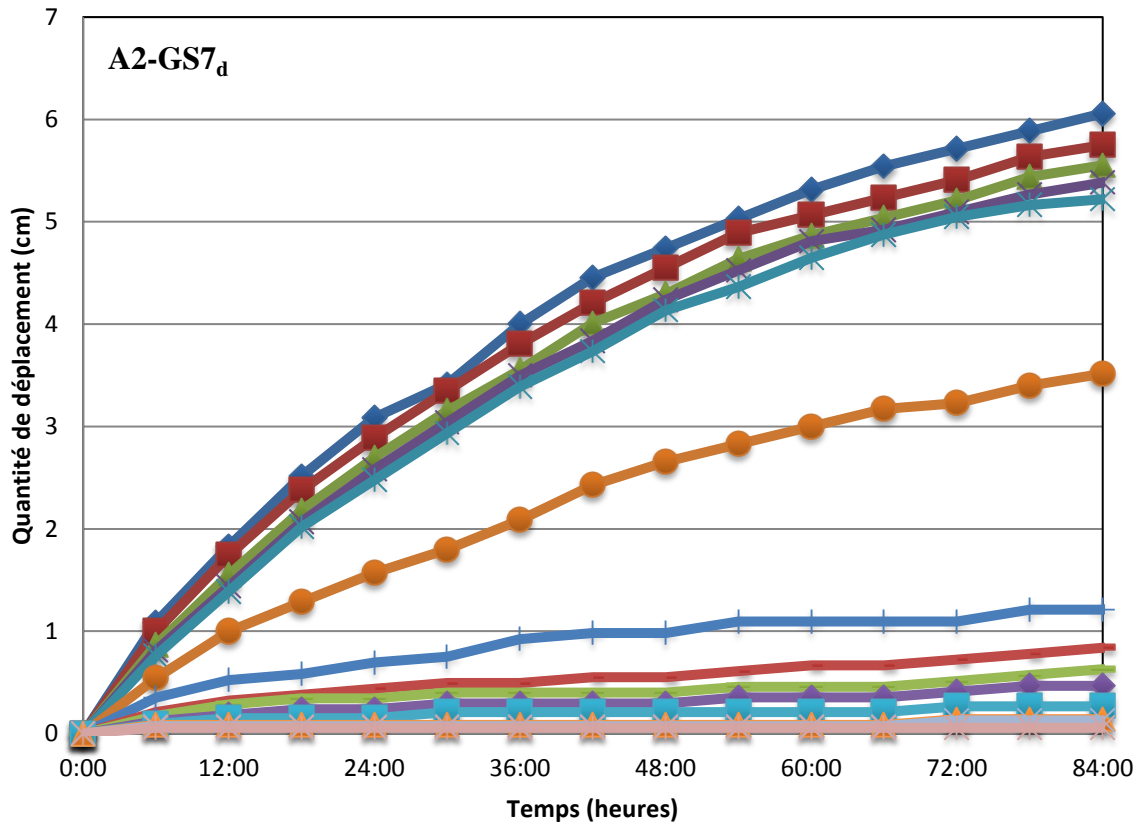
ANNEXE III – PARTIE A2

**Mesures des quantités de déplacement et des vitesses des modèles
analogiques**

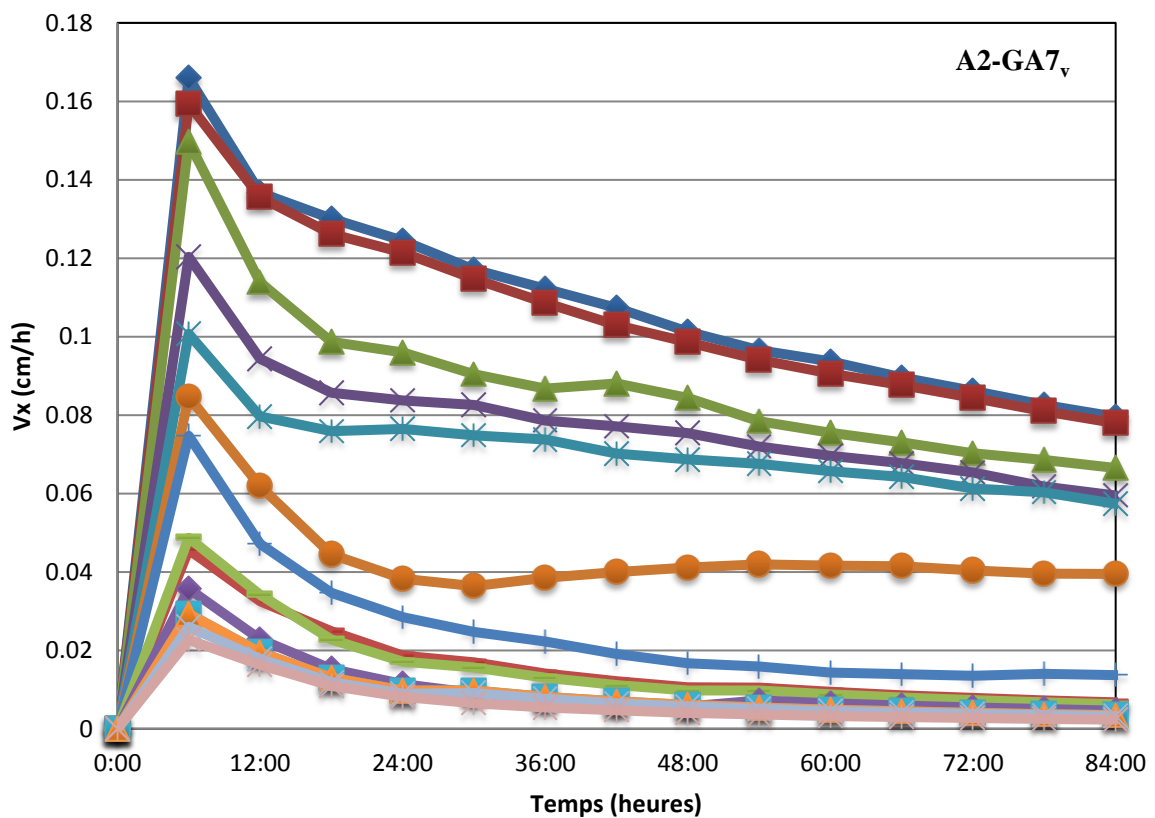
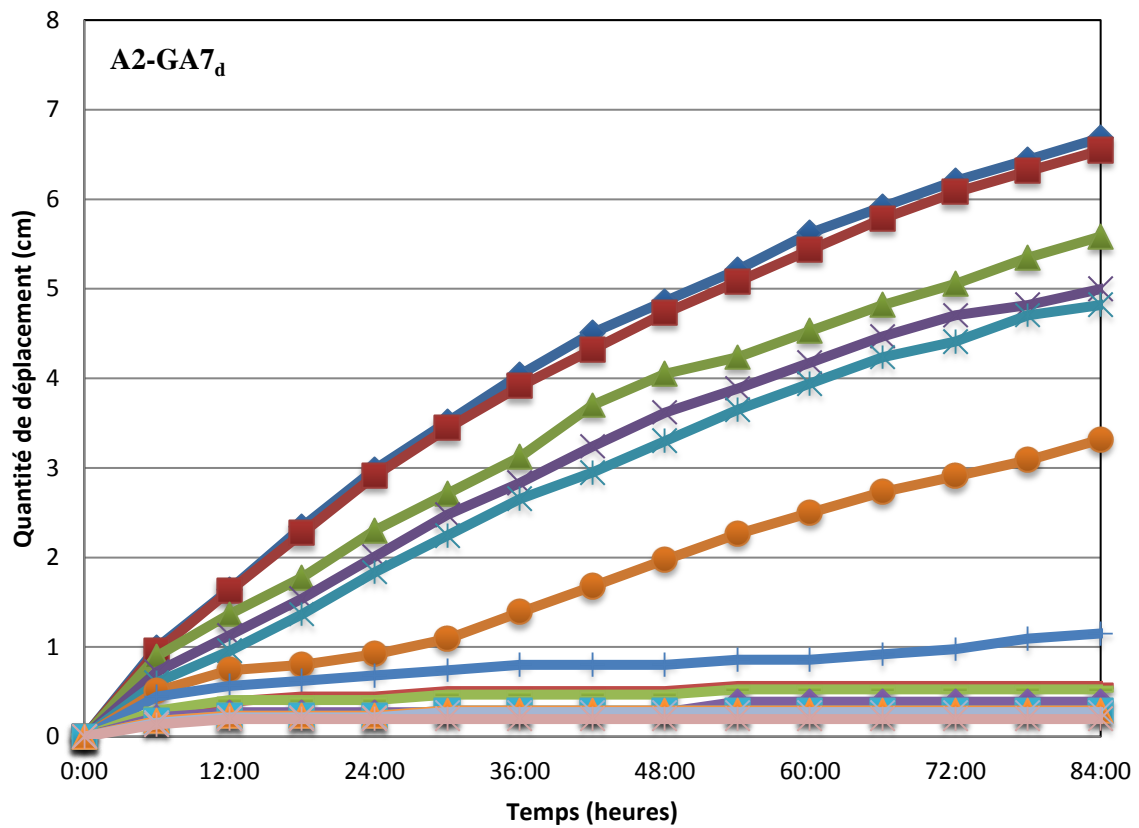
Légende pour chaque marqueur (i.e. repères à la surface des modèles) :



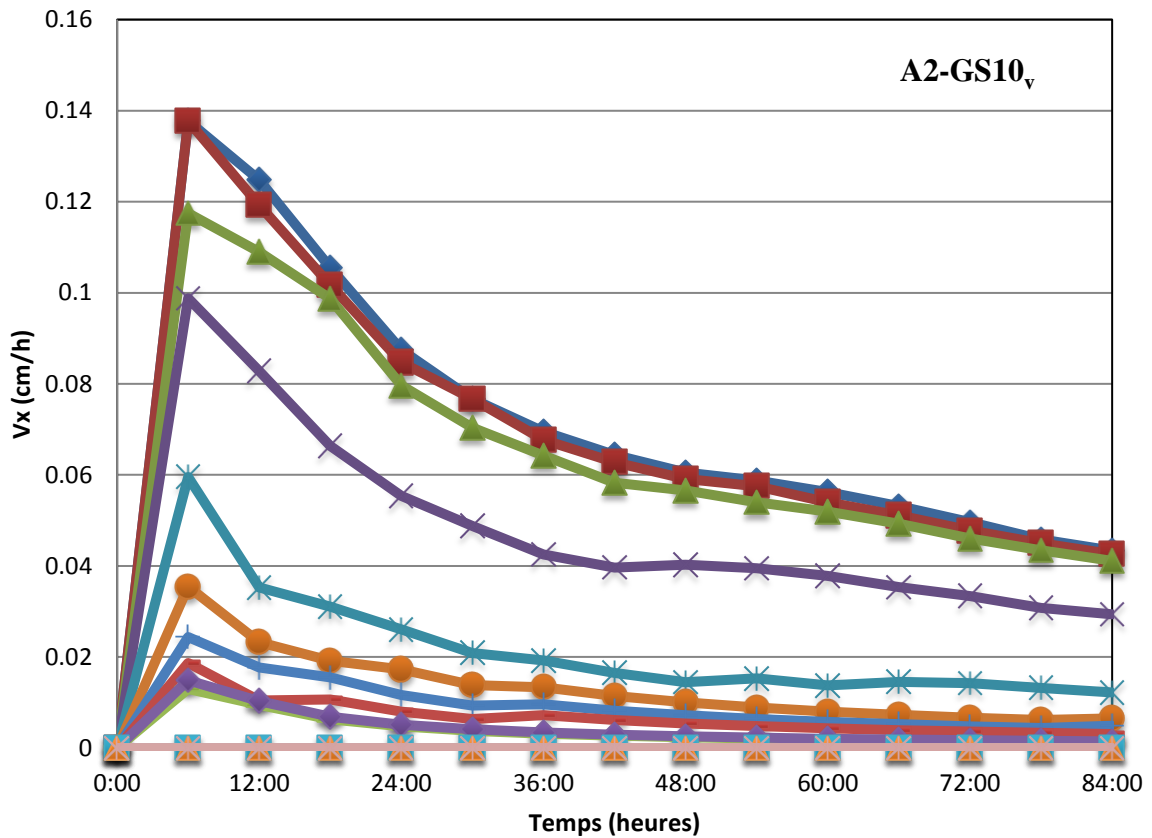
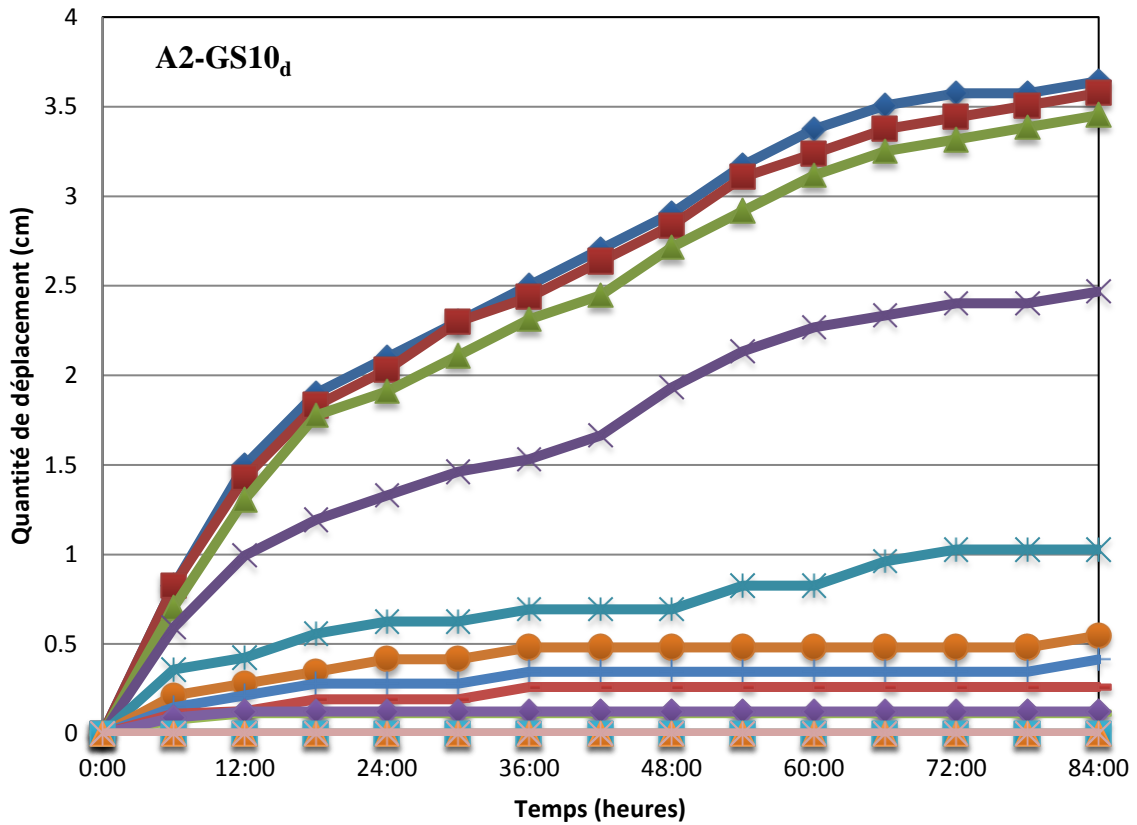
GLIMARS 7



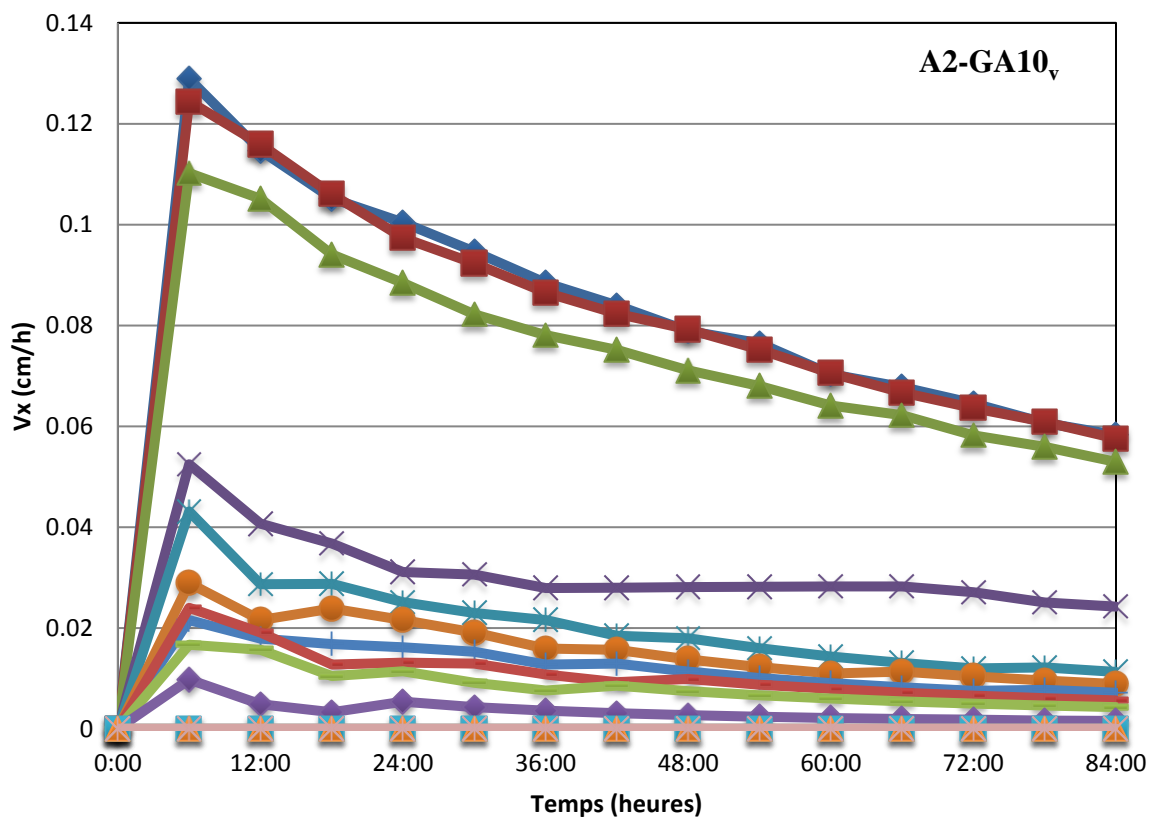
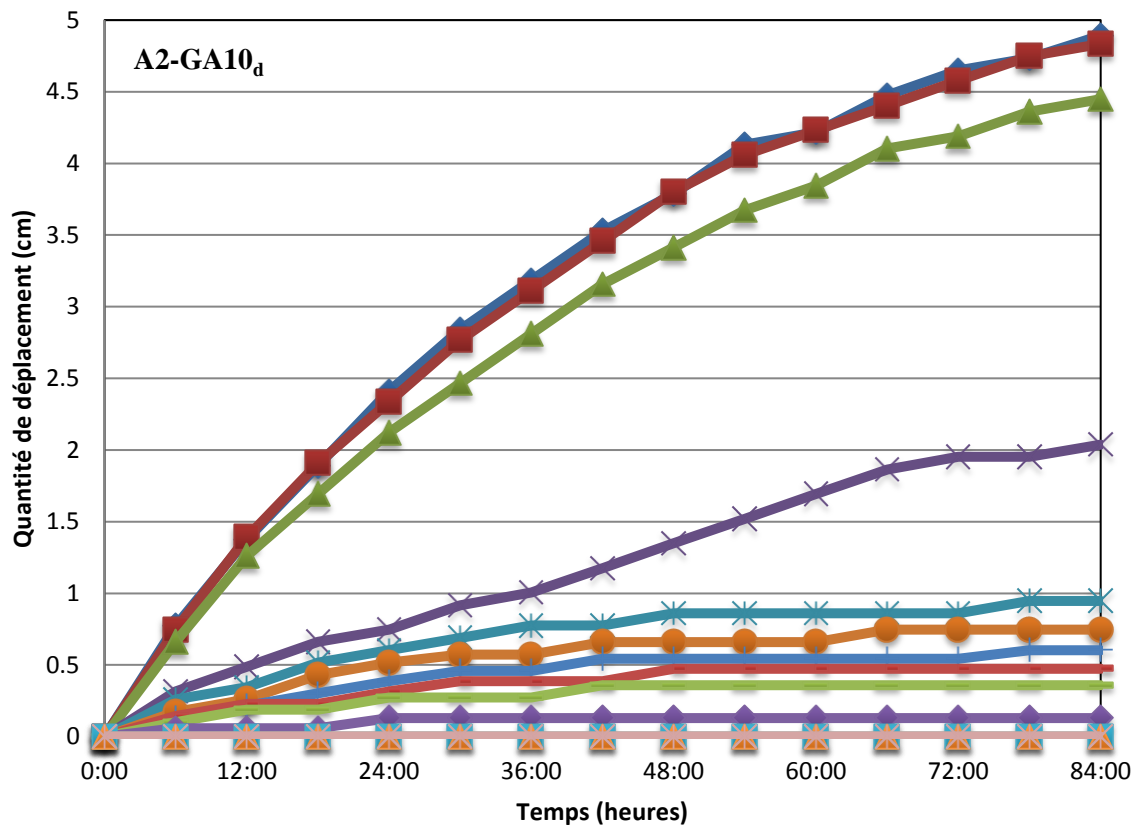
GLIMARA 7



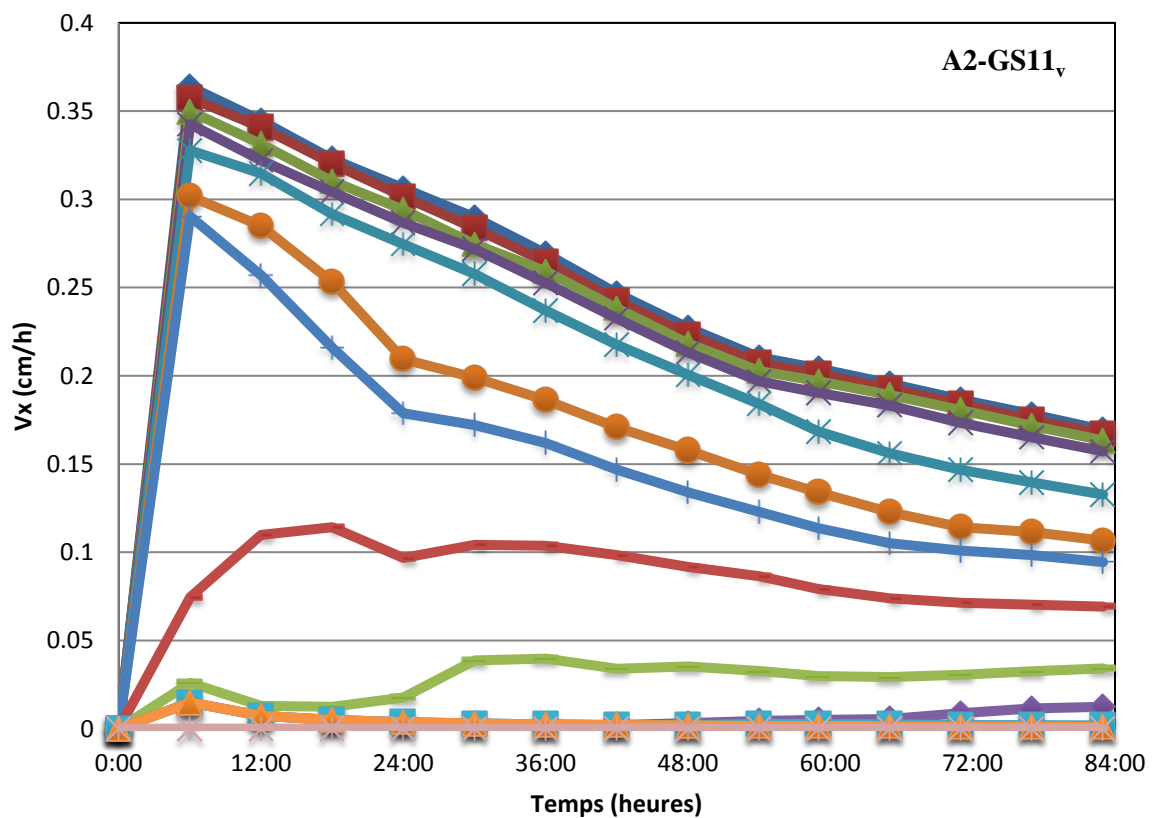
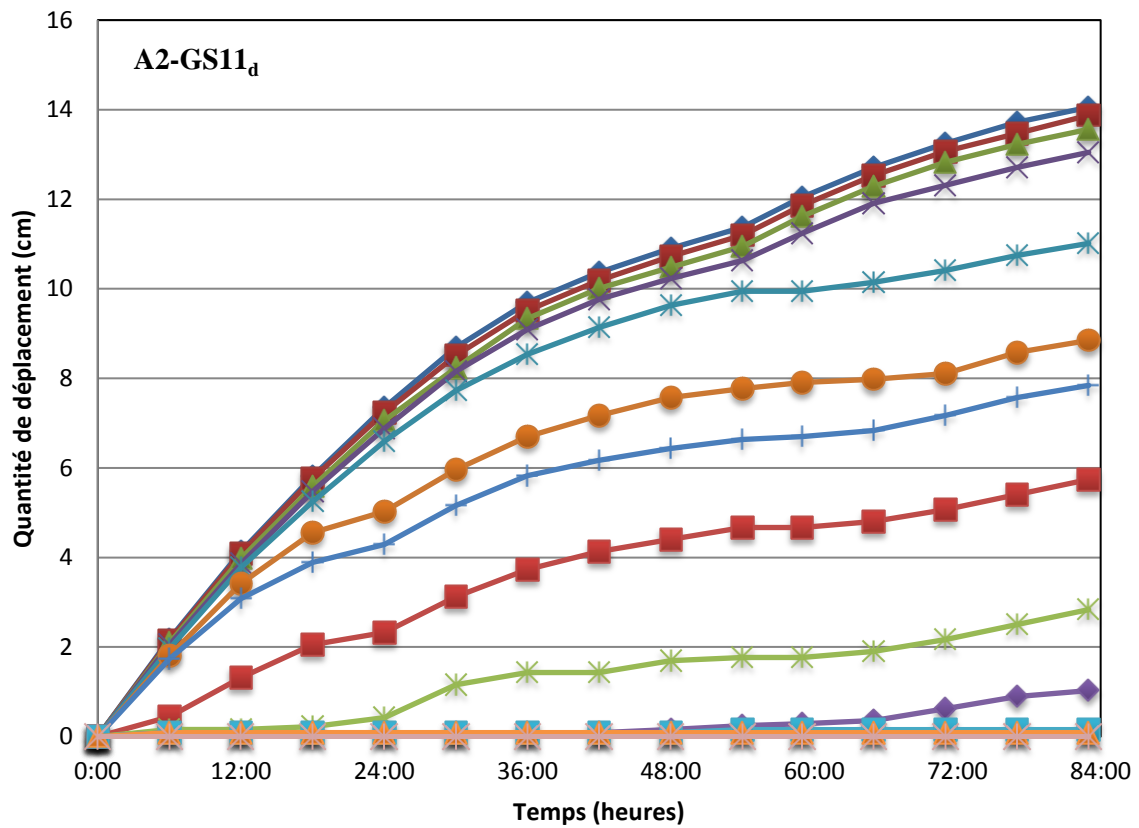
GLIMARS 10



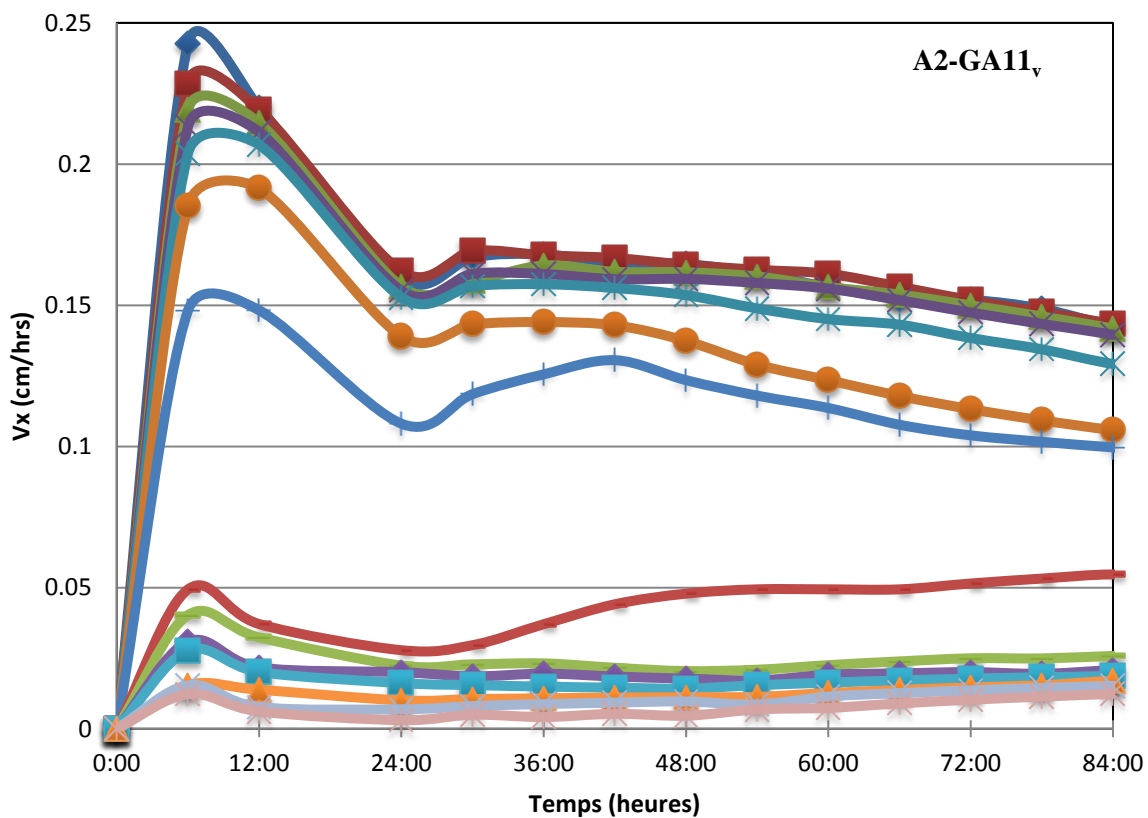
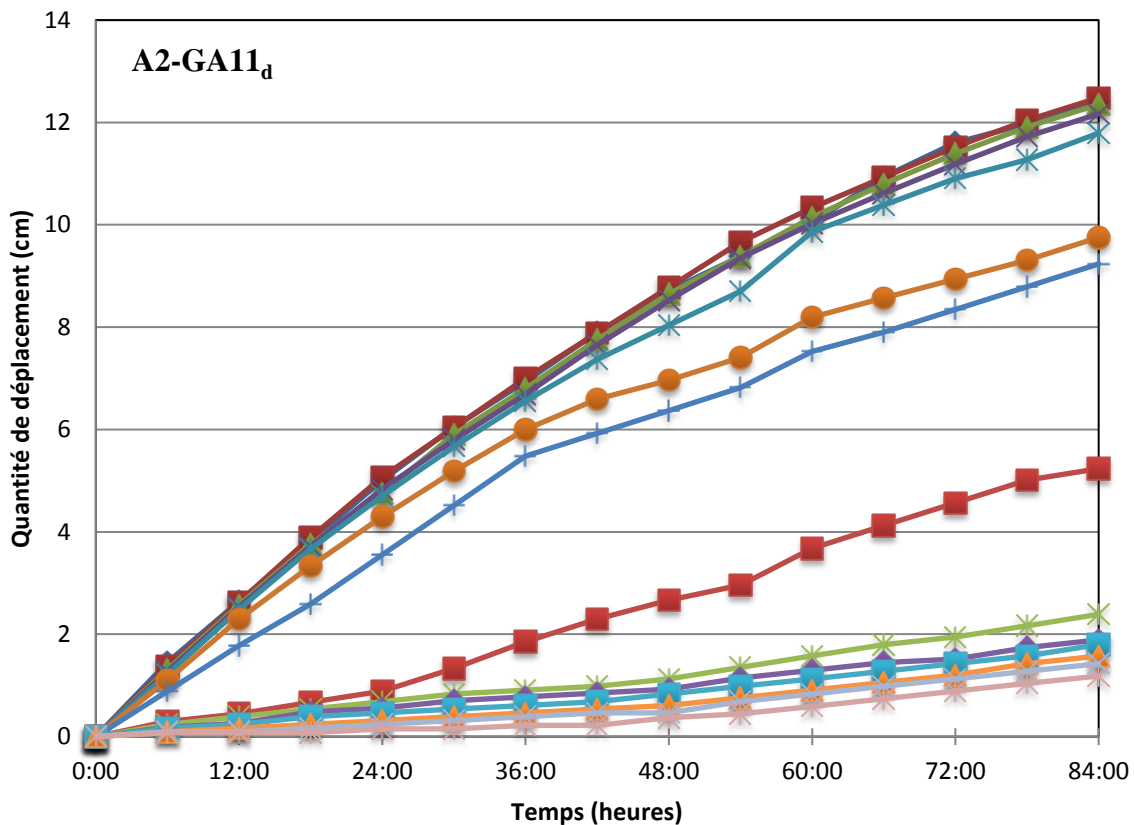
GLIMARA 10



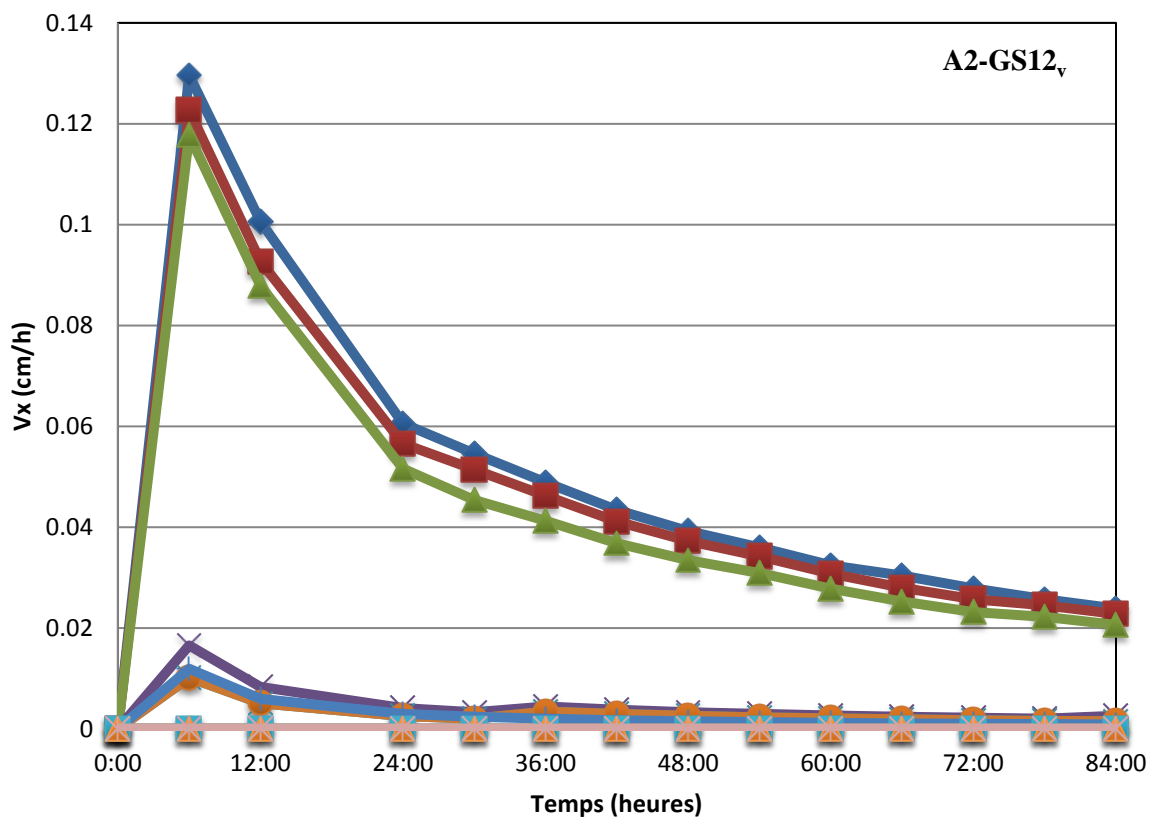
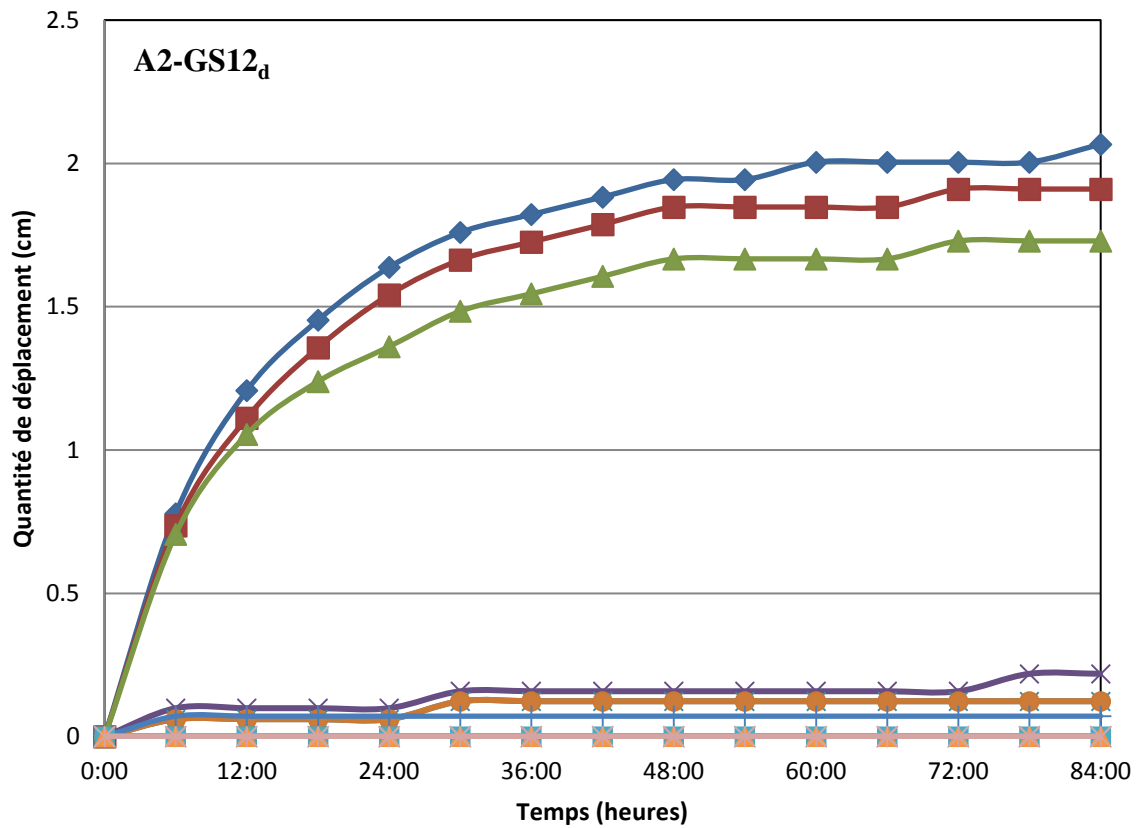
GLIMARS 11



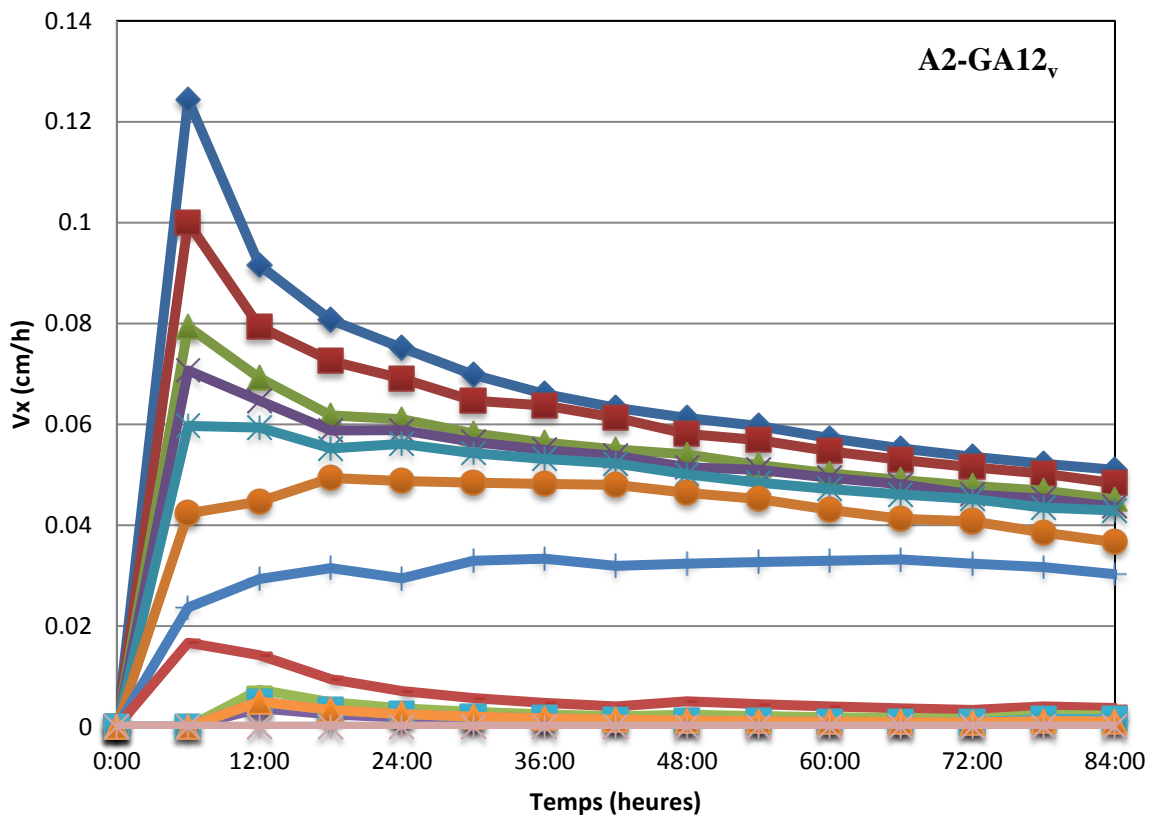
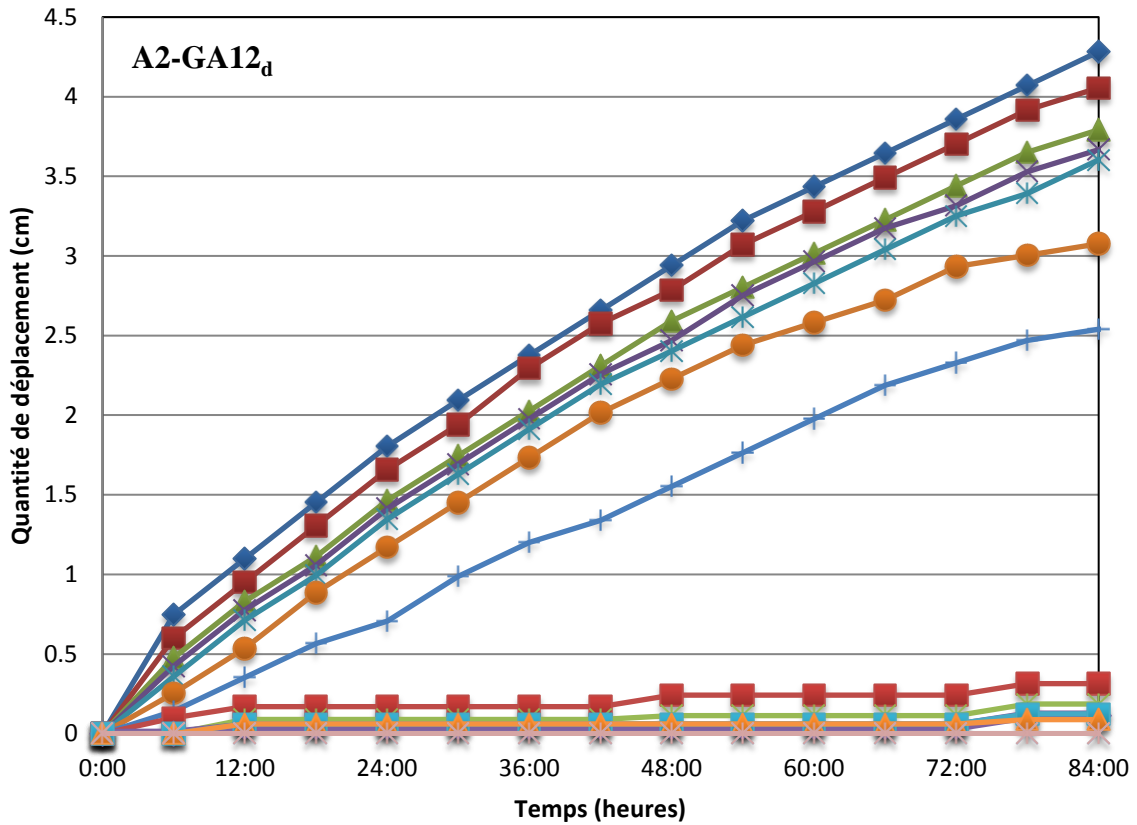
GLIMARA 11



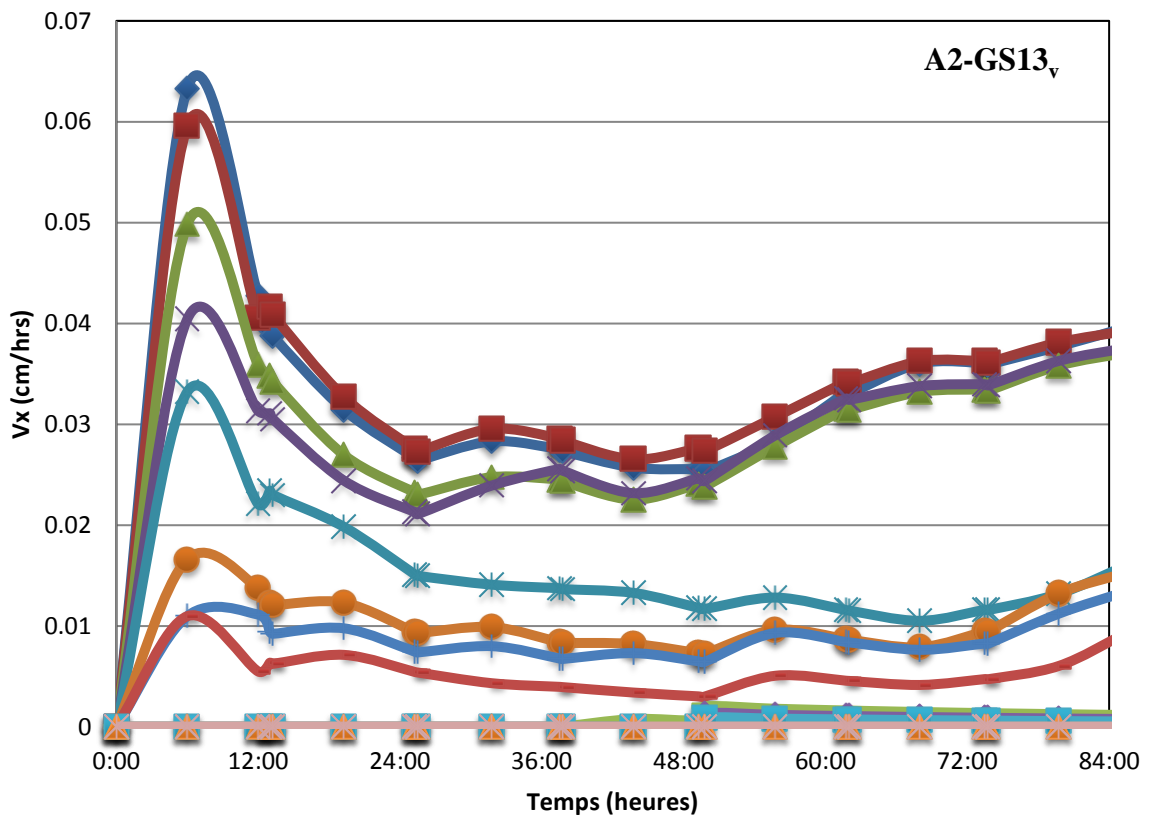
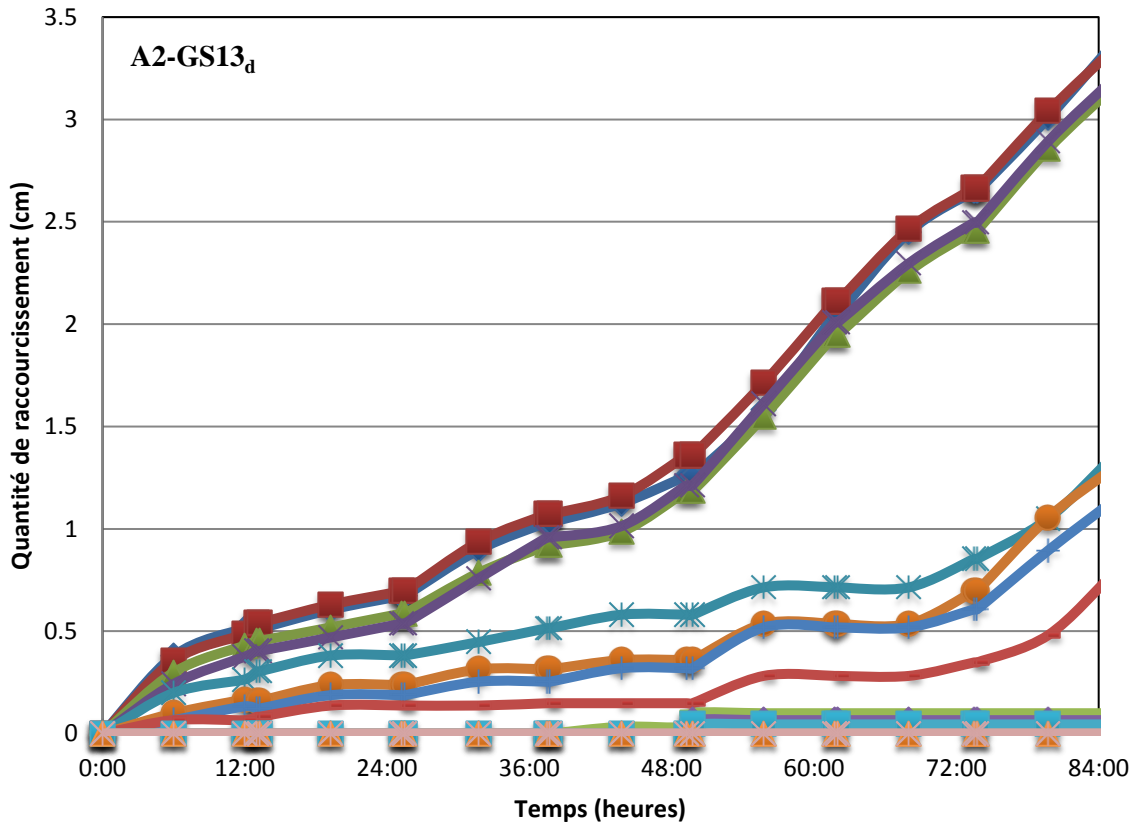
GLIMARS 12



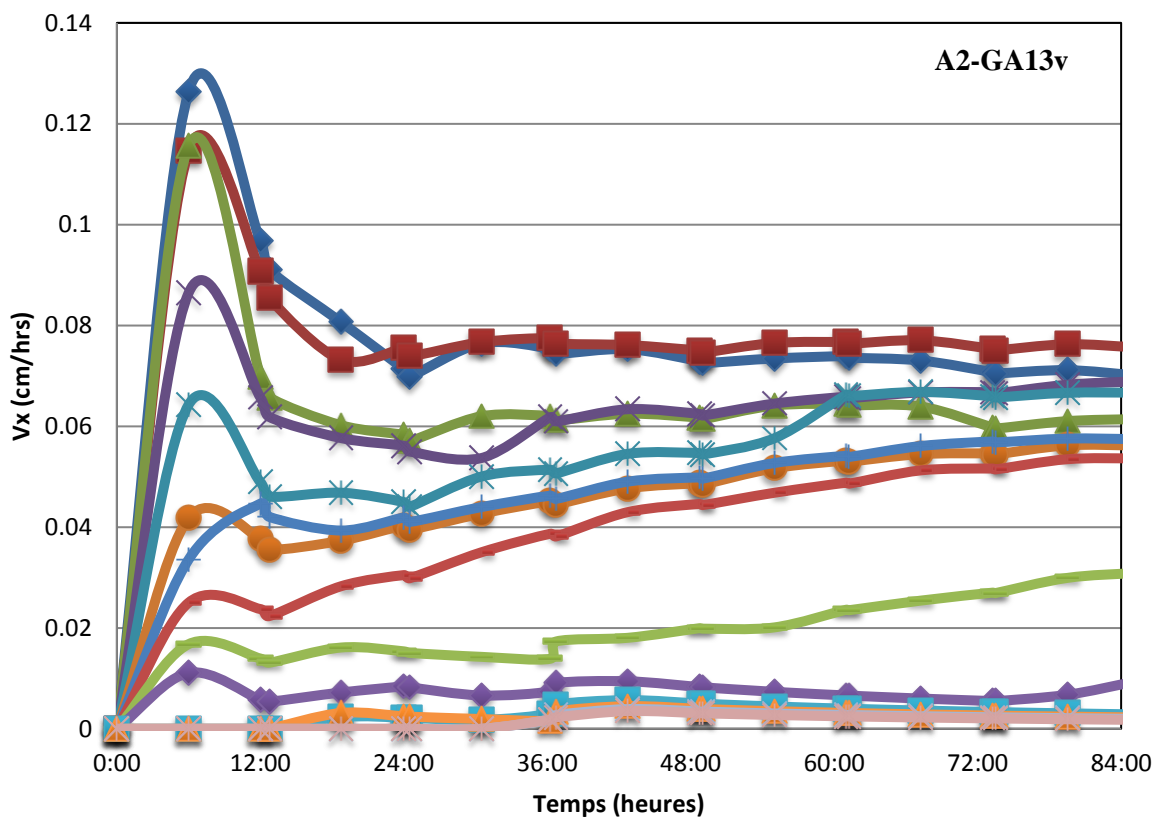
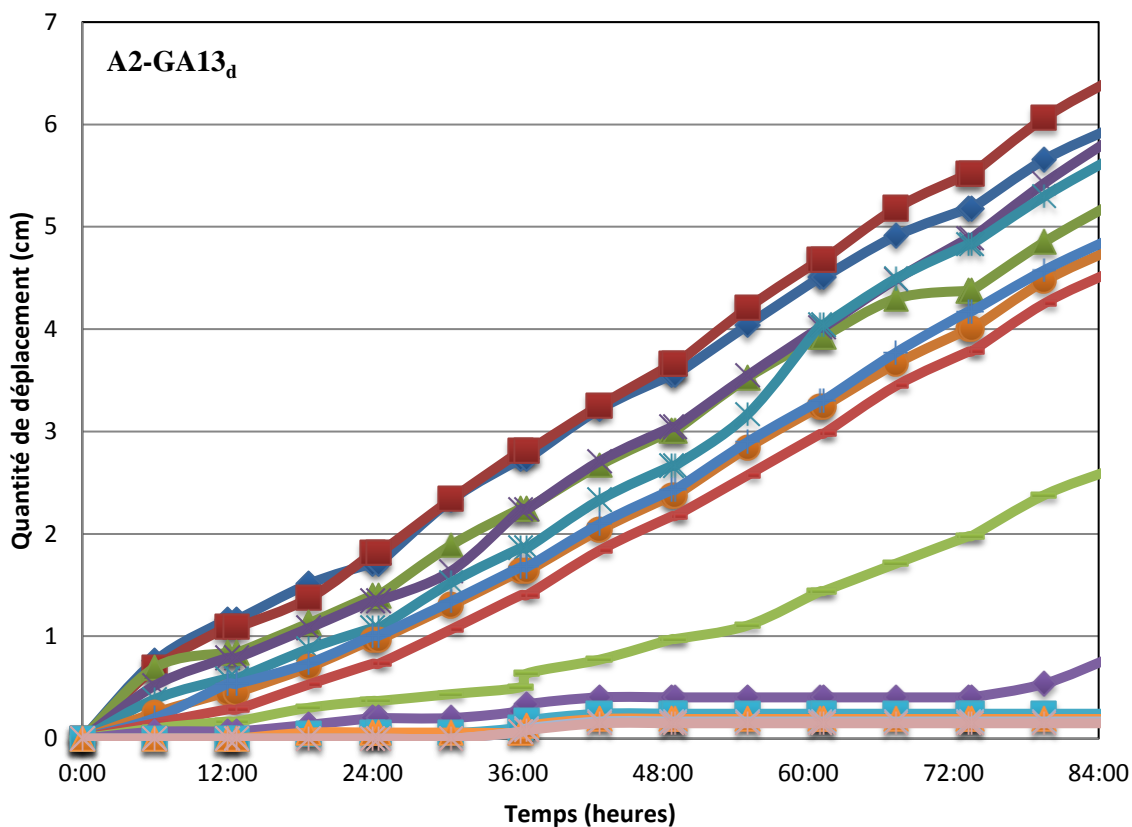
GLIMARA 12



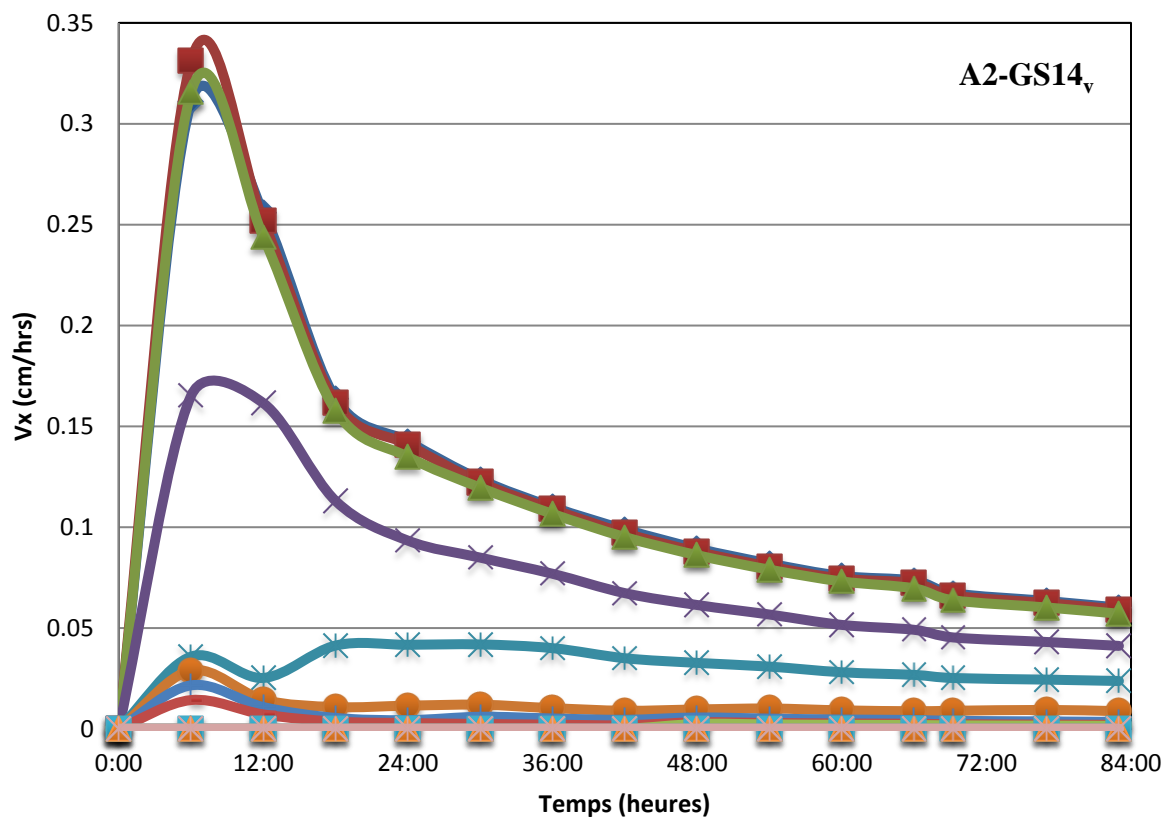
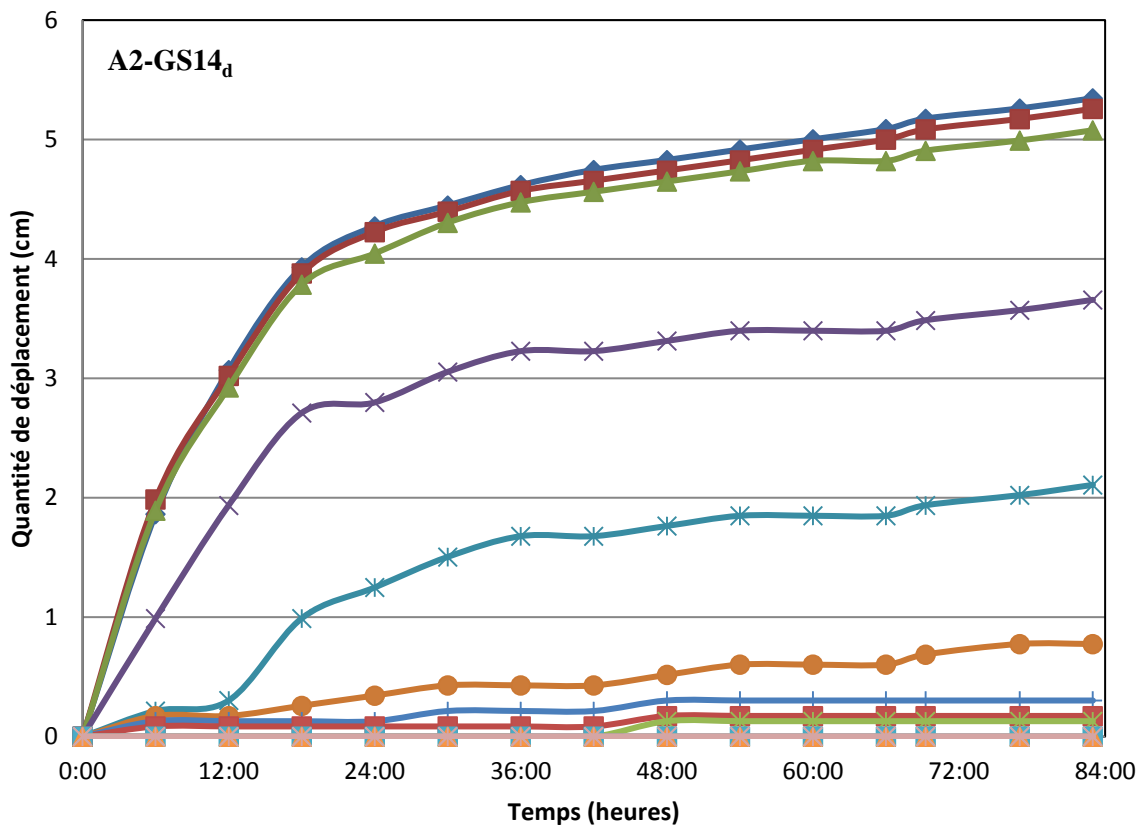
GLIMARS 13



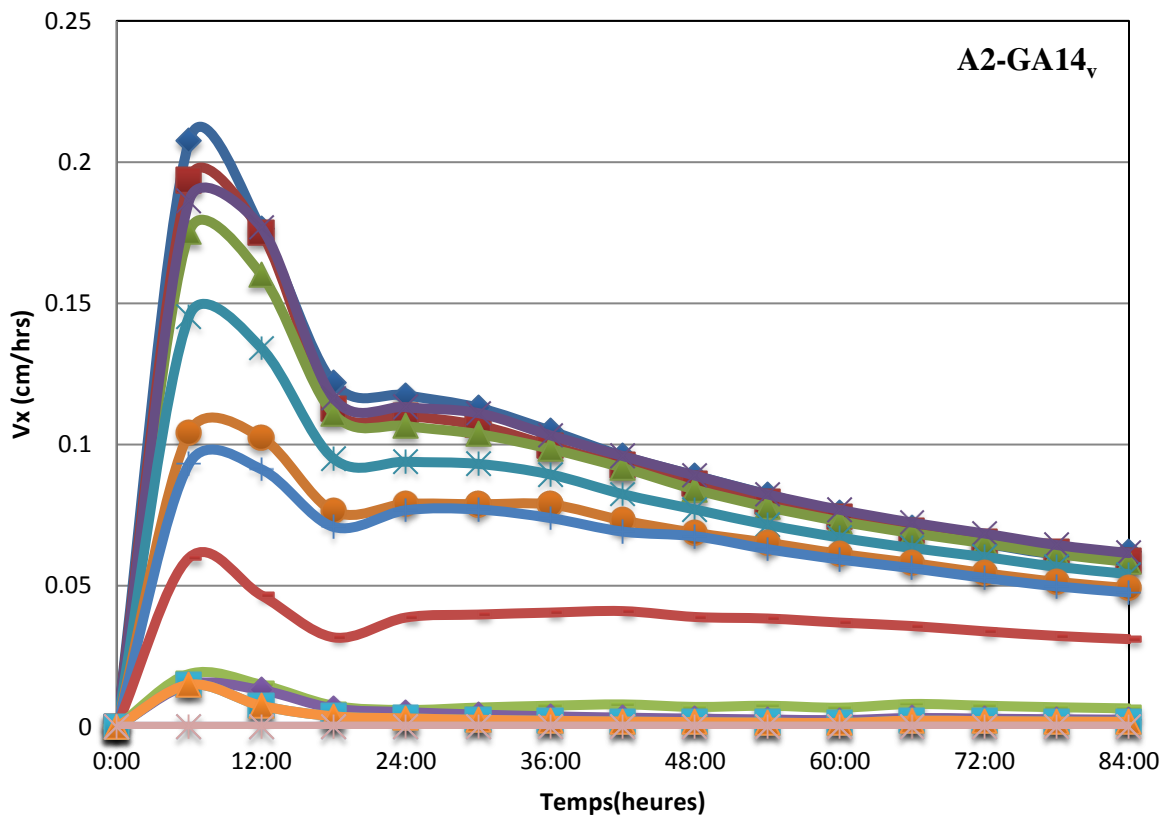
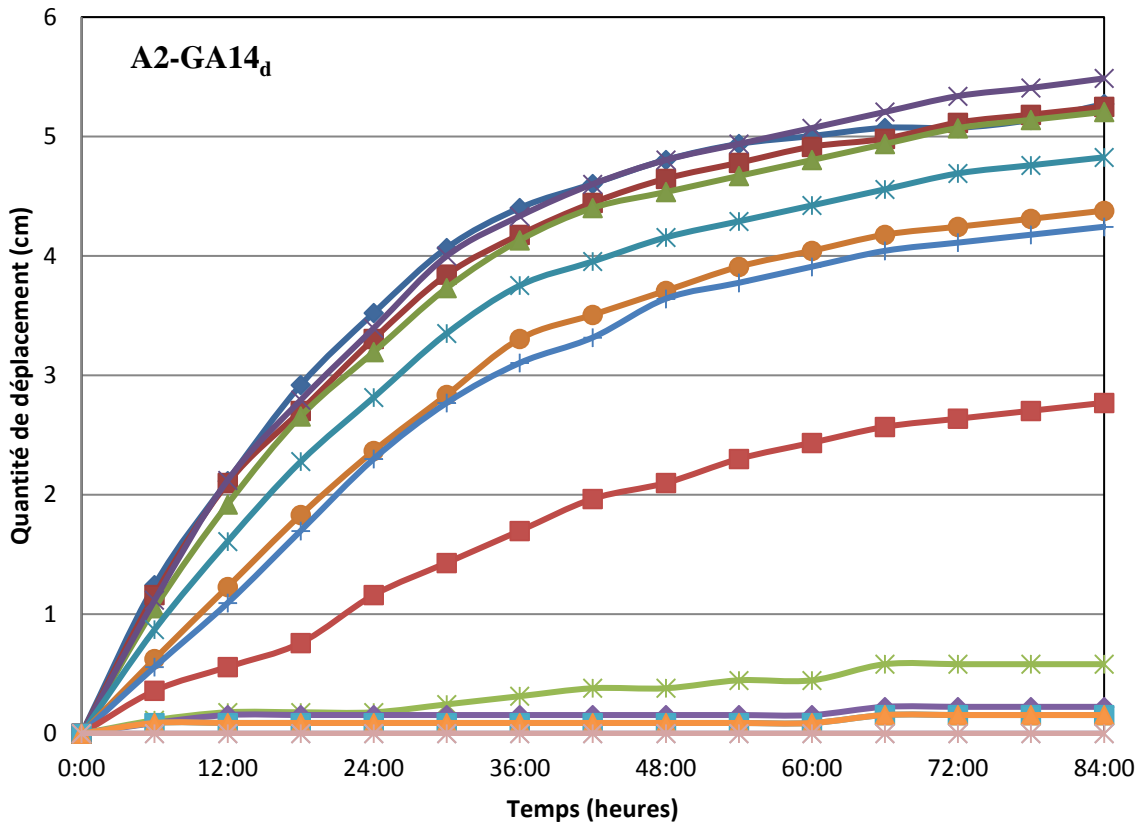
GLIMARA 13



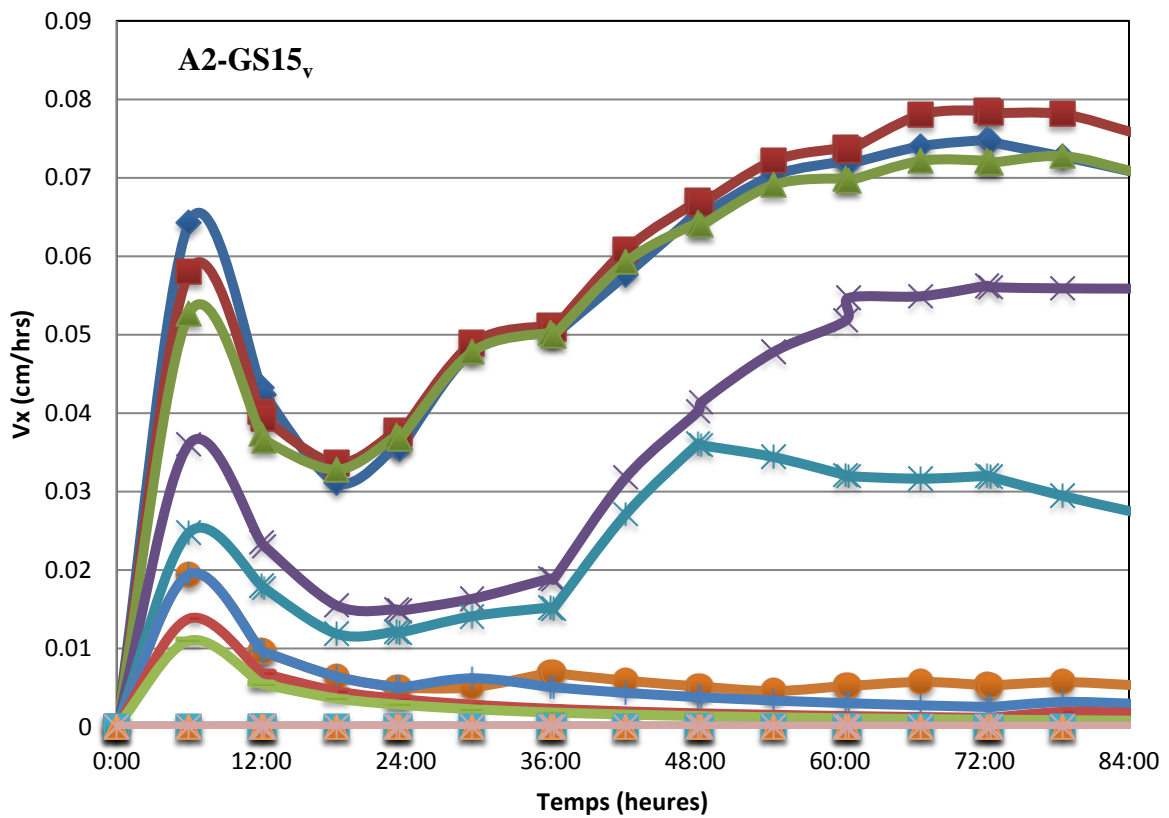
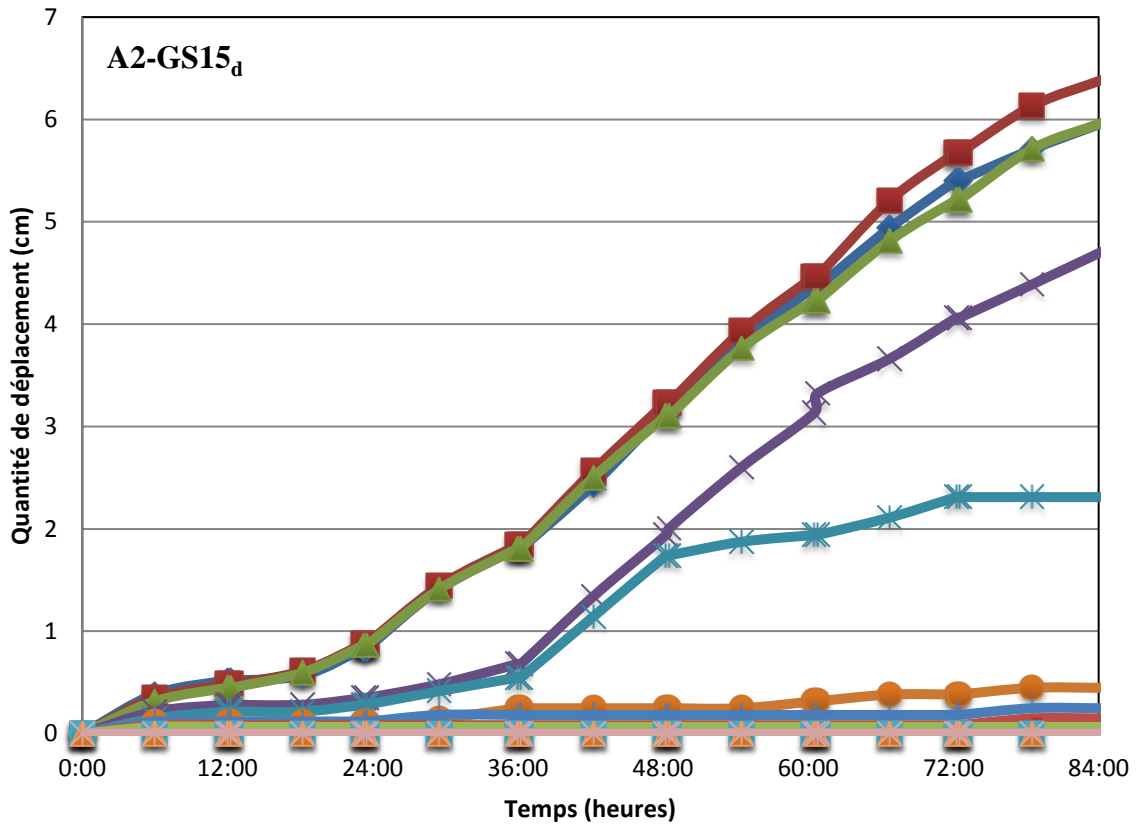
GLIMARS 14



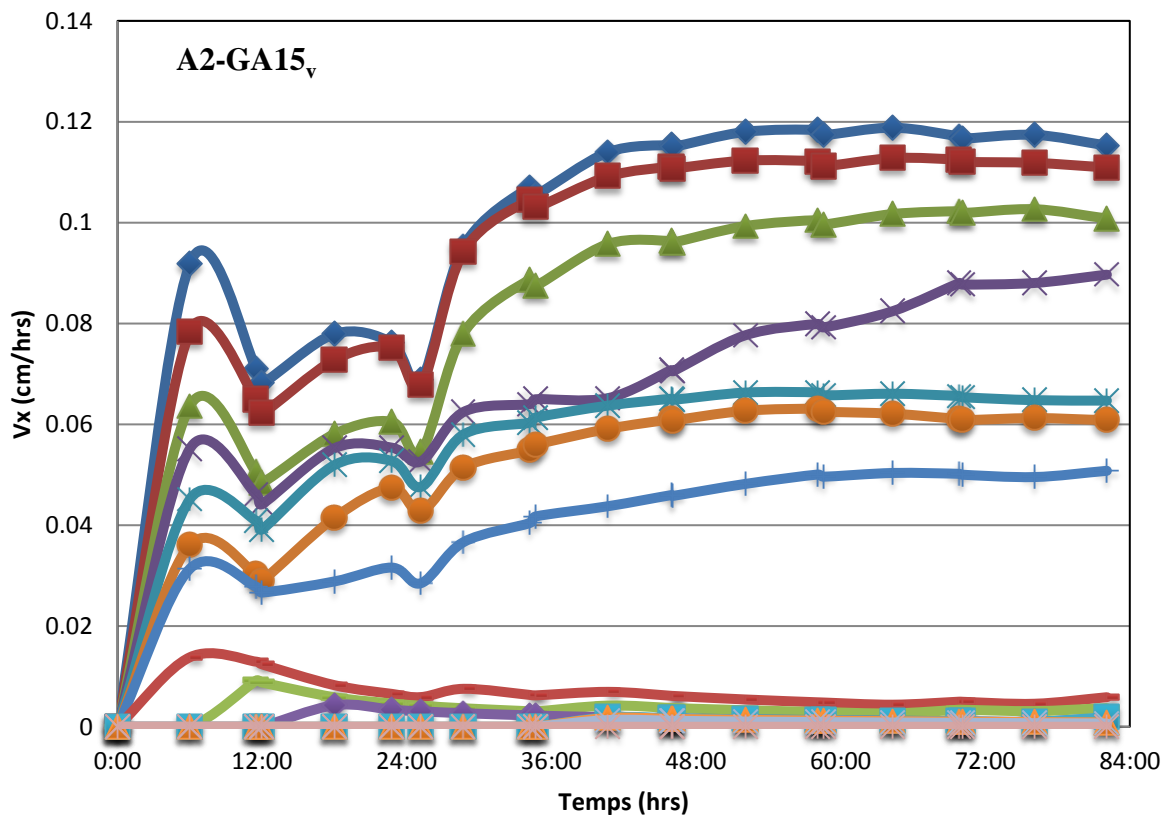
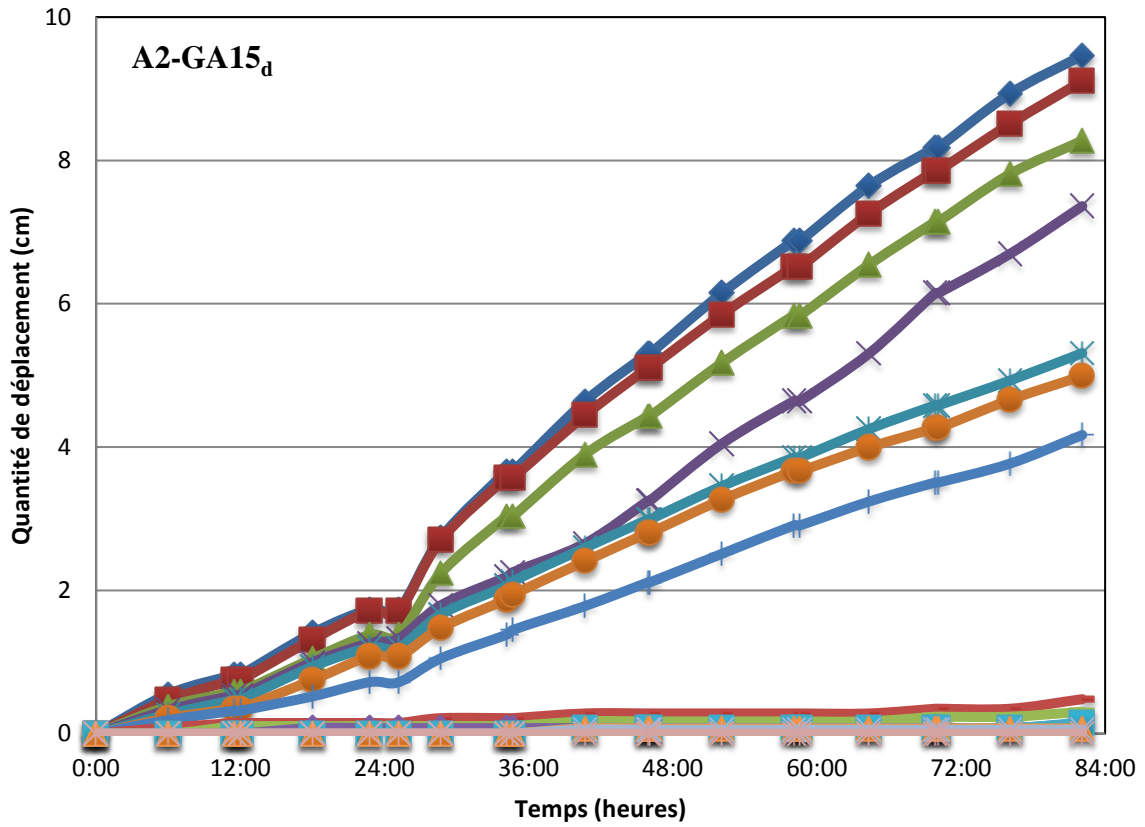
GLIMARA 14



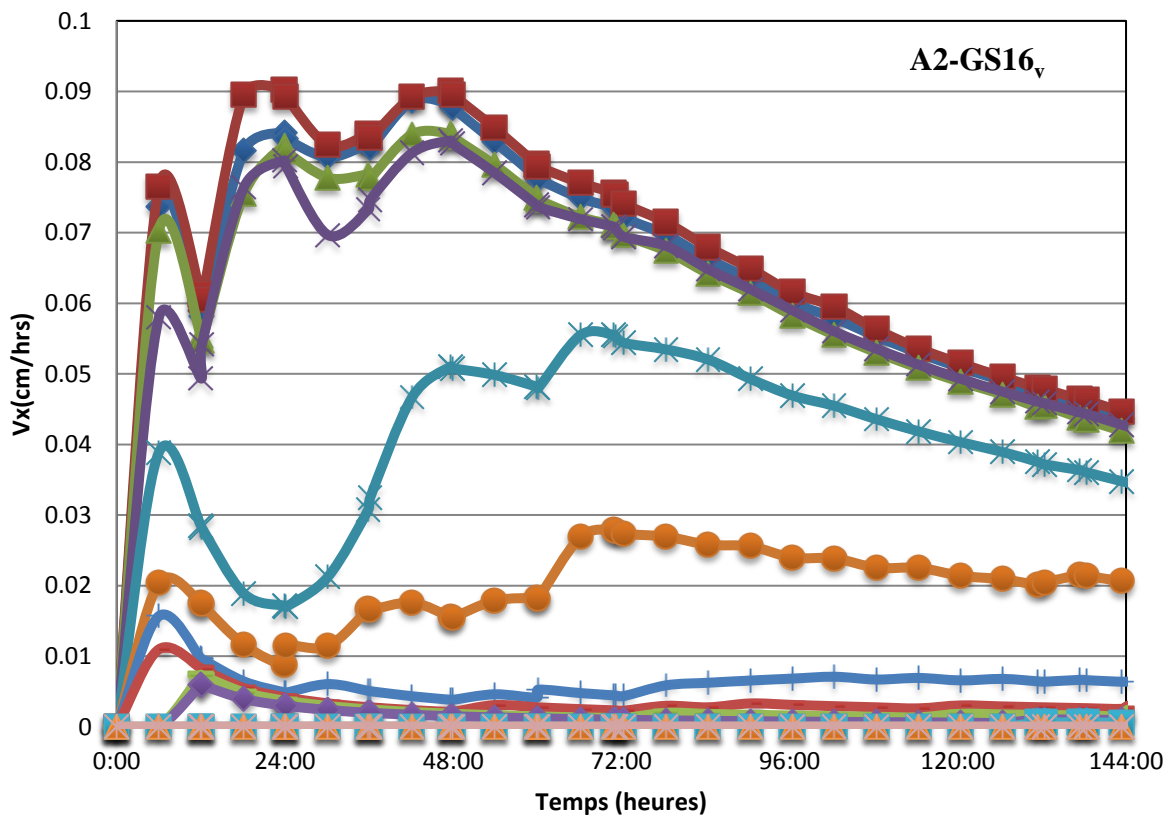
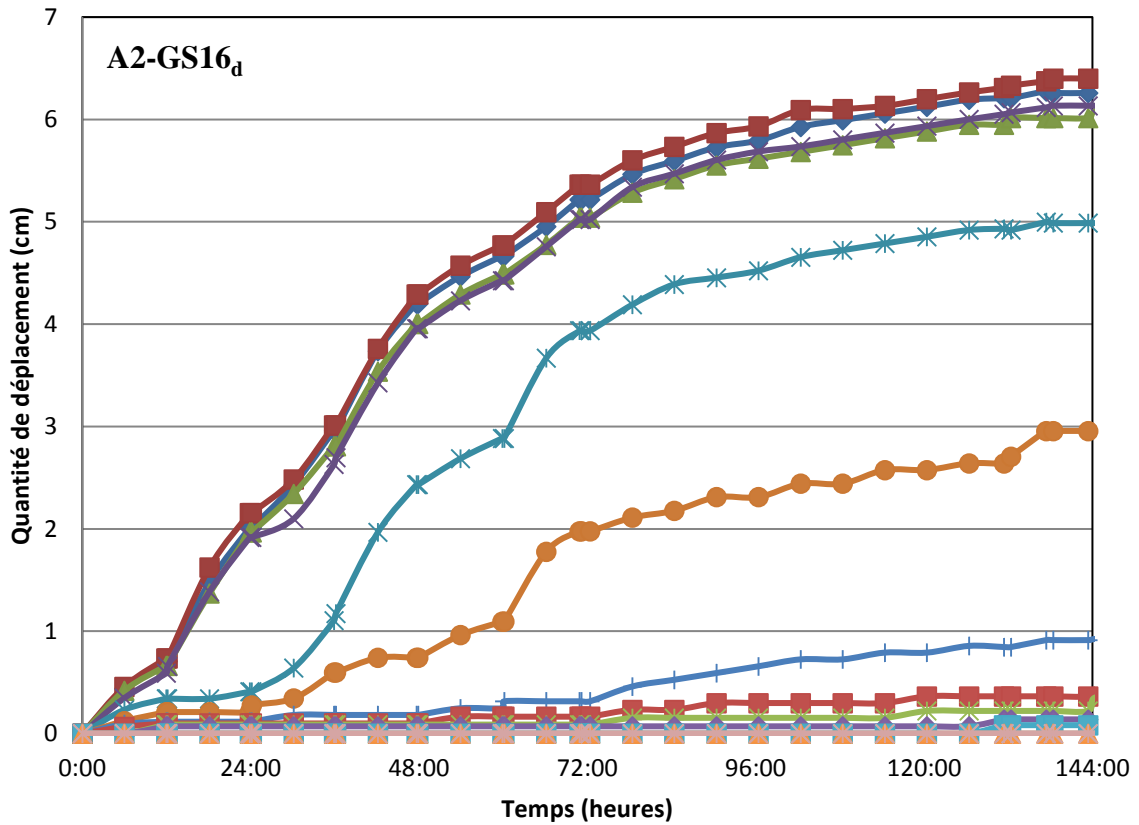
GLIMARS 15



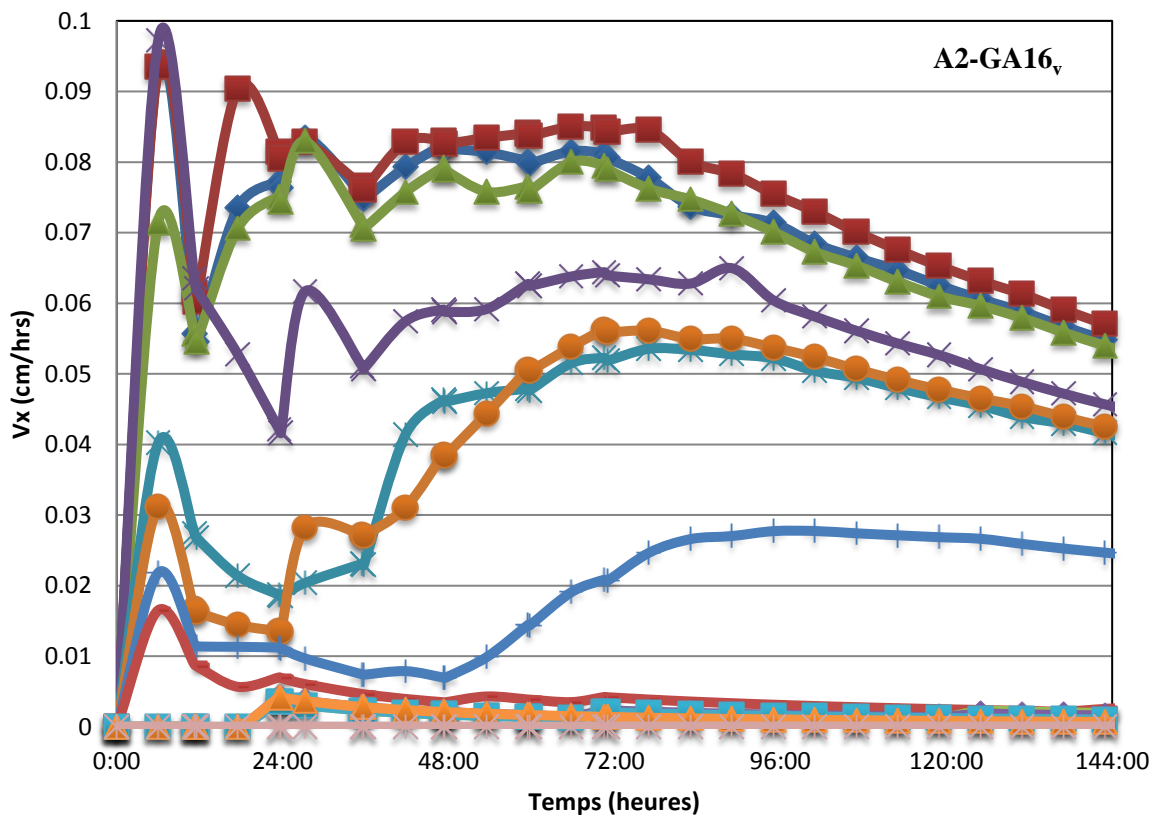
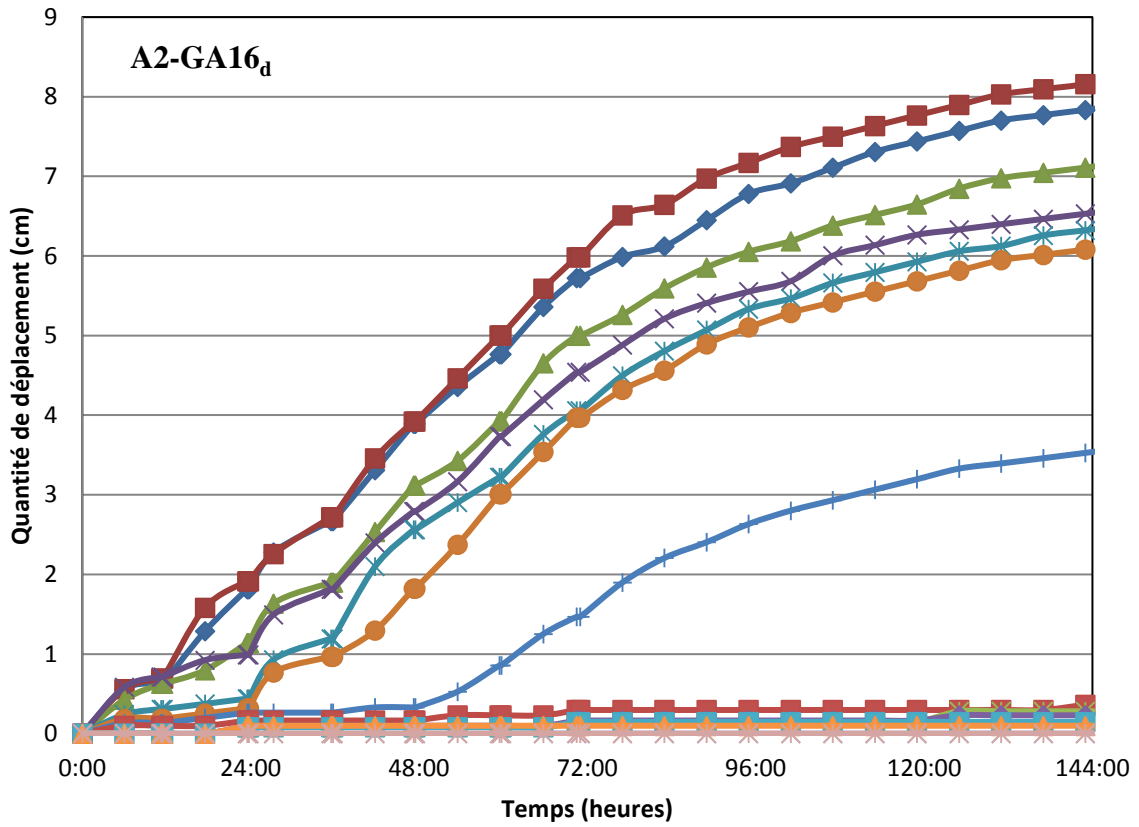
GLIMARA 15



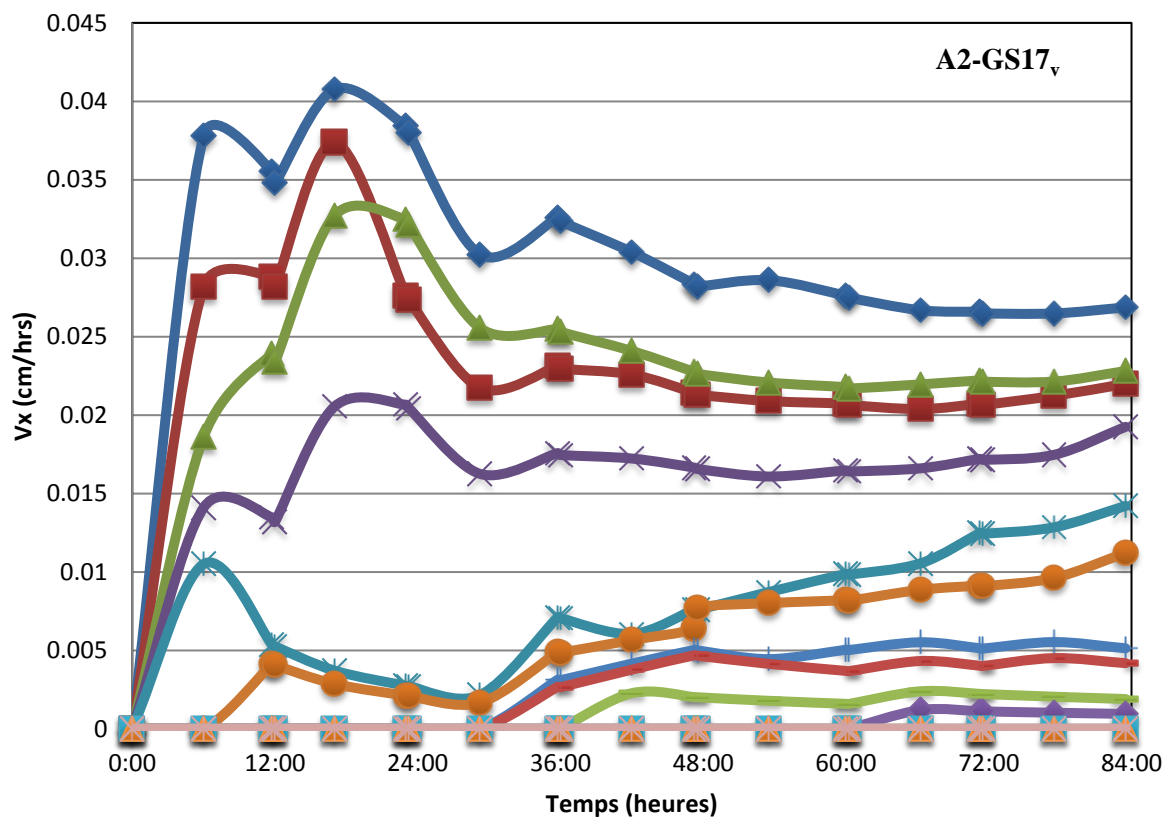
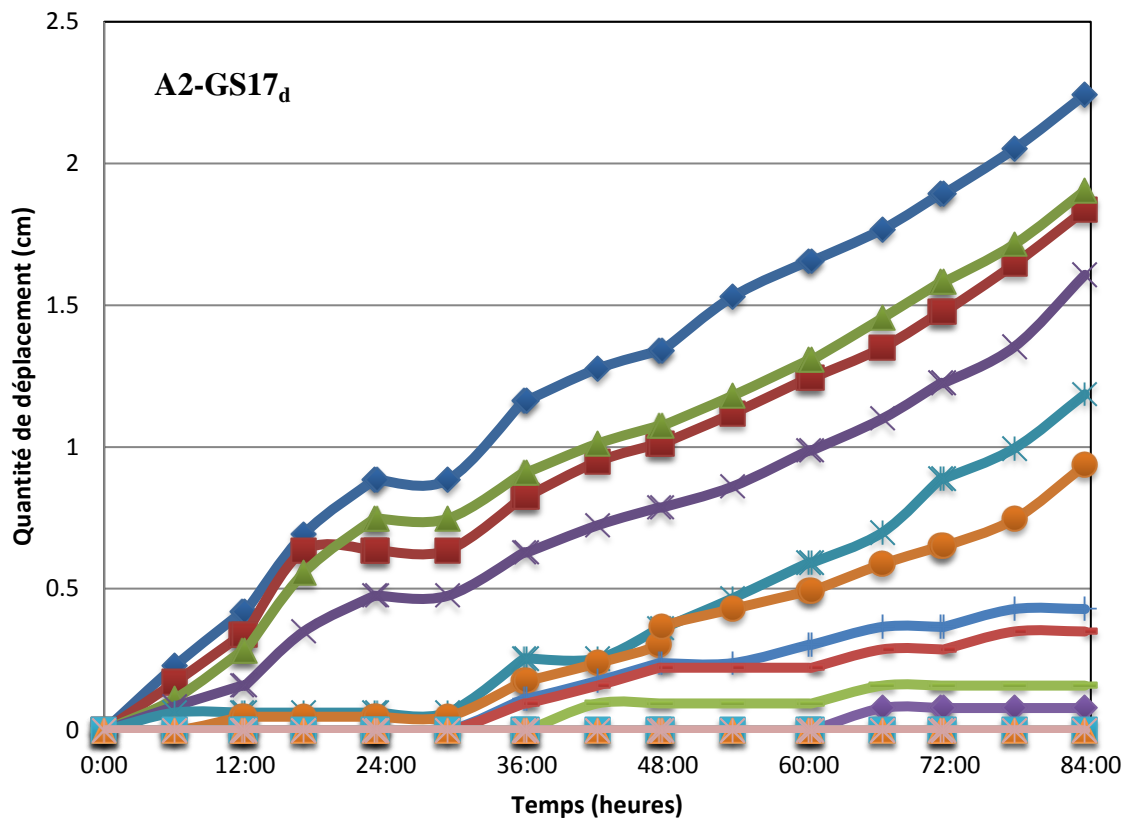
GLIMARS 16



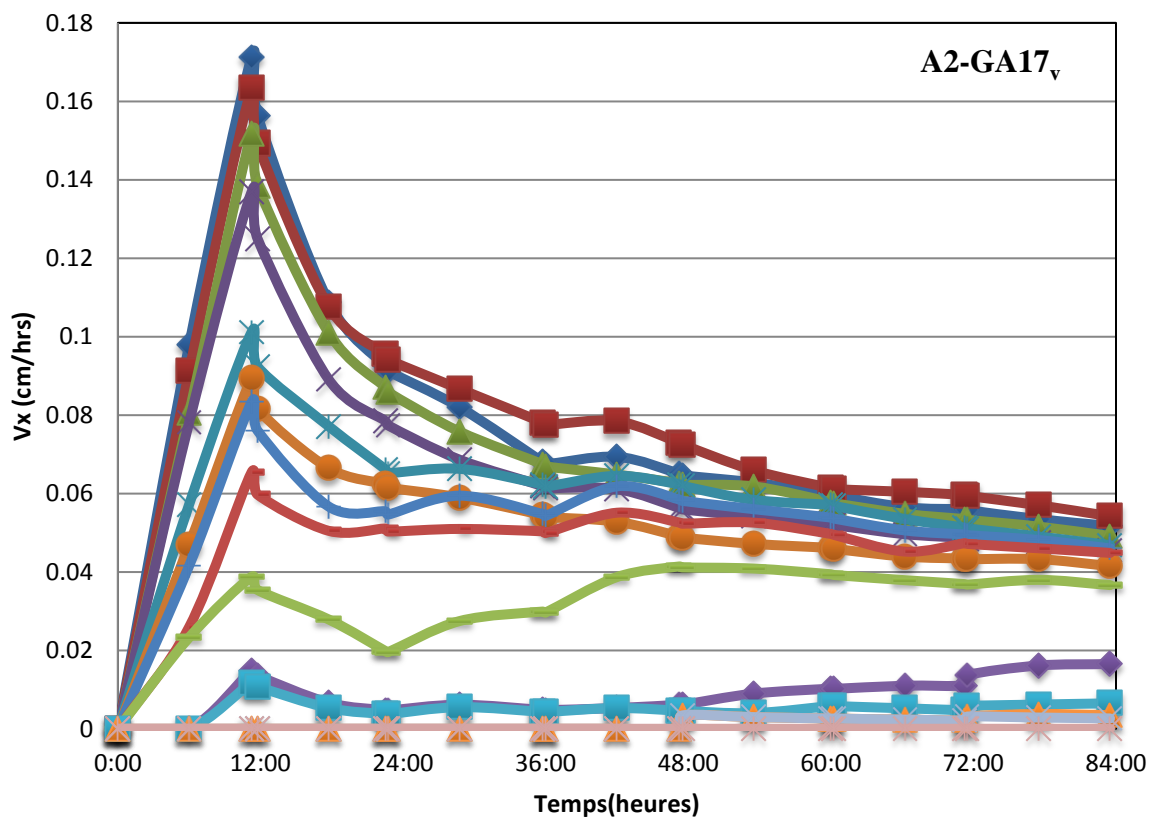
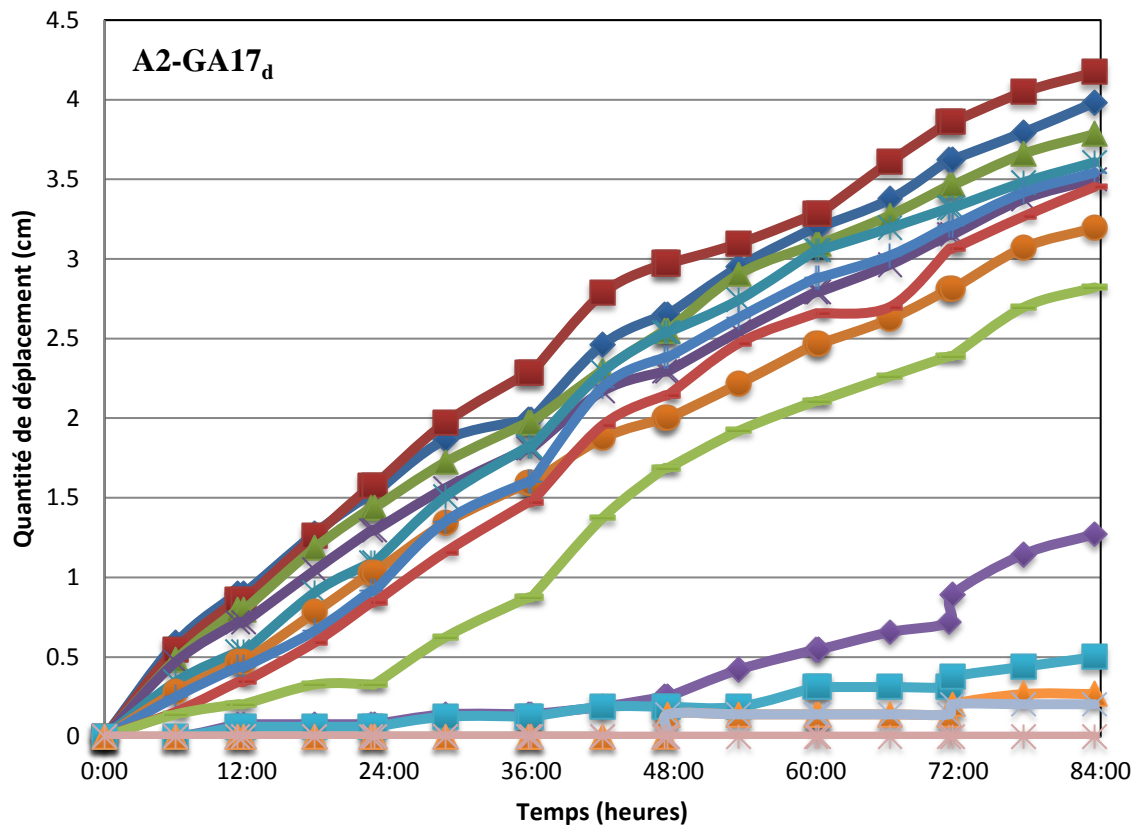
GLIMARA 16



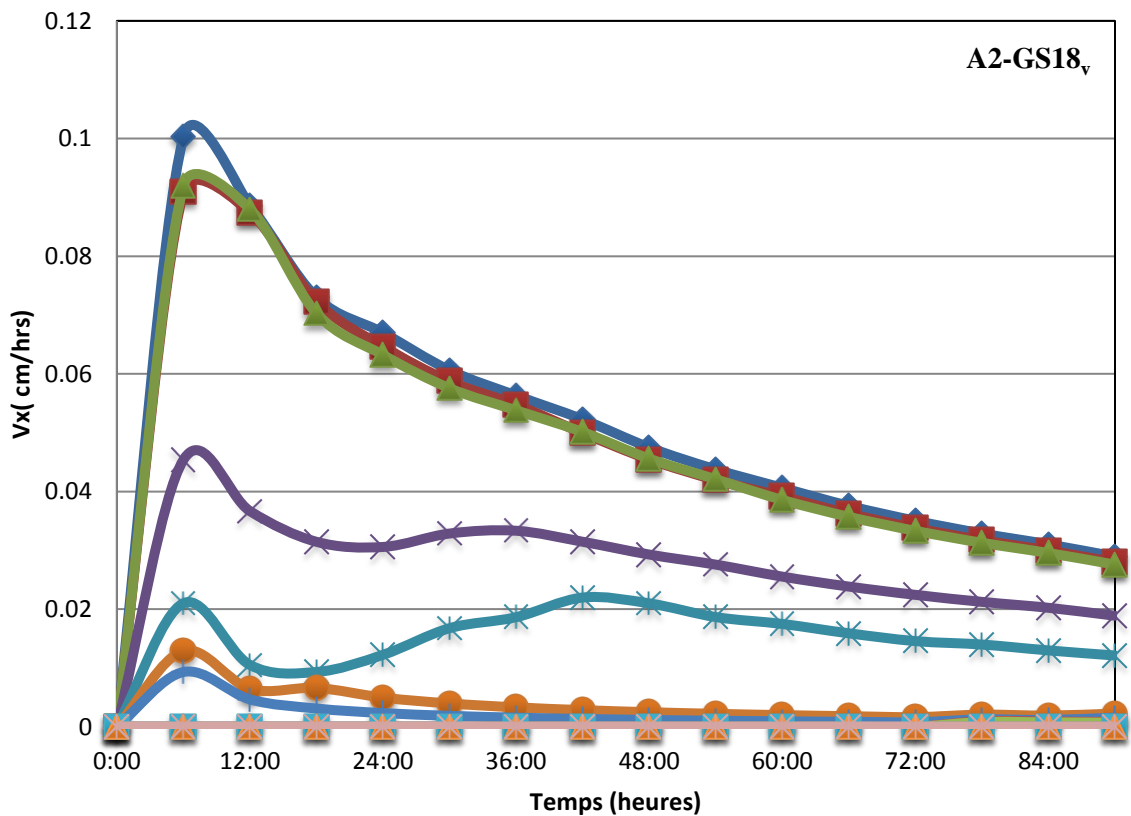
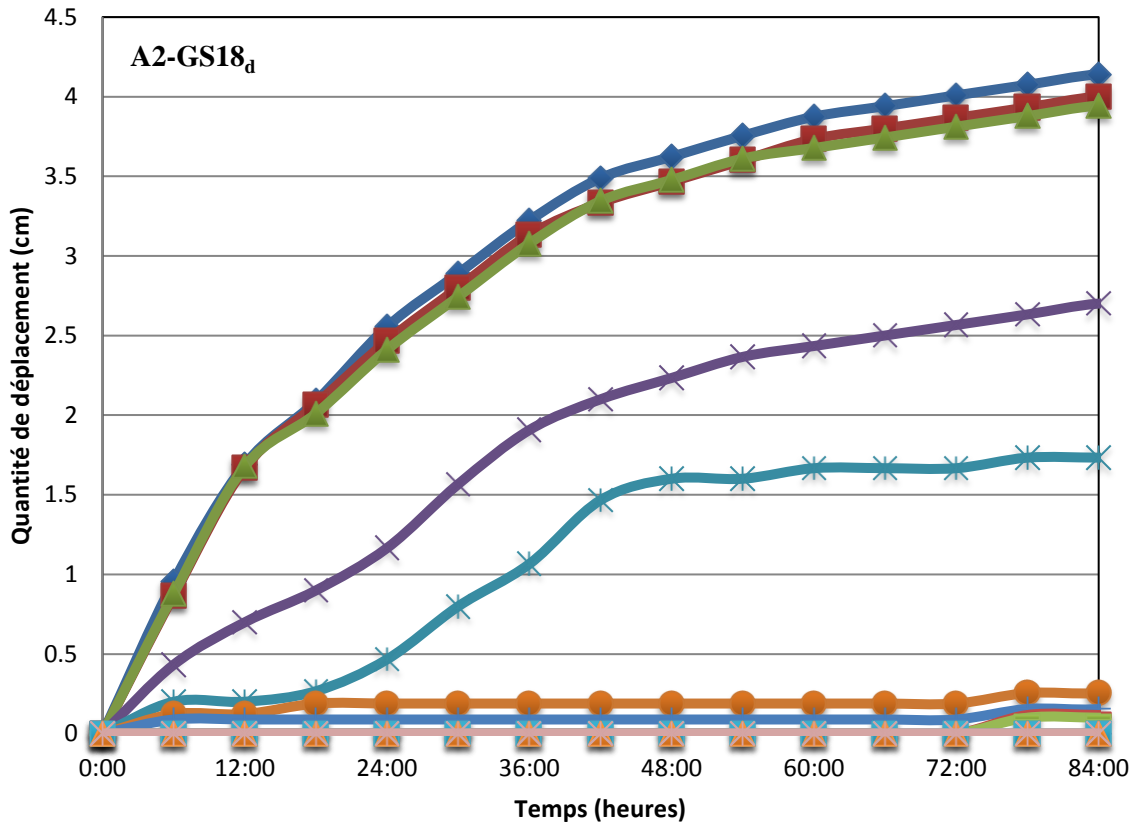
GLIMARS 17



GLIMARA 17



GLIMARS 18



GLIMARA 18

