



HAL
open science

Dynamique des versants en contexte périglaciaire: apports de la modélisation physique.

Emeric Védie

► **To cite this version:**

Emeric Védie. Dynamique des versants en contexte périglaciaire: apports de la modélisation physique..
Géomorphologie. Université de Caen, 2008. Français. NNT: . tel-00324815

HAL Id: tel-00324815

<https://theses.hal.science/tel-00324815>

Submitted on 25 Sep 2008

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.

**DYNAMIQUE DES VERSANTS EN CONTEXTE
PERIGLACIAIRE : APPORTS DE LA MODELISATION
PHYSIQUE**

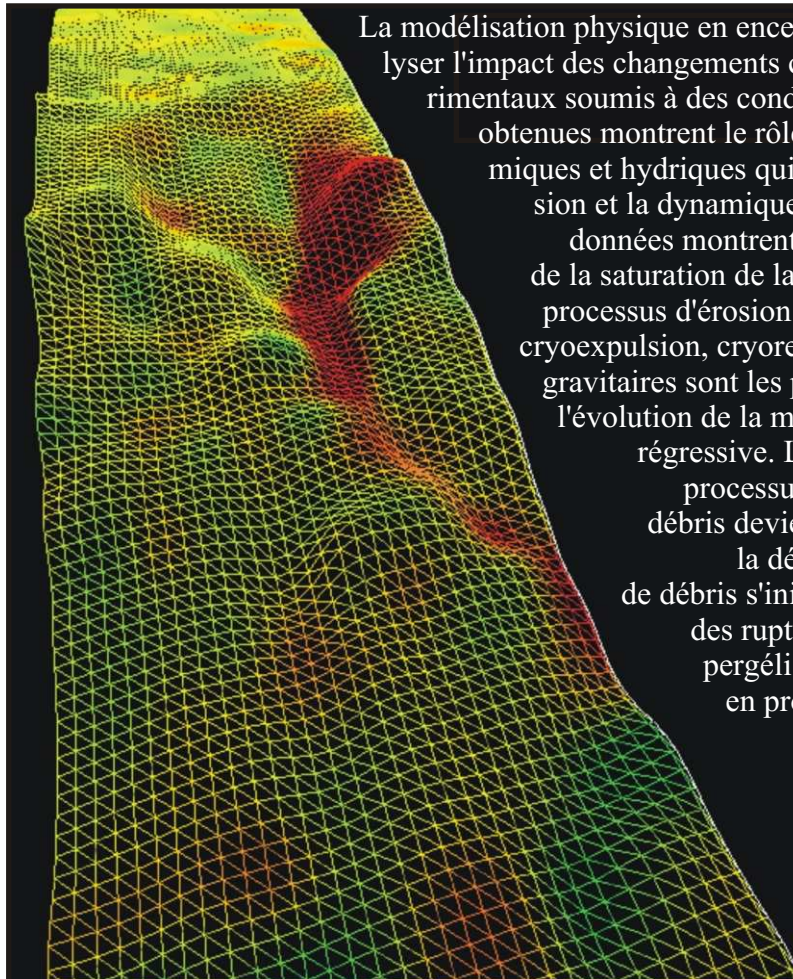
Thèse soutenue le 29 février 2008 par

M. Emeric VEDIE

Après l'avis du jury composé de :

M. François COSTARD, Directeur de Recherche, CNRS, Université d'Orsay.
M. Alain CRAVE, Chargé de Recherche, CNRS, Université de Rennes 1.
Mme Marianne FONT-ERTLEN, Maître de Conférence, Université de Caen.
M. Charles HARRIS, Professeur, Université de Cardiff.
M. Jean-Louis LAGARDE, Professeur, Université de Caen (*Dir. de thèse*).
M. Jean VAN DEN DRIESSCHE, Professeur, Université de Rennes 1.

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Examineur
Président



La modélisation physique en enceinte de gel a été utilisée pour analyser l'impact des changements climatiques sur des versants expérimentaux soumis à des conditions périglaciaires. Les données obtenues montrent le rôle des variations des régimes thermiques et hydriques qui modifient à la fois les taux d'érosion et la dynamique des versants expérimentaux. Ces données montrent en particulier le rôle déterminant de la saturation de la couche active sur l'activation des processus d'érosion. Lors de précipitations modérées, cryoexpulsion, cryoreptation/gélifluxion et glissements gravitaires sont les processus d'érosion qui contrôlent l'évolution de la morphologie du versant par érosion régressive. Lors de précipitations intenses, les processus d'érosion rapide type coulées de débris deviennent prédominants et accélèrent la dégradation du versant. Les coulées de débris s'initient systématiquement au niveau des ruptures de pentes et en présence d'un pergélisol qui limite l'infiltration de l'eau en profondeur tout en jouant le rôle de plan de glissement. Ces résultats apportent une aide précieuse pour établir une méthodologie de mesures in situ des systèmes périglaciaires. Ils permettront aussi de prévoir l'évolution morphologique des versants.

Remerciements

Au terme de ce travail de thèse de plus de 3 ans réalisé au sein du laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière à Caen, je tiens à rédiger ces quelques lignes pour exprimer toute ma reconnaissance et ma gratitude aux nombreux collègues, amis et proches qui m'ont aidé, encouragé, soutenu et accompagné tout au long de ces quelques années.

Je dois tout d'abord remercier Jean Louis Lagarde pour m'avoir offert l'opportunité de réaliser cette thèse en géomorphologie. Grâce à lui, j'ai pu découvrir les nombreuses réjouissances, épreuves, difficultés, bonheurs et expériences qu'offre la position de doctorant et donc de chercheur. Merci également de m'avoir exposé vos remarques, conseils et propositions, par ailleurs toujours constructives, y compris lors de la rédaction du manuscrit.

En deuxième lieu, je remercie l'ensemble des membres du jury d'avoir bien voulu rapporter ou examiner mes travaux de recherche. Merci à Alain Crave de m'avoir dans un premier temps encadré lors de mon DEA à Géosciences Rennes puis d'avoir accepté de rapporter ce travail depuis le Chili, malgré un planning serré. Son approche, ses compétences et son écoute ont été très appréciables et appréciées. Merci également à François Costard de m'avoir initié aux joies et mystères de la géomorphologie planétaire. Ses connaissances associées à son accessibilité m'ont permis d'élargir mon terrain de jeu à la planète Mars. J'ai particulièrement apprécié les nombreux échanges que l'on a pu avoir tout au long de la thèse. La découverte d'un « monde extraterrestre », auprès d'un grand spécialiste de la planète rouge fut pour moi une grande expérience. Je souhaite également remercier Jean Van Den Driessche, Charles Harris et Marianne Font (j'y reviendrai) pour leurs nombreux conseils, remarques, propositions et même compliments (!) formulés au cours de la soutenance.

En ce qui concerne le suivi et l'aide qui m'ont été apportés au sein du laboratoire M2C, je tiens particulièrement à dire un grand merci à Marianne qui a toujours été présente pour m'encourager, me soutenir et m'aider tout au long des trois années de thèse. De plus, grâce à sa bonne humeur permanente et sa disponibilité de chaque instant, et ce malgré mes très (trop ?) nombreuses sollicitations, l'ambiance de travail au sein du bureau fut toujours agréable et détendue. Merci pour tout. Et puis, pardon pour les nombreux aller-retour que les expériences nous ont imposés dans la chambre froide pour taper sur un pavé numérique plus de 50 000 valeurs avec des doigts gelés ! Pour ce travail de *Shadocks*, merci aussi à Anthony que j'ai souvent sollicité et qui, je le sais, a énormément apprécié ce job. Il est vrai que tu t'es souvent caché pour m'éviter lorsque tu me voyais au fond du couloir avec mon multimètre, mais en général, je finissais par te retrouver.

L'assistance technique, indispensable pour mener à bien des travaux de modélisation physique à été assurée par Alain Pupin (conception des modèles expérimentaux), Franck Lelong (branchements, mise aux normes et assistance électriques), Gérard Guillemet, Anthony Dubois et Laurent Benoît (étalonnage, mise en place et suivi des capteurs de mesure). Ce travail de thèse n'aurait pu exister sans votre contribution. Merci.

La réalisation de ce travail de thèse est également le fruit de réflexions multiples entamées depuis plusieurs années au sein du « Centre de géomorphologie » de Caen. Je tiens à ce titre à remercier Jean-Pierre Coutard et Jean-Claude Ozouf pour les nombreux conseils

qu'ils m'ont donnés lors de mon arrivée à Caen. Merci par ailleurs à Jean-Claude pour son accueil et sa disponibilité lorsque, débutant ma thèse, les questions se superposaient les unes aux autres.

Afin d'élargir le domaine d'étude de cette thèse, de nombreuses discussions ont été initiées avec Damien Calluud et Laurent Perez sur l'amélioration et la conception de nouvelles techniques expérimentales. Même si nos projets n'ont pour l'heure pas complètement aboutis, ces discussions ont été très enrichissantes. Ce n'est, je l'espère, que partie remise.

D'une manière générale, je tiens à remercier l'ensemble des personnes du laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière qui ont, de près ou de loin, participé à ce projet de recherche. Merci aussi et surtout de m'avoir supporté pendant ces trois années.

Et puis il y a ceux qui m'ont soutenu et encouragé tous les jours. Des compagnons d'infortune appelés thésards : je pense bien sûr à Nicolas dont l'humour subtil et légendaire n'est plus à démontrer, Guillaume dont la bonne humeur et la générosité sont immenses, Isabelle l'unique et irremplaçable, Romain le dynamiteur de mauvaise ambiance, et aussi Simon (vous avez dit surfeur ?), Philippe, Carole, Zhora, Coralie, Benôit, Pierre, Massi, Ernesto, Iman *et al.*... Beaucoup d'entre vous sont devenus de véritables amis.

Je ne peux par ailleurs passer sous silence le rôle joué par Fanny dans la réussite de cette thèse. Présente à chaque instant, tu m'a apporté un soutien sans faille et fais en sorte que chaque moment difficile soit le moins pénible possible. Merci pour ton soutien, ta générosité, ton dévouement, ta compréhension et la jolie fête que tu m'as offerte.

Enfin, je tiens à terminer ces quelques lignes par une pensée à mes parents et à ma « petite » sœur dont le soutien et la confiance sont restés intacts tout au long de ces longues années d'étude.

A mes parents,

*On peut caresser des idéaux sans s'éloigner d'en bas
On peut toujours rêver de s'en aller mais sans bouger de là.*
B. Cantat

Résumé

La modélisation physique en enceinte de gel est utilisée pour analyser les impacts du réchauffement climatique sur l'évolution des paysages en contexte périglaciaire. Les données expérimentales nous montrent (i) l'importance des conditions de saturation de la couche active dans le déclenchement des mécanismes lents et rapides des sols et (ii) l'impact des perturbations des régimes thermiques et hydriques du sol qui modifient à la fois les taux d'érosion et la dynamique des versants périglaciaires.

- Lors de précipitations modérées, cryoexpulsion, cryoreptation/gélifluxion et glissements gravitaires sont autant de processus intervenant dans la modification de la morphologie du versant (érosion régressive).

- Lors de précipitations intenses, les processus d'érosion rapide type coulées de débris deviennent prédominants, accélérant la dégradation du versant. Ils s'initient systématiquement (i) au niveau des pentes les plus fortes et (ii) en présence d'un pergélisol qui limite l'infiltration de l'eau en profondeur et joue le rôle de plan de glissement. Les taux d'érosion les plus forts sont enregistrés au cours des précipitations les plus intenses.

Ces résultats devraient (i) constituer une aide précieuse pour établir une méthodologie de mesure in situ des systèmes périglaciaires et (ii) améliorer la connaissance sur l'évolution morphologique des versants, lorsque le réchauffement climatique augmente à la fois la profondeur du toit du pergélisol et la quantité d'eau apportée aux versants lors des dégels de printemps. Le travail doit désormais se focaliser sur le contrôle exercé par la dynamique de saturation du sol sur les processus d'érosion de versant.

Mots-clés : Géomorphologie ; Périglaciaire ; Sols gelés ; Sols--Erosion ; Avalanches de débris ; Modèles en géologie ; Réchauffement de la Terre ; Mars (planète) ; Martian gullies.

Abstract

Slope morphodynamics in periglacial environments: data from physical modelling.

Physical modelling in cold room is used here to constrain the impact of climate changes on landscape evolution, in periglacial environments. Experimental data attest (i) the role of active layer moisture regime on slow and rapid slope processes and (ii) that changes in thermal and moisture regimes influence both erosion rate and slope morphodynamics.

-When rainfall is moderate, cryoexpulsion, frost creep/gelifluction and gravity slides processes modify the slope morphology (progressive upward erosion).

- When heavy rainfall is applied to the model, rapid slope processes prevail leading to the more marked slope degradation. Their triggering is controlled by (i) topography and particularly by steeper slopes and (ii) by the occurrence of a permafrost at deep which minimizes water infiltration and plays the role of a slip surface. The highest erosion rates are related to heavy rainfall.

These experiments bring new data showing that slopes with permafrost are particularly sensitive to changes in thermal and moisture regime. They should (i) constitute a precious help for establishing an in situ measuring methodology for periglacial systems and (ii) improve the knowledge of landscape evolution in periglacial environments, when climate warming increases both the thaw of the permafrost and the abundance of water during spring thawing. This study must be now focalised on the control exerted by soil saturation dynamics on slope erosion processes.

Key-words: Geomorphology; Frozen ground; Soil erosion; Debris avalanches; Geological modelling; Global warming; Mars (Planet); Martian gullies.

Discipline: Terre, Océan, Espace

UMR CNRS 6143 "M2C", Université de Caen/Basse-Normandie, 2-4 rue des Tilleuls, 14032 Caen

Table des matières

CHAPITRE I : Introduction générale – problématique 1

CHAPITRE II : L'érosion en conditions climatiques périglaciaires 5

II-1- LES ENVIRONNEMENTS PERIGLACIAIRES.	7
II-1-1- CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES (FACTEUR EXTERNES).	7
A- LE GEL	7
B- LES FACTEURS INFLUENÇANT L'ACTION DU GEL	8
II-1-2- LE PERGELISOL.	9
A- LE PERGELISOL	10
B- LA COUCHE ACTIVE	11
II-1-3- EXTENSION GEOGRAPHIQUE.	12
A- EXTENSION GEOGRAPHIQUE ACTUELLE	12
B- EXTENSION GEOGRAPHIQUE ET RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE	14
II-1-4- CYCLES CLIMATIQUES AU PLEISTOCENE SUPERIEUR.	16
II-1-5- LE PERIGLACIAIRE ET LE PERGELISOL EN NORMANDIE.	17

II-2- L'EROSION EN CONTEXTE PERIGLACIAIRE. 19

II- 2-1- LES PROCESSUS LENTS	19
A- L'ACTION DU GEL SUR LES SOLS	19
B- L'ACTION DU GEL SUR LES ROCHES	29
II- 2-2- LES PROCESSUS RAPIDES (RAPID MASS WASTING)	31
A- LES DIFFERENTS PROCESSUS D'EROSION RAPIDE	32
B- ZOOM SUR LES COULEES DE DEBRIS.	34
C- FACTEURS D'INSTABILITES : GENERALITES.	43
D- FACTEURS D'INSTABILITES EN MILIEU PERIGLACIAIRE	46
E- MODELISATIONS.	49
II-2-3- DEPOTS PERIGLACIAIRES ASSOCIES.	49
A- GREZES LITEES	49
B- GREZES LITEES	50

CHAPITRE III : Physical modelling of fault scarp degradation under freeze-thaw cycles. 53

CHAPITRE IV : Modélisation physique : dispositif & protocole expérimentaux 55

INTRODUCTION 57

IV-1- CHAMBRE FROIDE ET MODELES EXPERIMENTAUX 58

IV-1-1- MODELES EXPERIMENTAUX	58
A- DIMENSIONS ET PENTES DU CAISSON	60
B- PAROIS LATERALES VITREES	60
C- RENFORCEMENT DU CAISSON	61
D- ISOLATION DU CAISSON	61
E- RUGOSITE BASALE	62
F- GOUTTIERES COLLECTRICES	62
G- SERPENTIN FRIGORIFIQUE	62
H- DISPOSITIF D'ARROSAGE	63
IV-1-2- MATERIAU UTILISE	65
IV-2- PROTOCOLE EXPERIMENTAL	67
IV-2-1- MORPHOLOGIES INITIALES	67
IV-2-2- REGIMES THERMIQUE ET HYDRIQUE	68
A- REGIME THERMIQUE	69
B- REGIME HYDRIQUE	71
IV-3- ACQUISITION DES DONNEES	75
IV-3-1- TOPOGRAPHIE ET MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN (MNT)	75
IV-3-2- MARQUEURS DE DEPLACEMENT EN PROFONDEUR	77
IV-3-3- CAPTEURS DE TEMPERATURE ET DE TENEUR EN EAU.	78
A. CAPTEURS DE TEMPERATURE	78
B. CAPTEURS DE TENEUR EN EAU	80
IV-3-4- PHOTOGRAPHIES ET VIDEOS.	81
A. PHOTOGRAPHIES.	81
B. VIDEOS.	82
CHAPITRE V : Processus d'érosion et dynamique des versants en contexte périglaciaire	83
INTRODUCTION	86
PARTIE 1- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN VERSANT A RUPTURE DE PENTE.	88
V-1- PROTOCOLE 1 : RUPTURE DE PENTE ET PLUIES MODEREES.	89
V-1-1 PROCESSUS D'EROSION IDENTIFIES.	90
A- PROCESSUS DE SURFACE.	90
B- GONFLEMENT CRYOGENIQUE, CRYOREPTATION ET GELIFLUXION.	92
C- GLISSEMENTS GRAVITAIRES ET COULEES DE DEBRIS.	100
V-1-2- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE	108
A- PHASE 1 : EROSION REGRESSIVE ET CONSTITUTION D'UNE CORNICHE.	109
B- PHASE 2 : STABILISATION RELATIVE DU TALUS ET DEBUT DE CHENALISATION DU VERSANT AMONT	112
C- QUANTIFICATIONS	115
D- BILAN DU PROTOCOLE	122
V-2- PROTOCOLE 2 : RUPTURE DE PENTE ET PRECIPITATIONS ELEVEES.	124

V-2-1 PROCESSUS D'EROSION IDENTIFIES	125
A- PROCESSUS LENTS	125
B- PROCESSUS RAPIDES/ GLISSEMENTS ET COULEES DE DEBRIS	129
V-2-2- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE	141
V-2-3 - QUANTIFICATIONS DES PRODUITS D'EROSION	147
A- VOLUMES ERODES ET DEPLACES	147
B- GRANULOMETRIE.	149
V-2-4- BILAN DU PROTOCOLE	150
V-1-3- BILAN DU COMPORTEMENT MORPHOLOGIQUE DU VERSANT M1	151

PARTIE 2- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN VERSANT REGULIER. 171

V-3- PROTOCOLE 3 : EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU VERSANT SOUMIS A DES CONTRAINTES CLIMATIQUES HYDRIQUE ET THERMIQUE CONSTANTES 172

V-3-1- PROCESSUS D'EROSION	172
A- CRYOEXPULSION ET RUISSELLEMENT	172
B- MOUVEMENTS LENTS EN MASSE/GELIFLUXION	175
C- MOUVEMENTS RAPIDES	177
V-3-2 EVOLUTION MORPHOLOGIQUE	178
V-3-3 QUANTIFICATION DES PRODUITS D'EROSION	179
V-3-4- BILAN DU PROTOCOLE	182

V-4- PROTOCOLE 4 : EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU VERSANT SOUMIS A DES PRECIPITATIONS ELEVEES. 183

V-4-1- PROCESSUS D'EROSION	184
A- PROCESSUS LENTS	184
B- PROCESSUS RAPIDES	187
V-4-2- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE	193
V-4-3- QUANTIFICATIONS DES PRODUITS DE L'EROSION	193
A- LES PRODUITS DE L'EROSION	193
B- GRANULOMETRIE	195
C- L'INCISION	196
V-4-4- BILAN DU PROTOCOLE	197

V-5- CONCLUSIONS 199

V-5-1- LES PROCESSUS MIS EN JEU	199
LA CRYOEXPULSION	199
LA GELIFLUXION	199
GLISSEMENTS DE TERRAIN ET COULEES DE BOUE.	200
V-5-2- L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES VERSANTS.	200

CHAPITRE VI : Des coulées de debris sur mars 203

INTRODUCTION 205

VI- 1- DES GULLIES SUR LES VERSANTS MARTIENS 206

VI-1-1- DISTRIBUTION	206
VI-1-2- MORPHOLOGIE ET DIMENSIONNEMENT	207
VI-1-3- AGE	209
VI-1-4- ORIGINE : LES HYPOTHESES	209
A- AQUIFERE D'EAU LIQUIDE	209
B- CO2 LIQUIDE	210
C- FONTE DE NEIGE	211
D- FONTE DU PERGELISOL	211
E- COULEES SECHES	212
VI-1-5- ANALOGUES TERRESTRES	212
VI- 2- DES GULLIES SUR DES DUNES	213
VI-2-1- LOCALISATION ET DISTRIBUTION	213
VI-2-2- MORPHOLOGIE, DYNAMIQUE ET RHEOLOGIE	213
VI-2-3- ORIGINE	216
VI- 3- MODELISATION PHYSIQUE DES MARTIAN GULLIES DUNAIRES	218
VI-3-1- OBJECTIFS DE LA MODELISATION	218
VI-3-2- DISPOSITIF EXPERIMENTAL	218
VI-3-3- PROTOCOLES EXPERIMENTAUX : LES HYPOTHESES TESTEES	220
VI-3-4- RESULTATS : LES MORPHOLOGIES OBTENUES ET LE ROLE DES PARAMETRES	222
A- MORPHOLOGIES DES GULLIES EXPERIMENTAUX	222
B- FACTEURS DE CONTROLE DE LA MORPHOLOGIE DES MARTIAN GULLIES	231
VI-3-5- BILAN DE LA MODELISATION	242
CONCLUSIONS	245
VI- 4- LABORATORY SIMULATIONS OF MARTIAN DEBRIS FLOWS	247
CHAPITRE VII : Conclusions générales	259
<i>Références bibliographiques</i>	269
<i>Liste des figures</i>	283
<i>Annexes</i>	291



*Coulée de débris
Les Egravats, Dordogne
© Emeric Védie.*

Chapitre I

Introduction générale

Objectifs

L'objectif de cette thèse est d'analyser la dynamique des versants en contexte périglaciaire. La méthodologie utilisée est la modélisation physique en enceinte de gel. Cette méthodologie permet d'étudier l'importance relative des différents paramètres (lithologie, pente, températures et structure thermique du sol, précipitations) et des différents processus d'érosion périglaciaire dans la dynamique des versants. Dans ce travail seront tout particulièrement étudiés les effets des processus d'érosion conduisant à une déstabilisation des versants tels que les glissements gravitaires et les coulées de débris. En d'autres termes, il s'agira de déterminer, pour ces processus particulièrement, leurs conditions de déclenchement et leur rôle sur l'évolution morphologique des versants à pergélisol. Les effets d'un réchauffement climatique sur la dynamique des versants périglaciaires seront simulés en augmentant les taux de précipitations en période de dégel.

Erosion et dynamique des formes de surface en environnement périglaciaire

Le concept « périglaciaire », défini dès le début du XX^{ème} siècle (Von Lozinski, 1909), a longtemps évolué pour finalement faire référence aujourd'hui à une gamme assez étendue de conditions climatiques caractérisées par des cycles gel-dégel et de ce fait associées à des processus d'érosion spécifiques (French, 2007). Bien que traduisant un régime climatique, la notion de périglaciaire est étroitement liée à la géomorphologie par les processus d'érosion et par la dynamique des formes de surface associées.

Les environnements périglaciaires dont les caractéristiques essentielles sont l'alternance de cycles gel/dégel (Tricart, 1968) et la présence d'un sol continuellement gelé (Péwé, 1969), sont considérés comme des milieux morphologiquement sensibles. La géomorphologie périglaciaire est pluri-disciplinaire. Elle nécessite la prise en compte de données relevant de la géomorphologie, de la géocryologie, de la géologie du Quaternaire, de la géologie structurale et de la déformation des matériaux. Ces données permettent de mieux contraindre la dynamique des versants et des formes de surface en contexte périglaciaire.

La dynamique des versants périglaciaires est l'objet de cette étude. Ces versants sont façonnés par de nombreux processus qui modifient les paysages des régions froides et les associations pergélisol-cycles gel/dégel sont les facteurs clé de la morphodynamique périglaciaire. Les processus de surface interviennent principalement à l'échelle de la couche active (épaisseur de sol périodiquement dégelée). Les processus type gélifraction, cryoexpulsion, cryoreptation, et gélifluxion sont des processus lents (quelques dizaines de cm par an environ) (Murton, 2000, 2001 & 2006 ; Matsuoka, 2001, Harris et al, 1997, 2001, 2003). Ces processus peuvent néanmoins modifier sensiblement les formes du relief comme l'attestent par exemple les épais dépôts de pente accumulés au pied de certains versants périglaciaires (Van Steinj, et al., 1995 ; Watson & Watson, 1970).

Parmi les processus érosifs à l'origine de fortes modifications de la morphologie des versants périglaciaires, tous ne sont pas spécifiques des milieux froids. Certains, qualifiés

d'azonaux, voient leurs effets fortement amplifiés en contexte périglaciaire. C'est le cas des glissements gravitaires au sens large et en particulier des glissements de terrain et des coulées de débris et de boue d'autre part (Font et al., 2006). L'importance de ces processus d'érosion rapide a souvent été sous-estimée dans les environnements périglaciaires, peut-être en raison de leur impact érosif très local au regard des grandes superficies touchées par la gélifluxion par exemple.

Les coulées de débris

Les coulées de débris (*debris flows*) sont des processus d'érosion rapide (*rapid mass wasting*) qui peuvent affecter tous les versants. Principalement sous contrôle de précipitations intenses, ces phénomènes catastrophiques sont souvent étudiés à partir d'observations de terrain décrivant des événements passés (Pierson, 1980 ; Rapp, 1985 ; Nieuwenhuijzen & Van Steijn, 1990 ; Boelhouwers, 1998, Berti, 1999 ; Fuchu et al., 1999 ; Chen, 2000 ; Wang et al., 2003 ; Wilkerson & Schmid, 2003 ; Malet et al., 2004 ; Gabet et al., 2006 ; Godt & Coe, 2007 ; Sosio et al., 2007...). La gamme très vaste des dimensions et des impacts pris par ces phénomènes rend leur analyse complexe.

Parmi les facteurs déclenchant, la teneur en eau du sol est considérée comme prépondérante : au delà d'une teneur en eau critique le sol perd sa stabilité.

En contexte périglaciaire, la teneur en eau du sol est fortement dépendante de la fonte de la glace du sol au printemps et de l'épaisseur de la couche superficielle dégelée. Le toit du pergélisol, par ailleurs assimilé à une surface plane sub-parallèle à la surface, accélère la saturation du matériau dégelé et est souvent décrit comme un plan de glissement sur lequel la progression du matériau est favorisée.

Processus périglaciaires et réchauffement climatique

Le réchauffement climatique global actuellement mesuré, modifie sensiblement le comportement du pergélisol (Kääb et al., 2007). Ses effets sur l'érosion en contexte climatique périglaciaire (Chiarle et al., 2007 ; Kääb et al., 2007a & 2007b) sont potentiellement forts car il influence à la fois la fonte du pergélisol et l'intensité des précipitations neigeuses mais aussi pluvieuses lors du dégel (ACIA report ; IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change). Ces deux effets combinés sont susceptibles d'augmenter la teneur en eau de la couche active et de déclencher des coulées gravitaires (Rebetez, 1997). Des cartes de prévisions des zones à risques sont par ailleurs déjà réalisées pour les régions situées dans les hautes latitudes (Nelson et al., 2002).

Les conséquences du réchauffement climatique sur la dynamique des versants périglaciaires seront abordées ici en étudiant l'impact de l'augmentation des précipitations.

Le choix de la modélisation physique.

En raison des nombreux paramètres intervenant et inter-agissant dans l'érosion et l'évolution des formes des versants en conditions périglaciaires, les apports de la modélisation physique sont ici déterminants.

La méthodologie employée, repose sur l'expérimentation en chambre froide. Elle implique un équipement spécifique pour lequel l'UMR CNRS 6143 "M2C" est fortement équipée. La modélisation physique permet d'analyser l'importance relative des différents paramètres (lithologie, pente, températures, précipitations) et des différents processus reconnus (cryoexpulsion, gélifluxion et coulées de débris).

Le comportement et la dynamiques des versants expérimentaux seront analysés pendant plus de 30 cycles gel/dégel, par un suivi régulier de la topographie, des mesures de température au sein du sol, des mesures de déplacement du matériau sur toute son épaisseur et par des acquisitions photo et vidéo.

Plan de la thèse

Les travaux réalisés au cours de cette thèse s'articulent autour de sept chapitres.

Ce **premier chapitre** est une introduction générale présentant le contexte d'étude, la problématique, les objectifs et attendus des travaux et le choix de la méthodologie adoptée.

Le **deuxième chapitre** décrira et présentera les environnements périglaciaires (leurs caractéristiques, leur extension et leur intérêt) avant de voir dans quelles mesures ces environnements sont affectés et gouvernés par des processus d'érosion spécifiques.

Le **troisième chapitre** présente les travaux expérimentaux du laboratoire M2C, relatifs à la dégradation d'un escarpement de faille sous l'effet de cycles gel/dégel (Font et al., 2006). Cette étude a mis en avant le rôle des coulées de débris en contexte périglaciaire. Ces résultats ont été utilisés pour définir les objectifs de cette thèse.

Le **quatrième chapitre** est consacré au dispositif et aux protocoles expérimentaux respectivement conçus et appliqués pour mener à bien la modélisation physique de la dynamique des versants en contexte périglaciaire. Ce chapitre présente en premier lieu, l'ensemble des techniques et moyens mis en oeuvre pour concevoir les versants expérimentaux, et en second lieu, les protocoles topographiques, hydriques et thermiques appliqués à ces versants.

Le **cinquième chapitre** présente l'ensemble des résultats expérimentaux obtenus sur deux versants placés en chambre froide. La dégradation des versants est appréhendée ici par (i) une analyse des différents processus érosifs mis en jeu, (ii) une quantification des volumes déplacés et/ou érodés et (iii) un suivi régulier de la morphologie du versant par une acquisition systématique de la topographie. Dans ce chapitre seront aussi abordées les conséquences d'une augmentation des précipitations, telles qu'attendues dans le cadre d'un réchauffement climatique, sur l'efficacité des différents processus et particulièrement sur celle des coulées de débris.

Le **sixième chapitre** est consacré à la modélisation physique de ravinements sur des versants martiens, attribuables à des coulées de débris. Une modélisation physique a été conçue afin de tester et discuter les conditions de formation de ces coulées qui ont fait l'objet de plusieurs hypothèses contradictoires.

Enfin, le **septième et dernier chapitre** conclura cette étude. Ce chapitre constituera un bilan et proposera une discussion des résultats. Il exposera, pour finir, les perspectives envisagées pour ce travail.



*Fente de gel
Pors ar Vag, Bretagne sud
© Emeric Védie.*

Chapitre II

*L'érosion en conditions climatiques
périglaciaires*

Sommaire

II-1- LES ENVIRONNEMENTS PERIGLACIAIRES.	7
II-1-1- CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES (FACTEUR EXTERNES).	7
A- LE GEL	7
B- LES FACTEURS INFLUENÇANT L'ACTION DU GEL.	8
II-1-2- LE PERGELISOL.	9
A- LE PERGELISOL.	10
B- LA COUCHE ACTIVE.	11
II-1-3- EXTENSION GEOGRAPHIQUE.	12
A- EXTENSION GEOGRAPHIQUE ACTUELLE.	12
B- EXTENSION GEOGRAPHIQUE ET RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE.	14
II-1-4- CYCLES CLIMATIQUES AU PLEISTOCENE SUPERIEUR.	16
II-1-5- LE PERIGLACIAIRE ET LE PERGELISOL EN NORMANDIE.	17
II-2- L'EROSION EN CONTEXTE PERIGLACIAIRE.	19
II- 2-1- LES PROCESSUS LENTS	19
A- L'ACTION DU GEL SUR LES SOLS.	19
A1- Le gonflement cryogénique (frost heaving).	21
A2- La cryoexpulsion (upfreezing).	22
A3- Les mouvements en masse du sol.	25
B- L'ACTION DU GEL SUR LES ROCHES.	29
B1- La gélifraction (frost shattering).	29
II- 2-2- LES PROCESSUS RAPIDES (RAPID MASS WASTING)	31
A- LES DIFFERENTS PROCESSUS D'EROSION RAPIDE	32
B- ZOOM SUR LES COULEES DE DEBRIS	34
B1- Définition	34
B2- Matériau affecté	35
B3- Morphologie	36
B3- Dynamique	39
B4- Dimensionnement	41
C- FACTEURS D'INSTABILITE : GENERALITES	43
D- FACTEURS D'INSTABILITE EN MILIEU PERIGLACIAIRE.	46
E- MODELISATION DES MOUVEMENTS DE SOL EN MASSE, RAPIDES, DECLENCHES SOUS CONTRAINTES CLIMATIQUES PERIGLACIAIRES.	49
II-2-3- DEPOTS PERIGLACIAIRES ASSOCIES.	49
A- GREZES LITEES	49
B- HEADS	50
B1- Définition	50
B2- Les heads du nord-ouest Cotentin	50

II-1- Les environnements périglaciaires.

II-1-1- Caractéristiques climatiques (facteur externes).

Les régions du monde sous contrôle climatique « périglaciaire » représentent actuellement plus de 20 % de la surface terrestre. Etymologiquement, périglaciaire signifie autour du glacier ; cela implique un environnement climatique proche de celui qui règne près des glaciers. Cette présence n'est cependant pas indispensable à la classification d'une zone géographique dans la « catégorie » périglaciaire. Le terme est utilisé pour la première fois par le polonais Von Lozinski (1909) pour qualifier une région où règne un grand froid s'exprimant par un gel intense et régulier (au moins un cycle gel/dégel par an). Ce gel, on le verra par la suite, est le facteur caractéristique, prédominant et essentiel des régions périglaciaires : en effet, d'un point de vue géomorphologique, son action et ses impacts sur les sols et les roches sont considérables.

Deux critères sont ainsi historiquement utilisés pour qualifier les environnements périglaciaires (French 2007) : le premier, défini par Tricart & Cailleux (1967), concerne les cycles gel/dégel affectant le sol ; le second, proposé par Péwé (1969), fait état de la présence d'un sol continuellement gelé : le pergélisol.

A- Le gel

Le froid qui domine les régions périglaciaires se manifeste par des températures très basses, négatives une bonne partie de l'année, souvent en raison d'un manque d'ensoleillement au cours de l'hiver. Les durées des périodes de gel et de dégel sont très variables. On retiendra la durée du gel comme un des critères principaux, associé à la température moyenne annuelle de la zone considérée, à l'identification et à la qualification d'une zone froide.

Les températures froides se rencontrent dans de nombreux contextes et présentent des variations importantes liées aux facteurs suivants :

- *Le gradient thermique altitudinal*, qui existe dans les zones continentales principalement. Il est compris entre 6°C/1000m en milieu humide et 1°C/80m en milieu plus sec.
- *Les amplitudes thermiques* qui atteignent leur maximum dans les régions continentales comme à Vostock (60°C).
- *L'inversion thermique* qui consiste en une inversion du gradient altitudinal résultant de la descente vers la surface de l'air froid plus dense. Ceci engendre la présence de températures très faibles au niveau du sol (jusqu'à - 40°C) et peut avoir comme conséquence, dans certains cas, la constitution de pergélisols sporadiques (cf. paragraphes suivants).

Dans les zones affectées par les plus faibles températures, le gel agit de trois manières distinctes (Tricart et Cailleux, 1967) : (i) par sa cyclicité, (ii) par son intensité cumulée et (iii) par son intensité instantanée. La cyclicité s'exprime souvent en cycle de gel par an. D'un point de vue mécanique (passage de l'eau de l'état liquide à solide), l'alternance gel/dégel

modifie de façon importante les propriétés rhéologiques des roches et des sols comme la porosité, la perméabilité, la résistance au cisaillement... (Van Vliet Lanoë, 1985 ; Prick et al., 1993 ; Qi et al. 2006, 2007 ; Fourie et al., 2006 ; Kvaemo et Oygarden, 2006 ; Hall, 2007 ; Yarbasi et al., 2007). L'intensité cumulée du gel peut engendrer le maintien de glace en permanence dans un sol et, à terme, constituer un pergélisol continu et épais. Enfin, son intensité instantanée peut entraîner des rétractions de la glace et des sols gelés. Les combinaisons de l'ensemble de ces actions sont nombreuses et diffèrent d'une région à l'autre, ce qui modifie partiellement leur impact sur le modelé de chacune d'elles.

B- Les facteurs influençant l'action du gel.

L'intensité du gel au niveau du sol est contrôlée par un ensemble de facteurs qui perturbent et nuancent les échanges radiatifs entre l'atmosphère et le sol. A ce titre, il est important de prendre en compte l'action des précipitations (neigeuses et pluvieuses), du vent et des topographies locales. Individuellement ou de façon combinée, chacun de ces facteurs influence l'intensité et donc l'effet du gel sur les roches et les sols.

La neige : par sa couverture, elle isole le sol qu'elle recouvre de l'air ambiant. En fonction de son épaisseur, la neige va jouer (i) un rôle isolant si elle est épaisse (réduction de la déperdition thermique du sol et donc de la pénétration du gel en profondeur) ou (ii) un rôle « refroidissant » si elle est mince, car dans ce cas elle n'a pour seul effet que de réduire l'apport thermique externe (fort albédo) tout en n'empêchant pas l'action du gel. D'autre part, l'influence de la neige s'étend également au fait qu'au dégel, sa fusion entraîne un apport d'eau plus ou moins rapide qui va progressivement migrer vers les zones les plus froides (effet de cryosuccion, contrôlé par le gradient thermique et effet gravitaire). Cette eau alimente le sol dégelé en surface jusqu'à atteindre le sommet du pergélisol. Cette augmentation de la teneur en eau du sol, associée au dégel, peut perturber voir déstabiliser le sol (cf. mouvements plus ou moins rapides de type gélifluxion ou glissements/coulées).

La pluie, comme la neige, constitue un apport d'eau important. D'une manière simplifiée, au cours des précipitations, le devenir de l'eau est double : (i) soit l'eau ruisselle à la surface du sol et joue alors immédiatement son rôle de facteur d'érosion par son action de ruissellement et de lessivage de surface, (ii) soit l'eau s'infiltré dans la partie dégelée du sol. Dans ce dernier cas, l'eau peut être stockée dans le matériau (augmentation progressive de la teneur en eau du sol) ou véhiculée par sous-écoulement. Son action érosive est alors indirecte car elle permet la constitution d'un pergélisol riche en glace et une saturation de la couche active qui peut devenir progressivement instable.

Le vent, quant à lui, se manifeste sous plusieurs formes. En Antarctique, on le retrouve sous la forme de blizzards violents et on le nomme catabatique. En montagne, il s'agit de vents qui plongent vers les vallées et augmentent l'intensité du gel sur les parois rocheuses et sur les versants. Dans certains cas, les vents (zonaux) peuvent également apporter des précipitations de pluie et/ou de neige (Van Vliet-Lanoë, 2005).

La topographie locale, en modifiant l'exposition des versants ou portions de versants, peut favoriser (ubac) ou retarder, voire empêcher (adret) le développement et/ou le maintien d'un pergélisol (Figure II- 1).



Figure II- 1 : Versants adret et ubac
South-facing vs north-side slopes aspect.
Col du Coin (2410 m), Savoie, France.

La végétation, à l'instar de la neige, peut constituer, en fonction de sa densité, un écran considérable à l'apport thermique externe et ainsi laisser le gel agir « librement ». En contrepartie, elle peut se comporter comme un isolant car elle réduit les vents au niveau du sol et piège éventuellement la neige.

II-1-2- Le pergélisol.

En raison des contraintes climatiques, le sol des régions froides présente une structure particulière :

- La partie superficielle du sol (quelques cm à quelques mètres) est appelée couche active. Elle est caractérisée par une ré-organisation minérale interne permanente, liée à l'action combinée de l'eau et des cycles gel/dégel.
- Sous la couche active, et jusqu'à de très grandes profondeurs, le sol est en permanence à des températures négatives, c'est le pergélisol.

Les perturbations engendrées (thermiques et physiques) se manifestent de différentes manières selon l'importance relative de chacun des paramètres agissant. L'aspect thermique est essentiel et constitue le paramètre le plus sensible, le plus sollicité et donc le plus perturbé (Figure II- 2). En effet, la température du sol est contrôlée par le bilan thermique global issu de la compétition entre les apports externes de chaleur (insolation), les apports externes de froid (faibles températures de l'atmosphère) et les déperditions thermiques du sol vers l'atmosphère (conductivité thermique du sol), le tout pondéré par les intermédiaires que sont les perturbateurs de ces échanges : neige, végétation, vents, topographie... La lithologie et la composition minéralogique du sol pilotent également son état thermique : en effet, la conductivité thermique, c'est à dire la capacité à évacuer ou à garder de la chaleur est fonction de la porosité donc de son arrangement granulaire interne initial. De plus, comme on l'a évoqué précédemment, la ré-organisation granulaire réalisée dans la couche supérieure du sol tend à faire évoluer cette propriété mécanique du sol dans sa partie supérieure (au moins au cours des premiers stades de son exposition au gel).

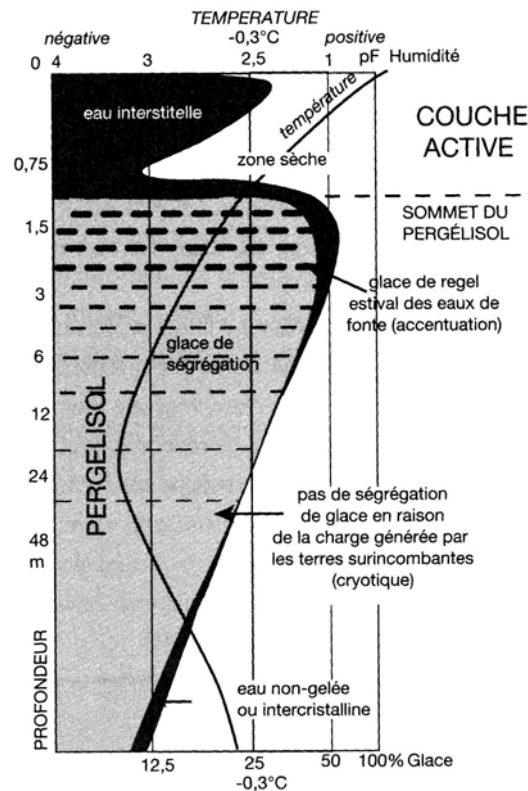


Figure II- 2 : Coupe d'un sol périglaciaire

Typical ground-thermal regime indicating maximum and minimum temperatures and moisture distribution.

Schéma de la répartition de l'humidité et de la glace dans un pergélisol en fonction de la profondeur et de la température.

(d'après Van Vliet Lanoë, 2005)

A- Le pergélisol.

Dans le cas des régions de type périglaciaire, le résultat de la compétition thermique précédemment évoquée s'exprime par la constitution et le maintien d'un sol « gelé » (températures strictement inférieures à 0°C) sur de plus ou moins longues périodes : si celles-ci sont de quelques semaines à six mois, on parle de gélisol saisonnier (le sol dégèle au moins une fois par année) ; si ces périodes excèdent 2 années consécutives, alors on peut parler de **pergélisol** (en anglais *permafrost*). Ce terme, défini pour la première fois par Muller (1945) est basé uniquement sur l'aspect thermique. Il affecte tous types de roches ou de sédiments plus ou moins riches en glace. Sa présence caractérise l'ensemble des régions déficitaires d'un point de vue énergétique, mais non englacée en raison de leur relief peu marqué (Van Vliet Lanoë, 2005). Il recouvre plus de 20 % des terres émergées (voir répartition plus précise au paragraphe suivant). En fonction de sa situation géographique et donc des conditions climatiques locales, son épaisseur varie entre quelques mètres dans sa partie méridionale et 1600 m (Yakoutie). On distingue actuellement différents types de pergélisols (Figure II- 3) que l'on classe de la façon suivante (Van Vliet Lanoë, 2005) :

- le pergélisol *sporadique*, peu profond et qui n'existe qu'en quelques endroits isolés. Il s'est mis en place au cours du Petit Age Glaciaire de l'Holocène. Ses effets sont limités à de la cryoturbation et de la solifluxion sur les versants humides.

- Le pergélisol *discontinu*, plus profond et plus étendu que le sporadique. Il a une teneur en glace variable et peut être affecté par la cryoturbation et la solifluxion.
- Le pergélisol *continu peu épais* (50 à 300m) mis en place surtout depuis 5000 ans : c'est un pergélisol post-glaciaire. Les versants pourvus de ce pergélisol sont le siège de coulées de solifluxion systématiques.
- Le pergélisol *continu épais*, profond et massif. Il est mis en place pendant de très longues périodes et engendre de fortes contractions thermiques du sol. Dans certains cas extrêmes (Arctique sibérien), sa teneur en glace peut atteindre 300%.

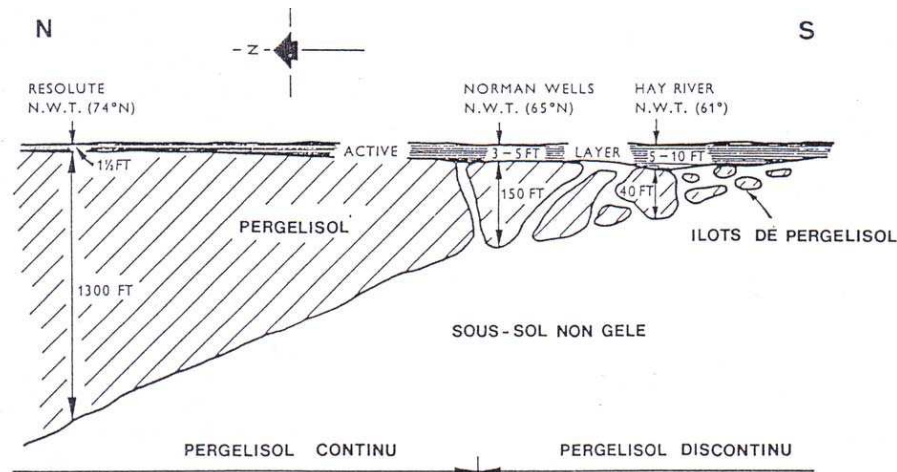


Figure II- 3 : Coupe Nord-Sud à travers le Canada illustrant les différents types de pergélisol.

Permafrost types and extent illustrated by a north-south profile through the Canada.

D'après Brown (1970).

A chacun de ces pergélisols sont associées des conditions climatiques propres et donc, pour la majorité des cas, une situation géographique (latitude) donnée. Le pergélisol sporadique (isotherme $-1,1^{\circ}\text{C}$), dont l'épaisseur n'est que de quelques cm, correspond à la limite méridionale de l'extension des zones à pergélisol. Plus on remonte vers des latitudes élevées, plus le pergélisol se fait présent, épais et continu. La limite entre le pergélisol discontinu et le pergélisol continu est marquée par l'isotherme $-6,6^{\circ}\text{C}$.

B- La couche active.

La partie supérieure du sol qui gèle pendant l'hiver puis qui dégèle chaque été est appelée la couche active. Son épaisseur, beaucoup plus faible que celle du pergélisol, est généralement comprise entre quelques cm et 3 m. Au dégel, sa base détermine la limite supérieure, ou toit, du pergélisol. Son épaisseur, liée aux conditions climatiques mais aussi à la lithologie et à la teneur en eau du sol, est essentielle pour l'évolution morphologique des versants périglaciaires car elle constitue la partie du sol susceptible d'être déstabilisée et remobilisée. En effet, l'interface couche active-pergélisol joue un rôle fondamental dans les phénomènes de gélifraction (Murton et al., 2001 & 2006), de gélifluxion (Washburn, 1979) et de déstabilisations rapides de détachements de couche active (Niu et al., 2005 ; Lewkowicz &

Harris, 2005a & 2005b ; Lewkowicz, 2007), glissements de terrain et coulées de débris (Larsson, 1982 ; Harris & Gustafson, 1993 ; Huscroft, 2003).

La couche active est la zone du sol directement en contact avec l’atmosphère et c’est donc par elle que se font les échanges thermiques préalablement évoqués. Son épaisseur est très variable en fonction des facteurs thermiques mais aussi de la neige, de la végétation et de la topographie, auxquels on peut ajouter les formations superficielles et la présence des lacs et des rivières. L’ensemble de ces éléments explique que la température moyenne annuelle du sol puisse varier de plusieurs degrés sur une distance de quelques centaines de mètres seulement (Pissart, 1987). En effet, la moindre modification d’un de ces paramètres peut faire fluctuer la profondeur de l’interface couche active/pergélisol.

II-1-3- Extension géographique.

A- Extension géographique actuelle.

Géographiquement, il est difficile de délimiter de façon stricte les milieux où l’intensité et/ou la cyclicité du gel sont telles qu’elles permettent de caractériser un climat périglaciaire. Il est plus aisé d’identifier les zones où les froids les plus intenses règnent à la surface de la Terre : les masses hyper-continentales (Sibérie, Antarctique, Canada) et des régions d’altitude (Himalaya, hauts plateaux...).

D’une manière générale, on rencontre le domaine périglaciaire dans (Figure II- 4) :

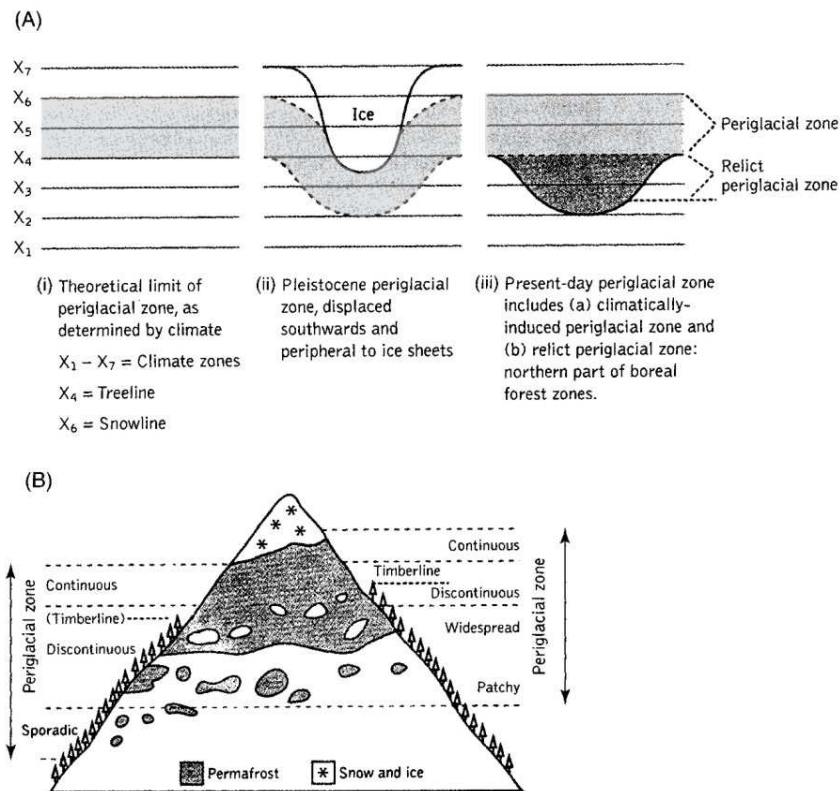


Figure II- 4 : Diagramme schématique illustrant les limites du domaine périglaciaire. (French 2007)

Schematic diagram illustrating limits of the periglacial zone : (A) high latitudes, (B) alpine areas.

A : hautes latitudes ; B : hautes altitudes.

- ✓ *les régions de haute latitude* : précipitations neigeuses réduites et cyclicité du gel annuelle. Zones polaires.
- ✓ *les régions de haute altitude* : fortes précipitations neigeuses et cyclicité du gel journalière. Montagnes ou hauts plateaux.

Il existe donc plusieurs types de climats périglaciaires avec, en particulier, des caractéristiques en termes de type de pergélisol, pouvant être très différentes : leurs impacts sur la morphologie des versants varient donc fortement.

La limite géographique de chaque « milieu » périglaciaire (atteinte lors d'un déplacement vers des altitudes ou des latitudes plus faibles) est très vaste et se manifeste par une transition très progressive de l'état du pergélisol. De plus, du fait des variations climatiques au cours du Quaternaire, la délimitation géographique des zones actuelles se trouve compliquée par le fait qu'il apparaît souvent difficile de distinguer les phénomènes reliques des phénomènes actuels.

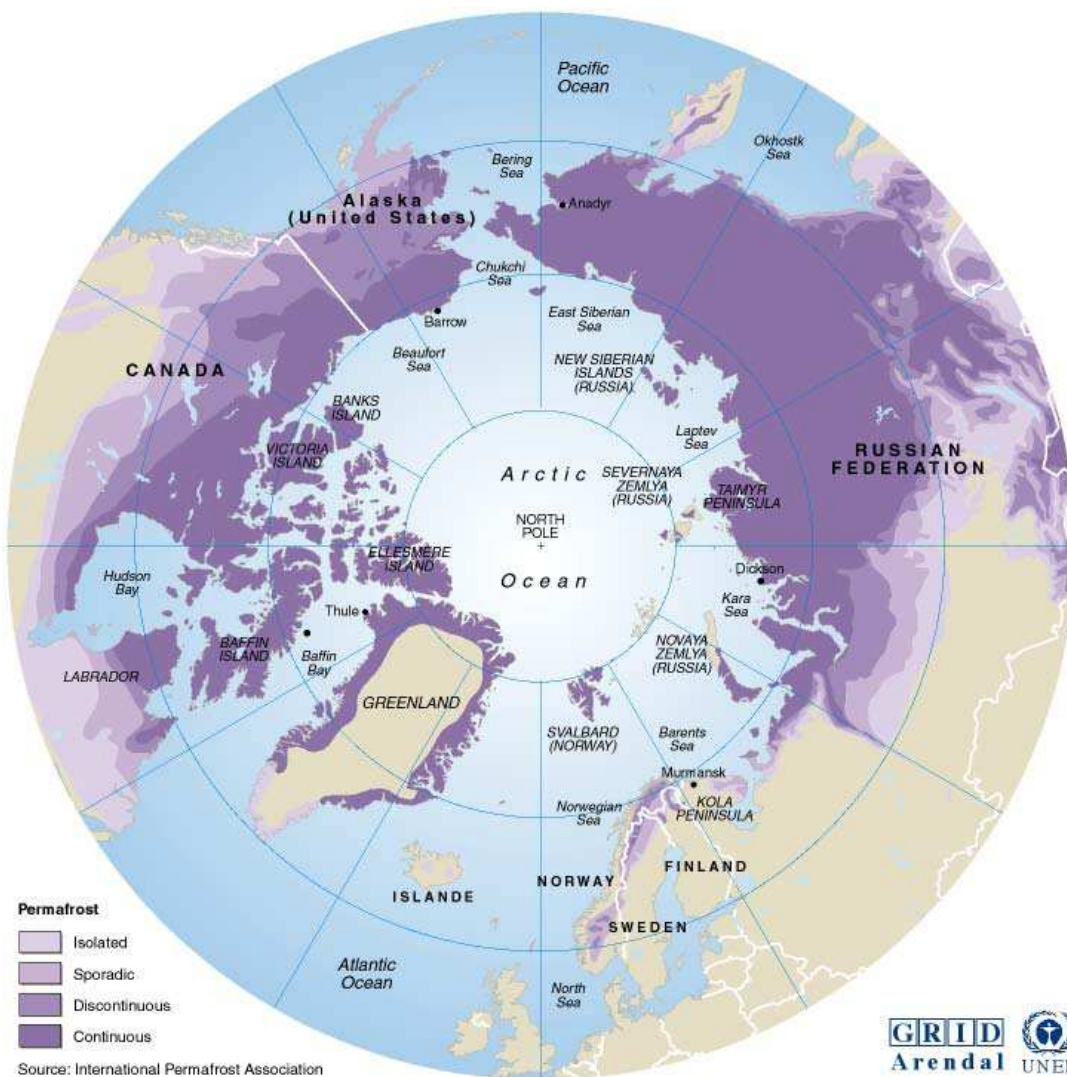


Figure II- 5 : Carte de répartition du pergélisol dans le monde.

World permafrost distribution

Source : International Permafrost Association, 1998. Circumpolar Active-Layer Permafrost System (CAPS), version 1.0 ; Graphical production : UNEP/GRID-Arendal ; Auteur : Philippe Rekacewicz. Date de consultation : juillet 2007.

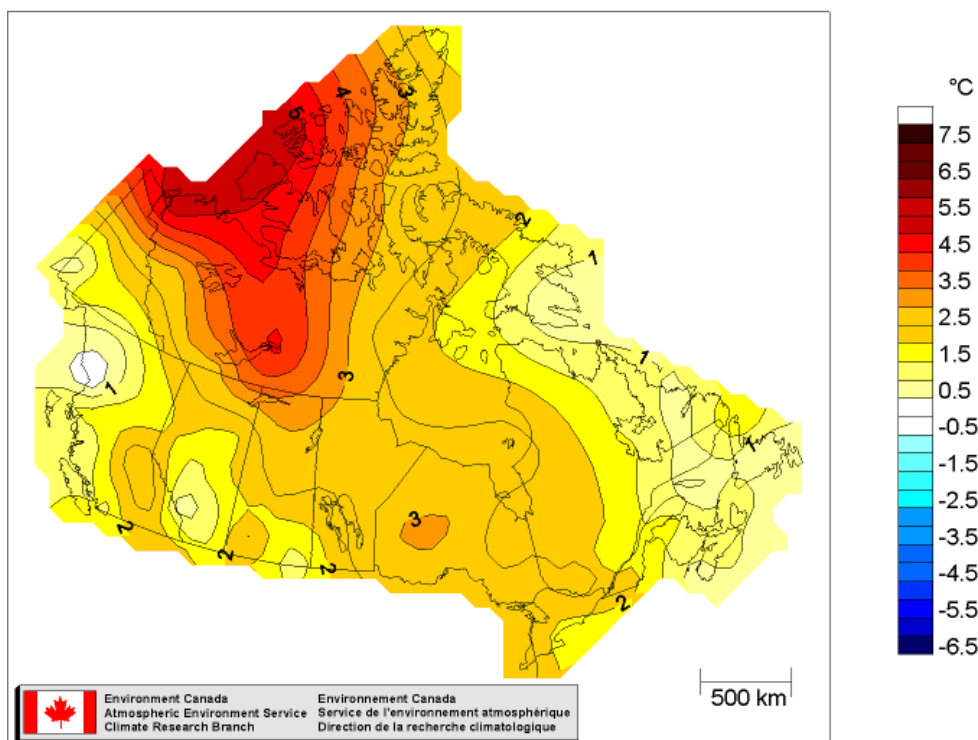
Actuellement, le pergélisol recouvre environ 25% des terres émergées (Figure II- 5) : il est installé sur 80% de l'Alaska, 50% du Canada et 48 % de L'Euro-Sibérie et s'étend à basse altitude entre 57°N (façades orientales de continent) et 70°N (façades occidentales). On le retrouve néanmoins de façon sporadique jusqu'à des latitudes de 51°N au Canada et 30°N sur le haut plateau du Tibet (Van Vliet Lanoë, 2005).

La distribution du pergélisol continu de l'hémisphère Nord (Figure II- 5) est dictée par les trajectoires des masses d'air anticycloniques, responsables d'hivers froids et secs.

B- Extension géographique et réchauffement climatique.

Lorsque le climat varie, le pergélisol réagit rapidement. Lors d'un réchauffement climatique, comme celui mesuré actuellement, la température moyenne à la surface de la Terre augmente (Figure II- 6). Ceci se traduit par une augmentation des précipitations (pluvieuses et neigeuses) et par une augmentation de l'épaisseur de la couche active (fonte du pergélisol abaissant la profondeur de son toit). Dans le cas d'un été très chaud, on observe une fonte importante de la glace du sol se trouvant dans la partie supérieure du pergélisol (zone du sol contenant la plus grande quantité de glace). Si la teneur en glace initiale du sommet du pergélisol est importante, sa fusion qui conduit à l'accroissement de la couche active peut engendrer des affaissements thermokarstiques.

**TEMPERATURE DEPARTURES FROM NORMAL
ANOMALIES DE LA TEMPERATURE PAR RAPPORT A LA NORMALE
Annual/Annuelle (Jan-Dec) 1998**



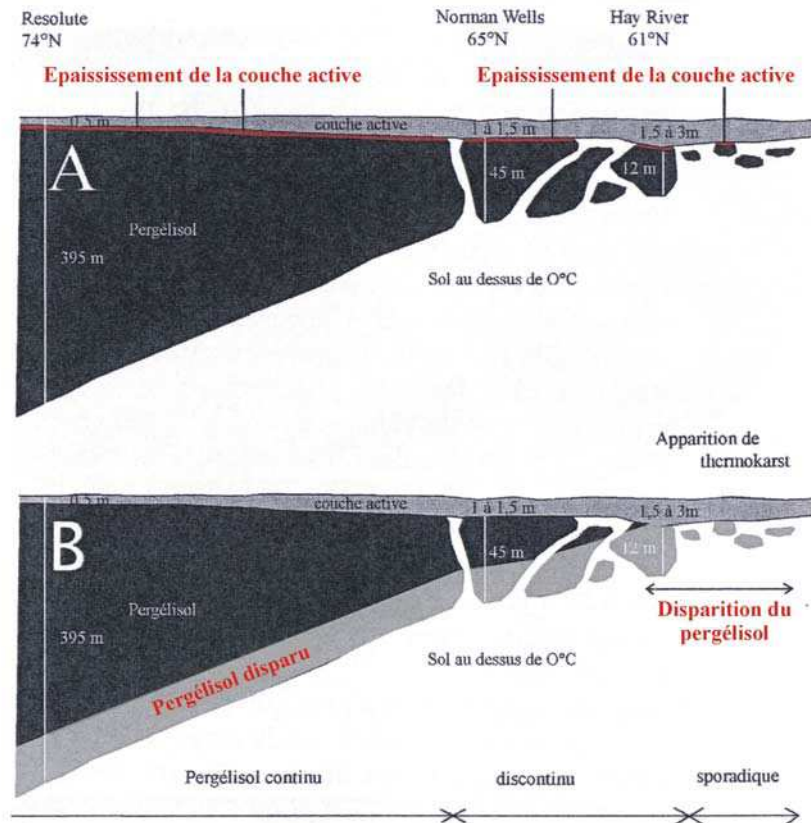
*cours de l'année 1998. Illustration du réchauffement du sol suite au changement climatique actuel.
Illustration of the range in temperatures experienced at different depths in the ground during the year.*

Données présentées par la Commission Géologique du Canada (CGC) ;

http://gsc.nrcan.gc.ca/permafrost/suppdoc_f.php

Date de consultation : juillet 2007

D'après Pissart (2005), si le réchauffement climatique est essentiellement hivernal, cela affecterait peu la couche active dont l'épaisseur serait relativement stable. Le réchauffement engendrerait en revanche une diminution de l'épaisseur du pergélisol par disparition de sa partie inférieure (Pissart 2005 ; Figure II- 7). Cela tend à faire migrer la partie méridionale des zones à pergélisols vers les hautes latitudes et donc à « convertir » (i) des régions à pergélisol sporadique en régions sans pergélisol qui seront affectées par des phénomènes thermokarstiques, (ii) des régions à pergélisol discontinu en régions à pergélisol sporadique.



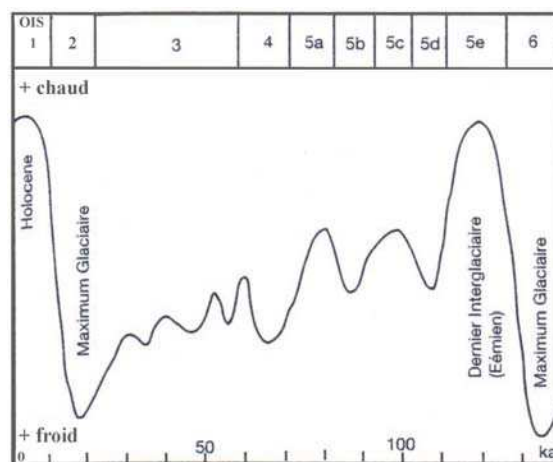
Permafrost behaviour during climate warming

*A- Augmentation des températures en été, B- Augmentation des températures en hiver
(D'après Pissart 2005).*

Les conséquences de ces évolutions du pergélisol au cours du réchauffement climatique actuellement mesuré sont considérables et on observe des modifications des propriétés du pergélisol, mais aussi de la couche active. Cela entraîne une augmentation de la fréquence et de l'efficacité des phénomènes érosifs propres aux milieux périglaciaires : affaissements thermokarstiques (French, 2007) et déstabilisation de la couche active (Rebetez et al., 1997 ; Lewkowicz and Harris, 2005a & 2005b ; Chiarle et al., 2007 ; Kääb et al., 2007,) par exemple. C'est ce dernier point que prendra en compte l'étude expérimentale menée au cours de ces travaux (chapitre V) et dont l'un des objectifs est de simuler la dynamique d'un versant expérimental soumis (i) à des cycles gel/dégel et (ii) à des conditions hydriques proches de celles rencontrées au cours d'un réchauffement climatique.

II-1-4- Cycles climatiques au Pléistocène supérieur.

Au cours du Pléistocène supérieur, 9 épisodes périglaciaires se sont succédés, avec chacun leur intensité et leur durée propres (Berger, 1988). Tous ces épisodes sont mis en évidence et identifiés, entre autre, à partir des fluctuations du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré dans les carottes prélevées sur les fonds océaniques (Shackleton, 1987) (Figure II- 8). Les deux dernières périodes glaciaires (Saalien, stade isotopique 6 et Weichselien, stade 2) sont de loin les plus étudiées et donc les mieux connues. En effet, d'un point de vue géomorphologique, les signatures des phénomènes érosifs des périodes glaciaires antérieures au Saalien ne sont généralement pas ou peu préservées. Le dernier interglaciaire, séparant les deux périodes froides précédemment citées, est l'Eémien (stade isotopique 5e) ; il a atteint son maximum il y a environ 120 000 ans et s'est caractérisé par une augmentation significative du niveau marin (6 à 10 m par rapport à l'actuel), un changement de végétation (chênaie mixte sur l'Europe) et des températures moyennes élevées (2°C supérieures ; Shackleton, 1987). A la fin de l'Eémien, dès – 110 000 ans, la glaciation s'installe, ce qui fait chuter le niveau de la mer de près de 60 m (Berger, 1988). C'est le début du Weichsélien. Jusque vers –20 000 ans, le caractère glaciaire s'affirme de plus en plus malgré quelques oscillations faisant apparaître des petits épisodes chauds (stades isotopique 5c et 5a). Les phases froides s'intensifient dès – 70 000 ans, pour atteindre ce qu'on appelle le pléniglaciaire (stades 2c à 4). Le maximum glaciaire de ce refroidissement généralisé culmine de –21 000 à – 18 000 ans : il est marqué par une très forte aridification enregistrée à terre dans les loess d'Europe occidentale. La température moyenne annuelle sur Terre, est alors de 7 à 10°C inférieure à celle d'aujourd'hui ce qui se traduit par un piégeage de l'eau douce dans les glaces polaires et les glaciers et donc une diminution du niveau marin de l'ordre de 120 m par rapport au niveau actuel (Chappell et Shackleton, 1986). Cette baisse modifie sérieusement le trait de côte qui migre alors vers le large, laissant émerger une grande partie de la plate-forme continentale. Le niveau de base (niveau de l'océan) est alors très bas, ce qui peut se traduire par une érosion régressive lorsque le profil en long des cours d'eau est perturbé (rupture de pente).



Last glacial cyclicity event, from $\delta^{18}\text{O}$ data.

(d'après Van Vliet Lanoë, 2005)

Contrastant avec la mise en place progressive de ce stade glaciaire (durée approximative de 100 à 110 000 ans), la déglaciation suivante débute rapidement pour tendre, après 10 000 ans seulement vers le stade interglaciaire Holocène (le dernier interglaciaire). Le niveau marin remonte à nouveau, d'environ 1 m par siècle en moyenne, totalisant une augmentation totale de 100 m au cours des 10 000 ans (Berger et al., 1992).

Les pergélisols, présents au cours des périodes froides d'un cycle climatique du Quaternaire, ont donc de longues périodes pour se développer (100 000 ans environ) et peu de temps pour se dégrader (10 à 20 000 ans) (Figure II- 9).

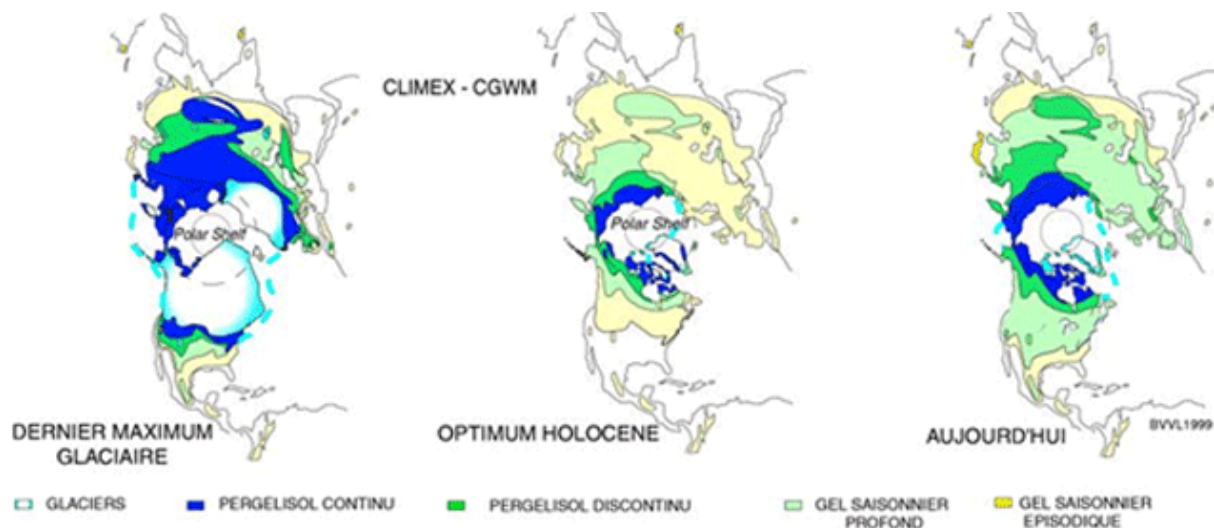


Figure II- 9 : Cartes de l'extension du pergélisol il y a 20 000 ans (maximum glaciaire), 7 000 ans (lors du plus chaud de notre interglaciaire) et à l'actuel.

Maps of permafrost extent at different times : 20 000 years, 7 000 years and current time.

D'après Van Vliet Lanoë 2005

II-1-5- Le périglaciaire et le pergélisol en Normandie.

Les essais de reconstitution paléoclimatique au niveau régional sont de véritables challenges scientifiques en raison des fortes variations des climats périglaciaires dans le temps et dans l'espace. Les critères de reconnaissance des sols affectés par un gel intense et régulier sont nombreux (fentes de gel, gélifraction, versants soliflués...) mais leur association à une phase périglaciaire précise reste très délicate. En France, plusieurs études ont tenté de déterminer les limites d'extension du pergélisol durant la dernière période glaciaire. Selon les hypothèses et surtout selon les critères utilisés pour la classification, les limites sont très variables et se répartissent de la côte méditerranéenne au sud du bassin parisien (Figure II-10). Cependant, dans tous les cas, la Normandie est incluse dans la zone dite périglaciaire en raison des nombreux indicateurs observés sur l'ensemble de sa superficie. La majorité des auteurs concordent ainsi pour une présence du pergélisol sur une grande partie de la France au cours du dernier stade glaciaire. Selon Van Vliet Lanoë (1989, 2005), il serait surtout resté discontinu le long de la façade atlantique mais continu sur la Manche orientale, émergée relativement tôt (niveau marin inférieur de 50 m par rapport à l'actuel). En altitude et sur l'essentiel du bassin parisien et du Nord de la France, le pergélisol aurait été précocement continu et donc très épais dès – 25 000 ans.



Figure 203 : Carte de la limite du pergélisol en France d'après la répartition des phénomènes périglaciaires datés de la dernière période froide (Lebret et al., 1996)
1- Poser (1948), 2- Kaiser (1960), 3- Maarleved (1976), 4- Lautridou et Sommé (1981),
5- Velitchko (1982), 6- Van Vliet-Lanoë et al.(1988)

Figure II- 10 : Carte de limite du pergélisol en France.

Permafrost extent in France during the last glacial stage.

D'après Lebret, 1996 ; Dans Font, 2002.

En Normandie, les périodes froides sont accompagnées d'un climat périglaciaire marqué par une forte érosion des surfaces continentales. La présence de puissants dépôts périglaciaires de types heads (Nord-Cotentin par exemple) ou loess (plaine de Caen) attestent de cette dynamique des formes.

II-2- L'érosion en contexte périglaciaire.

Les caractéristiques extrêmes et exigeantes des climats périglaciaires rendent vulnérables et fragiles ces milieux largement soumis à des processus érosifs, nombreux et variés : leur impact sur les sols est considérable. French (1976) les regroupe en 6 catégories principales :

- 1- Le développement d'un sol continuellement gelé, constitué de glace de ségrégation et affecté par des contractions thermiques.
- 2- L'altération liée au gel qui détériore et fractionne les parois rocheuses et les roches au sens large (gélifraction).
- 3- L'activité complexe du gel agissant dans la couche active saisonnière : le gonflement, le « barratage » et le fluage du sol, le mouvement des éléments grossiers du sol...
- 4- Les mouvements de masse rapides : fluage lent du sol saturé (solifluction), chutes de roches (éboulements), slumps et détachements de portions de versant (glissements de terrain et coulées de boue/débris).
- 5- Le régime fluvial caractérisé par des débits saisonniers exceptionnels (débauches) et par des charriages et des taux de matières en suspension très élevés.
- 6- La forte action du vent qui inclue la nivation et les effets de la neige. Ses impacts sont d'autant plus forts que la présence de végétation et de formations superficielles est réduite.

Parmi les grands ensembles de cette classification, nous nous intéresserons tout particulièrement à ceux impliquant les processus d'érosion agissant sur les versants et à l'origine des fortes modifications et évolutions des formes du relief en contexte périglaciaire (catégories 1 à 4).

II- 2-1- Les processus lents

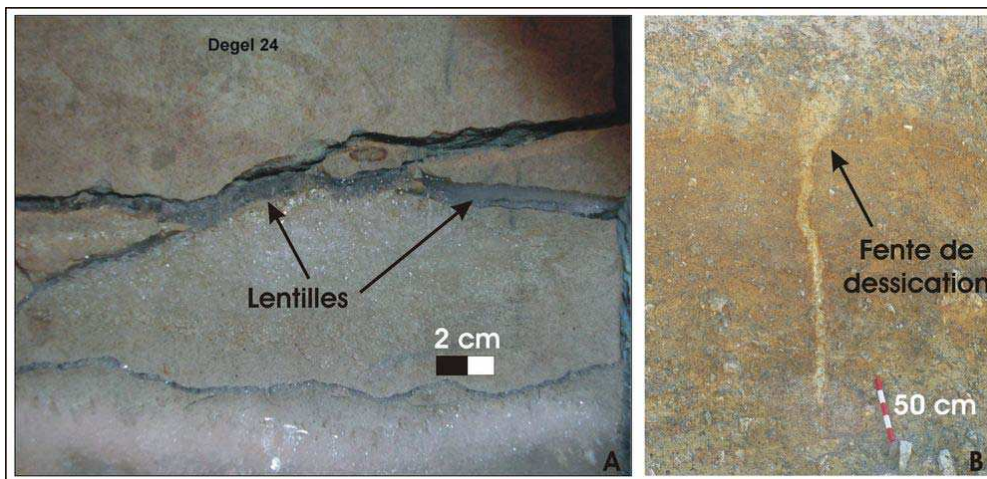
Les paragraphes suivants présenteront les processus érosifs à l'origine de déformations lentes des sols et dont l'occurrence et l'efficacité sont directement liés aux cycles gel/dégel. Sans souci de hiérarchisation, nous pouvons énumérer : la gélifraction, le gonflement du sol, la cryoexpulsion, la soli(géli)fluction, et la contraction thermique.

A- L'action du gel sur les sols.

Dans les domaines périglaciaires, la présence d'un pergélisol est essentielle car elle permet l'accumulation et la conservation de glace dans les sols et les roches. La fusion saisonnière de cette glace libère de grandes quantités d'eau au sein du substrat qui peut alors perdre sa cohésion ou sa stabilité. Les déformations associées sont de plusieurs natures en fonction du type de glace contenue dans le sol. On différencie ainsi (i) **la glace de ségrégation** (Figure II- 11-A), (ii) la glace de fente de gel (Figure II- 11-B) et (iii) la glace

d'injection (Pissart 1987). Dans le cadre de notre étude sur l'évolution morphologique des versants, nous nous pencherons plus particulièrement sur la nature et les conséquences de la glace de ségrégation présente dans les sols des régions périglaciaires.

La glace de ségrégation se présente généralement sous forme (i) de lentilles horizontales liées à la progression du front de gel parallèlement à la surface (Figure II- 11-A) ou (ii) plus rarement de « coins de glace » verticaux issus de la rétraction du sol (fissures de gel ; Figure II- 11-B).



2006) ; B- Fente de dessiccation (plage de Pors ar Vag – Finistère).
 A- Ice lenses in a fractured limestone (Murton experiment, 2006) ; B- Fossil ice wedge.

Les lentilles de glace dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs mètres (4 m en Alaska), apparaissent au cours du gel et affectent particulièrement les sols et roches meubles de granulométrie fine (Figure II- 11). La constitution des lentilles résulte d'un processus très efficace qu'on appelle la succion : l'eau contenue dans un sol migre vers les zones les plus froides sous la forme d'un film à la surface des pores de ce sol (Figure II- 12). Lorsque de la glace est déjà présente dans le sol, l'attrance est plus forte et on parle de **cryosuccion** ou **succion cryogénique**.

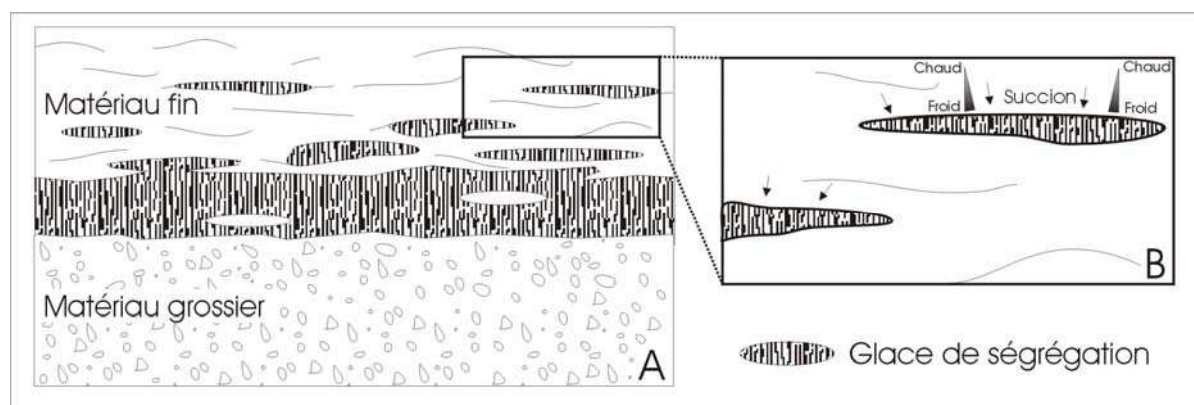


Figure II- 12 : A- Ségrégation de glace dans un matériau fin (d'après Beskow 1935) ; B- Constitution d'une lentille par l'effet de la cryosuccion.
 A- Segregated ice in fine soil ; B- Ice lenses by cryosuction.

La localisation dans la tranche de sol de cette glace de ségrégation diffère en fonction du type de climat périglaciaire. Dans les régions où le pergélisol est inexistant ou « chaud » (environ 0°C), le front de gel se propage depuis la surface et le phénomène de cryosuccion associé tend à assécher la partie sous-jacente du sol, située sous le pergélisol. Cette zone est alors pauvre en glace de ségrégation. En revanche, lorsque le pergélisol est très froid, le gel se propage à la fois depuis la surface vers le bas et depuis le sommet du pergélisol vers le haut. La glace de ségrégation se forme ainsi en grande quantité à l'interface couche active-pergélisol (Mackay, 1981 ; Harris, 1981 ; Murton et al., 2000, 2001 & 2006) (Figure II- 13). De plus, lors du dégel, l'eau de fonte tend à regeler à la base du pergélisol et à enrichir à nouveau cette zone.

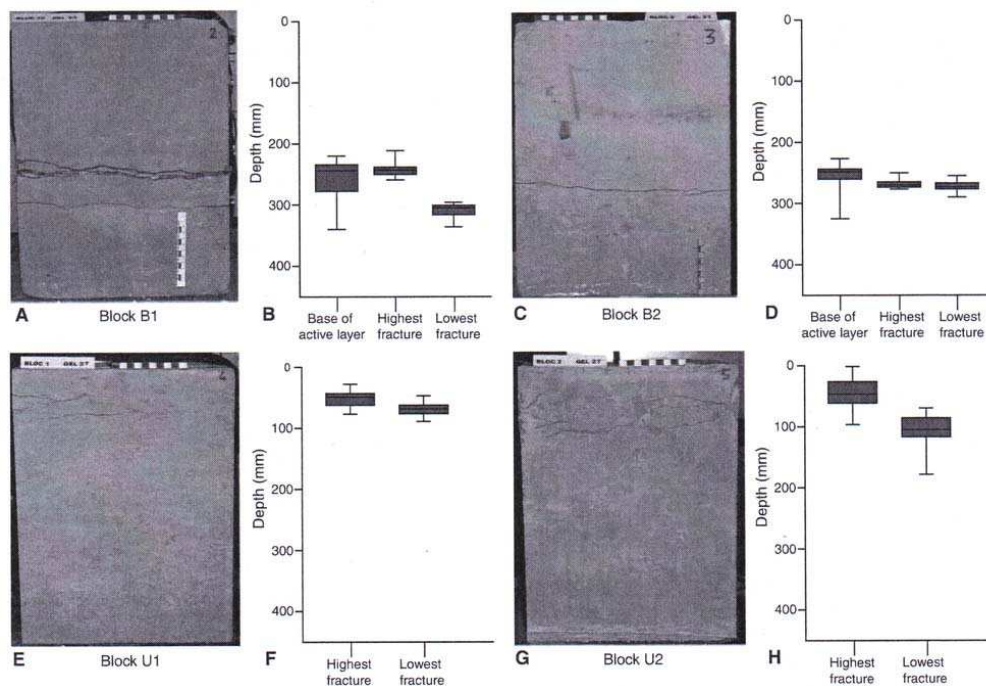


Figure II- 13 : Fractures et glace de ségrégation générées au sein de blocs soumis à un gel bidirectionnel (A à D) et unidirectionnel (E à H).

Fractures and segregates ice within block of chalk subjected to bidirectional freezing (A to D) and unidirectional freezing (E to H).

Lorsque le gel est bidirectionnel (A à D), les fractures liées à la formation de la glace de ségrégation se forment à l'interface couche active/pergélisol. Murton et al. (2006).

Les principales caractéristiques des processus à l'origine des déformations lentes des roches et sols périglaciaires sont résumées ci-dessous.

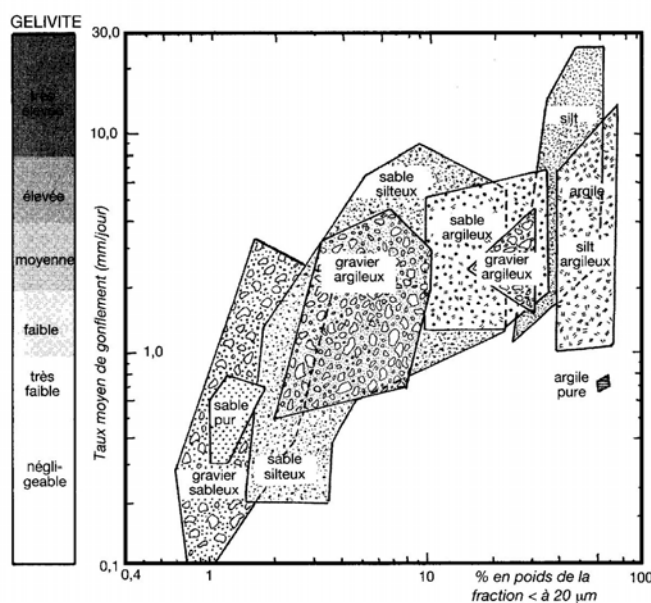
A1- Le gonflement cryogénique (frost heaving).

Le gonflement du sol résulte à la fois du gonflement lié à l'augmentation de volume de l'eau qui se transforme en glace (l'eau qui gèle voit son volume augmenter d'environ 9%) mais aussi et surtout à la ségrégation de glace dans le sol. Comme on l'a décrit au paragraphe précédent, l'effet de cryosuccion tend à attirer l'eau du sol vers les parties les plus froides déjà englacées et à augmenter ainsi le volume de glace sous forme de lentilles. Le gonflement est la somme (superposition) de toutes les lentilles contenues dans le sol. Le gonflement dépend donc des conditions thermiques et hydriques du milieu et sera d'autant plus efficace

que le différentiel de température entre le sol (humide) et l'air est grand. En l'absence d'une cryosuction efficace (gel trop rapide ou sédiment trop drainant), l'augmentation de volume se limitera à celle liée au changement de phase de l'eau (9%). En revanche, lorsque la migration de l'eau vers le front de gel est possible (cas des limons facilement fissurables par exemple), la teneur en glace, et donc le gonflement, augmentent au rythme des alternances gel/dégel.

La capacité d'un sol à gonfler dépend fortement de sa granulométrie. Il a été expérimentalement démontré (Matsuoka et al., 2003) que le gonflement est plus faible et plus tardif lorsque le matériau est grossier. En revanche, au dégel, le tassement d'un matériau grossier est plus rapide que celui d'un matériau fin.

D'autre part, tous les sédiments n'ont pas les mêmes comportements face au gel, principalement en raison de leur capacités à stocker l'eau et donc à former des lentilles de glace de ségrégation d'où la notion de **gélivité** (Figure II- 14). Ceci a été démontré expérimentalement par Coutard et al. (1988) qui obtiennent par exemple des gonflements de 19, 14 et 3,5 mm après trois cycles gel/dégel dans du limon, du sable et du matériau grossier respectivement.



Mean frost-heave variations with granulometry of soil.

Dans Van Vliet Lanöe 2005, d'après Kaplar 1974a

Washburn (1979) a montré que le paramètre critique influençant le gonflement est la teneur en eau du sol minéral. Mais il a également montré que la quantité de gonflement augmente avec la profondeur, au moins pour les 30 premiers cm du sol et semble directement proportionnelle au poids effectif de l'élément en cours de soulèvement.

Les valeurs de gonflement relevées au cours de nombreuses études (Chambers 1967, Washburn 1979 ; Fahey 1974 ; Matsuoka et al., 2003 ; Harris et al., 2007) sont comprises entre 0,5 et 30 cm par an.

A2- La cryoexpulsion (upfreezing).

Le processus périglaciaire le plus communément observé et décrit (Chambers 1967) est celui de la **cryoexpulsion**. Phénomène intrigant par son efficacité, la cryoexpulsion est à

l'origine de la remontée vers la surface des blocs et cailloux contenus dans la couche active. Cette remontée est liée à l'interaction de deux phénomènes :

- (i) *un effet de poussée* : lors du gel, la formation de lentilles de glace sous les éléments grossiers contenus dans la matrice plus ou moins fine du sol, soulèvent progressivement ces éléments.
- (ii) *Un effet de traction* mis en évidence par Coutard & Van Vliet Lanoë (1994). Le caillou contenu dans la matrice est attiré vers la surface lors du passage du front de gel. Le gonflement général du sol soulève le caillou solidaire de la matrice dans sa partie supérieure. Au cours du dégel, le sol plastique s'affaisse et comble le vide laissé par le déplacement du caillou qui ne peut plus reprendre sa position initiale (Figure II- 15).

La répétition des cycles gel/dégel soulève ainsi progressivement les cailloux et blocs qui finissent par atteindre la surface.

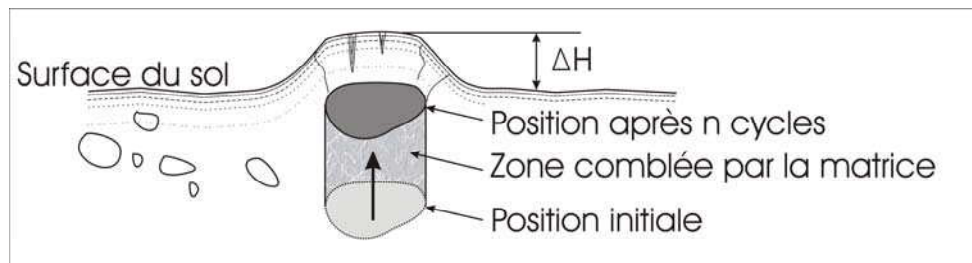


Figure II- 15 : Phénomène de cryoexpulsion

Cryoexpulsion process

Durant la remontée il a été observé et démontré (Coutard & Van Vliet Lanoë, 1994 ; Pissart, 1987) un redressement du caillou selon son plus grand axe. Sa remontée est d'ailleurs d'autant plus rapide que sa forme initiale est allongée et que sa surface est importante (Figure II- 16). Des déplacements de 25 cm par an ont été observés sur des blocs cryoexpulsés en Alaska (Pissart, 1987).

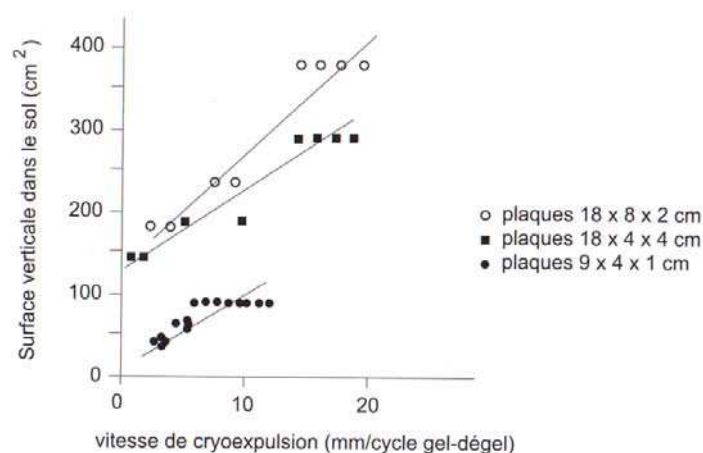
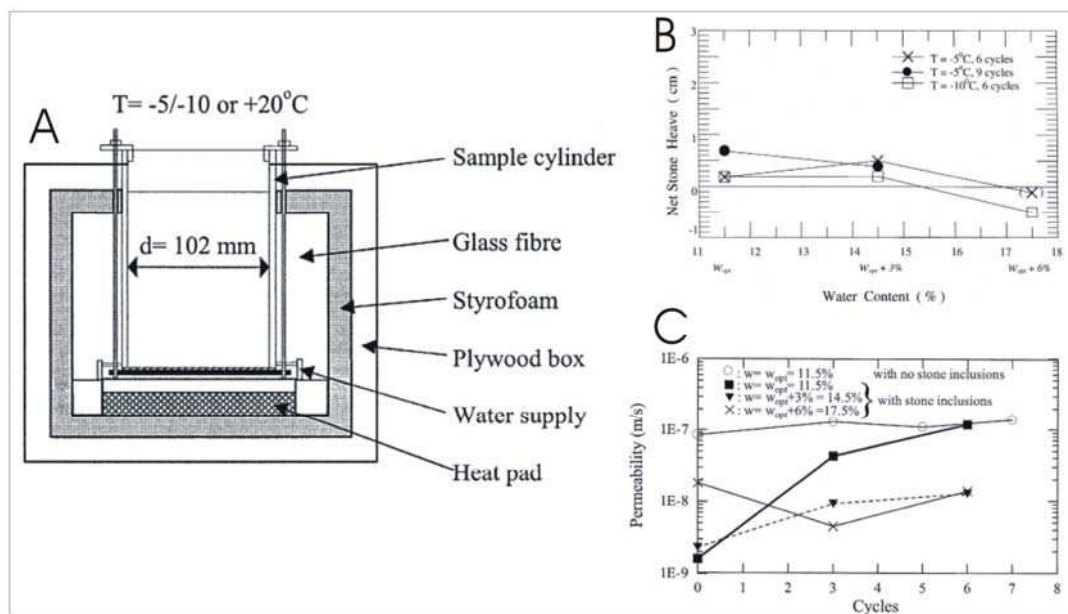


Figure II- 16 : Relation entre la taille des marqueurs utilisés et leur vitesses de cryoexpulsion.

Relationship between size of elements and their cryoexpulsion rate.

D'après Coutard et Van Vliet Lanoë, (1994)

En réponse à cette migration des éléments les plus grossiers du sol vers la surface, un tri granulométrique s'opère progressivement dans la couche de sol. Ce tri perturbe l'organisation interne du matériau en modifiant ses propriétés mécaniques et physiques. La perméabilité du sol en est la principale affectée : Viklander & Eigenbrod (2000) ont mis en évidence expérimentalement (Figure II- 17-A) une augmentation importante de la perméabilité d'échantillons de sol (sablo-silteux) soumis à des cycles gel/dégel et dont la teneur en eau est comprise entre 11,5 et 14,5 %. Le facteur d'augmentation atteint 80 au cours de ces expériences menées pendant six cycles gel/dégel. En revanche, pour des échantillons plus saturés (environ 17,5 %) la perméabilité évolue peu, ce qui montre l'importance de la teneur en eau du sol dans le processus de cryoexpulsion (Figure II- 17-C).



A : Laboratory equipment – B : Net stone heave (= stone heave minus soil heave) vs. initial water content of soil sample – C: Permeability of soil samples vs. number of freeze-thaw cycles for samples frozen at -10°C .

A : dispositif expérimental – B : mouvements des cailloux au cours des cycles gel/dégel pour différentes teneurs en eau du sol – C : variation de la perméabilité du sol au cours des cycles gel/dégel pour des sols à teneurs en eau initiales différentes.

L'évolution continue de la perméabilité du sol au cours des cycles gel/dégel a des conséquences importantes sur la teneur en eau et donc la stabilité du matériau.

Au cours de leur migration, les éléments grossiers vont ainsi progressivement s'accumuler en surface et constituer un dallage plus ou moins épais (Figure II- 18).

Par la suite, un tri et/ou une réorganisation est parfois observé en surface. Ils s'expriment par (i) un grano-classement inverse (les éléments les plus gros atteignent la surface plus rapidement que les petits) et (ii) une formation de structures triées (polygones, cercles de toundra...) et parfois observables sur le terrain.

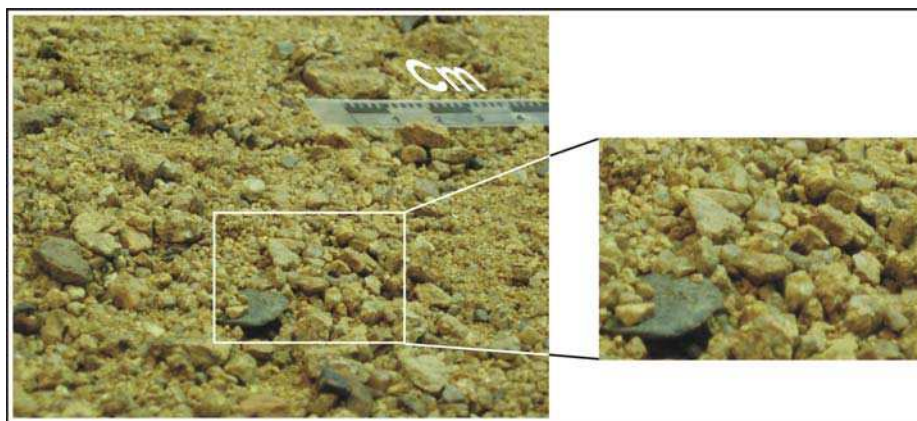


Figure II- 18 : Versant (expérimental) dont la surface est constituée d'éléments cryoexpulsés désolidarisés de la matrice du sol (après 1à cycles gel/dégel).

Slope model with numerous frost heaved coarse clasts, after 19 freeze-thaw cycles.

A3- Les mouvements en masse du sol.

En réponse à la fonte saisonnière de la glace de ségrégation, des mouvements de sol, lents et en masse se produisent sur certains versants. La quantité d'eau libérée par la fusion de la glace peut être très importante. En fonction de la teneur en eau du sol, on distinguera deux types de mouvement lent : la **cryoreptation** si la teneur en eau est faible et la **solifluxion** qui entraîne un fluage en masse du sol si la teneur en eau est plus forte. Ces déplacements peuvent s'observer sur des pentes très faibles avec de fortes teneurs en eau du sol et sur des épaisseurs généralement inférieures au mètre. Les deux phénomènes sont étroitement liés et agissent de façon conjointe.

✓ La cryoreptation (creep ou frost creep).

Sharpe (1938) le décrit comme « un mouvement lent vers l'aval, d'une couche superficielle de sol ou de débris, observable uniquement sur des longues périodes ». Ce mouvement est une conséquence directe (i) du gonflement cryogénique lié à la formation de glace de ségrégation (croissance de glace en aiguilles ou *pipkrakes*) et (ii) du potentiel gravitaire exercé par la présence d'une pente. Dans un premier temps (au cours du gel) le gonflement entraîne un mouvement de soulèvement perpendiculaire à la surface locale du sol, puis ensuite (pendant le dégel) l'affaissement du sol ou de l'élément surélevé se réalise de façon quasi-verticale (direction gouvernée par la gravité) ce qui engendre au final un déplacement vers l'aval (Figure II- 19). Les vitesses de déplacement sont assez faibles et s'expriment en mm par cycle gel/dégel.

Combinée à la cryoexpulsion, la cryoreptation conduit progressivement à une position relevante des éléments pris dans une matrice fine (Coutard & Van Vliet Lanoe, 1994).

✓ La gélifluxion (gelifluction).

La processus de **solifluxion** à été défini pour la première fois par Andersson (1906) comme « un écoulement lent de masse de sol saturée en eau ». Cela sous-entend un écoulement pâteux assimilable à du **fluage**. Lorsque l'eau provient de la fonte de la glace du sol, on parle de **gélifluxion** (terme proposé par Baulig en 1956). Les zones les plus propices au phénomène de gélifluxion sont celles où la percolation d'eau à travers les couches de sol

sont faibles et où la fonte des lentilles de ségrégation est telle qu'elle entraîne une réduction de la friction interne et donc de la cohésion du sol.

Le gel est le paramètre directement responsable de l'initiation et du développement des mouvements de sol liés à la gélifluxion. Il agit de deux manières :

- ✓ d'une part il provoque la formation de lentilles de glace de ségrégation et donc enrichit le sol en glace. A sa fonte, le sol sera gorgé d'eau et pourra fluier.
- ✓ D'autre part, en présence d'un pergélisol et/ou lors du dégel par la surface, l'eau de fonte ne peut s'infiltrer en profondeur. La saturation du sol (de la couche dégelée) est donc très rapide ce qui accélère l'initiation du mouvement.

Les vitesses de déplacement sont plus fortes que pour le *creep* : elles atteignent en effet des valeurs comprises entre quelques cm et un mètre par cycle gel/dégel.

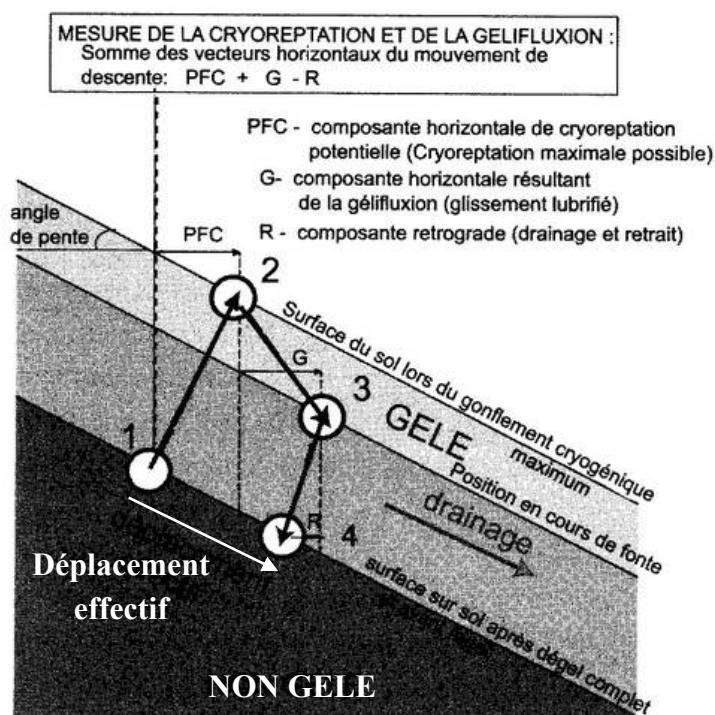


Figure II- 19 : Déplacement d'une particule soumise à l'effet combiné de la cryoreptation et de la gélifluxion.

Particle displacement under both creep and gelifluxion.

Dans Van Vliet Lanoë, 2005; d'après Washburn 1979

Comme on l'a déjà évoqué, les deux types de processus (cryoreptation & gélifluxion) sont étroitement liés et leur action combinée. Leur association met en marche trois types de mouvement (Washburn, 1979)(Figure II- 19) :

- ✓ La cryoreptation potentielle (PFC : Potential Frost Creep) qui correspond au mouvement horizontal théorique subi par la particule suite à son soulèvement puis à sa redescente verticale.
- ✓ La gélifluxion (G) qui est la seconde composante horizontale. Elle s'ajoute à la précédente et trouve son efficacité maximale au printemps lorsque la fonte de la glace du sol enrichit la couche active en eau.

- ✓ Un mouvement rétrograde (R), opposé à celui des deux précédents, qui tient au fait que la redescende de la particule, au dégel, ne se fait pas exactement de façon verticale en raison des forces cohésives du sol dans lequel elle est comprise.

La mise en mouvement du matériau et donc sa déformation surviennent dès les premiers cycles de gel/dégel comme on pu le démontrer expérimentalement Coutard & Mûcher (1985) dans des limons stratifiés.

L'efficacité des deux processus associés peut s'apprécier en analysant les vitesses de déplacement d'un sol, aussi bien en surface qu'en profondeur. Pour cela, la méthode la plus utilisée (car la plus simple et la plus efficace) consiste à placer dans un sol selon un axe perpendiculaire à la surface, des marqueurs libres de tout mouvement, des sections de tubes par exemple. Ils sont ainsi utilisés et indiquent le déplacement du sol sur différentes profondeurs. Dans un milieu naturel, le relevé des positions de chaque section ne peut se faire que par excavation et ne donne qu'un différentiel entre l'état initial et l'état final (absence d'intermédiaire). Expérimentalement, il est possible de suivre l'évolution progressive des marqueurs (Calmels et Coutard, 2000 ; Font et al., 2006).

Grâce à cette technique, il a été observé d'une manière générale, que la vitesse de progression diminue avec la profondeur (Harris, 1981 ; Coutard et Ozouf, 1996...). Entre la surface (déplacement maximum) et la base de la couche affectée par le mouvement, le gradient de déplacement varie d'un contexte à l'autre en raison des conditions thermique et hydrique locales, de la granulométrie (Harris et al., 1993, 1995) et éventuellement de la végétation. Les vitesses rencontrées s'échelonnent en moyenne entre 1 et 10 cm/an. Dans les coulées de solifluxion, les gradients de vitesse les plus grand sont relevés au cœur de la coulée plutôt que sur les bordures ou le front.

D'une manière générale, la vitesse de progression est directement corrélée au nombre de cycles gel/dégel, à la pente (Matsuoka, 1998), à la taille des débris (Francou et Bertran, 1997) et à la pluviosité.

Matsuoka (2001) propose de classer les profils de déplacement en quatre catégories principales (Figure II- 20), Bertran et Coussot (2004) n'en distinguant pour leur part que trois (regroupement des cas (b) et (c) proposés par Matsuoka).

La profondeur de sol affectée par la déformation est quant à elle contrôlée par :

- ✓ la profondeur de la zone superficielle riche en aiguilles de glace (Figure II- 20, cas a). Cette zone est responsable *des déplacements superficiels* (quelques cm) résultant de la reptation liée à la présence des aiguilles de glace formées au cours de cycles gel/dégel très fréquents, peu profonds; ces déplacements sont observés dans les montagnes de basses latitudes.
- ✓ La profondeur de pénétration du gel journalier (cas b) ; de l'ordre de 15 cm.
- ✓ La profondeur de pénétration du gel saisonnier (cas c) ; de l'ordre de 70 cm.

Les cas b et c résultent d'un gel unipolaire (de la surface vers la profondeur).

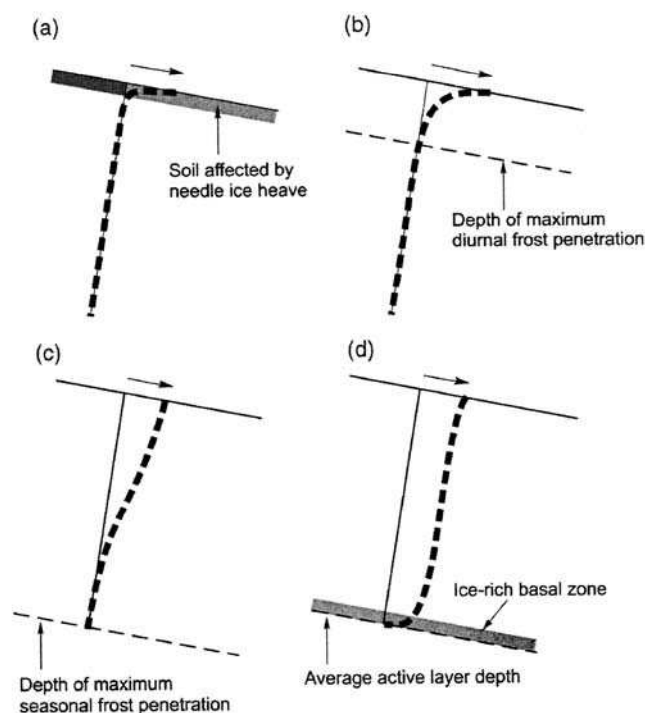


Figure II- 20 : Différents types de déplacement par cryoreptation et gélifluxion en profondeur.

Suggested profiles of solifluction under different thermal regimes.

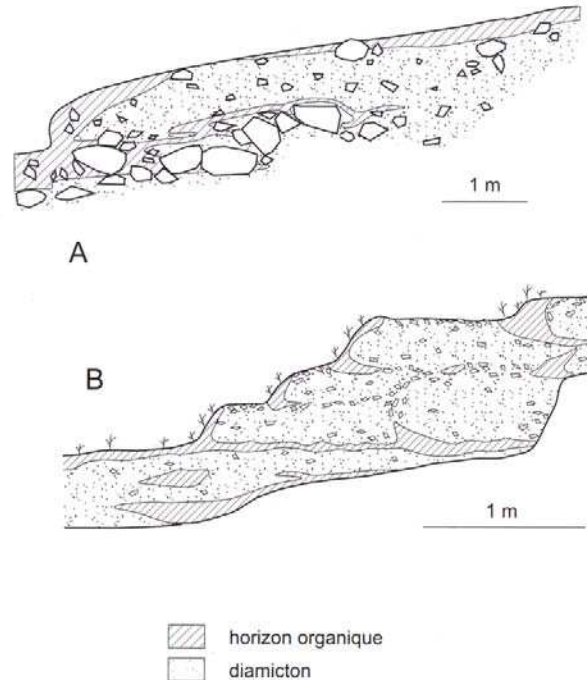
Dans Harris et al., 2007, d'après Matsuoka 2001

- ✓ La profondeur de la couche active dans le cas où un pergélisol existe en profondeur (cas d). Les mouvements dans le pergélisol sont impossibles. En revanche, le pergélisol froid fournit un front de gel (gel bipolaire au total) entraînant la formation d'une zone riche en glace au sommet de son toit. Au dégel, cette zone devient favorable aux mouvements et de forts gradients de vitesses y sont enregistrés.

Il a par ailleurs été démontré expérimentalement (Coutard et al., 1988 ; Harris et al., 1993, 1995, 1997) et sur le terrain (Bertran et al., 1995 ; Francou et Bertrand, 1997) que la gélifluxion est généralement favorisée dans les sols fins gélifs (sols silteux par exemple) avec une limite de liquidité basse. C'est dans ces conditions que la teneur en eau du sol augmente de façon significative et peut dépasser la limite de liquidité lors de la fonte de la glace du sol.

Les versants façonnés par la solifluxion présentent la caractéristique d'être assez peu incisés, car ils sont façonnés dans leur ensemble, sur toute leur surface (Tricart et Cailleux, 1967). Plus précisément, l'expression morphologique la plus apparente du processus de solifluxion se traduit par des bourrelets de matériau (lobe ou terrasse) qui correspondent à des plis de la couverture superficielle et qui peuvent atteindre plusieurs dizaines de cm d'épaisseur (Benedict, 1970); ces déformations se développent sur des pentes comprises entre 2 et 35° et c'est ce que l'on appelle généralement des « loupes, lobes, ou coulées de solifluxion ». Elles témoignent d'un mouvement hétérogène (variations liées à la présence éventuelle de végétation et/ou de blocs grossiers) de la partie supérieure du sol qui leur donne des formes plutôt allongées. Ces écoulements constituent des lobes qui progressent à la façon

de chenilles de char, c'est à dire par roulement du matériau depuis la surface vers le front de la loupe puis vers sa base (Figure II- 21). Ce mécanisme peut être à l'origine d'une stratification des dépôts (Blikra & Nemec, 1998 ; Nemec & Kazanci, 1999 ; Van Steijn et al., 1995, 2002) et induit un mouvement sur des pentes souvent supérieures à 6° environ où il remplace la solifluxion en nappe observée sur des pentes plus faibles (Everett 1967).



Solifluxion forms.

A : coupe d'une coulée de solifluxion des montagnes du Colorado (d'après Benedict, 1970). B : coupe d'une superposition de coulées au Spitzberg (d'après Repelewska-Pekalowa et Pekala, 1993).

Les taux, processus et formes associées à la gélifluxion sont repris dans une synthèse proposée par Matsuoka (2001). Une synthèse des travaux expérimentaux sur la gélifluxion est également proposée par Font (2002).

B- L'action du gel sur les roches.

B1- La gélifraction (frost shattering).

Ce processus fréquemment observé en domaine périglaciaire est à l'origine de la fracturation des substrats rocheux. Sous l'effet du gel, les roches subissent de fortes contraintes internes en raison des pressions interstitielles (Figure II- 22) exercées par les changements d'état de l'eau contenue dans l'ensemble des pores connectés de la roche. L'alternance des cycles gel/dégel est le paramètre favorisant de façon significative la fragilisation puis la détérioration de ces roches (Lautridou, 1985). Par ailleurs, plus la teneur en eau/glace est forte, plus les roches sont mécaniquement sollicitées : on observe par exemple un gradient d'efficacité de la gélifraction sur des parois ou versants dont la teneur en eau diminue de la base (forte fracturation) au sommet (faible fracturation).

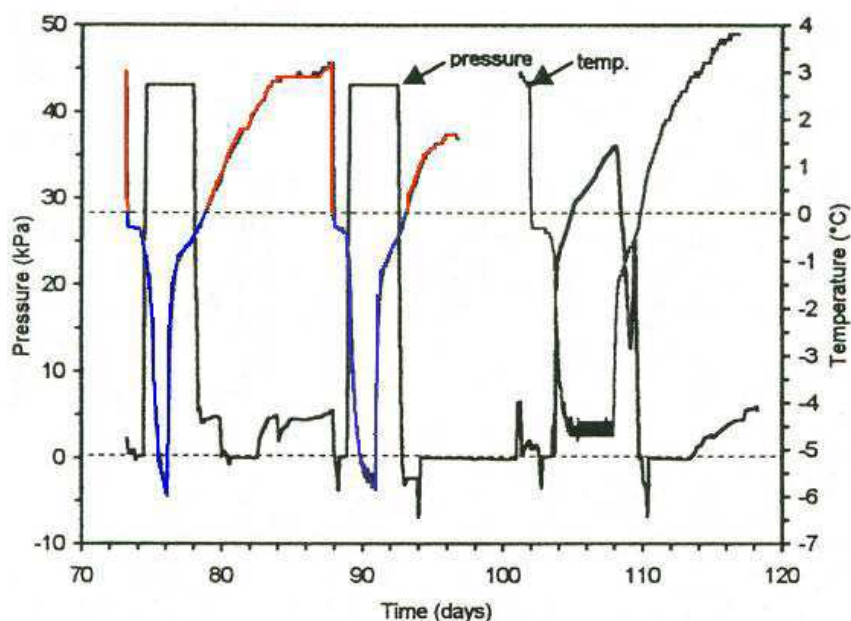


Figure II- 22 : Relation entre les températures et la pression interstitielle au sein d'un bloc de roche riche en glace soumis à des cycles gel/dégel.

Pressure and rock temperatures in a chalk block during 3 freeze-thaw cycles.

Données expérimentales issues des travaux de Murton et al. 2000.

Il a cependant été démontré (Maurie, 1960) que sous le seul effet des efforts de tension due aux variations brutales et intenses de températures, des fracturations pouvaient se produire et ce en absence d'eau : on parle alors de thermoclastie. Dans ces conditions, la désagrégation de la roche n'apparaît pas comme un phénomène « réservé » aux conditions climatiques de type périglaciaire. La gélifraction s'observe de façon beaucoup plus ubiquiste et peut par exemple être très efficace en plein désert saharien (Van Vliet Lanoë, 2005).

Dans tous les cas, la détérioration s'exprime par des fracturations plus ou moins régulières au sein de la roche qui se délite et se disloque à plus ou moins long-terme (Figure II- 23).

Au cours du gel, les pressions moyennes subies par les roches sont de l'ordre de 14 kg/cm² (Tricart et Cailleux, 1967). Sous ces pressions, de nombreuses roches éclatent ; on parle alors du processus de gélivation, phénomène à l'origine de la **gélifraction**. Celle-ci est essentiellement sous le contrôle de deux paramètres (Tricart et Cailleux, 1967) : (i) la quantité et la répartition de l'eau dans la roche et (ii) la résistance au cisaillement de la roche. A ces deux paramètres, on pourrait ajouter (iii) la porosité (Lautridou, 1971 ; Lautridou & Ozouf, 1982) et (iv) les caractéristiques du gel (Lautridou, 1985).

Plus la roche est parcourue de vides, nombreux donc mais aussi réguliers et ouverts, plus l'action destructrice de la gélifraction sera forte. La quantité (White, 1976) et la localisation (Murton et al., 2000, 2001 & 2006) de l'eau dans la roche sont ainsi à l'origine de la constitution de glace de ségrégation. Celle-ci est stockée principalement dans les vides de la roche (pores, fissures ou fractures pré-existentes). Processus érosif très efficace contrôlant la cohérence de la roche, la gélifraction a fait l'objet de nombreuses modélisations physiques

(Lautridou, 1971 ; Prick et al., 1993 ; Murton et al., 2001 et 2006...) détaillées dans le paragraphe II-3-1. Le réseau de fractures obtenu par expérimentation (Murton et al. 2000, 2001 & 2006) suggère que le gel qui accompagne la formation et la fonte d'un pergélisol pilote (i) la concentration de fractures horizontales dans les 1-2 m supérieurs de certains substrats rocheux en France et Angleterre et (ii) une diminution de la densité des fractures avec la profondeur.



Figure II- 23 : a- bloc gélifracté (Sancy, Massif Central) ; b- parois calcaire gélifractée (Luc sur mer, Normandie) ;c- substrat gréseux gélifracté (Ecalgrain, Normandie).

Frost shattering of pebbles (a), limestone cliff (b) and sandstone bedrock (c).

La conséquence directe de ce processus de gélifraction est la production en assez grande quantité de petits blocs qui se désolidarisent de leur « roche-mère ». Ces blocs appelés gélifracts ou cryoclasts (produits de la gélifraction), présentent le plus généralement des formes anguleuses ; cependant, leur taille mais aussi leur formes peuvent dépendre de la structure de la roche dont ils sont issus : un grès produira des éléments anguleux et plutôt massifs alors qu'un schiste se délitera en petites plaquettes (exemple de variation de type de gélifracts constituant les dépôts de pente –heads- du Nord-Cotentin).

II- 2-2- Les processus rapides (rapid mass wasting)

Quelque soit le régime climatique considéré, la stabilité des versants est une préoccupation omniprésente dans l'esprit des hommes qui cherchent à préserver et protéger leur milieu. Des portions de versant et parfois des versants entiers sont en effet susceptibles d'être affectés par des déformations « instantanées » (mouvements de terrain rapides et catastrophiques) les rendant instables donc dangereux. Les ruptures à l'origine des déstabilisations de terrain (mouvements de surface), sont la conséquence d'une combinaison de nombreux paramètres qui font perdre au sol sa cohésion et sa stabilité. Le processus d'initiation des mouvements de terrain rapides fait appel aux propriétés géotechniques du sol. La rupture brutale d'un versant (ou d'une portion de versant) s'explique par le franchissement d'un seuil de stabilité dont la cause est parfois difficile à déterminer en raison du grand nombre de paramètres en jeu. Une fois ce seuil franchi, une portion de sol est arrachée au versant et transportée en contrebas sur des distances variables pouvant atteindre plusieurs kilomètres dans le cas de coulées de boue. Ces événements contribuent alors à une redistribution de matériau sur l'ensemble des versants par un transfert depuis l'amont vers l'aval. Leur signature et leur impacts morphologiques sont considérables : la puissance, l'ampleur et la brutalité de certains de ces événements spectaculaires les placent dans des

catégories de phénomènes dits catastrophiques. Ils diffèrent nettement des processus plus lents précédemment cités (paragraphe II-2-1) par le fait qu'ils sont (i) **localisés** (et non généralisés à l'ensemble du versant) et **périodiques** (et non continus). Ceci ne réduit en rien leur efficacité et leur rôle érosif, comparé à celui des processus lents dont les volumes érodés induits sont souvent inférieurs.

Le matériau arraché au versant peut ensuite (i) s'accumuler sur les flancs du versant ou (ii) atteindre sa base et alors être évacué par les cours d'eau ou encore enrichir les lacs et plateaux continentaux.

A- Les différents processus d'érosion rapide

Les processus élémentaires de transport de sédiment sont répartis en plusieurs catégories regroupant par exemple la chute, la reptation, le glissement, l'écoulement, le charriage et la suspension (Bertran et Coussot, 2004). Ces catégories font appel à la teneur en eau impliquée dans le processus. Il existe de nombreux autres critères utilisés pour la classifications de ces différents processus de transport (Figure II- 24). Parmi ces critères on retrouve très souvent la teneur en eau (Meunier, 1991 - Figure II- 25; Coussot et Meunier, 1996 ; Lorenzini & Maza, 2004), mais aussi la nature du fluide interstitiel (Bertran & Coussot, 2004), la vitesse de progression (Pierson et Costa, 1987 ; Bertran & Coutard, 2004), la granulométrie (Coussot et Meunier, 1996) ou encore le volume déplacé (Innes, 1983a).

Auteurs	Critère de classification
Brunsdén (1979)	Morphologie initial du versant
Innes (1983a)	Volumes déposés
Pierson et Costa (1987)	Vitesse & concentration en sédiments (texture)
Meunier (1991)	Teneur en eau & nature (texture) des sédiments
Coussot & Meunier (1996)	Concentration en sédiments & en argile
Lorenzini et Mazza (2004)	Vitesse de déplacement & Teneur en eau
Bertran & Coussot (2004)	Vitesse de déplacement

*Figure II- 24 : Critères utilisés pour la classification des mécanismes de transport de sédiment.
Various factors used for sediment transport recognition.*

Dans notre cas, nous nous attacherons à étudier deux types de mouvements rapides dont l'activité peut être particulièrement forte dans les régions périglaciaires : les **glissements de terrain** (*landslides*) et les **coulées de boue/débris** (*mud/debris flows*). Ces deux processus élémentaires de transport s'inscrivent dans les grandes catégories « glissement » et « écoulement » respectivement. Parmi toutes les catégories de mouvement rapide illustrées sur la Figure II- 25, (chute, reptation, charriage, suspension...), les deux citées sont celles mettant en jeu des processus :

- ✓ au pouvoir érosif très fort,
- ✓ pour lesquels la teneur en eau du matériau est un facteur essentiel d'initiation
- ✓ faisant intervenir un mélange dans lequel aucune phase (solide, liquide ou air) n'est en fort excès.

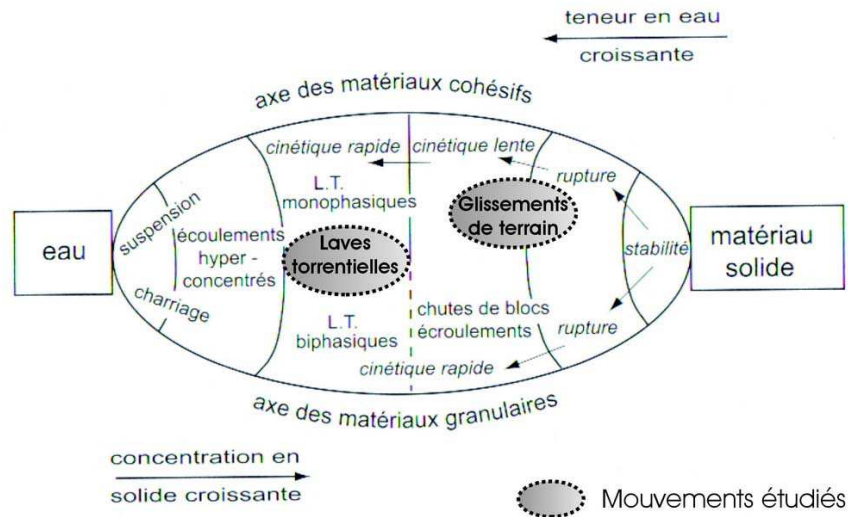
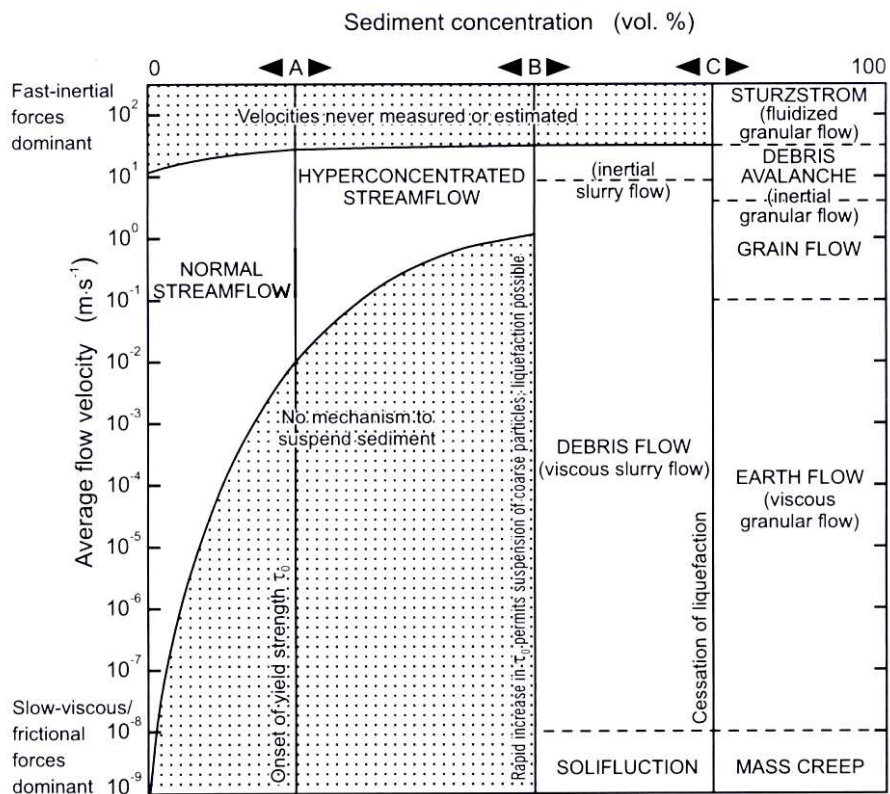


Figure II- 25 : Classification des processus de transport de sédiment en fonction de leur teneur en eau et en matériau solide.

Sediment transport classification with water and solid contents.

D'après Meunier, 1991



Fluid type	Newtonian	Non-Newtonian	
Interstitial fluid	Water	Water + fines	Water + air + fines
Flow category	Streamflow		Slurry flow Granular flow
Flow behavior	Liquid	Plastic	

Figure II- 26 : Classification rhéologique des transports de sédiment.

Rheological classification for sediment transport processes (from Pierson et Costa, 1987).

Selby (1993) modifié d'après Pierson et Costa (1987).

Les paragraphes suivants auront pour objectifs de présenter les conditions favorables au déclenchement de ces mouvements en milieu périglaciaire ; l'accent sera porté sur leur impact sur la morphologie des versants (Figure II- 27).

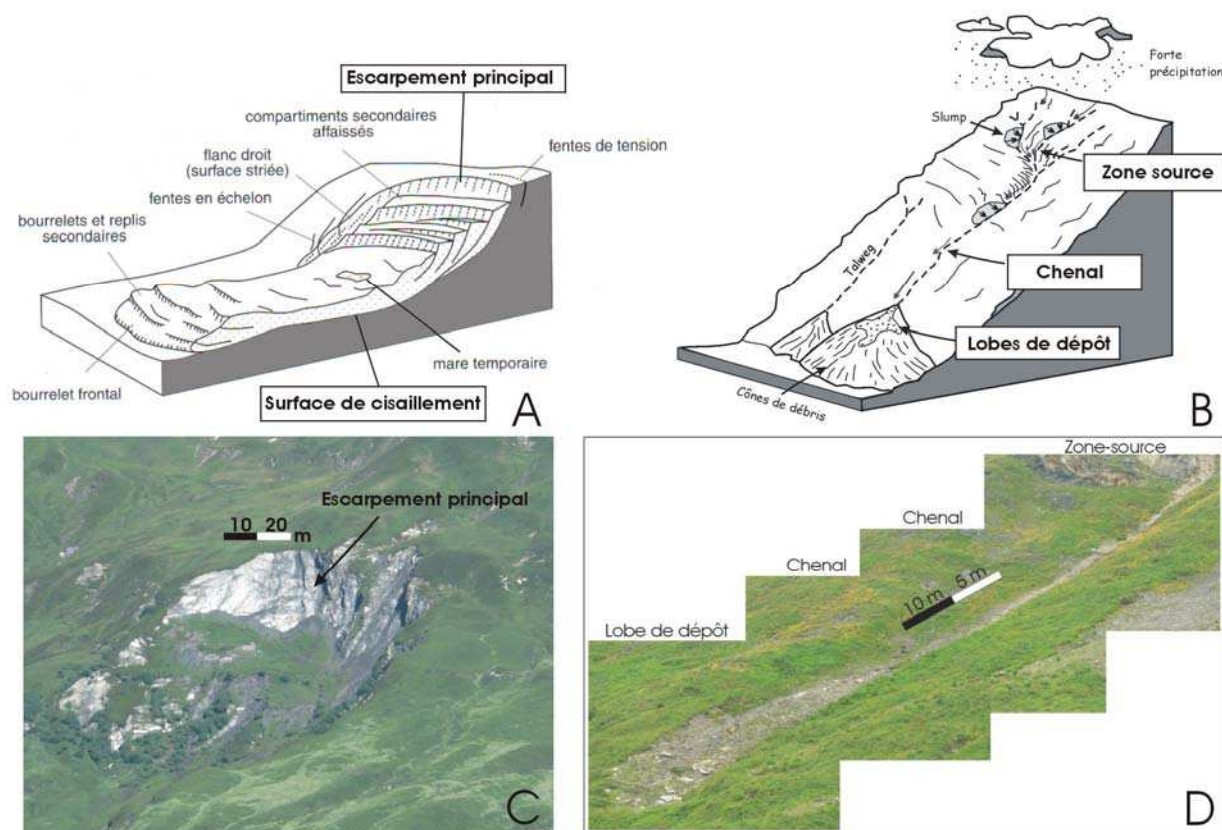


Figure II- 27 : Cicatrices morphologiques laissées par les mouvements rapides de terrain.

Rapid mass wasting scars.

GLISSEMENT DE TERRAIN/ A : bloc diagramme (d'après Bertran et Coussot, 2004) ; C : Glissement rotationnel au Cormet d'Arêches (Savoie, France).

COULEE DE DEBRIS/ B : bloc diagramme (modifié d'après Font, 2002) . D : Coulée de débris près du lac des fées (Savoie, France).

La modélisation physique présentée au chapitre V ayant pour objectif majeur de déterminer le rôle des coulées de débris sur l'évolution morphologique des versants, il paraît important de rappeler ici brièvement les caractéristiques principales des coulées de débris.

B- Zoom sur les coulées de débris

B1- Définition

Johnson & Rahn (1970) définissent le processus pour la première fois comme un mouvement en masse gravitaire, intermédiaire entre un glissement et un écoulement fluide. Plus tard, Varnes (1978) parle d'un mouvement rapide en masse d'un mélange de grains solides, d'eau et d'air sous la forme d'un écoulement visqueux.

De nombreux termes (coulée de boue, lave torrentielle, lahar...) et de nombreuses classifications (cf paragraphe précédent) ont été proposées depuis que des recherches se sont portées sur ce processus. Le terme *debris flow* semble désormais avoir été adopté par l'ensemble de la communauté scientifique. Sa traduction française littérale, « coulée de

débris », sera employée tout au long de notre étude expérimentale. Nous retiendrons également dans la définition donnée par Varnes (1978) les trois mots-clés essentiels, propres aux coulées de débris, (i) écoulement, (ii) mélange (débris, eau et air) et (iii) rapidité. En se référant aux différentes classifications, les coulées de débris rassemblent les deux caractéristiques suivantes : (i) une concentration en sédiment comprise entre 25 et 86 % (Costa, 1984) et (ii) une vitesse comprise entre 10^{-8} et 10 m.s^{-1} .

Une distinction fréquente est faite entre les coulées de boue (*mudflow*) et les coulées de débris, suivant la quantité d'éléments grossiers transportés et/ou la vitesse de transport (Lorenzini et Mazza, 2004). Au cours de notre modélisation physique et des chapitres suivants, ne pouvant estimer la teneur en eau des différents phénomènes gravitaires expérimentaux, aucune distinction ne sera faite entre les deux processus ; nous regrouperons donc les deux phénomènes sous le terme coulée de débris.

D'un point de vue physique, deux comportements se distinguent également en fonction de la texture du matériau en mouvement et plus précisément en fonction de sa teneur en argile : une coulée à forte fraction argileuse aura un comportement dicté par la matrice interstitielle alors qu'une coulée à forte concentration en débris aura un comportement dicté par le squelette granulaire (Bertran et Coussot, 2004). Pour ces deux cas, l'écoulement est différent, mais la cinématique globale et l'organisation sédimentaire restent semblables.

Il est d'autre part à noter qu'un phénomène naturel résulte le plus souvent d'une combinaison de plusieurs mécanismes élémentaires : le ruissellement peut par exemple être à l'origine d'un glissement de terrain (par infiltration d'une partie de l'eau dans le sol) qui lui-même peut se transformer en coulée de débris par liquéfaction de la masse en mouvement. Néanmoins, un des processus domine et confère au dépôt l'essentiel de ses caractéristiques.

B2- Matériau affecté

Les matériaux affectés par les coulées de débris sont de nature et de granulométrie très variées. D'une manière générale, le matériau mobilisé dans les coulées de débris est peu ou pas consolidé, donc facilement déstabilisable. Il peut être issu (i) d'instabilités survenues au cœur même des versants ou (ii) de ruptures de barrage ayant antérieurement retenu et accumulé des quantités importantes de matériel parfois très grossier. La nature des matériaux est, en général, directement liée à la nature géologique des versants affectés.

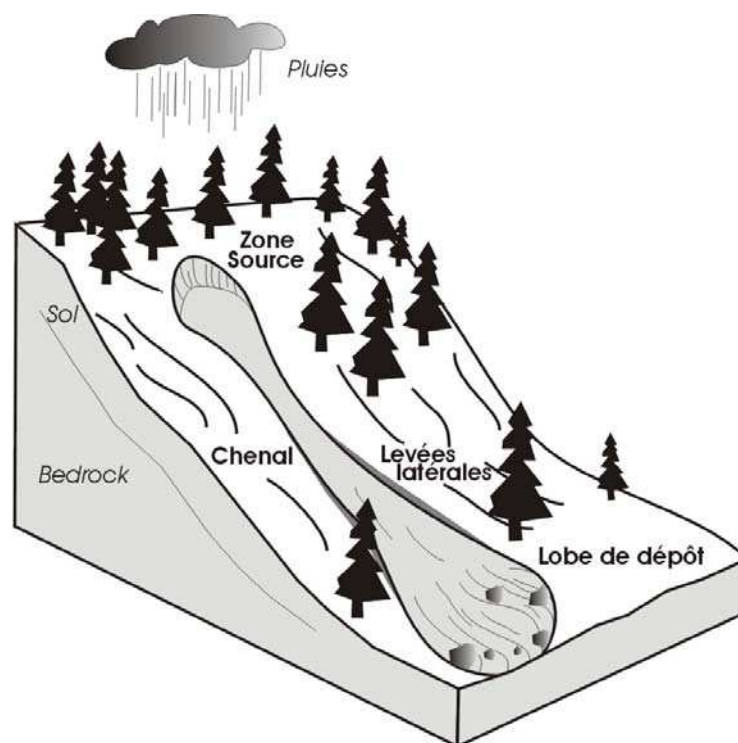
La masse de matériel mobilisable est donc issue de l'altération et de l'érosion de parois rocheuses, de l'éboulisation, d'avalanches, de coulées sèches, de glissement de terrain ou même de cryoexpulsion (Pérez, 1998). Le matériau altéré s'accumule à la base des parois et escarpements ou dans des ravins antérieurement creusés, dans des « réservoirs » qu'on appelle zone-source ou zone d'alimentation (cf paragraphe suivant). Le matériel qui y est accumulé, est largement hétérométrique, puisque qu'il comprend des particules micrométriques à métriques. La limite granulométrique supérieure des matériaux impliqués dans les coulées est d'ailleurs très élevée : un bloc de 3000 tonnes a par exemple été observé au Japon à plusieurs kilomètres de sa zone-source (Takahashi, 1981). En Nouvelle-Zélande, un bloc de 37 tonnes a été retrouvé à 57 kilomètres de sa localisation initiale (Mac Donald, 1972).

Le matériau que l'on retrouve dans les coulées de débris est souvent peu argileux : de 3 à 20 % (Innes, 1983). Dans les coulées, il s'agit de matériaux pouvant passer de l'état de corps rigide et immobile à un état de boue liquide pour une faible augmentation de la teneur en eau (faible limite de liquidité et faible indice de plasticité ; Johnson et Rodine, 1984).

Un cas particulier concerne les coulées déclenchées sur le versant des volcans et mobilisant les cendres déposées par les projections volcaniques successives (Pierson, 1980 ; Lavigne & Thouret, 2003). Ces coulées nommées « lahars » transportent alors de grandes quantités de matériau fin facilement mobilisable. Ce cas particulier ne sera pas abordé au cours de ce travail.

B3- Morphologie

Les coulées de débris sont des processus érosifs mobilisant de grands volumes de matériau. Leur impact important sur la morphologie des versants est lié à la cicatrice typique qu'ils dessinent à chacun de leur passage. Cette cicatrice se divise en trois zones caractéristiques : une zone-source, un chenal et un lobe de dépôt (Figure II- 28).



*Figure II- 28 : Morphologie-type d'une coulée de débris.
Classical morphology of a debris flow.*

✓ *La zone-source*

Les zones où s'initient les coulées de débris sont le siège d'une érosion importante. La profondeur d'incision et la surface affectée contrôlent (i) le volume impliqué dans la coulée et par conséquent (ii) la morphologie de la coulée et (iii) son impact morphologique sur le versant. Cette zone d'initiation est appelée « zone-source ». Elle est située en amont ou à mi-versant, où les pentes sont supérieures à 25°. Elle a en général une forme semi-circulaire et

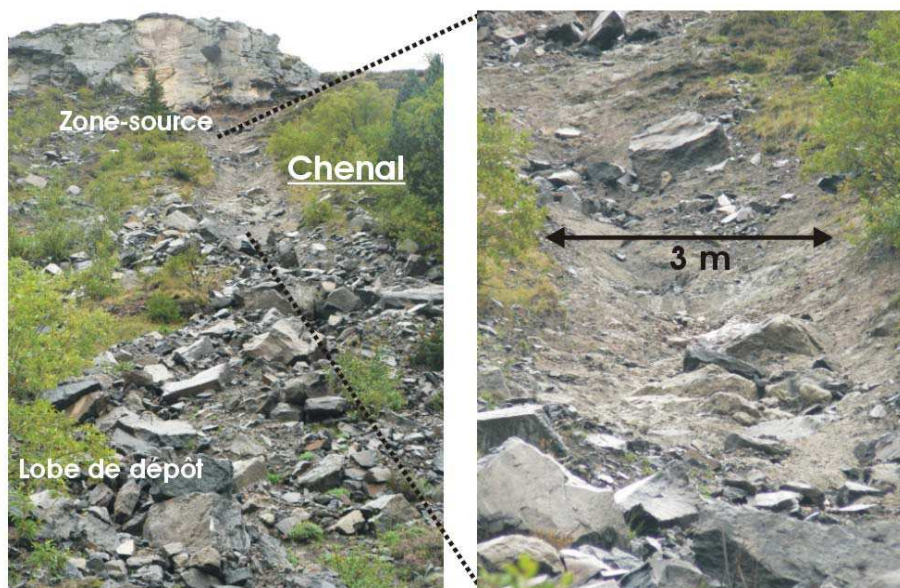
présente le plus souvent une cicatrice d'arrachement pouvant atteindre plusieurs mètres de hauteur (Figure II- 29).



**Figure II- 29 : Zone-source de la coulée des Egravats (15 janvier 2004), vallée de la Haute Dordogne.
Source-area scar of a debris flow induced in the Massif Central, France.**

✓ *Le chenal.*

Une fois le matériau déstabilisé au sein de la zone-source, son transport est assez rapidement localisé au sein d'un chenal ; en effet, le transport s'effectuant sous la forme d'un écoulement visqueux, la masse en mouvement est rapidement concentrée au cœur de ce chenal qui est à la fois siège d'érosion (à sa base), de transport et de dépôt (sur ses bordures latérales) (Figure II- 30). L'incision (liée au cisaillement exercé par le matériau transporté à la base du chenal) peut être forte lorsque le volume de la coulée est important et/ou lorsque la coulée se déclenche suite à la rupture d'un barrage et empreinte alors un chenal déjà existant. Les chenaux sont latéralement bordés de dépôts abandonnés lors de la progression de la coulée. Ces dépôts, dont l'épaisseur peut atteindre 2 à 3 mètres, sont caractéristiques du processus : on parle de levées latérales (Figure II- 31 et Figure II- 32).



**Figure II- 30 : Chenal laissé par une coulée de débris au cœur du site des Egravats, vallée de la Haute Dordogne.
Debris flow channel illustrating local incision.**

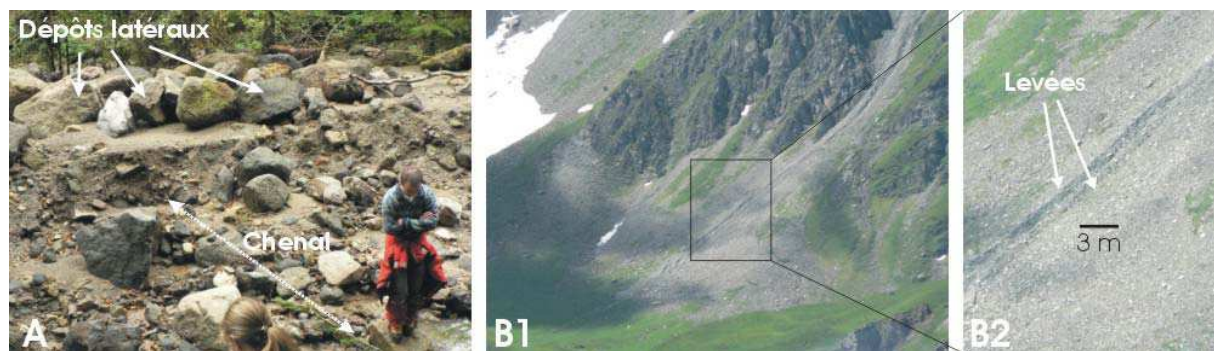


Figure II- 31 : Levées latérales bordant le chenal des coulées de débris.

Lateral deposits on the channel sides of a debris flow.

A : Coulée des Egravats (Haute-Dordogne) ; B1 & B2 : coulée sur le versant sud du Plan de la marmotte (Savoie).

Un granoclassement inverse est observé au sein de ces levées, les éléments les plus grossiers s'accumulant à l'extérieur de la levée. Ces dépôts caractéristiques peuvent aussi se former lorsque l'écoulement n'est plus confiné (la hauteur de la coulée est supérieure à la profondeur du chenal) ; dans ce cas, le matériel se dépose sur les berges du chenal.

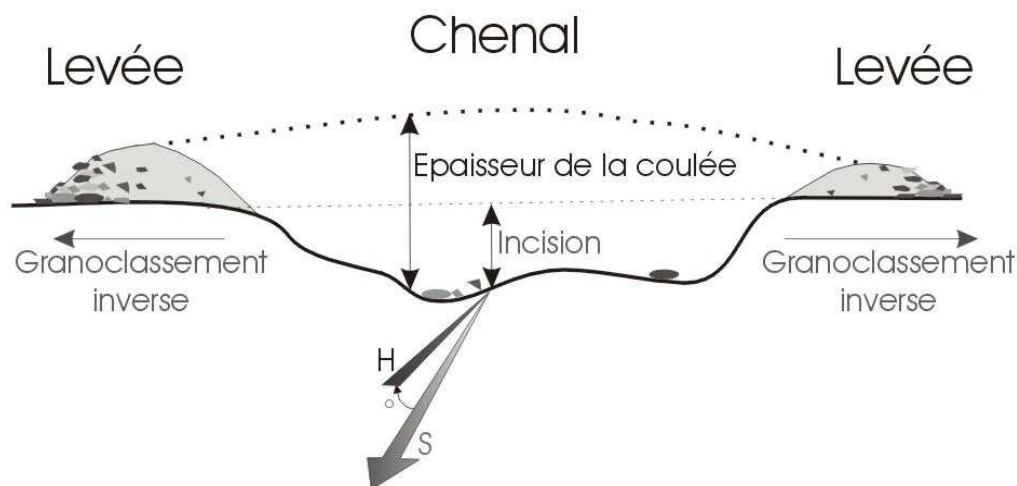


Figure II- 32 : Section transversale d'un chenal bordé de levées latérales.

Cross section of a debris flow channel with lateral deposits (levees).

Modifié d'après Johnson et Rodine, 1984.

H : plan horizontal ; S : pente

✓ *Le lobe de dépôt*

A la faveur d'une pente plus faible, la vitesse d'écoulement du matériau en transit sur le versant s'amenuise jusqu'à tendre vers un arrêt de la coulée qui se traduit par la constitution d'un lobe de dépôt (Figure II- 33). Ce dépôt terminal sous forme de lobe est peu structuré en dépit de l'existence d'un front grossier (pierreux) à l'avant du lobe (Figure II- 33-B). Une stratification aléatoire du lobe peut néanmoins exister lorsque la coulée se produit en plusieurs vagues successives ; il s'agit dans ce cas d'une superposition de petits lobes de dépôt.

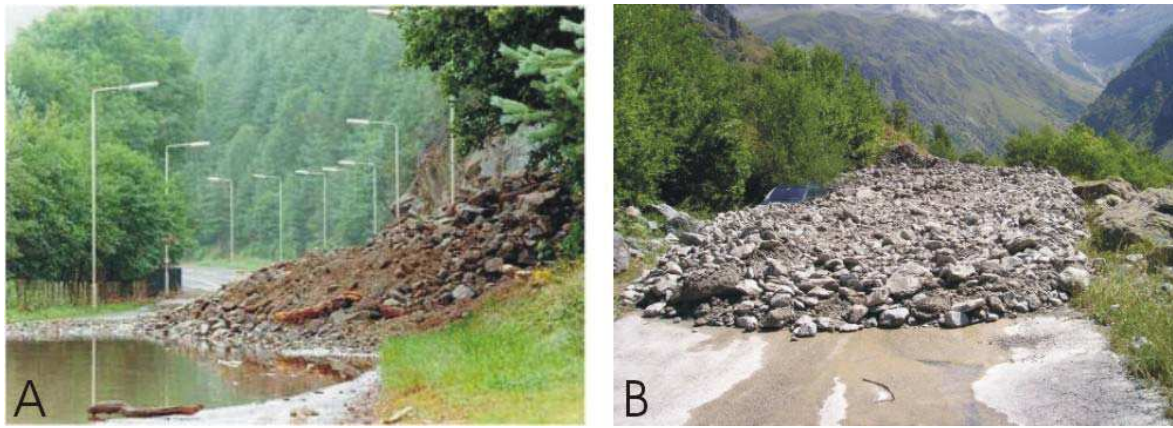


Figure II- 33 : Lobe de dépôt avec front pierreux.

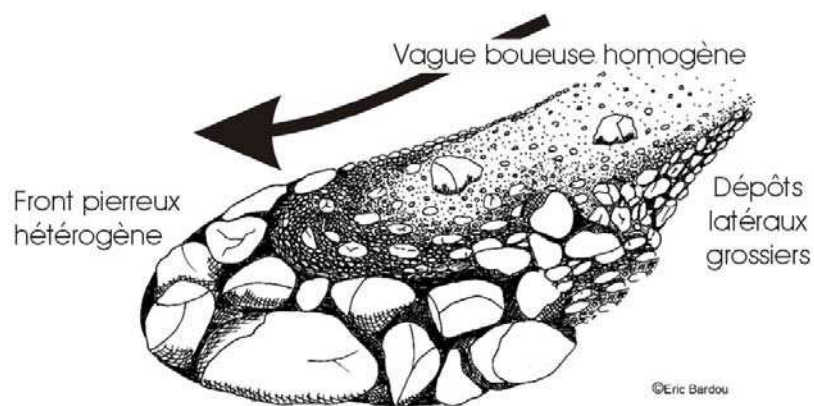
Coarse front of the debris flow final deposit.

A : Dépôt sur l'A887 Trunck Road (Invermoriston, Ecosse, Août 1997) ; Crédit photo : Northpix ; Source : <http://www.scotland.gov.uk> - B : Dépôt à Courmayeur (vallée d'Aoste, Italie, septembre 2004) ; Source : <http://www.risknat.org>.

B3- Dynamique

La morphologie des cicatrices laissées par les coulées de débris traduit la dynamique particulière du processus. On distingue habituellement deux types principaux de mécanisme à l'origine des coulées de débris : (i) une initiation par transformation d'un glissement de terrain par dilatance et liquéfaction de la masse de matériau (Terzaghi, 1950 ; Pierson, 1980 ; Larsson, 1982 ; Johnson et Rodine, 1984 ; Iverson et al., 1997 ; Malet et al., 2005) et (ii) une initiation suite à une rupture de barrage libérant une masse de matériau piégé (Rickmers 1913; Johnson et Rodine, 1984, Costa, 1994; Takahashi, 1978, 1980, 1981).

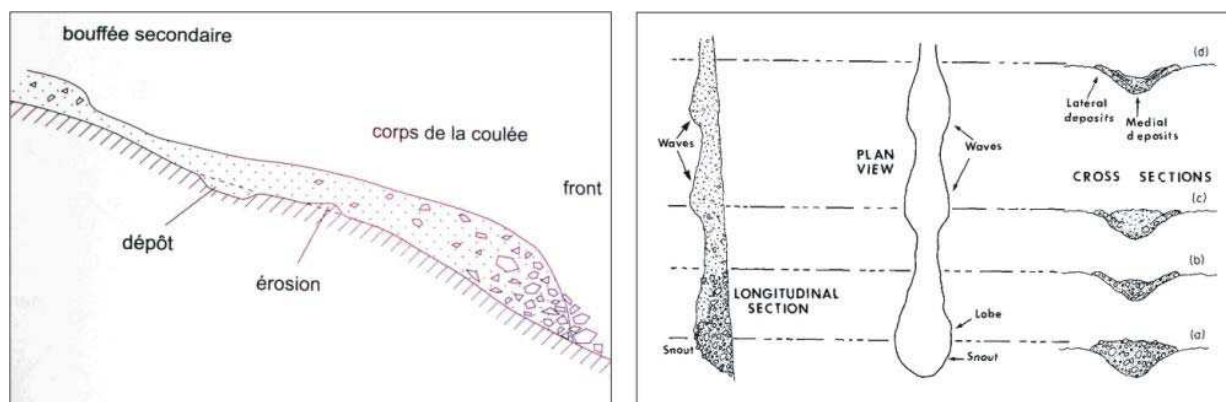
Une fois le processus d'écoulement initié, le matériau en mouvement se chenalise assez rapidement en raison de la forte viscosité du mélange. La progression de la coulée est souvent décrite comme le déplacement d'un front de débris grossiers assez large poussé par une vague constituée d'éléments globalement moins grossiers que ceux du front (Figure II- 34). Derrière cette vague importante suivent des écoulements plus fluides transportant du matériel fin (Pierson, 1981, Johnson et Rodine, 1984).



Scheme of a debris flow wave pushing a coarse front.

Modifié d'après Bardou, 2002.

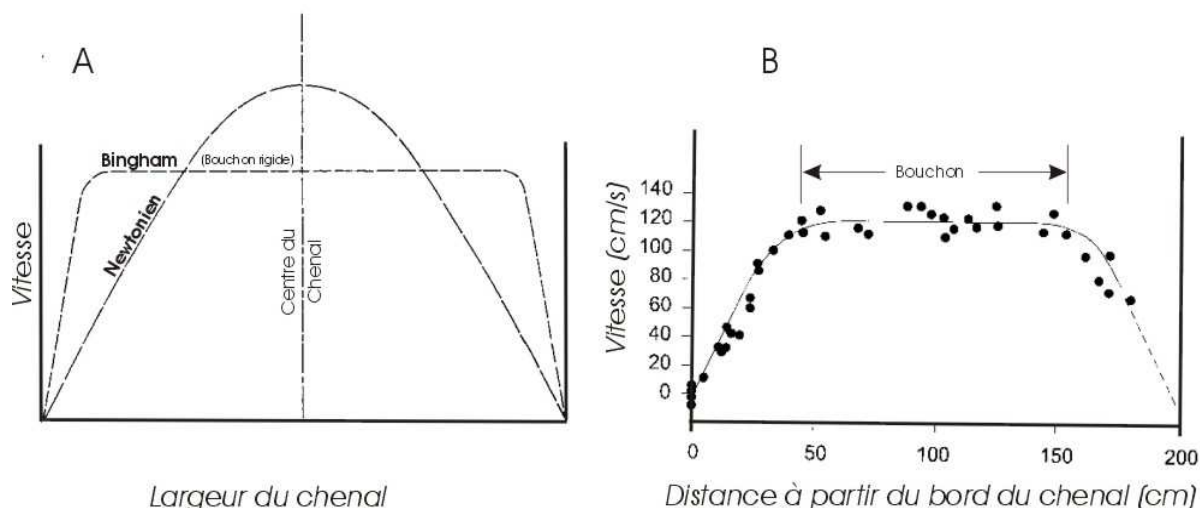
Une coulée de débris se déclenche souvent en plusieurs vagues successives (bouffées) espacées de quelques secondes à plusieurs heures (Figure II- 35). La répétition et la succession de ces vagues est le résultat de déstabilisations décalées dues (i) à des variations de l'intensité pluviométrique, (ii) à des déclenchements en chaîne suite à des modifications topographiques locales liées aux instabilités antérieures, (iii) ou encore à des embâcles temporaires.



Successive waves of a debris flow.

A gauche : coupe longitudinale (Bertran et Coussot, 2004) ; à droite : vues en plan et en section d'une coulée à plusieurs vagues (Johnson, 1970).

La vitesse d'écoulement est variable et comprise entre $0,5$ et 15 m.s^{-1} (Sauret, 1987) voire plus exceptionnellement 20 m.s^{-1} (Lorenzini & Massa, 2004). Les vitesses les plus fortes sont mesurées au centre du chenal, la friction des parois latérales réduisant celles mesurées sur les bordures de l'écoulement (Johnson et Rodine, 1984) (Figure II- 36). Cet aspect sera étudié lors de l'analyse de la dynamique d'une coulée de débris expérimentale (chapitre VI).



Velocity profiles across a debris flow channel.

A : distribution des vitesses pour des fluides newtonien et de Bingham (Johnson, 1970) – B : distribution des vitesses pour un fluide de Bingham - données expérimentales - Dans Bertran et Coussot, 2004 ; d'après Johnson et Rodine, 1984.

B4- Dimensionnement

Les dimensions atteintes par les coulées de débris sont très variables selon les contextes topographiques et/ou climatiques. Les tableaux de la Figure II- 37 et de la Figure II- 38 illustrent la gamme étendue de ces dimensions.

Auteur	Lieu	Zone source	Chenal/ravin	Lobe(s)
Wang et al., 2003	Hiroshima	L=16m La=13m P=2m V=250 m ³	Vt=5000m ³	
Wilkerson & Schmid, 2003	Glacier National Park, Montana		Lt= 150 à 600m S=10 à 33° Alt=2100 à 1550 m	Vt=1900m ³
Palacios et al., 1999	Jamapa glacier (Mexico)	L=50 à 100m La=20m P=3m Alt=4360m	L>1000m La=15m	L=30m La=15m
André, 1990	Spitsberg	S= 35° 7% fines < 50 microns		S= 18° surf pavée Vt=300m ³
Berti et al., 1999	Dolomites	S=30 à 40 ° alt=3200m 600m ³	L=1632m Bassin=0.3km ² P=0,5 à 2,5m	S=10 à 15° alt=1000m L=60m ; La=50m Ep=1,8m Vt=6000m ³
Bertran et Texier, 1994	Vars (Alpes) vallon Laugier	Alt~2600m Su=10 ³ à 10 ⁴ m ² S=33 à 40° P= 1,2m	L=200m S=16 à 28° levées à matrice sablo- argileuse: H=30 à 50 cm	S=10 à 20° Matériel déplacé = 41 m ³
Blijenberg, 1998	Vallée Bachelard (France)	Alt= 1975 à 2600 m Su=0.03 km ² S=33 à 38° Grès, marnes et sable	L=280m La=75m S<30°	
Van Steijn, 1992	Bachelard (Alpes)	Alt= 2100 à 2800m 200 coulées sur 15 km ²	17% : L<300m 22% :L=3 à 400m 68% :L=3 à 700m 2% :L>900m	Vmax= 25000 m ³ Vmoy= 100 à 300m ³
Decaulne, 2000	Islande	S=25 à 35° 20 à 35m d'ép. d'éboulis		V=70 à 3500m ³
Larsson, 1982	Longyear valley, Spitzberg	S=22,5 à 38 ° L=2 à 94m La=1,5 à 19m P=0,3 à 1,2m V=1 à 1800 m ³ (svt < 100 m ³)	Vt érodé dans la vallée =7000 m ³ pour une surface de 6.8 km ² Dénudation=1 mm	
Huscroft, 2003	Mount Sumanik	10 debris flow S=24 à 29 °		

Auteur	Lieu	Zone source	Chenal/ravin	Lobe(s)
Huscroft, 2003	Silver creek	4 debris slide Moraine silteuse Cicatrice : p=1m La= 10m		La= 26m
Harris et Gustafson, 1993	Mt Elias Territoire de Yukon (61 °N)	En V S=56 ° Moraine et argile 5 coulées	Profil concave, en V S=28 à 34 ° Débit max = 21.6 m ³ /s Levées L= 300m P=20 cm	S= 8 à 14 ° Ep= 1 à 30 cm V sedtr= 0.3 à 6000 m ³
Berti, 1999	Dolomites (Italie)	1000 à 3200m 30°	S=18° L=1632 m P= 0.5 à 2.5 m max Incorporation = 6m ³ /m	S=7° L=60m La=50m Ep = 0.8m Vt= 6000 m ³
Addison, 1987	Snowdonia (North-Wales)	Initiation dans ravin (La=18 m ; P=3.5 m) S=55° + falaises (80°) Cicatrice : La=4m P=1 à 2 m	L=585m Concave (max=38°) S moy.= 27,8 °	
Johnson & Rahn, 1970	Pennsylvanie Buffalo run	Ravin: L=130m La=17m P=12m		L=40m La=100m
Blair & McPherson, 1998	Owens valley (Californie)	Vallée : La=15 à 25 km L=150 km	Levées : Ep=100 à 300 cm La=1m S=9 à 12 °	Ep.=20 à 100 cm S=3 à 5 °
Prior et al., 1970	North-east Ireland (Ardelinis)	La=13,5 m P=2 à 2,5 m La max= 17 m	S moy = 38 ° L totale = 100 m	
Prior et al., 1970	North-east Ireland (Magilligan)	Rectangulaire La=15 à 30 m P=2 à 2,5 m	S moy = 26 ° L totale= 200 m La = de 1 à 4 m	Ep=0,3 à 1 m Gros blocs de basalte
Rapp & Nyberg, 1981	Northern Scandinavia Nissunvagge			Dépôt=10.000 m ³ S= 10° ; P=6-8m La=8-12m
Fuchu et al., 1999	Lantau Island, Hong kong		S= 30 à 40 °	
Curry, 1966	Tenmile Range Colorado		S= 41°	
Rapp and Nyberg, 1981	Nissunjarro (mountain of Abisko)	S = 41°	L totale = 284m	S = 13° V = 1000 m ³
Rapp and Nyberg, 1981	Pakkapahuktjakka (mountain of Abisko)	S = 31°	L totale = 1800 m	S = 4,5° V = 10000 m ³
Rapp and Nyberg, 1981	Rippatjakka (mountain of Abisko)	S = 41°	L totale = 630 m	S = 12° V = 5000 m ³

Auteur	Lieu	Zone source	Chenal/ravin	Lobe(s)
Remaître et al., 2005	Barcelonette Alpes françaises	S = 30 à 50°	L totale = 3000 m S = 25°	V = 11000 m ³ L=100 m La=250 m Ep.= 1,5 à 3 m
Boelhouwers et al., 1998	Du Toit's Kloof Western Cape	Su= 400 m ² S = 35°	P = 1 à 3,5 m La = 10 m	
Sosio et al. 2007	Rossiga valley, Central Italian Alps	Vt = 80 à 90000 m ³ S = 33° Rupture de barrage Débit max = 350 à 400 m ³ .s ⁻¹	L = 800 m La = 10 à 25 m S = 18° (haut) à 3,5° (bas). Smoy = 10,2° Vitesse = 8 à 10 m.s-1 Ep.max du flot = 10 m	Ep. = 3,5 m L = 80m La = 60m Ep moy = 2,5 m S = 6°

Figure II- 37 : Données de dimensionnement des différentes coulées de débris étudiées in situ.

In situ debris flow sizing.

L= Longueur ; La= largeur ; Su=Surface ; V=Volume ; S=Pente ; Ep=Epaisseur ; Alt=Altitude

Zone	Dimension	Minimum	Maximum
Zone-source	Largeur	1,5 m	200 m
	Longueur	2 m	450 m
	Profondeur	0,3 m	12 m
	Volume	250 m ³	1800 m ³
	Pente	24°	56°
Chenal	Largeur	1 m	75 m
	Longueur	100 m	5,6 km
	Profondeur	0,2 m	2,5 m
	Pente	9°	40°
Lobe de dépôt	Largeur	8 m	100 m
	Longueur	26 m	80 m
	Epaisseur	0,3 m	3,5 m
	Pente	3°	20°
	Volume	70 m ³	10 000 m ³

Figure II- 38 : Variabilité des dimensions atteintes par les coulées de débris observées in situ.

Size range of natural debris flows.

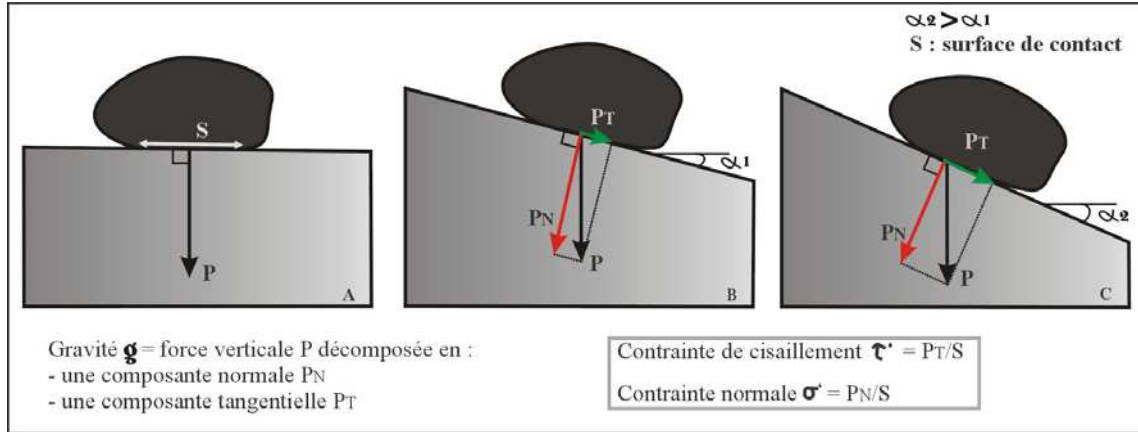
Avant de voir pourquoi les déstabilisations de pente peuvent être fréquentes en milieu périglaciaire, il paraît intéressant de rappeler brièvement les forces et facteurs favorisant ou limitant les mouvements rapides.

C- Facteurs d'instabilité : généralités

D'une manière générale, l'initiation d'une instabilité de pente résulte d'une compétition entre les forces agissant en faveur du mouvement et les forces entravant le mouvement.

Sur un versant, la force conductrice de l'ensemble des mouvements de terrain est la **gravité**. La force verticale qu'elle exerce se décompose en deux forces élémentaires (Figure

II- 39) : (i) une force parallèle à la pente correspondant, par unité de surface, à la **contrainte de cisaillement** τ' et (ii) une force perpendiculaire à la pente : la contrainte normale σ' . En observant les trois cas (A, B & C) de la Figure II- 39, on constate que plus la pente est forte, plus σ' diminue et plus τ' augmente rendant de plus en plus instable le bloc ou la portion de versant.



Gravitational force components on a solid.

La force favorisant le mouvement est donc la contrainte de cisaillement τ (*shear stress*) : elle est fonction de l'accélération de la pesanteur g , de la pente du versant α ($^\circ$) mais aussi de l'épaisseur de sol h (m). On la définit par :

$$\tau = h.g.\sin \alpha .\cos \alpha \quad (1)$$

En contrepartie, la force empêchant le mouvement est la **résistance au cisaillement** ζ (*shear strain*). Elle fait principalement intervenir (i) les caractéristiques intrinsèques du matériau c'est à dire la cohésion c (N.m² ou Pa) et l'angle de frottement interne ϕ ($^\circ$) et (ii) la contrainte normale effective σ (composante normale de la gravité ; Figure II- 39). La cohésion est égale à la contrainte nécessaire au cisaillement d'un échantillon de sol sous une charge nulle (forces de capillarité et tensions électriques entre particules). Plus l'échantillon sera dense et/ou aura une faible densité, plus sa cohésion sera forte. L'angle de frottement interne (ou angle de repos) est déterminé quant à lui par les forces de frottements agissant entre les particules. Ces forces sont directement fonction de la taille et surtout de la forme des grains. Plus les grains sont hétérométriques et anguleux, plus l'angle de frottement interne sera grand. La résistance au cisaillement est définie par la loi de Coulomb :

$$\zeta = c + \sigma.tang \phi \quad (2)$$

Sur un versant, le mouvement obéit aux relations fondamentales d'équilibre limite de la mécanique des sols (Terzaghi, 1950, 1967). Lorsque l'on essaie de définir l'état de contrainte du sol, deux possibilités apparaissent :

- ✓ soit on tient compte des forces interstitielles liées à la présence de l'eau et dans ce cas il est exprimé en **contraintes effectives**,

✓ soit on n'en tient pas compte et on l'exprime en **contraintes totales**.

La relation fondamentale établie par Terzaghi (1950) entre contrainte totale et contrainte effective est la suivante :

$$\sigma = \sigma' + u \quad \text{et} \quad \tau = \tau'$$

avec :

σ : contrainte normale totale dans le sol

σ' : contrainte normale effective

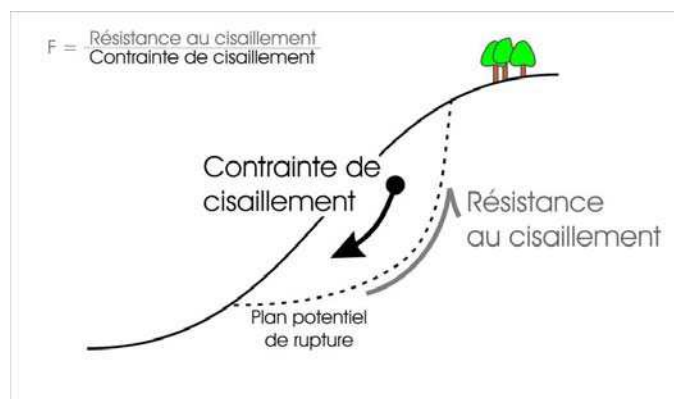
u : pression interstitielle d'eau

τ : contrainte de cisaillement totale

τ' : contrainte de cisaillement effective

Afin de déterminer la capacité d'un sol à se mettre en mouvement, la notion de **facteur (ou coefficient) de sécurité F** est souvent utilisée (Figure II- 40). Elle correspond au rapport entre la résistance au cisaillement et la contrainte de cisaillement.

$$F = \text{résistance au cisaillement} / \text{contrainte de cisaillement} \quad (3)$$



Driving forces needed to initiate slope failure.

Si $F < 1$, le sol est instable ; si $F > 1$, le sol est stable. En revanche, si $F = 1$ alors on se trouve à l'équilibre limite. La somme des forces motrices PT et des forces de résistance ζ' (équation (2) prenant en compte la cohésion et l'angle de frottement interne effectifs) est nulle.

Les facteurs favorisant les instabilités sont nombreux. On peut citer :

✓ **La pente** dont la valeur critique est celle de l'angle de repos du matériau (sable fin 35° ; cailloux anguleux 45°).

Pour les coulées de débris, la pente doit être suffisamment forte pour que le matériel transporté atteigne une vitesse lui permettant d'acquérir un caractère érosif. Le déclenchement de la coulée de débris s'effectue sur des pentes statistiquement supérieures ou égales à 25° (Innes, 1983 ; Decaulne 2001). Les observations in situ fournissent des valeurs de pente, dans la zone-source,

comprise entre 22 à 24° dans l'île Marion (Boelhouwers et al. 2000) et 53 à 58° au Pays de Galles (Addison 1987). La limite supérieure est néanmoins difficile à déterminer car elle dépend fortement de la nature du régolith. Takahashi (1978) a néanmoins proposé une méthode permettant d'identifier quantitativement les angles seuils inférieur et supérieur, entre lesquels le déclenchement peut se produire, dans des vallées confinées : La limite supérieure (θ_1) est déterminée par le point à partir duquel se produit la rupture, juste avant que le matériau soit saturé. La limite supérieure (θ_2) est définie par la position sans rupture, lorsque le matériau est complètement saturé. Dans ces conditions, la coulée peut se produire lorsque θ , l'angle critique de pente, est compris entre θ_1 et θ_2 et lorsque a , l'épaisseur de la couche de débris qui commence à bouger, est inférieure à d , le diamètre moyen du sédiment.

- ✓ **L'altération** du matériau qui réduit la cohérence et donc ζ de la roche.
- ✓ **La teneur en eau** qui augmente le poids des sédiments mais réduit les forces de frottement et la cohésion des particules. L'apport en eau peut résulter de précipitations importantes à caractère exceptionnel comme les orages estivaux en Europe (Rapp, 1974 ; Caine, 1980, Sandersen, 1996), de fonte de glace ou de neige (Harris et Gustafson, 1993), de vidange d'un lac ou d'une poche d'eau souterraine. La relation entre les pluies et le déclenchement d'instabilités de versant est mise en évidence par de nombreuses études in situ (Maquaire, 1994 ; Fuchu et al., 1999 ; Gabet et al., 2004).
- ✓ **La végétation** qui stabilise ou fragilise le sol en fonction des cas.
- ✓ **La surcharge** qui peut être de différentes origines (anthropique parfois).
- ✓ La présence **d'une interface imperméable** qui joue le rôle d'un plan de glissement.

Dans le cadre de notre étude dont l'objectif est de comprendre le rôle des processus d'érosion rapides sur la dégradation des versants périglaciaires, il s'agira de déterminer l'influence des paramètres liés aux conditions climatiques de ces régions froides sur l'évolution morphologique des versants.

D- Facteurs d'instabilité en milieu périglaciaire.

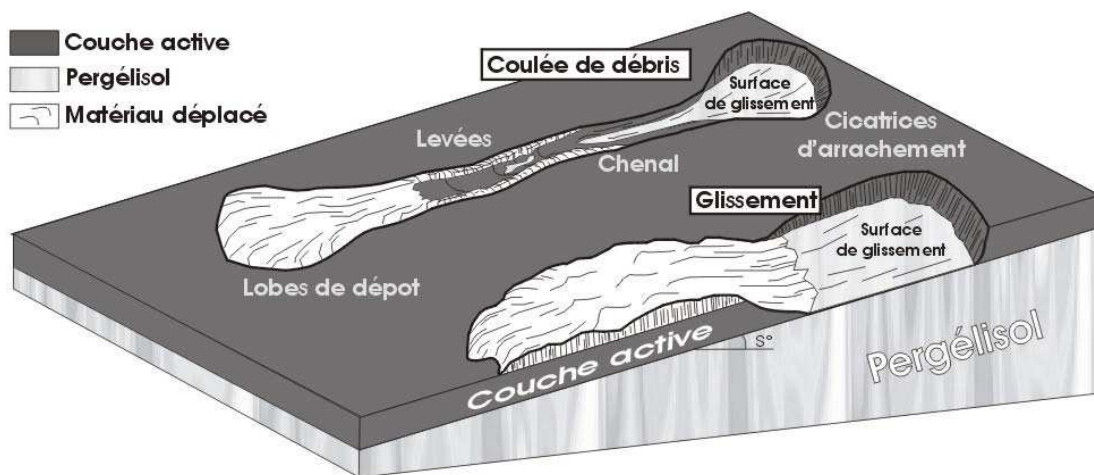
En domaine périglaciaire, les phénomènes d'instabilité sont particulièrement liés à la présence de glace qui va modifier le comportement du sol. Les contraintes thermiques et hydriques propres aux milieux froids ont un rôle catalyseur pour la plupart des paramètres favorables à la déstabilisation du sol. Plus concrètement, ces contraintes climatiques agissent directement sur :

✓ **La teneur en eau** : les conditions climatiques périglaciaires évoquées précédemment perturbent l'organisation interne des premiers centimètres voir des premiers mètres du sol (cryoexpulsion, gélifraction, glace de ségrégation...). La cryoexpulsion et la gélifraction favorisent la constitution de glace dans le sol et donc l'augmentation de la teneur en eau du sol lors du dégel. Cette eau augmente le poids de la couche de sol susceptible de se déplacer, mais en contrepartie, elle réduit la cohésion du matériau déjà fragilisé par

l'altération liée au gel/dégel. Au final, la résistance au cisaillement est fortement réduite lors des dégels de printemps. La déstabilisation peut être le résultat de la fonte seule de la glace du pergélisol (Harris et Gustafson, 1993) ou d'une combinaison fonte/pluies plus ou moins intenses.

La constitution d'une interface imperméable : le toit du pergélisol, situé entre quelques cm et 2 à 3 m sous la surface, constitue une véritable couche imperméable et lubrifiante qui limite le drainage du sol. Par comparaison entre la profondeur des cicatrices après une rupture dans la région de Silver Creek (Alaska), et la profondeur du toit du pergélisol, Huscroft (2003) confirme par ailleurs que la profondeur du toit du pergélisol contrôle la profondeur de la rupture (Figure II- 41).

Au total, le pergélisol agit de deux manières : (i) il accélère la saturation de la couche superficielle du sol et (ii) il constitue une surface plane sur laquelle le matériau saturé peut glisser. L'interface couche active/pergélisol, parallèle à la topographie, est une surface plane pouvant privilégier le glissement du matériau dégelé sus-jacent.



Active layer detachment-slide in permafrost conditions.

Développement de coulées de débris et de glissement de terrain sur un versant à pergélisol (modifié d'après Larsson, 1982)

Dès 1976, French identifie les slumps de sols riches en glace comme un des principaux processus géomorphologiques des régions à pergélisol. De son côté, Mackay (1970) met en évidence les phénomènes de subsidence et d'érosion thermokarstiques liés à la fonte du pergélisol.

Depuis, de nombreux cas de détachement de couche active ont été observés (Larsson, 1982, Lewkowicz, 1992, Harris and Lewkowicz, 1993, Huscroft, 2003, Lewkowicz and Harris, 2005a & 2005b ; Lewkowicz, 2007). Ils peuvent être à l'origine de glissements ou de coulées de débris (Figure II- 41) dont l'ampleur est souvent supérieure à celles observées dans les régions tempérées en raison des fortes quantités d'eau mises en jeu.

L'initiation et/ou l'accélération de ces détachements sont souvent observées au printemps ou suite à de très fortes précipitations qui alimentent en eau la couche active. Les observations et les descriptions de morphologies laissées par les glissements et coulées sont

nombreuses. Néanmoins, une étude statistique du dimensionnement des cicatrices, des formes engendrées et des conditions de déclenchement des phénomènes montre la diversité et l'ampleur des disparités entre les différents événements décrits (Figure II- 38). La multitude des paramètres intervenant dans leur déclenchement, leur progression et leur amortissement est telle que les interactions entre chacun d'entre eux sont fréquentes et complexes. On y retrouve l'ensemble des facteurs liés au gel (climat) et à son action, mais également la lithologie du substrat et la pente du versant.

Un des paramètres essentiels à l'initiation du mouvement d'un sol est la présence en assez grande quantité de matériau ou de sol facilement mobilisable. Les coulées de débris apparaissent sur des versants dont la partie amont est riche en débris, produits puis progressivement accumulés par l'altération, la gélivation et la fracturation de la roche en place. Le gel dégrade le substrat et accélère la vitesse de constitution des masses de débris disponibles. Une fois constituées, ces accumulations sont facilement remobilisables. Elles se mettent en mouvement sur des versants de zones montagneuses de haute latitude (Decaulne, 2000, Van Vliet Lanøe, 2005) et/ou empreintent des couloirs déjà pré-existant (Brunsdén, 1979) (Figure II- 42). Dans ce dernier cas, la perte de stabilité est assez brutale et l'écoulement rapide.

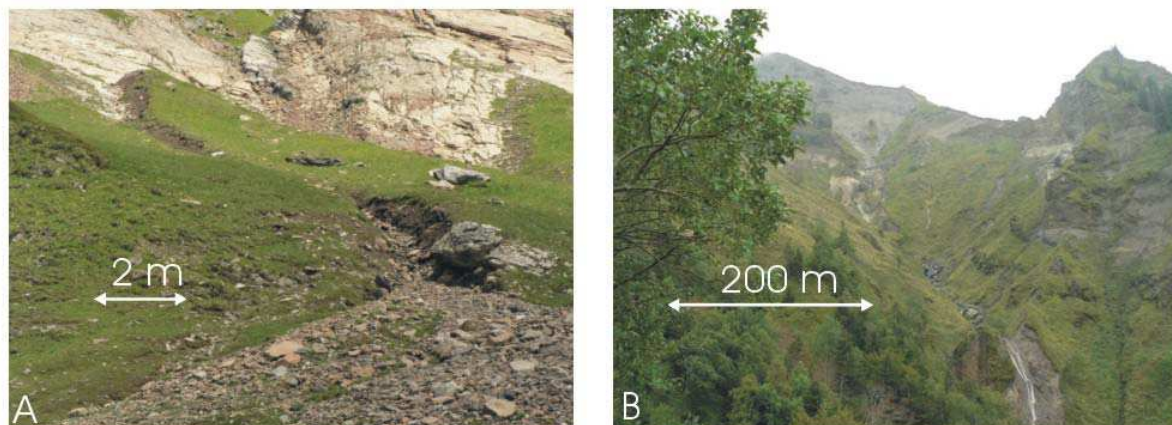


Figure II- 42 : Deux configurations topographiques différentes à l'origine de coulées de débris.

Two cases of debris flow location : on a hillslope (A) or into a confined valley (B).

A : coulée de débris déclenchée au sein du versant (Mont Coin, Savoie) – B : vallée encaissée localisant le passage des coulées de débris (Massif du Sancy).

Il est à noter que lorsque des débris sont accumulés en grande quantité, ils peuvent également être mis en mouvement suite à une cimentation par des blocs de glace en profondeur qui font fluer ces masses de débris rocheux (vitesses estimées en m/j) ; on parle alors de **glacier rocheux**. Cependant, on ne peut considérer ce transfert de sédiment comme un processus rapide : son activité est importante et à l'origine de structures morphologiques de grande dimension (jusqu'à plusieurs km de long et plusieurs dizaine de m d'épaisseur), mais ce processus ne mobilise que des débris de surface sans éroder de manière significative le substrat sur lequel il évolue.

E- Modélisation des mouvements de sol en masse, rapides, déclenchés sous contraintes climatiques périglaciaires.

Les conditions de déclenchement (Orense et al., 2004 ; Wang et Sassa, 2003 ; Harris et al., 2001 & 2008), de transport (Lourenço et al., 2006 ; Parsons et al., 2006 ; Okada et Ochiai, 2007 ; Iverson et al., 1992) et de dépôt (Major, 1998 ; Narusse & Masuda, 1998) du processus coulée de débris ont fait l'objet de plusieurs études expérimentales. En revanche, peu de travaux expérimentaux ont été conduits sur les caractéristiques du processus en contexte périglaciaire : on peut néanmoins citer les études menées par Van Steijn & Coutard (1989), Font (2002), Font et al. (2006) et Harris et al. (2007). Van Steijn & Coutard (1989) ont étudié le comportement de l'écoulement d'un matériau à différentes températures (1 à 35°C). Sans réussir à donner une relation évidente entre la température du matériau en mouvement et les propriétés physiques de l'écoulement (mobilité, orientation des particules), il a pu être observé qu'un matériau « froid » tend à exercer des contraintes plus fortes sur le front et les bordures de l'écoulement. Par la suite, Font (2002) réalise une modélisation physique en chambre froide dans le but de comprendre la dégradation d'un escarpement de faille sous l'alternance de cycles gel/dégel. En observant l'impact des coulées de débris sur l'évolution du versant expérimental soumis à des contraintes climatiques périglaciaires, ces travaux ont initié notre réflexion sur le rôle des coulées de débris sur l'évolution des versants périglaciaires. La synthèse de ces travaux précurseurs (Font et al., 2006) constituera le chapitre III de cette thèse. Enfin, plus récemment, Harris et al. (2008) ont pu mettre en évidence le rôle de la pente, de l'accumulation de glace de ségrégation à l'interface pergélisol/couche active et de la granulométrie du matériau sur le déclenchement de mouvements de sol en masse rapides de type « glissement-détachement » de couche active, « glissement-écoulement » ou encore coulées de boue.

II-2-3- Dépôts périglaciaires associés.

Au cours du Pléistocène, les conditions climatiques périglaciaires ont engendré en de nombreux sites, la formation d'épais dépôts de pente plus ou moins stratifiés. Leur développement est le résultat de l'interaction des nombreux processus cités précédemment et dont l'activité est forte lors des périodes froides. Souvent accumulés au pied de versants de faible pente, ces dépôts détritiques étaient classiquement attribués à des processus lents type solifluxion. Cependant, les travaux expérimentaux préliminaires de Font (2002) et Font et al. (2006) ont montré l'importance des processus plus catastrophiques et rapides de type coulées de débris dans la mise en place de tels dépôts. Deux catégories principales de dépôt aux faciès différents sont identifiées, les grèzes litées et les heads.

A- Grèzes litées

Les grèzes litées se forment à partir de versants à pente faible (environ 15°) et constituent des formations superficielles (nappes) qui peuvent être très épaisses (Journaux, 1976 ; Bertran et al., 1995). Elles présentent des stratifications régulières. Les lits qui les composent sont nombreux, d'une épaisseur comprise entre 10 et 15 cm et d'extension latérale

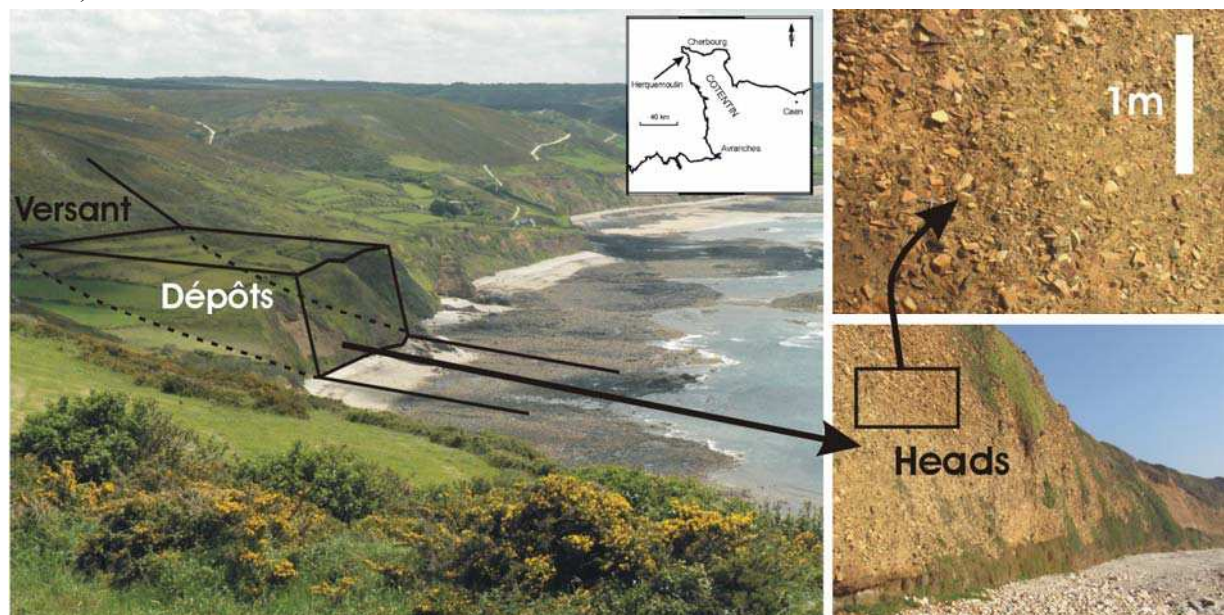
importante. Ils présentent également des figures sédimentaires typiques des nappes-coulées (Bertran et Coutard, 2004).

B- Heads

B1- Définition

Il s'agit de diamictons massifs ou à stratifications rudimentaires et irrégulières. Ce sont des dépôts très mal classés dont l'hétérogénéité (origines et dimensions) de ses composants est très grande : les éléments grossiers (cryoclastes pour l'essentiel) pouvant être métriques sont inclus dans une matrice fine (Figure II- 44). Ces éléments grossiers ont la particularité d'être orientés (long axe dans le sens de la pente) et légèrement redressés ce qui peut suggérer une mise en place par gélifluxion (Dangéard et Milon, 1928). La dynamique de formation peut néanmoins aussi inclure des processus de type ruissellement, éboulements gravitaires, coulées de boue/débris...(Font et al., 2006).

Ces accumulations de bas de pente peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, comme par exemple dans le cas des heads du Cotentin où ils atteignent 45 m (Watson et Watson, 1970). L'aspect massif et souvent imposant de ces formations détritiques est la conséquence d'un empilement de lobe et/ou nappes de solifluxion dont les coupes fournies par le littoral normand (Ecalgrain, Herquemoulin) nous révèlent l'existence (Figure II- 43).



Herquemoulin bay with head deposits

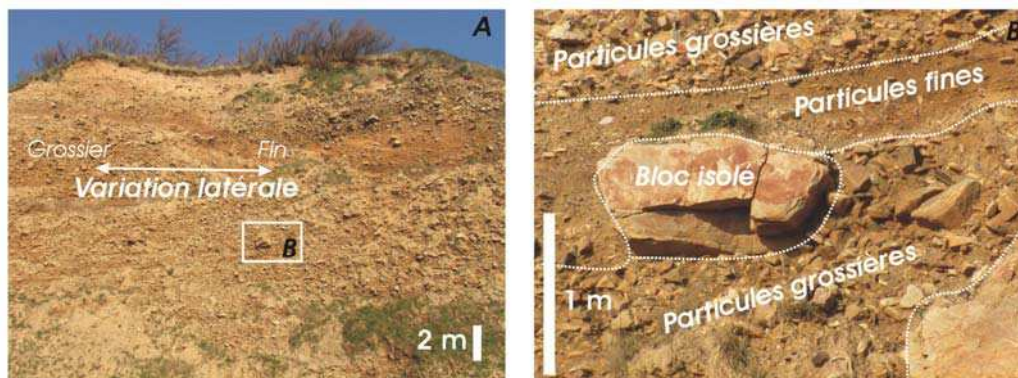
L'épaisseur totale des dépôts est de 35 mètres environ (deposits thickness is about 35 m).

B2- Les heads du nord-ouest Cotentin

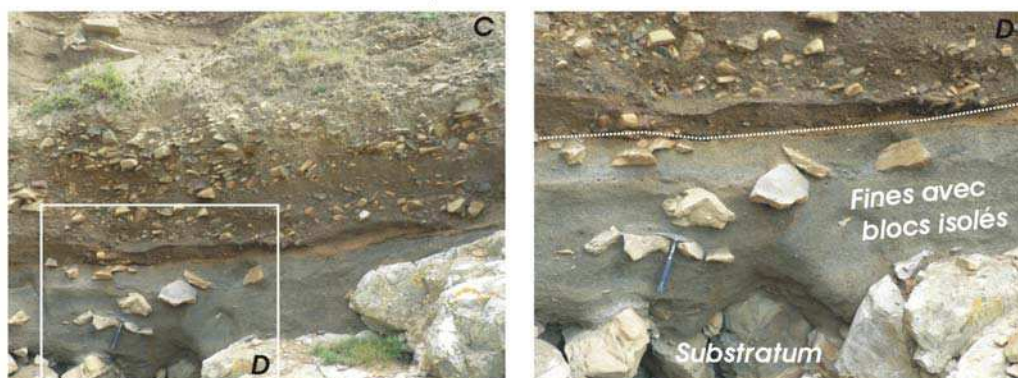
Le heads sont fréquents sur le littoral nord-ouest du Cotentin : baies d'Ecalgrain et d'Herquemoulin, Port-Racine, Siouville, Anse de Sciottot... Leur intérêt porte principalement sur les informations qu'ils renferment concernant les climats pléistocènes d'une part et les processus à l'origine de leur mise en place d'autre part.

Ces dépôts de pente jalonne la côte ouest du Cotentin. Ils se sont accumulés au pied d'un versant dont la pente est comprise entre 23-26° et 9-11° d'amont en aval, et l'altitude maximale entre 140 et 170 m (plateau amont).

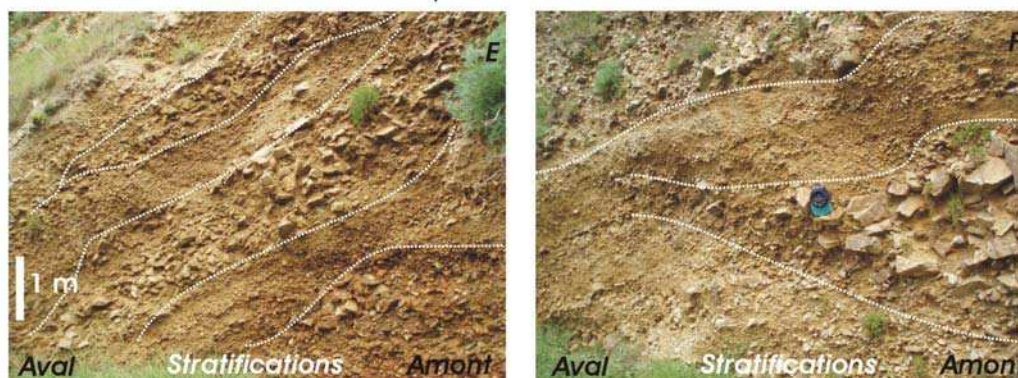
De très nombreuses variations (verticales et latérales) de faciès sont observées (Figure II- 44) sur les coupes transversales offertes par les falaises du front de mer et plus rarement sur les coupes longitudinales. Ces variations peuvent être liées (i) à la morphologie du versant amont fournissant le matériau à transporter et/ou (ii) au type de transport (gélifluxion, éboulement, ruissellement, coulées de boue/débris).



Coupe transversale



Coupe transversale



Coupe longitudinale

verticales de faciès.

Various facies of Herquemoulin heads.

Compte tenu des fortes variations de faciès, la réflexion abordée par Font et al. (2006) et poursuivie ici, porte sur le rôle joué par les processus d'érosion rapide type coulées de débris, dans la mise en place de ces dépôts classiquement attribué à des processus lents.

Pour tenter de quantifier le volume de ces heads, plusieurs missions de prospection géophysique (électrique et radar) ont été menées au cours de cette thèse avec pour objectifs de déterminer (i) les stratifications majeures de ces dépôts et (ii) la profondeur et la morphologie du substratum (versant fossile). Les résultats (Annexes II-1) préliminaires vont être complétés par de nouvelles campagnes de prospections électriques. Les résultats devraient nous permettre de présenter un schéma 3D de l'organisation des heads et une quantification des volumes que l'on comparera aux méthodes d'investigation à partir de topographies numérisées (Font et al., 2002).



*Heads
Baie d'Ecalgrain, Normandie
© Emeric Védie.*

Chapitre III

Travaux préliminaires

*Physical modelling of fault scarp degradation
under freeze–thaw cycles*

Introduction

Ce troisième chapitre présente les travaux expérimentaux du laboratoire M2C, relatifs à la dégradation d'un escarpement de faille sous l'effet de cycles gel/dégel. Cette étude a mis en avant le rôle des coulées de débris en contexte périglaciaire. Ces travaux ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Earth Surface Processes and Landforms* en 2006.

L'ensemble de ces résultats ont été utilisés pour définir les objectifs de cette thèse.

Physical modelling of fault scarp degradation under freeze–thaw cycles

M. Font,* J.-L. Lagarde, D. Amorese, J.-P. Coutard, A. Dubois, G. Guillemet, J.-C. Ozouf and E. Vedie
UMR CNRS 6143 'M2C', Morphodynamique Continentale et Côtière, 2–4 rue des Tilleuls, 14 032 Caen, France

*Correspondence to: M. Font,
UMR CNRS 6143 'M2C',
Morphodynamique Continentale
et Côtière, 2–4 rue des Tilleuls,
14 032, Caen, France. E-mail:
marianne.font@unicaen.fr

Abstract

Physical modelling has been developed in order to simulate the effects of periglacial erosion processes on the degradation of slopes and scarps. Data from 41 experimental freeze–thaw cycles are presented. They attest to the efficiency of periglacial processes that control both erosion and changes in scarp morphology: (i) cryoexpulsion leads to an increase of scarp surface roughness and modifies significantly the internal structure of the active layer; (ii) combined effects of frost creep and gelifluction lead to slow and gradual downslope displacements of the active layer (0.3 cm/cycle); (iii) debris flows are associated with the most significant changes in scarp morphology and are responsible for the highest rate of scarp erosion; (iv) quantification of the erosion rate gives values close to $1 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-2}$ for 41 freeze–thaw cycles. These experimental results are consistent with field data acquired along the La Hague fault scarp (Normandy, France) where an erosion rate of $4.6 \pm 1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ per glacial stage has been computed from the volume of natural slope deposits stored during the Weichselian glacial stage. These results show that moist periglacial erosion processes could lead to an underestimation of Plio-Quaternary deformation in the mid-latitudes. Copyright © 2006 John Wiley & Sons, Ltd.

Received 6 June 2005;
Revised 16 December 2005;
Accepted 16 January 2006

Keywords: physical modelling; erosion processes; periglacial; fault scarp degradation; debris flows

Introduction

Quaternary geomorphic systems are strongly influenced by the conjugate effects of tectonics that give rise to fault-controlled slopes and climatic processes that enhance continental erosion and landform degradation.

Amongst erosion processes, periglacial processes seem particularly efficient (Van Steijn *et al.*, 1995; French, 1996; Murton *et al.*, 2001; Matsuoka, 2001). They have operated periodically in areas located outside the margins of ice sheets during Pleistocene glacial stages and resulted in significant landform changes. In such areas, the abundance of water during spring thawing, partly released by melting ground ice, favoured mass wasting processes that led to landform smoothing (Washburn, 1979).

Fault scarp erosion is particularly rapid under climatic degradation during periglacial stages. The scarps should display steep slopes but periglacial processes help erosion and degradation of the free face leading to the reduction of the scarp gradient (Lagarde *et al.*, 2000; Font *et al.*, 2002). For this reason, the response of landscape relief to regional tectonic deformation should be significantly reduced by the efficiency of periglacial erosion.

To constrain the evolution of fault scarps and steep slopes in areas that have experienced periglacial erosion during Quaternary time, a physical modelling experiment was carried out in a cold room. Initial conditions have been assessed with reference to field data obtained along the La Hague fault scarp that forms the southern boundary of the Cotentin area (Normandy, France). In this paper we present (i) field data relating to the periglacial erosion of the La Hague fault scarp, and (ii) results from physical modelling experiments designed to constrain the efficiency of periglacial processes in fault scarp degradation and smoothing. These experiments should help the development of predictive models of slope and scarp evolution in moist periglacial environments.

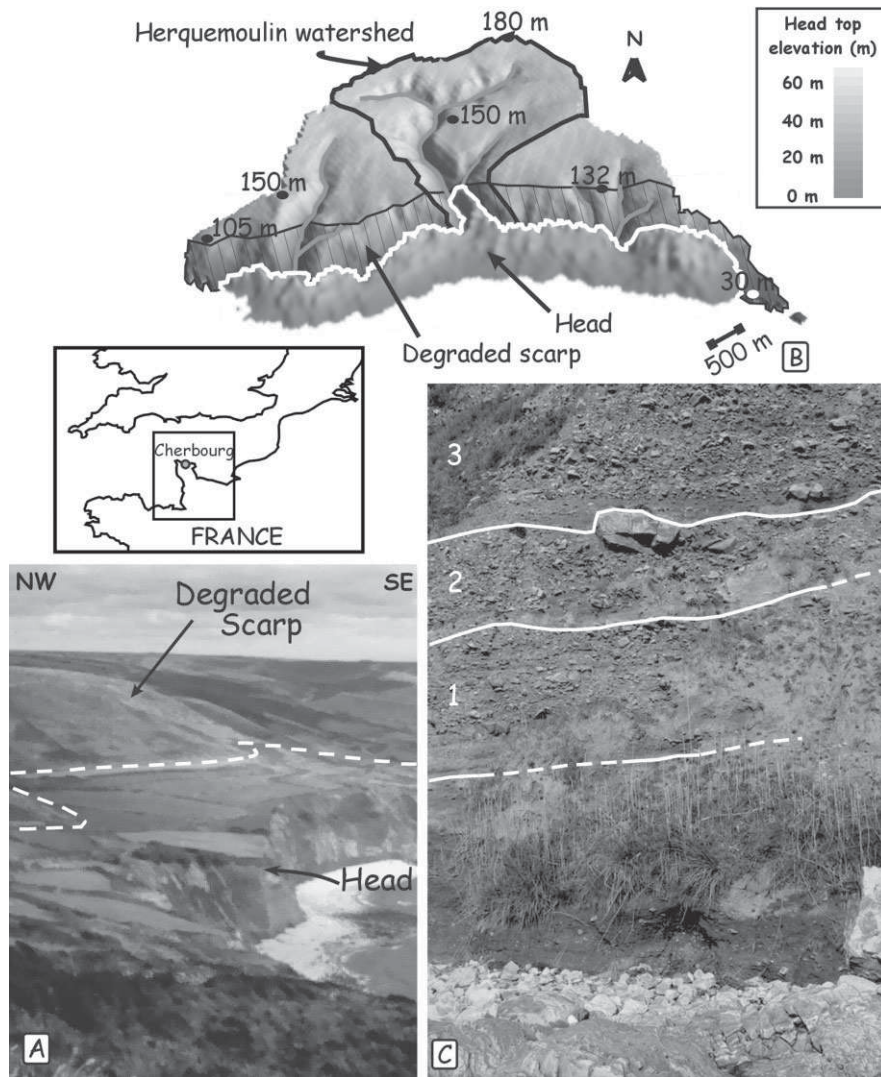


Figure 1. (A) View of Herquemoulin bay showing slope deposits (head) along the La Hague fault scarp. (B) Digital elevation model of Herquemoulin bay area indicating the location and thickness of the slope deposits. (C) Basal accretion of slope deposits ascribed to the stacking of successive debris flows (1, 2, 3).

Climatic Controls on Scarp Erosion and Decay

Fault scarp degradation processes: field data

Evidence of erosion and decay of a scarp can be found along the la Hague Fault Zone (Figure 1A). In this metamorphic basement area, detailed analyses of the scarp morphology and slope deposits have allowed identification of periglacial processes (Elhaï, 1963; Watson and Watson, 1970; Lautridou, 1985; Font, 2002).

Cryoclastic processes that occurred during periglacial periods have contributed to the fracturing of metamorphic rocks near the surface, leading to a widespread cover of cryoclasts.

Downslope sliding of cryoclasts is indicated by footslope deposits several tens of metres thick (Elhaï, 1963; Watson and Watson, 1970). Slope deposits are roughly stratified and made of coarse angular metamorphic and sedimentary rocks, which come from the Palaeozoic units exposed in the slope above (Watson and Watson, 1970). The slope deposits lie on a raised beach and show distinctive geometrical and lithological characteristics: (i) along the scarp, variations of the lithology follow variations of the bedrock on the back slope; (ii) the stratification is characterized by

Fault scarp degradation

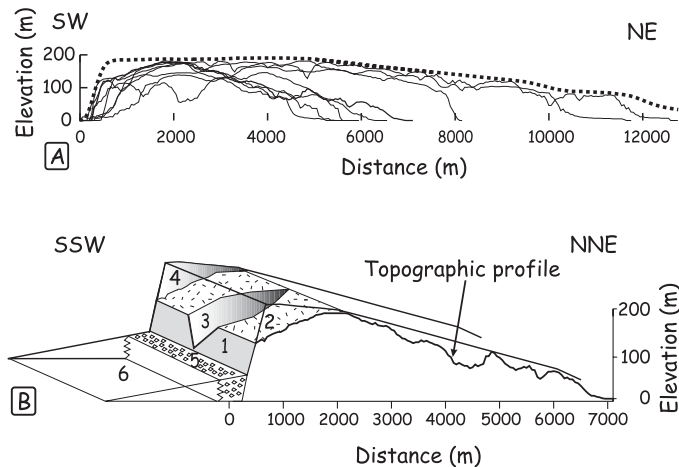


Figure 2. (A) Topographic profiles across North Cotentin showing the landscape asymmetry and tilting to the north of the surface envelope (dotted line). (B) Schematic 3D bloc illustrating the erosion of the La Hague fault scarp (1), main slope and head supply zone (2), Herquemoulin catchment (3), missing volume of rocks (4), slope deposit (5) and head prism (6).

an evolution from a very coarse lower deposits with angular blocks close to 1 m embedded in a sandy clay matrix to an upper deposit, less coarse and with a loessic matrix; (iii) the bedding dips seaward; (iv) the preferred stone orientation is sub-parallel to the slope (Watson and Watson, 1970).

Sliding of cryoclasts and related slope deposits are attributed to the combination of frost creep and gelifluction processes during thawing periods. Gelifluction is a thaw-related solifluction (Matsuoka, 2001) that is controlled by elasto-plastic soil deformation (Harris *et al.*, 2003). Gelifluction gives rise to slow mass wasting intensified by inflowing snowmelt and rainwater. It implies specific climatic conditions with a high number of freeze–thaw cycles and seasonal effects with (i) cold and dry seasons responsible for slow frost creep, and (ii) more humid seasons where gelifluction predominates (Francou, 1990; Van Steijn *et al.*, 1995).

Other processes may interfere in the development of the observed slope deposits. Local flows of non-cohesive debris can be inferred from the alternation of fine material concentrated at the base of the flow and imbricated coarse gravels and blocks concentrated both at the top and at the front of the flow. Debris flows result from gravity instabilities on the slopes due to reduced viscosity and a loss of cohesion related to a strong water supply (Pierson and Costa, 1987). Their development could be enhanced, during seasonal thaw, by the formation of an active layer, at the top of the frozen ground, that concentrates the flows of snowmelt water. Debris flows pertain to catastrophic processes often described in modern periglacial environments. Their importance in periglacial erosion during the Pleistocene could have been widely underestimated in Normandy and has to be investigated in our physical modelling experiments.

Quantification of fault scarp degradation

Morphologies of the La Hague fault scarp have been investigated using digital elevation model (DEM) data (BD ALTI® 50 m, IGN), which allow a precise description of the profile of the slope. Scarp measurements yield height values that range from a few tens of metres to over 100 m (Figure 2A). Slope profiles are characterized by a steep central zone bounded by an upper concave and a lower convex segment. This latter segment corresponds to head and slope deposits that form a terrace sloping moderately seaward (Figures 1B and 2B). The head ‘terrace’ width ranges between 30 and 40 m whereas the surface slope of the head above the modern sea cliff edge is between 5° and 10°. The height of the back slope reaches 180 m and the altitude of the maximum scarp slope is around 85 m.

The quantification of the scarp erosion is based on the restoration of the envelope surface of the topography and on the computation of the volume of eroded rock (Font *et al.*, 2002).

Restoration of the envelope surface of the topography implies the extraction of several profiles from DEM data (Figure 2A). Taking elevations from the ridgelines and interpolating a surface from these points (Burrough and McDonnell, 1998) gives us the envelope surface of the topography (Figure 2A). This computed envelope surface is expected to be close to the late Tertiary erosional surface (Elhaï, 1963). The envelope surface shows (i) an asymmetry and a northward tilting of the area consistent with differential uplift along the La Hague fault (Lagarde *et al.*, 2000), and (ii) a significant cutting of the top of the slope that strongly smoothes the scarp profile.

The volume of eroded rocks corresponds to the difference between the present-day topography and the envelope surface. Computation of this volume takes into account (Figure 2B) (i) the volume of the missing corner of rocks near the top of the slope, and (ii) the volume corresponding to the incision of the drainage network. The computed total volume of scarp erosion is $0.22 \pm 0.005 \text{ km}^3$, corresponding to $39 \pm 2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ (Font *et al.*, 2002). The volume of the eroded scarp can be equated to the volume of slope deposits ($0.28 \pm 0.01 \text{ km}^3$) by taking account of the measured change of the weight density from rocks to head (2.4 to 1.9 g cm^{-3}).

Knowledge of the volume and the age of the slope deposits accumulated along the scarp allows an assessment of the erosion rate.

Slope deposits form a sedimentary prism dipping moderately seaward (Figures 1B and 2B). Mapping these deposits gives us an assessment of the volume of rock eroded from the scarp and stored downslope. The surface of the slope deposits has been digitized to obtain a network of points used to compute the initial three-dimensional shape of the prism and its volume. The results indicate that the total volume of the slope deposits was about $0.033 \pm 0.002 \text{ km}^3$ corresponding to $0.026 \pm 0.002 \text{ km}^3$ of scarp erosion, i.e. $4.6 \pm 1.0 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ (Font *et al.*, 2002). This latter value shows that slope deposits stored along the scarp represent about 1/7 to 1/11 of the bulk scarp erosion ($39 \pm 2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$).

The age of the La Hague slope deposits is uncertain. Although it was previously hypothesized that at least two climatic cycles were registered in the head of the Cotentin (Lautridou, 1985), various data argue for one slope deposit, Weichselian in age (Elhaï, 1963; Font *et al.*, 2002). Amongst the data one can note (i) the lack of marked stratigraphic discontinuities or unconformities within the head, particularly near river outlets, and (ii) the low resistance of the head to marine erosion inconsistent with the preservation of wide outcrops of Saalian heads during the high sea level of the Eemian stage.

This assumption of one slope deposit, Weichselian in age, leads to an estimate of the erosion rate of the scarp of about $4.6 \pm 1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ per glacial stage. This value is consistent with data obtained from measurements in actual periglacial deposits (Coutard *et al.*, 1996). According to the bulk scarp erosion that reaches $39 \pm 2 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$, the value of $4.6 \pm 1 \text{ m}^3 \text{ m}^{-2}$ per glacial stage implies about 7 to 11 climatic cycles to obtain the present-day smoothing of the La Hague fault scarp, provided that the erosion volume is constant.

Physical Modelling of Scarp Erosion during Periglacial Stages

Physical modelling is an efficient methodology to test qualitatively and quantitatively the influence of periglacial erosion on scarp and steep slope degradation. Previous experiments have shown the influence of frost weathering on (i) rock fracturing and brecciation enhanced by ice segregation in permafrost (Murton *et al.*, 2001); (ii) thaw-related gelifluction (Harris *et al.*, 1995, 1996, 2003); and (iii) sliding of cryoclasts on an experimental slope (Calmels and Coutard, 2000).

The goal of the physical modelling we present is to help development of predictive models of scarp evolution in moist periglacial environments. Thereby these experiments mainly investigate (i) the slope processes efficient under moist periglacial conditions, (ii) the morphological evolution of an experimental scarp during freeze–thaw cycles, and (iii) the quantification and the rate of scarp erosion. These experiments do not take into account the initial cryoclastic processes, i.e. we start the simulation of the scarp degradation after the cryoclastic cracking of rocks near the surface, when the slope is covered by cryoclasts.

These experiments require a cold room to simulate a periglacial environment, and wide enough to receive an experimental slope. This kind of equipment exists at the University of Caen/CNRS, France, in a laboratory dedicated to physical modelling in geomorphology.

The experimental scarp

An experimental slope was constructed in a box ($L = 2 \text{ m}$, $W = 1 \text{ m}$ and $H = 0.3 \text{ m}$; Figure 3A). This experimental slope simulates the behaviour of a 2 m square full-scale portion of the La Hague fault scarp (Figure 3A). The box was tilted at 25° to correspond with the present-day dip of the La Hague scarp. A short steeper slope (40°) was constructed at the bottom of the experimental scarp to analyse the behaviour of the soil when the dip of the scarp increases, as observed along the La Hague fault plane (Figure 1). The soil lithology has been chosen in order to give similitude between natural and experimental slope deposits (Figure 4A). Although the La Hague slope deposits show a wide range of lithologies, we have chosen to simulate the behaviour of the portion of the scarp made of Silurian shales. This choice is justified by the smaller size of the cryoclasts whose behaviour is easier to simulate on an experimental slope. Sampled material was made of weathered Palaeozoic shales that have been mixed with sand and silt to give a test soil that corresponds with the granulometry of the Silurian slope deposits. The resulting heterometric material was then

Fault scarp degradation

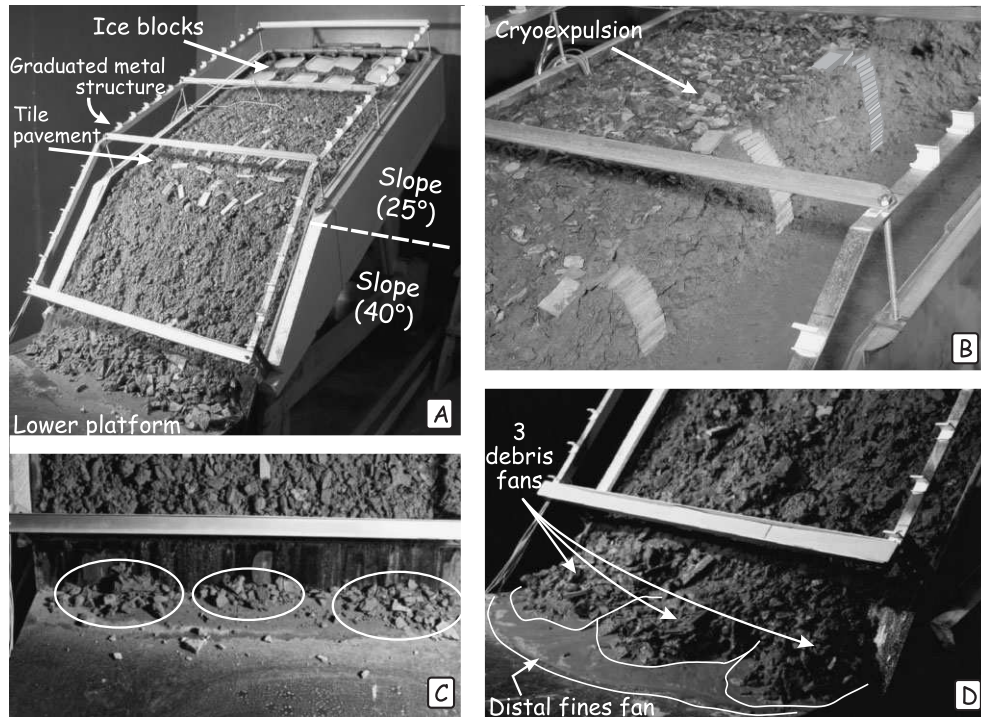


Figure 3. (A) The experimental scarp in the climatic chamber. (B) At the end of the experiment cryoexpulsion is indicated by a pavement of coarse blocks whereas slow mass movements are registered by the progressive curvature of central tile columns. (C) Early rock falls and screes (cycle 11). (D) Basal accretion of slope deposits due to gravity slides and flows (cycle 32).

placed randomly in the box with a total thickness about 0.3 m in order to simulate the thickness of the cryoclastic soil observed in the field.

Various sensors have been integrated into the experimental scarp in order to monitor soil temperature and to measure frost heave and downslope displacements. However, in these experiments the model dimensions and the material heterogeneity were not consistent with accurate stress measurements.

Periglacial conditions

Moist periglacial conditions applied to the experimental slope were obtained from 20 years of climatic measurements in the Alps (Coutard *et al.*, 1996). They imply repeated spring water supply due to inflowing rain and snowmelt.

The experimental slope was subjected to 41 freeze–thaw cycles representing 41 annual cycles. In order to simulate natural conditions, the slope was frozen and thawed from the surface and permafrost was created at depth (*c.* 0.2 m). The occurrence of permafrost intensifies the pore water pressure by preventing downward water infiltration. Permafrost also constitutes a potential slip plane for the solifluction of the active layer (17 cm soil thick).

Temperature. The model was instrumented with temperature sensors to follow the freeze advance and control the permafrost thickness. Sensors were fixed in stainless steel cylinders and positioned in the middle of the box, at depths of –27 cm, –22 cm, –17 cm, –12 cm, –7 cm, –2 cm, at the surface of the soil and 15 cm above soil surface.

To simulate the cold and moist periglacial conditions the freeze–thaw cycles were carried out with air temperatures from a minimum of –6 °C (needed for active freeze–thaw brecciation) to a maximum of 20 °C, over 7 days (Figure 4B). Because the cold had to propagate downwards from the surface, the walls and bottom of the box were insulated with very dense polystyrene plates.

Thawing of the upper half of the deposit was done in 2 days, with an average air temperature of 18 °C, giving rise to an active layer 15 to 20 cm thick. We carried out 41 cycles over a year, of which three had complete thaw.

Hydrologic regime. In periglacial environments water supply controls the pore water pressure of the material and the occurrence of ice lenses that enhance brecciation of bedrock (Murton *et al.*, 2001). Moreover, during seasonal thawing, inflowing rain and snowmelt water intensify the downslope flow of the active layer (Matsuoka, 2001).

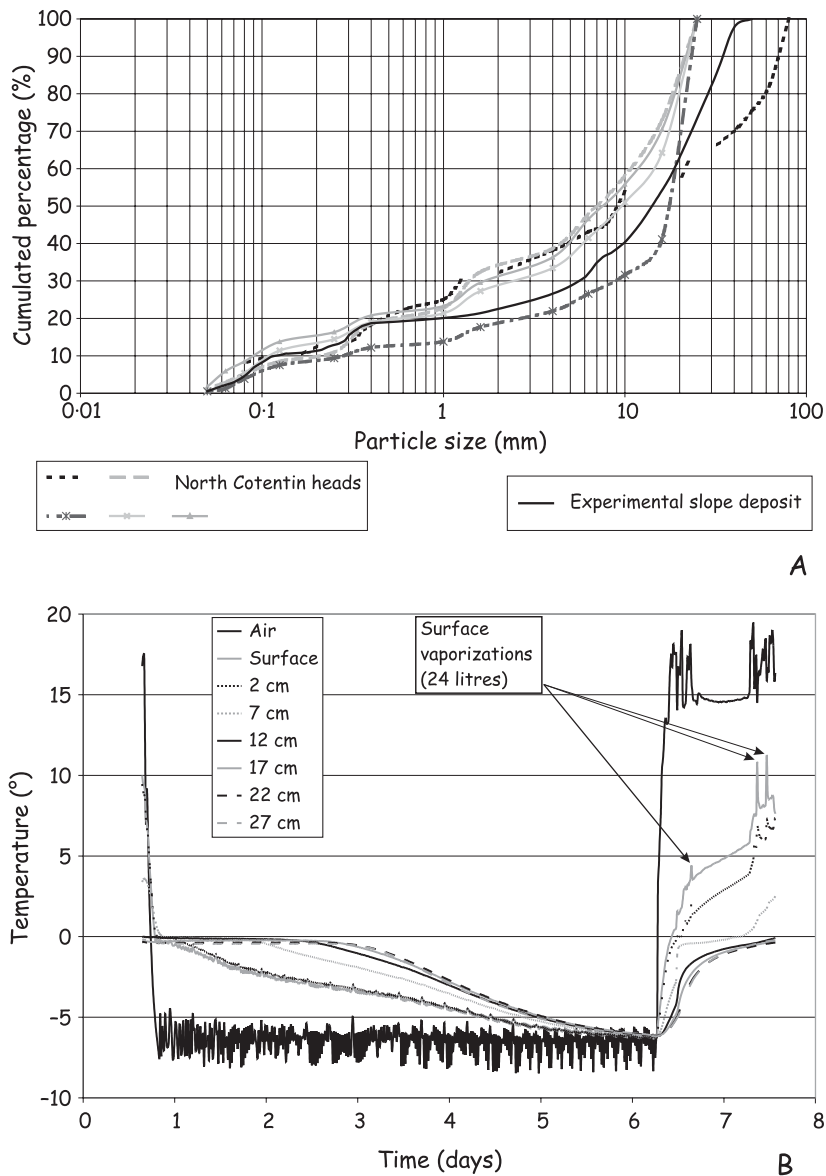


Figure 4. (A) Granulometry of the slope deposits used in the experiment compared to the granulometry of various head from North Cotentin. (B) Example of temperature distribution during a freeze–thaw cycle (cycle 23).

In the experiment, the following procedure allowed the simulation of natural water supply.

- (1) The material was initially water saturated, during the first thawing cycles, in order to improve moisture availability during freezing and to form a maximum quantity of ice lenses.
- (2) Inflowing snowmelt water during thawing was simulated using eight ice blocks (4 l, *c.* 2 mm m⁻² per cycle) from cycle 19 to 41. Ice blocks were placed at the top of the model (Figure 3A), in order to intensify the under-flow on the top of the permafrost.
- (3) To improve water supply during thawing, rainfall was also simulated (*c.* 10 mm m⁻²).
- (4) Water saturation of the material was renewed when thawing of the active layer was complete.
- (5) The amount of water supplied during thawing was around 15 mm m⁻², *i.e.* 30 l, corresponding to 10 per cent in volume of the thawed layer.

Fault scarp degradation

Measurement of downslope displacements and morphodynamics

Various markers were used to measure downslope surface displacements and vertical displacement profiles.

To monitor the downslope translation and/or rotation of the coarse elements during surface displacements, two tile pavements (8×2.2 cm each tile) were laid at the surface (Figure 3A) and at 5 cm depth, tiles forming an angle of 0, 30, 45 or 90° with the maximum direction slope. Red strips were also painted to visualize surface displacements.

To measure vertical displacement profiles, two parallel sets of three tile columns were piled up, normal to the base of the box, 50, 90 and 130 cm from the upper side (Figure 3B). One set of columns was built in the middle of the box whereas the other row was installed along a lateral box side made of synthetic glass. This synthetic glass border allowed the direct observation of the vertical displacement profiles. At the end of the simulation, the central columns were excavated to measure displacement profiles avoiding border effects (Figure 3B).

To quantify morphodynamics of the slope surface, i.e. redistribution of the material during freeze–thaw cycles, digital elevation models of the surface were computed using an ultrasound sensor (Baumer Electric UNDK 30U9103, with analogue output 0–10 V and frequency of 220 kHz). This kind of sensor was justified by the climatic conditions in the cold room (low temperatures and high air moisture). During measurements, the sensor was displaced on a graduated (Figure 3A) metal structure to obtain coordinates and altitudes of a regular grid made of 200 points (resolution 10 cm).

The data were converted into centimetres by taking into account the air hygrometry: a remedial term was introduced from a reference measurement made at the beginning of the simulation. The measurement error is 0.17 cm.

The data were treated with ArcView GIS. (ESRI, 1990–1999) and the grids were computed by the spline interpolation method (Franke, 1982).

Results

Erosion processes and the progressive evolution of the experimental scarp have been followed during 41 freeze–thaw cycles. Data obtained demonstrate that scarp degradation results mainly from three interactive processes: (i) cryoexpulsion (ejection of coarse elements from the active layer through frost heaving) that modifies the soil rheology; (ii) combined effects of frost creep and gelifluction which lead to slow and gradual downslope displacements of the active layer; (iii) debris flows that induce rapid mass movements when the active layer is water saturated. One of the most surprising results of our physical modelling concerns the importance of water-induced rapid mass displacement during thawing that appears as a very efficient process of slope erosion and degradation.

Cryoexpulsion and increase of scarp surface roughness

The first phenomenon observed during laboratory simulation is the increase of the scarp surface roughness related to the upward expulsion of the coarse blocks. The presence of ice under the coarse blocks suggests a cryoexpulsion action in the uplift of these elements (Coutard and Van Vliet-Lanoë, 1994; Ballantyne, 1996). Cryoexpulsion is a consequence of the packing and washing of the fine-grained particles between the coarse elements, due to the first flux of water. The complete expulsion of the coarse blocks was obtained after ten cycles, leading to a generalized block pavement (Figure 3B).

The cryoexpulsion process also contributes to the heaving of the scarp. The increase in soil porosity, generated by the reworking and the expulsion of the coarse blocks, facilitates water infiltration in the active layer with development of ice lenses and frost heaving.

The cryoexpulsion process contributes indirectly to the scarp degradation. It gives rise to an early selective vertical sorting of blocks that changes the rheology and the mechanical behaviour of soils (Washburn, 1979; Ballantyne, 1996; Matsuoka *et al.*, 2003). Moreover, the sorting of coarse elements leads to a relative concentration of fine-grained matrix under the stony surface pavement. This fine-grained matrix layer allows ice segregation during freezing and favours downslope displacements during thawing.

Slow mass movement ascribed to frost creep and gelifluction processes

The detailed observation of the scarp shows slow and progressive mass movement during thawing phases of the experiment. These slow movements are well known in periglacial environments. They are mainly related to the combination of frost creep and gelifluction processes and they have been previously described in full-scale laboratory simulation (Harris *et al.*, 1993, 1997).

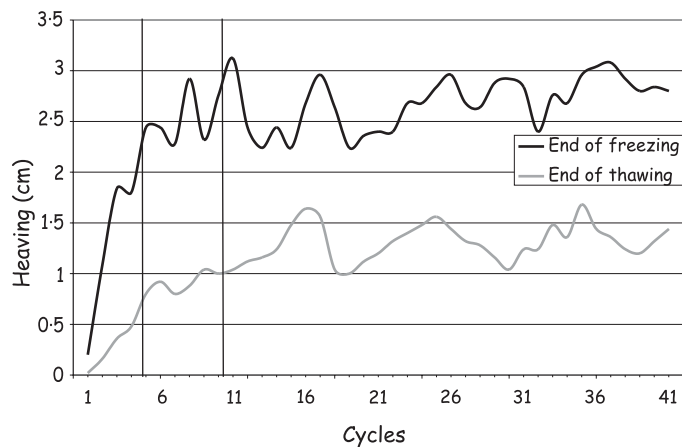


Figure 5. Heaving quantification at the end of freezing cycles and at the end of thawing cycles.

Frost creep originates from frost heaving normal to the slope followed by nearly vertical thaw consolidation (Washburn, 1979). Heaving is ascribed to a volume increase due to the water change of phase and to ground ice segregation.

Gelifluction is a thaw-related solifluction (Matsuoka, 2001), which is controlled by elasto-plastic soil deformation as recently demonstrated using scale centrifuged modelling experiments (Harris *et al.*, 2003).

Laboratory simulation contributes significantly to the knowledge of the combined effects of frost creep and gelifluction on slow and gradual downslope displacements of a scarp under periglacial conditions.

Ultrasound sensor measurements allow heaving analysis and quantification of the variations in altitude of the scarp surface at the end of the freezing cycles and at half-thaws. Simulation highlights the following points (Figure 5).

- (i) Surface frost heave reaches maximum values at the end of each freezing cycle, as expected for a process mainly related to ice lens formation. Maximum heaving shows a periodic variability of about 20 per cent.
- (ii) The increase of heaving, according to the number of freeze–thaw cycles, implies a continuous increase in soil porosity, partly assigned to the reworking and cryoexpulsion of the coarse blocks, and the increase of frost susceptibility of the soil by the progressive development of a cryogenic soil fabric.
- (iii) Simulation shows the role of the water content: heaving develops preferentially where the slope is weaker. This is consistent with slower drainage and thus greater relative moisture.
- (iv) Heaving quantification at the end of the freezing cycles indicates that the rate of surface uplift approaches 15 per cent (2.5 to 3 cm for an active layer thickness of 17 cm).

Slow mass movements ascribed to the combination of frost creep and gelifluction are registered, at the surface, by the deformation of painted lines and the downstream displacements of pavement tiles. During the progressive movement of the soil, the major axis of the tiles tends to rotate down-dip whereas tiles located near the basal steeper slope are quickly carried downslope. At depth, slow mass movements are registered by the deformation of the tile columns, observed through the synthetic glass wall and measured in the central parts of the scarp at the end of the experiment (Figure 3B). The following points can be noted (Figure 6).

- (i) Tile columns show a progressive curvature, which suggests a continuous deformation of the active layer during thawing.
- (ii) Displacement gradients are recorded by this deformation of tile columns. Displacement increases progressively from the top of the permafrost to the surface, with a strong increase near the surface, between 0 and 5 cm, giving rise to convex displacement profiles. One can note also faint displacements in the permafrost layer. They result from three complete thaws.
- (iii) Displacements vary with time and increase according to the number of freeze–thaw cycles. For each tile column the displacement is moderate between cycles 1 and 15 (maximum value *c.* 0.3 cm/cycle) then it increases between cycles 17 and 30 (maximum value *c.* 0.7 cm/cycle) and finally displacements reach the maximum values between cycles 30 and 41 (*c.* 1.6 cm/cycle).

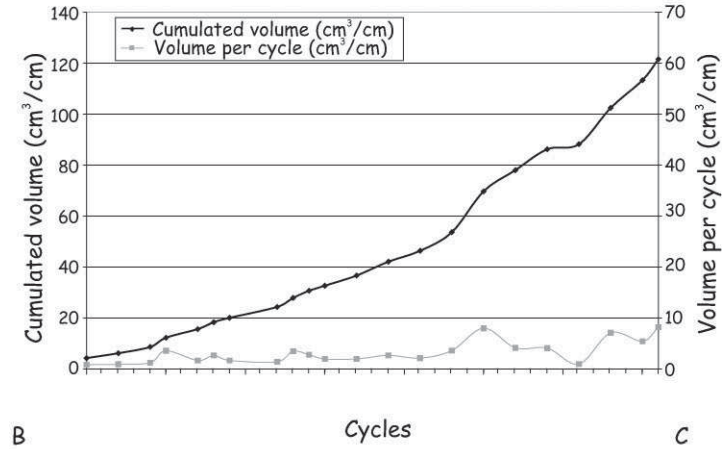
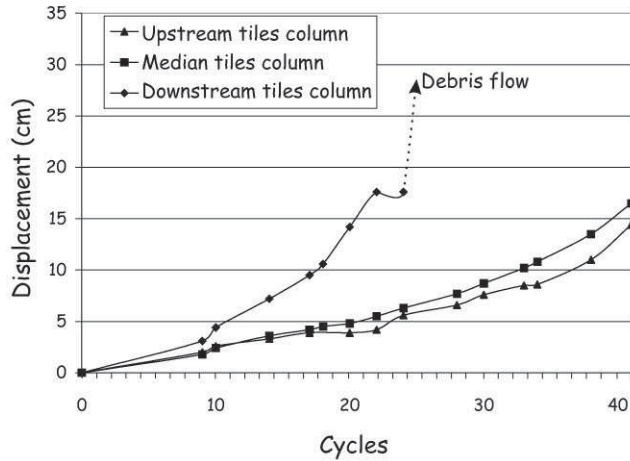
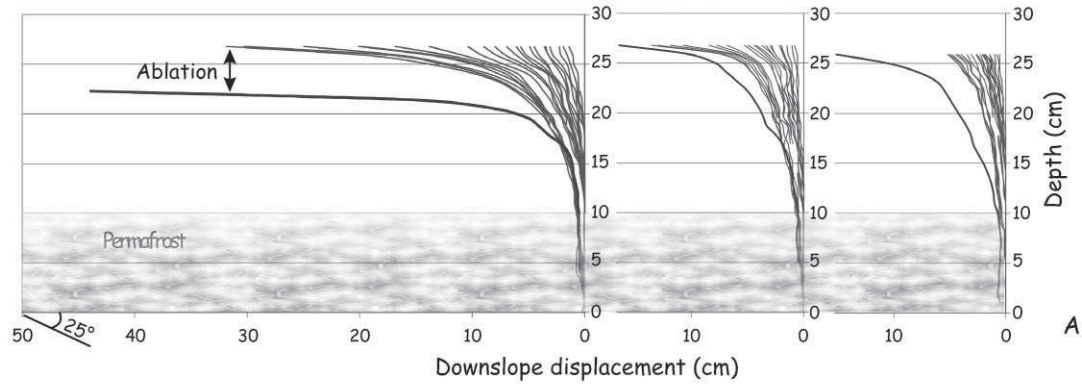


Figure 6. (A) Displacement profiles of lateral tile columns indicating the continuous deformation of the active layer during thawing. One can note that higher values of displacement are measured in the lower part of the scarp. (B) Cumulated displacements of the top tiles from central columns. (C) Quantification of slope deposits translated during the continuous deformation of the active layer (lateral downstream tile column).

Table I. (A) Displaced volumes from profiles of tile columns

	Displaced average volume (cm ³ cm ⁻¹ /cycle)	Total volume (cm ³ cm ⁻¹)	Mean speed (cm/cycle)
Central columns			
Upstream	1.9	77.2	0.3
Median	1.9	77.6	0.3
Downstream	15.3	627.1	0.6
Lateral columns			
Upstream	0.9	35.2	0.1
Median	1.6	65.0	0.2
Downstream	3.0	121.5	0.4

(B) Displaced volumes for lateral tile columns

Climatic cycles	Cumulated displaced volume (cm ³ /cm)		
	Downstream tiles	Median tiles	Upstream tiles
5	4.3	6.1	3.0
7	6.2	6.8	3.8
9	8.7	10.3	5.7
10	12.3	10.3	5.7
12	15.7	12.2	6.7
13	18.4	12.7	7.3
14	20.1	13.6	8.4
17	24.4	16.3	9.1
18	27.9	18.5	10.0
19	30.7	19.4	11.0
20	32.7	20.8	11.7
22	36.7	23.7	12.7
24	42.1	21.8	15.1
26	46.4	29.5	19.2
28	53.7	31.5	20.8
30	69.7	44.1	26.0
32	78.0	46.5	27.1
34	86.2	48.6	28.3
36	88.2	53.0	31.4
38	102.4	57.5	33.8
40	113.3	62.45	34.0
41	121.5	63.7	35.2

- (iv) Displacement profiles also evolve according to the position on the experimental slope. Higher values of displacement are measured when the tile columns are in the lower part of the scarp and especially near the basal steeper slope. Moreover, this downslope change in displacement profiles is accompanied by a thickening of the surficial high displacement zone.
- (v) Displacement profiles allow a quantification of the volume of the material translated on the experimental scarp. The methodology used consists of computing the volume of soil displaced between the initial profile of a tile column and its final profile at the end of a freeze–thaw cycle. The results show that, for each column, cumulated volumes of displaced material increase during the 41 freeze–thaw cycles of the experiment (Figure 6B, Table I). Data also indicate that material translation on the experimental scarp is more marked at the proximity of the steeper basal slope (Figure 6B, Table I). In this zone the displaced volume increases by a factor of 8 compared to upstream zones.

Fault scarp degradation

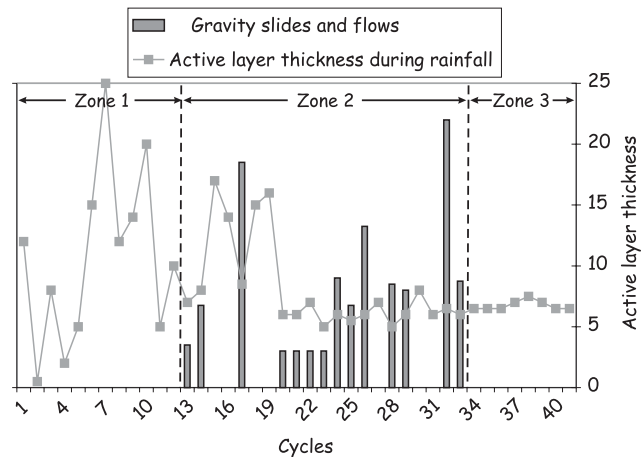


Figure 7. Triggering of debris flows between cycles 13 and 33 (bars are proportional to the size of the flows) and active layer thickness during rainfall. The lack of debris flows in zone 1 is partly due to the incomplete water saturation of the thick active layer. Debris flows disappear after cycle 33 (zone 3) as a consequence of the basal slope gradient reduction.

Gravity slides and flows

Gravity slides and flows have been observed on the steeper slope at the bottom of the scarp. These gravity-driven processes initiated around the seventh cycle. They occurred with rock falls of coarse blocks that came from the block pavement induced by cryoexpulsion processes. Rock falls lead to small screes accumulating on the basal platform. These screes are surrounded by fine-grained particles that are pulled down by diffuse run-off (Figure 3C).

Rock falls are followed by debris flows observed on the basal steeper slope. As the debris flows and the mud flows share common mechanisms (Johnson and Rodine, 1984), the term 'debris flow' will be used here to describe both. Debris flows initiate during the thaw of the 13th climatic cycle and they are observed periodically between cycles 20 and 33 with a paroxysm between cycles 26 and 33 (Figure 7). According to their important role on scarp degradation, debris flows have been followed in detail in order to identify the combination of factors that control their development and their efficiency.

Amongst these controlling factors one can note the increase of water content of the active layer, linked partly to the vaporization of water in order to simulate inflowing rain and snowmelt. This water supply induces an increase of pore water pressure and consequently the shear strength decreases, allowing the initiation of gravity slides and flows.

The depth of the thawing front during rainfall has a direct impact on the flow characteristics. It controls the thickness of the thawed layer and consequently influences the size and the composition of the flow. Shallow thawing fronts and thin thawed layers, less than 3 cm thick, are associated with restricted flows that carry only small elements (0.5–1 cm). Thawed layers, ranging between 4 and 6 cm thick, give rise to the more massive slides (zone 2, Figure 7) whereas thawed layers up to 8 cm thick do not allow the development of debris flows (zone 1, Figure 7). With such thickness, the amount of water supplied to simulate rain and snowmelt water was not adequate to obtain water saturation of the thawed layer.

Debris flows are also enhanced by the slow and progressive modification of the internal structure of the active layer that occurred during former freeze–thaw cycles. During these cycles, cryoexpulsion of the coarse blocks leads to a relative concentration of fine-grained matrix under the stony surface pavement. The fine-grained particle layer was more frost-susceptible and promoted a zone of segregation ice. During the thaw, this layer liberated excess water, which joined with water supplied by rainfall simulation and contributed to the decrease of shear strength. The influence of the internal structure is highlighted by the systematic presence, after the flows, of a surface of the frozen matrix layer washed by the residual run-off.

Physical modelling is an appropriate methodology to investigate the periodicity of debris flows in periglacial environments. During the experiment one can note that cycles with marked debris flows are preceded and followed by cycles without any mass wasting (Figure 7). Actually the triggering of debris flows seems strongly constrained by the freeze–thaw cycles. These modifications consist of increase of water content of the active layer, separation between the coarse blocks and a fine-grained matrix, and constitution of ground ice segregation lenses. When these conditions are combined, triggering of debris flows evacuates downward a part of the active layer and rejuvenates the

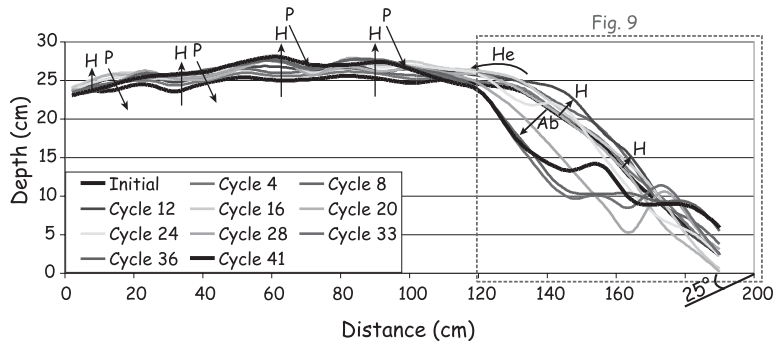


Figure 8. Progressive changes in scarp morphology: H, heaving; P, packing; He, headward erosion; Ab, ablation due to debris flows.

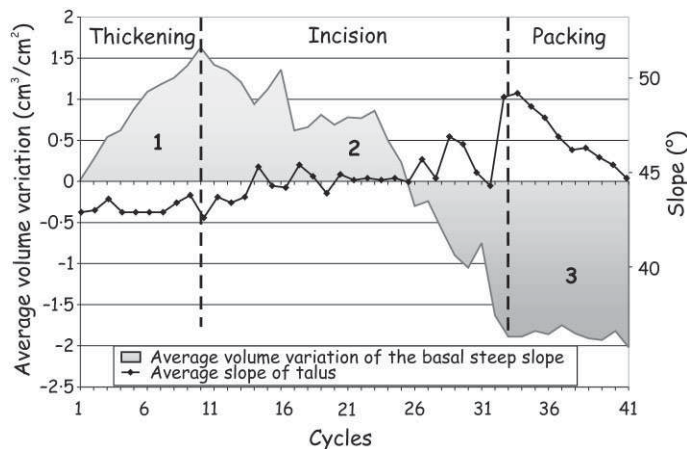


Figure 9. Correlation between slope variations and volume changes on the basal steeper slope: 1, progressive thickening due to heaving (ice segregation) and gelifluction; 2, incision of the active layer mainly related to flows; 3, end of incision and slope reduction.

experimental soil. This rejuvenation drastically changes the physical characteristics of the outcropping soil and leads to a reduction of the catastrophic flows. The following freeze–thaw cycles are only characterized by run-off in the previously incised channels, creep and millimetric slips. However, they will progressively restore the soil conditions required for the triggering of new debris flows, giving rise to the observed periodicity.

Debris flows are also controlled by gravity and consequently by the gradient of the experimental slope that relates to the relief energy. At the beginning of the experiment, the dip of the slope allowed the development of debris flows. But after 33 climatic cycles, the morphology of the scarp has evolved and an important volume of displaced material had accumulated at the bottom of the talus, forming sedimentary lobes. This soil accumulation on the lower platform leads to lowering of the initial slope gradient and lowering of the relief energy. At this stage of the laboratory simulation, the transit downstream is restricted and debris flows disappear (zone 3, Figure 7).

Changes in scarp morphology related to periglacial erosion processes

Physical modelling is particularly appropriate to record the progressive changes in scarp morphology when submitted to periglacial conditions. Data obtained from 41 freeze–thaw cycles can be summarized as follows (Figures 8 and 9).

- (1) The initial phase of heaving by ice segregation and cryoexpulsion at the surface is associated with a strong increase of scarp surface roughness and weak slope variations (Figure 9). On the basal slope, frost heaving is globally compensated by the material ablation that occurred during cycles 10 to 26. Thus the shape of the slope remains moderately modified by the heaving (Figure 8).
- (2) Creep and gelifluction induce a downstream displacement of slope deposits and give rise to a progressive thickening of the basal slope (1, Figure 9).

Fault scarp degradation

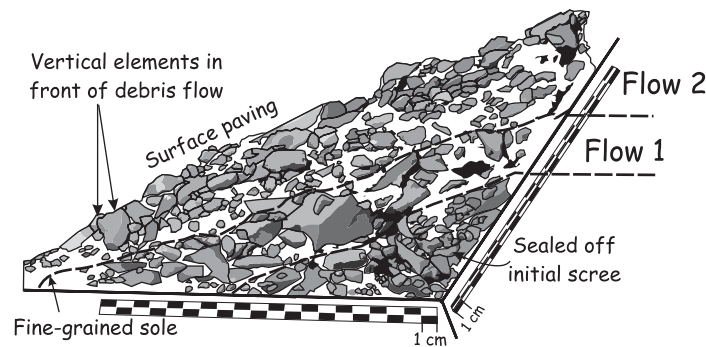


Figure 10. Section across the basal prism of slope deposits obtained after 41 experimental freeze–thaw cycles.

- (3) The most significant changes in scarp morphology are associated to the development of debris flows, mainly from cycle 13 (2, Figure 9). Two distinct effects are associated with debris flows: on the one hand, debris flows induce an upstream retreat of the steep scarp (40°), particularly marked during the biggest flows (cycles 26 to 33; Figure 9) and the average slope increases of about 6° (2, 3, Figure 9); on the other hand, debris flows induce a basal accretion leading to the reduction of the slope of the lower scarp (3, Figure 9).
- (4) The shape of the basal platform is strongly modified, during the experiment, in relation to the arrival of debris flows that give rise to coalescent debris fans surrounded by fine-grained particles (Figure 3D).
- (5) At the end of the flow phase (cycles 34 to 41), the change in scarp morphology is restricted to the spreading of the translated soil due to the release of the water incorporated within ground segregation ice. This last change contributes to the final smoothing of the basal slope.

Discussion

The aim of the physical modelling presented here was to investigate the efficiency of periglacial erosion processes on the degradation and smoothing of fault scarps. The idea that supported this experiment was that periglacial processes could contribute significantly to the weakening of the morphotectonic responses of landform to Plio-Quaternary deformation in the mid-latitudes. For that reason we have compared data from physical modelling with field data relative to the previously recognized periglacial erosion along the La Hague fault scarp in Normandy. This comparison takes into account (i) slope profiles that relate to the scarp smoothing, (ii) slope deposits that relate to the erosion processes, and (iii) quantification of the scarp erosion.

Concerning slope profiles, the La Hague fault scarp and the experimental scarp both display a slightly concave profile that mainly results from the downstream displacement of slope deposits. Moreover, in both cases a significant volume of displaced material is accumulated at the bottom of the scarp, forming sedimentary lobes made of coalescent debris fans surrounded by fine-grained particles. This soil accumulation on the lower platform is an indicator of the erosion of the scarp.

One of the biggest advantages of physical modelling is that it enables the establishment of a relationship between the various erosion processes and the typology and geometry of slope deposits resulting from scarp erosion. The internal structure of slope deposits stored at the bottom of the scarp reflects the history of the scarp erosion (Figure 10).

In both cases, experimental and natural scarp, the first deposits correspond to a pavement of coarse blocks linked to early rock falls (Figure 10). Coarse blocks are preferentially located against the fault plane. They are embedded in a silty matrix that filled the initial open structure.

In the physical modelling, flow-related deposits overlie rock falls. The heterogranular prism obtained is characterized by the occurrence of rolled coarse elements giving rise to a more or less chaotic structure (Figure 10). This sedimentary prism is very close to the head observed along the La Hague fault scarp. Moreover, the progradation of the experimental sedimentary prism is contemporary with the formation of a basal layer of fine-grained particles, a consequence of the hypodermic run-offs exporting the finest part of the matrix to the feet of the cones. This is also true on the field at the base of the head (Figure 1C).

The main difference between experimental and field data concerns the development of stratification in the natural head, not clearly observed in the experimental slope deposits. In the head, the rough stratification is underlined by the

Table II. Eroded volume

Surface (cm ²)	Dry weight (g)	Eroded volume (cm ³)	Average erosion rate (cm ³ cm ⁻²)
20 600	31 767	16 719	0.8

layers of fine-grained particles and by the preferential orientation of the cryoclasts (Figure 1C). This kind of stratification, within slope deposits that have experienced periglacial conditions, is classically ascribed to solifluction and creep. However, data from physical modelling support an alternative hypothesis and show that head deposits could mainly result from gravity slides and flows under moist periglacial conditions. From this point of view, the rough stratification of the head may reflect initial flow fabrics in the coarser materials and secondary diagenesis of the sediment as fines washed through the profile, possibly associated with cryogenic fabric developments. Solifluction and creep processes are then expected to become prevalent when the basal accretion leads to the reduction of the initial slope (Ozouf *et al.*, 1995). At this time, transit downstream is restricted and debris flows disappear.

Concerning the erosion rate, an attempt at quantification of the experimental scarp erosion was made taking into account the volume of the slope deposits. The experimental material accumulated downslope was dried and weighed. The total volume of the erosion products was calculated with a material density of 1.9 g cm⁻³. The results (Table II) indicate an erosion rate of 0.8 cm³ cm⁻² (± 0.1 cm³ cm⁻²) corresponding to a material erosion of 0.8 cm after 41 freeze–thaw cycles representing 41 annual cycles, and 0.02 cm per annual freeze–thaw cycle. Arguing on the fact that the experimental slope is expected to simulate the behaviour of a 2 m square portion of the La Hague fault scarp, we can consider this value as a first and fair assessment of the bulk erosion rate of the scarp under periglacial conditions. However, this value cannot be extrapolated to the long term. It must be restricted to the duration of the moist periglacial conditions in Normandy, i.e. about 20 ka per Pleistocene glacial stage (Ozouf *et al.*, 1995). During this time span, the corresponding erosion rate approaches 4 m³ m⁻². These data are consistent with the Weichselian erosion rate of 4.6 ± 1 m³ m⁻² computed from the volume of natural slope deposits, stored at the bottom of the La Hague fault scarp (Font *et al.*, 2002).

Conclusion

Physical modelling helps to constrain the effects of periglacial erosion processes on the degradation of slopes and fault scarps. Data obtained from 41 experimental freeze–thaw cycles simulating moist periglacial conditions attest to the efficiency of periglacial processes that control both erosion and changes in scarp morphology.

Cryoexpulsion of the coarse blocks, observed after ten cycles, leads to an increase of scarp surface roughness. It modifies significantly the internal structure of the active layer and favours downslope displacements during thawing.

Combined effects of frost creep and gelifluction lead to slow and gradual downslope displacements of the active layer (0.3 cm/cycle). Displacement profiles show a strong increase near the surface, of between 0 and 5 cm.

Gravity-driven processes such as debris flows contribute significantly to the scarp erosion and degradation. Debris flows have been observed periodically with a paroxysm between cycles 26 and 33. Triggering of debris flows is controlled by: (i) gravity, and consequently by the gradient of the experimental slope that relates to the relief energy; (ii) the increase of water content of the active layer during thawing, that simulates inflowing rain and snowmelt; (iii) the slow and progressive modification of the internal structure of the active layer that occurred during previous freeze–thaw cycles; (iv) the depth of the freezing front that controls the thickness of the thawed layer and consequently the size and the composition of the flow. Debris flows are associated with the most significant changes in scarp morphology. They are responsible for the higher rate of scarp erosion. Conversely they induce a basal accretion leading to the smoothing of the lower scarp.

The physical modelling presented has been developed in order to simulate the moist periglacial climate of areas located outside the margins of ice sheets during Pleistocene glacial stages. Its application to the La Hague fault scarp in Normandy leads to a quantification of the erosion rate close to 1 cm³ cm⁻² for 41 freeze–thaw cycles. This result implies broadly 20 000 freeze–thaw cycles to obtain the erosion rate of 4.6 ± 1 m³ m⁻² computed from the volume of natural slope deposits stored during one Pleistocene glacial stage. Considering that the annual number of freeze–thaw cycles can vary from one to 20 (Coutard *et al.*, 1996), scarp degradation should be attained very quickly at the scale of a glacial stage.

According to these experimental results, the morphotectonic responses of landform to regional deformation can be quickly and significantly weakened by the efficiency of moist periglacial erosion processes. This point could lead to

Fault scarp degradation

underestimation of Plio-Quaternary deformations in the mid-latitudes, as exemplified by western Europe, where the prevailing smooth topographies are, at first sight, inconsistent with strong crustal deformation and displacements.

Acknowledgements

The manuscript benefited from helpful, constructive comments and reviews by Charles Harris. INSU/CNRS is gratefully acknowledged for financial support (Programme National 'Risques Naturels', 2000 and Programme National 'Reliefs de la Terre', 2004). Franck Lelong and Alain Pupin, UMR CNRS 6143 'M2C' are thanked for their technical assistance.

References

- Ballantyne CK. 1996. Formation of miniature sorted patterns by shallow ground freezing: a field experiment. *Permafrost and Periglacial Processes* **7**: 409–424.
- Burrough PA, McDonnell RA. 1998. *Principles of Geographical Information Systems*. Oxford University Press: New York.
- Calmels F, Coutard J-P. 2000. Expérience de laboratoire sur la mobilisation par cryoreptation d'un dépôt de pente schisteux, grossier et hétérométrique. *Permafrost and Periglacial Processes* **11**: 207–218.
- Coutard JP, Van Vliet Lanoë B. 1994. Upfreezing and frost creep in a medium clay-loam: laboratory experiment. *Biuletyn Peryglacjalny* **33**: 5–20.
- Coutard J-P, Ozouf J-C, Gabert P. 1996. Modalités de la cryoreptation dans les massifs du Chambeyron et de La Mortice, Haute-Uribe, Alpes françaises du sud. *Permafrost and Periglacial Processes* **7**: 21–51.
- Elhai H. 1963. *La Normandie entre la Seine et le Golfe normand-breton, étude morphologique*. Thesis, Paris. Imprimerie Bière: Bordeaux.
- ESRI. 1990–1999. *ArcView 3.1 Manual* (on line-documentation). Environmental Systems Research Institute: Redlands, CA.
- Font M. 2002. *Signature géomorphologique des déformations en domaine intraplaque: applications à la Normandie*. Thesis, University of Caen.
- Font M, Lagarde J-L, Amorese D, Coutard J-P, Ozouf J-C. 2002. Une méthode de quantification de la dégradation d'un escarpement de faille au cours des cycles climatiques du Quaternaire: la faille de Jobourg (Nord Cotentin, France). *C.R. Geosciences* **334**: 171–178.
- Francou B. 1990. Stratification mechanisms in slope deposits in high subequatorial mountains. *Permafrost and Periglacial Processes* **1**: 249–263.
- Franke R. 1982. Smooth interpolation of scattered data by local thin plate splines. *Computing and Maths with Applications* **8**(4): 237–281.
- French, HM. 1996. *The Periglacial Environment*. Longman: Harlow.
- Harris C, Gallop M, Coutard J-P. 1993. Physical modelling of gelifluction and frost creep: some results of a large-scale laboratory experiment. *Earth Surface Processes and Landforms* **18**: 383–398.
- Harris C, Davies MCR, Coutard J-P. 1995. Laboratory simulation of periglacial solifluction: significance of porewater pressures, moisture contents and undrained shear strengths during soil thawing. *Permafrost and Periglacial Processes* **6**: 293–311.
- Harris C, Davies MCR, Coutard J-P. 1996. An experimental design for laboratory simulation of periglacial solifluction processes. *Earth Surface Processes and Landforms* **21**: 67–75.
- Harris C, Davies MCR, Coutard J-P. 1997. Rates and processes of periglacial solifluction: an experimental approach. *Earth Surface Processes and Landforms* **22**: 849–868.
- Harris C, Davies MCR, Rea BR. 2003. Gelifluction: viscous flow or plastic creep? *Earth Surface Processes and Landforms* **28**: 1289–1301.
- Johnson AM, Rodine JR. 1984. Debris flows. In *Slope Instability*, Brunnsden D, Prior DB (eds). John Wiley and Sons: Chichester; 257–361.
- Lagarde J-L, Baize S, Amorese D, Delcaillau B, Font M, Volant P. 2000. Active tectonics, seismicity and geomorphology with special reference to Normandy (France). *Journal of Quaternary Science* **15**: 745–758.
- Lautridou J-P. 1985. *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie*. Thesis, University of Caen.
- Matsuoka N. 2001. Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews* **55**: 107–134.
- Matsuoka N, Abe M, Ijiri M. 2003. Differential frost heave and sorted patterned ground: field measurements and a laboratory experiment. *Geomorphology* **52**: 73–85.
- Murton JB, Coutard J-P, Lautridou J-P, Ozouf J-C, Robinson DA, Williams RBG. 2001. Physical modelling of bedrock brecciation by ice segregation in permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes* **12**: 255–266.
- Ozouf J-C, Texier J-P, Bertran P, et Coutard J-P. 1995. Quelques coupes caractéristiques dans les dépôts de versant d'Aquitaine septentrionale: faciès et interprétation dynamique. *Permafrost and Periglacial Processes* **6**: 89–101.
- Pierson TC, Costa JE. 1987. A rheological classification of subaerial sediment-water flows. *Reviews in Engineering Geology*, Vol. VII, In Costa JE, Wieczorek GF (eds). Geological Society of America; Boulder, CO; 1–12.
- Van Steijn H, Bertran P, Francou B, Hetu B, Texier J-P. 1995. Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: reviews. *Permafrost and Periglacial Processes* **6**: 125–146.
- Washburn AL. 1979. *Geocryology, A Survey of Periglacial Processes and Environments*. Edward Arnold: London.
- Watson E, Watson S. 1970. The coastal periglacial deposits of the Cotentin peninsula. *Institute of British Geographers Transactions Papers* **49**: 125–144.



*Au cœur du chenal
Versant expérimental n°1
© Emeric Védie*

Chapitre IV

Modélisation physique
Dispositif & protocoles expérimentaux

Sommaire

INTRODUCTION	57
IV-1- CHAMBRE FROIDE ET MODELES EXPERIMENTAUX	58
IV-1-1- MODELES EXPERIMENTAUX	58
A- DIMENSIONS ET PENTES DU CAISSON	60
B- PAROIS LATERALES VITREES	60
C- RENFORCEMENT DU CAISSON	61
D- ISOLATION DU CAISSON	61
E- RUGOSITE BASALE	62
F- GOUTTIERES COLLECTRICES	62
G- SERPENTIN FRIGORIFIQUE	62
H- DISPOSITIF D'ARROSAGE	63
IV-1-2- MATERIAU UTILISE	65
IV-2- PROTOCOLE EXPERIMENTAL	67
IV-2-1- MORPHOLOGIES INITIALES	67
IV-2-2- REGIMES THERMIQUE ET HYDRIQUE	68
A- REGIME THERMIQUE	69
B- REGIME HYDRIQUE	71
IV-3- ACQUISITION DES DONNEES	75
IV-3-1- TOPOGRAPHIE ET MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN (MNT)	75
A- TELEMETRE A ULTRASON	75
IV-3-2- MARQUEURS DE DEPLACEMENT EN PROFONDEUR	77
IV-3-3- CAPTEURS DE TEMPERATURE ET DE TENEUR EN EAU.	78
A. CAPTEURS DE TEMPERATURE	78
B. CAPTEURS DE TENEUR EN EAU	80
IV-3-4- PHOTOGRAPHIES ET VIDEOS.	81
A. PHOTOGRAPHIES.	81
B. VIDEOS.	82

Introduction

Le modèle expérimental présenté dans ce chapitre a été réalisé afin de contraindre les processus d'érosion rapide des versants soumis à des cycles gel/dégel. La simulation expérimentale mise au point pour cette étude fait suite aux travaux préliminaires menés au sein du laboratoire « Morphodynamique Continentale et Côtière » et qui portaient sur :

- (i) le rôle de la cryoreptation et de la gelifluxion dans la mise en place des heads du Cotentin (Calmels et Coutard 2000) puis sur
- (ii) la dégradation d'un versant en contexte périglaciaire (Font, 2002 et Font et al. 2006) (cf Chapitre III).

La conception des versants expérimentaux présentés ici a bénéficié des acquis des deux expériences précédentes.

De la même manière, plusieurs méthodes de mesures ont été reconduites (températures, topographie, mouvements du sol en profondeur). Néanmoins, de nombreuses évolutions (améliorations) ont néanmoins été apportées à ces modèles précurseurs (serpentins frigorifiques, système de précipitation, récupération du matériau érodé, densification de la grille d'acquisition topographique...); tous ces points seront abordés au cours des paragraphes constituant ce chapitre.

IV-1- Chambre froide et modèles expérimentaux

IV-1-1- Modèles expérimentaux

Le modèle expérimental conçu au cours de ces travaux est présenté dans son ensemble et de façon schématique par la Figure IV- 1. Les étapes de sa construction (illustrées par la Figure IV- 2) et ses caractéristiques seront commentées par la suite.

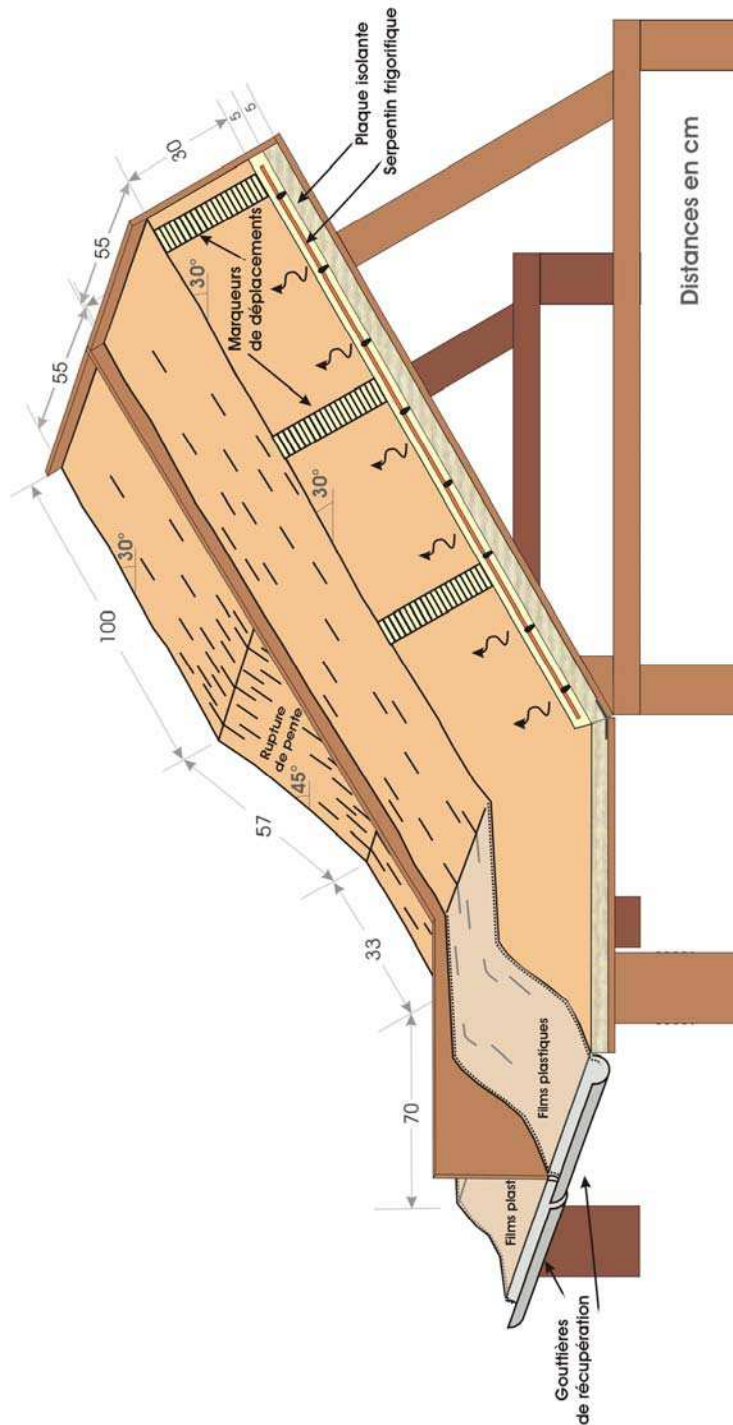
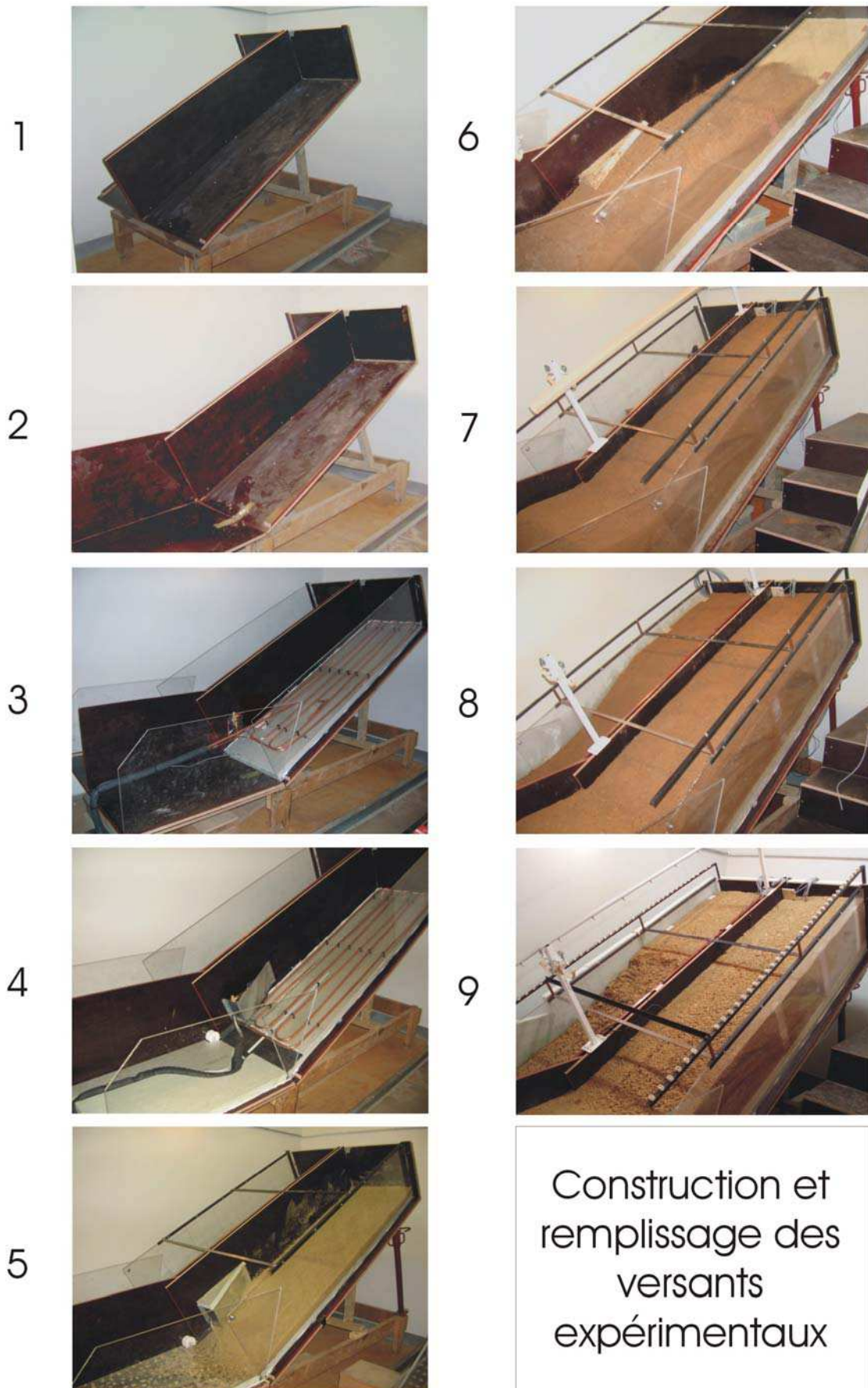


Figure IV- 1 : Schéma du modèle expérimental
Sketch of the experimental slopes



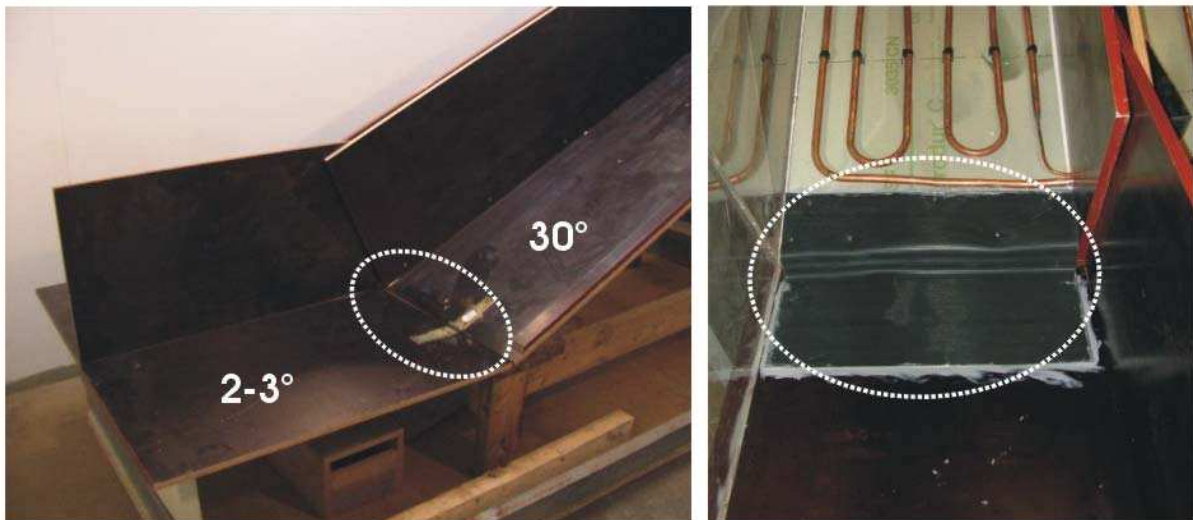
*Figure IV- 2 : Etapes de la réalisation des versants expérimentaux utilisés au cours de notre étude.
Stepwise building of the slope models.*

A- Dimensions et pentes du caisson

La mise au point des versants expérimentaux a été menée grâce à la construction d'un grand caisson en bois dont les dimensions sont les suivantes : longueur = 3 m ; largeur = 1,2 m et profondeur = 50 cm. Ce coffre est installé sur un châssis en bois dont la modularité permet de modifier l'inclinaison.

Le coffre est en fait divisé en deux compartiments identiques par une paroi centrale (Figure IV- 2- étape 1). Cette séparation permet de reconstituer deux versants indépendants avec des conditions expérimentales distinctes pour chacun (la granulométrie, la morphologie initiale, les conditions hydriques...). La largeur de chaque compartiment est de 0,55 m.

D'autre part, le coffre se divise en deux parties distinctes amont/aval : une partie amont (2 m de longueur) dont l'inclinaison est modifiable (20 à 40°) mais fixée dans un premier temps à 30°, et une partie aval fixe (1 m) très faiblement inclinée (2 à 3°). Chaque compartiment possède donc un profil longitudinal basal avec une rupture de pente (Figure IV- 2 - étape 2 et Figure IV- 3). La transition est réalisée par l'intermédiaire d'une charnière rendue étanche grâce à un caoutchouc souple (Figure IV- 3). Cet agencement permet la constitution d'une zone aval à faible pente afin de réduire le potentiel gravitaire à la base du versant. Ces inclinaisons correspondent aux pentes de la base du caisson et non de la surface du versant. Les pentes de chaque versant sont présentées dans le paragraphe III-3-1.



Waterproof junction between upslope (30°) and downslope (2-3°).

B- Parois latérales vitrées

Chaque compartiment possède également une paroi latérale en plexiglass (Figure IV- 4), ce qui permet de visualiser le sol en profondeur au cours de l'expérience et d'apprécier son comportement (déplacements et cryoturbation éventuels). Ce plexiglass est quadrillé afin de mesurer le mouvement lent du versant de la surface jusqu'à sa base.

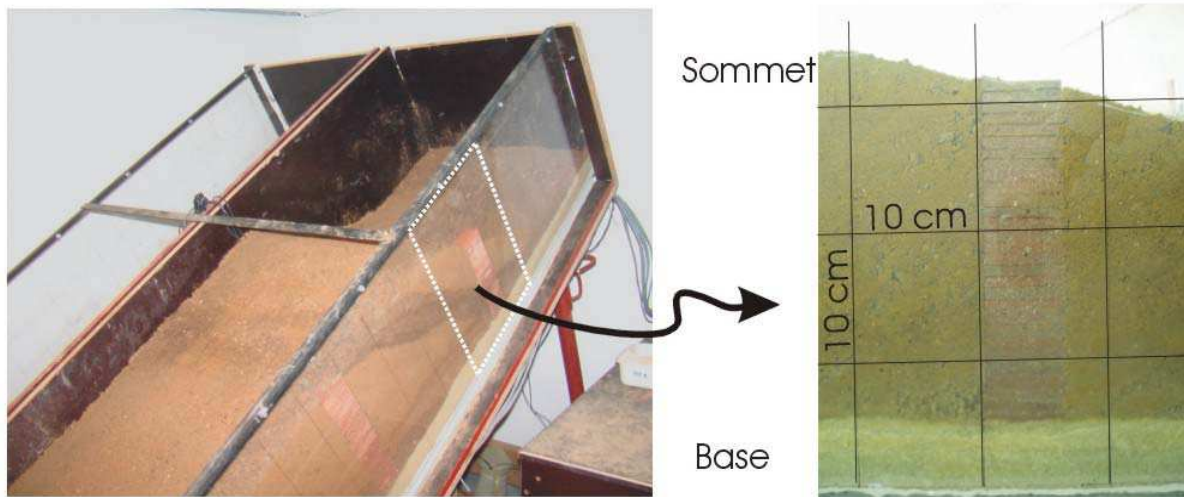


Figure IV- 4 : Paroi latérale en plexiglass.
Lateral box sides are made of synthetic glass.

C- Renforcement du caisson

Toutes les parois (bois et plexiglass) ont une épaisseur importante (2 cm) ce qui les rend très rigides. Néanmoins, des barres métalliques transversales ont été apposées en surface afin de relier entre elles les parois latérales du modèle ; cette précaution permet de réduire au maximum le gonflement latéral qui pourrait se produire suite à la constitution de glace dans le sol. Les pressions exercées sur ces parois sont en effet très importantes et cet apport est indispensable afin de ne pas perturber les mesures topographiques acquises au cours de l'expérience.

D- Isolation du caisson

Dans le but de reproduire un gel conforme à ce qu'il peut être dans les conditions naturelles, les parois basales et latérales sont isolées de l'air ambiant par une plaque de 5 cm d'épaisseur de styrodur (polystyrène condensé) (Figure IV- 5-B). Ainsi seule la surface du versant est exposée aux effets du gel/dégel. La progression du gel comme du dégel se fait alors depuis la surface et la migration des fronts thermiques se fait parallèlement à la surface.

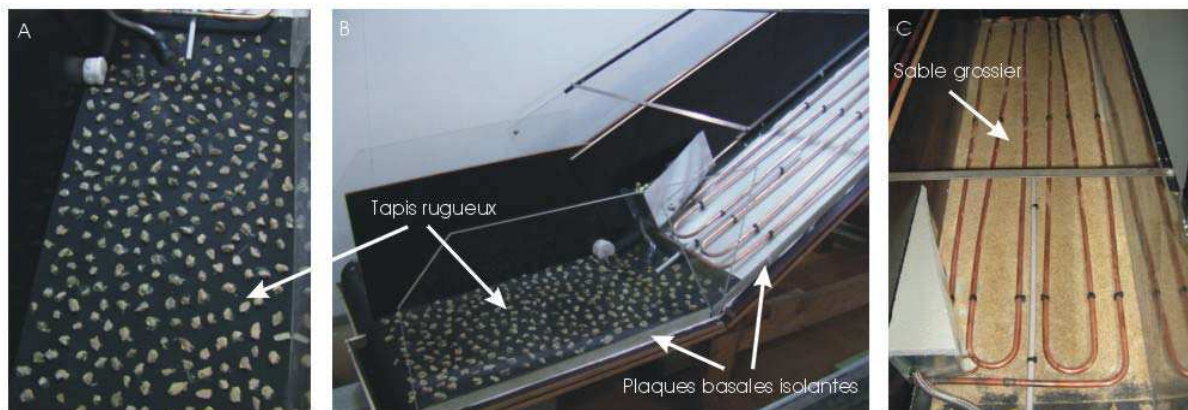


Figure IV- 5 : Bases rugueuses du coffre expérimental.
Roughness of the box bases.

E- Rugosité basale

Sur la partie aval du caisson, la plaque basale de polystyrène est surmontée d'un fin tapis de caoutchouc (4 mm) sur lequel des cailloux de diamètre compris entre 1 et 2 cm ont été aléatoirement collés (Figure IV- 5-A & B) dans le but de reproduire une surface rugueuse et d'éviter la constitution d'une surface privilégiée de glissement. Pour les mêmes raisons, une surface rugueuse a été réalisée sur la partie amont par le collage d'une fine couche de sable grossier sur la plaque isolante basale (Figure IV- 5-C) déjà équipée du serpentín frigorifique (voir plus loin) augmentant à lui seul l'hétérogénéité de la surface.

F- Gouttières collectrices

A l'aval des deux compartiments, les tapis se prolongent jusque dans des gouttières situées à la toute base (exutoire) des versants reconstitués (Figure IV- 6). Celles-ci servent à récolter puis quantifier à la fois (i) l'eau ruisselée et/ou infiltrée puis écoulee dans les sols et (ii) le matériau arraché au versant et qui atteint l'exutoire. La surface de versant étudiée se limitant aux deux mètres amont (correspondant à la partie amont du caisson), des films plastiques indéchirables protecteurs mais surtout collecteurs ont été posés (à partir du cycle 9) en surface du mètre aval du versant (Figure IV- 1 et Figure IV- 6). A chaque dégel, lorsque des phénomènes érosifs se déclenchent, le matériau érodé se déposant sur ces films est ajouté à celui atteignant la gouttière et est comptabilisé comme matériau érodé (Volume V4 du chapitre VI).



Water and eroded material recovery system.

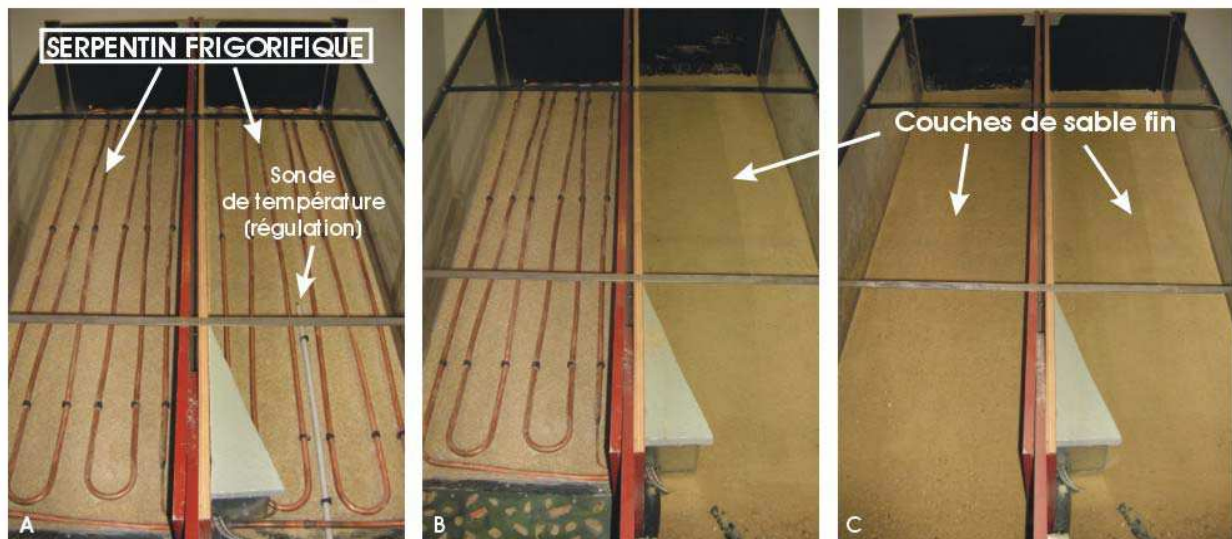
G- Serpentín frigorifique

La grande originalité de ces versants expérimentaux réside dans le fait qu'ils soient équipés à leur base (fixé à la plaque de styrodur et dans chacun des compartiments) de serpentins en cuivre qui sont de véritables échangeurs thermiques, directement raccordés à un groupe à condensation à air (Figure IV- 7). Ces serpentins frigorifiques génèrent une source importante de froid à la base des compartiments, ce qui permet de maintenir gelé la partie

inférieure des sols (- 1 à - 20°C environ). Une sonde régulatrice de température permet de suivre l'évolution de l'intensité du gel à la profondeur du serpentín. Elle est placée à mi-pente et au centre du compartiment de droite (Figure IV- 7-A). Les échangeurs (tubes inox de 12 mm de diamètre) sont placés dans une couche de sable d'une épaisseur d'environ 5 cm afin :

- (i) de les protéger des contacts avec les gros éléments caillouteux du sol et
- (ii) de diffuser le froid à toute la surface basale du modèle (couche tampon).

Comme on l'a déjà évoqué, une couche de sable grossier est collée à la surface du styrodur afin de permettre à la couche de sable qui noie le serpentín d'adhérer au versant. L'association de cette couche avec les serpentíns frigorifiques constitue une surface basale suffisamment rugueuse pour éviter tout glissement à son contact.



Bottom of the experimental box with the cold serpentín.

H- Dispositif d'arrosage

Le modèle est également équipé d'un système d'arrosage « automatisé » qui se présente sous la forme d'une rampe de précipitation (Figure IV- 8). Il s'agit d'un tube troué, en PVC, comprenant dix buses calibrées espacées de 20 cm chacune. Ce dispositif est placé au-dessus de la paroi centrale commune aux deux compartiments, 40 cm au-dessus de la surface des versants. Il alimente le matériau en eau (pluies) de façon homogène dans le temps, grâce à un débitmètre régulant l'arrivée d'eau, et dans l'espace, grâce à un positionnement judicieux et fixe au cours des différents arrosages, des buses de précipitation.

Par ce système, nous pouvons reproduire des précipitations sur l'ensemble de la surface de chaque compartiment, alternativement sur l'un puis l'autre, dans une gamme de 20 à 100 mm/h. Le dispositif choisi et utilisé pour ces simulations de pluies a fait l'objet de nombreux tests (Figure IV- 9) sur les répartitions spatiale et temporelle de l'eau. Les résultats sont présentés en annexe (Annexe IV-1).

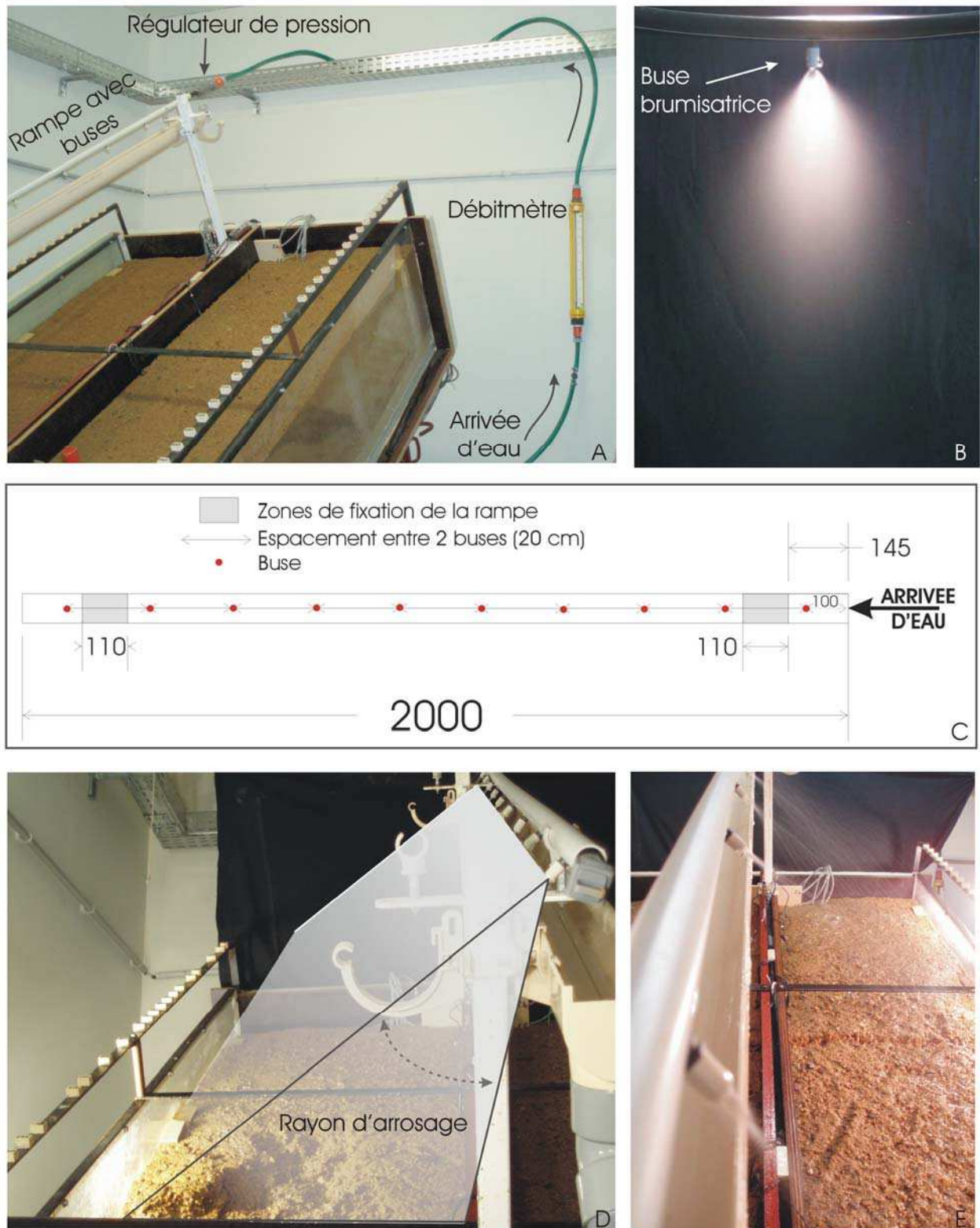
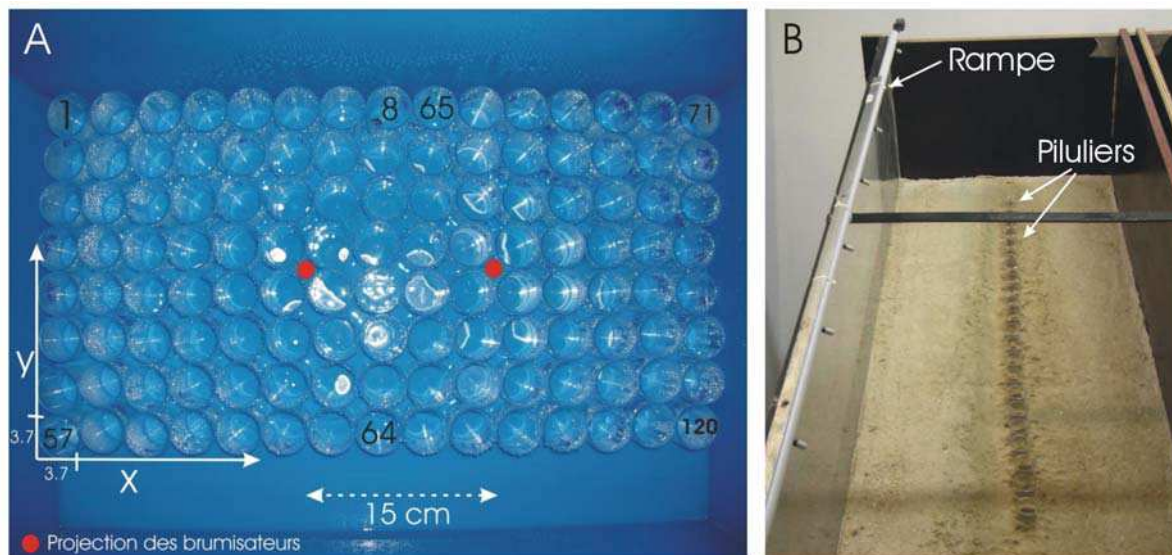


Figure IV- 8 : Système automatisé de précipitation.

Automated water spraying system.

A- Dispositif complet du système de précipitation incluant un débitmètre et un régulateur de pression ; B- Cône de précipitation exercé par une buse ; C- Schéma de la rampe équipée de 10 buses espacées de 20 cm chacune ; D- Zone de précipitation à la surface du modèle ; E- Illustration des buses en action.



*Figure IV- 9 : Test de répartition spatiale des précipitations.
Checking of the spatial distribution of spraying.*

IV-1-2- Matériau utilisé

Le coffre expérimental construit, l'étape suivante dans l'élaboration des versants expérimentaux consiste en un remplissage du caisson par un matériau naturel qui sera soumis aux processus érosifs périglaciaires. La reconstitution d'un sol expérimental par un mélange d'échantillons de nature et de granulométrie différentes étant compliquée à plusieurs points de vue (choix des échantillons, homogénéité du mélange ...), nous avons décidé d'utiliser un matériau « naturel ». Notre choix s'est porté sur les heads du Cotentin qui jalonnent le pied des versants de la Hague dans le Nord-Cotentin (cf paragraphes II-1-5 et II-2-3-A). Il s'agit d'un sol dont les éléments grossiers sont issus de la gélifraction et sont emballés dans une matrice limoneuse à limono-sableuse issue d'un mélange de loess et d'altérites (Helluin et al., 1979). Il s'agit de dépôts de pente mis en place et accumulés au pied de versants sous des conditions climatiques de type périglaciaire et dont les épaisseurs les plus remarquables sont observées à Herquemoulin, Ecalgrain ou encore Siouville. La nature des éléments grossiers varie largement d'un site à l'autre. Le matériau prélevé pour la constitution des versants expérimentaux est issu du site de La Roche situé au nord d'Herquemoulin (Figure IV- 10) : les éléments les plus grossiers sont principalement gréseux, hétérogènes et anguleux alors que la matrice est limoneuse. En raison de la taille du coffre et en vue de la constitution d'une couche active peu épaisse au cours de l'expérience (environ 4 cm), un calibrage à 2 cm est effectué avant le remplissage du caisson afin de retirer les cailloux les plus gros qui pourraient entraver les mouvements du matériau. La courbe granulométrique du matériau utilisé est présentée dans la Figure IV- 11. 1,5 tonne de heads ont ainsi été nécessaires à la reconstitution des 2 versants expérimentaux : 0,7 tonne pour l'un (que l'on appellera M1, cf paragraphe IV- 2-1) et 0,8 pour l'autre (M2).



Figure IV- 10 : Site de prélèvement : heads de La Roche (Cotentin, France).

Sampling location of head.

A- Localisation du site (visualisation pseudo-3D à partir de Google Earth ®); B- Prélèvement du matériau ; C- Heads de La Roche.

Le remplissage du caisson s’est effectué par couches successives de matériau de 2 à 4 cm d’épaisseur, superposées, compactées puis humidifiées de façon homogène. Un « griffage » en surface de la couche compactée est réalisé afin de constituer une transition progressive avec la couche sus-jacente et d’éviter la constitution d’une surface lisse de glissement.

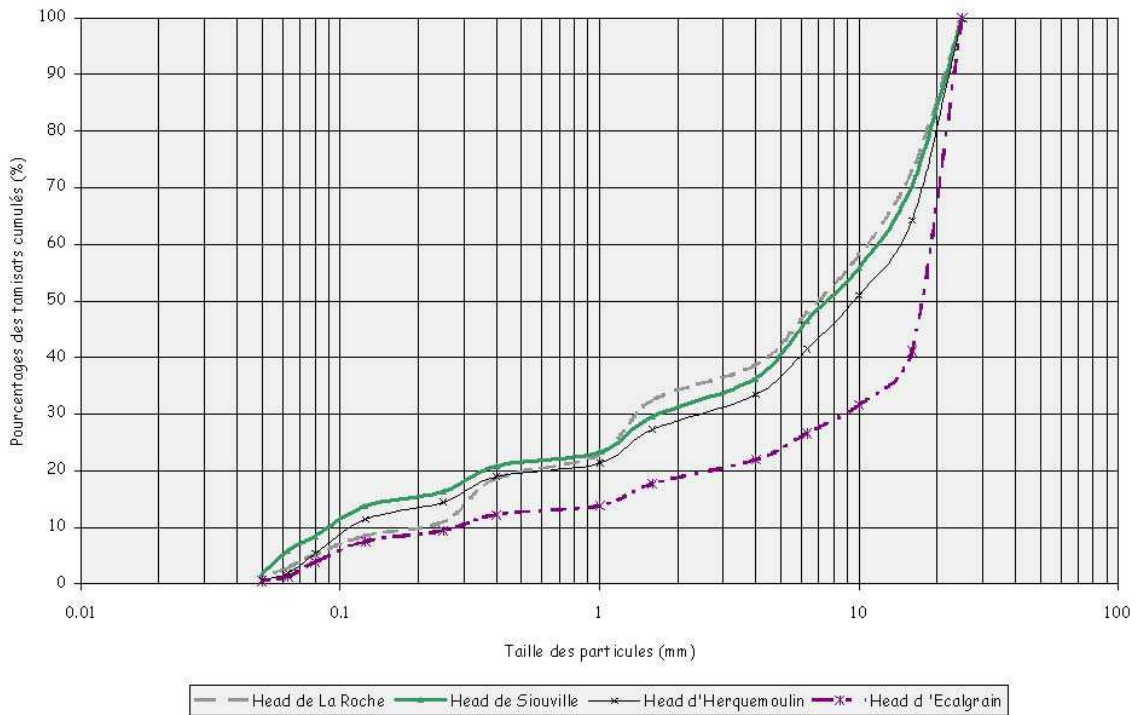


Figure IV- 11 : Granulométrie du matériau prélevé à La Roche, comparée à celles d’autres sites proches (Cotentin).

La Roche head granulometry, compared with some head granulometries from North-Cotentin.

IV-2- Protocole expérimental

IV-2-1- Morphologies initiales

Comme expliqué précédemment, l'inclinaison imposée au caisson expérimental est voisine des pentes mesurées à Herquemoulin soit environ 30° . La morphologie des versants reconstitués et leurs pentes associées ont été obtenues par des épaisseurs de remplissage différentes. Deux morphologies initiales différentes ont ainsi été adoptées (Figure IV- 1) : les profils longitudinaux de chaque versant sont présentés sur la Figure IV- 12.

- (i) Un premier versant (M1) est affecté d'une rupture de pente un mètre en aval de son sommet. Son profil comprend ainsi trois parties : une partie amont à 30° que l'on peut nommer « versant », une partie médiane, le « talus », dont la pente est de 45° et une partie aval à 30° d'inclinaison.
- (ii) Un second versant (M2) dont la morphologie est régulière et la pente de 30° constante.

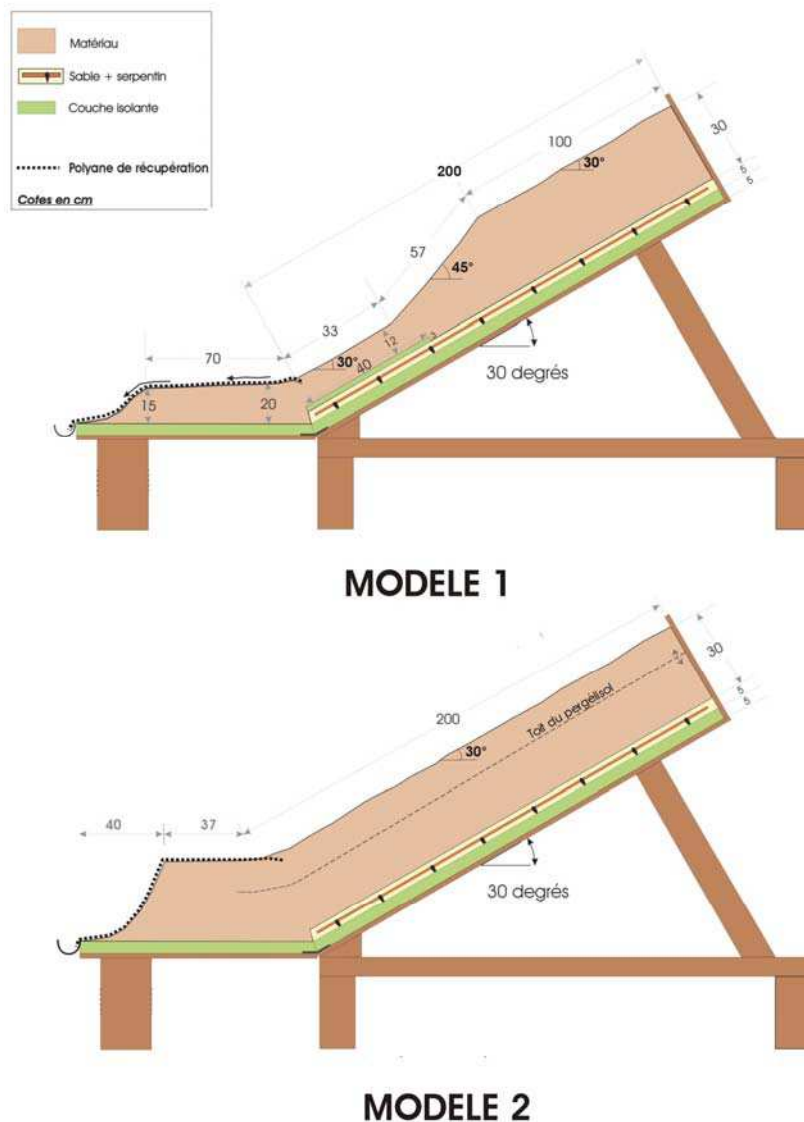


Figure IV- 12 : Profils topographiques initiaux des versants expérimentaux.
Initial topographic profiles of experimental slopes.

Ces deux configurations ont été choisies dans le but de mettre en évidence le rôle de la morphologie initiale des versants sur leur évolution et leur dynamique, chaque versant subissant les mêmes contraintes climatiques (thermiques et hydriques). La valeur des pentes choisies est en adéquation avec celles relevées dans les zones-source de coulées de débris en Islande (Decaulne, 2000), dans les Alpes françaises (Blijenberg, 1998) ou encore au Spitzberg (Larsson, 1982) par exemple. La valeur-seuil pour le déclenchement de mouvements gravitaires rapides semble en effet comprise entre 22,5° (Larsson, 1982) et 56° (Harris et Gustafson, 1993), la valeur la plus fréquemment observée étant proche de 30 à 35°.

D'autre part, cette modélisation fait suite à celle menée par Font et al. (2006) au cours de laquelle des déclenchements de coulées de débris ont été mis en évidence sur un versant expérimental incliné à 25°, présentant une rupture de pente aval à 45°.

IV-2-2- Régimes thermique et hydrique

La reproduction des conditions climatiques périglaciaires n'est pas simple. Les conditions recherchées sont celles d'un climat marqué (i) par des températures froides associées à une alternance annuelle de gel/dégel (équivalent du climat actuel des zones de moyenne ou haute latitude) et (ii) par une forte humidité ambiante liée à des précipitations d'eau et/ou de neige abondantes.

Lorsqu'on se retrouve face à d'épais dépôts de pente d'origine périglaciaire tels ceux que l'on observe au pied des versants de la Hague, il est difficile de retrouver précisément les régimes thermiques et hydriques ayant régi leur mise en place :

- (i) d'une part, leur datation est souvent sujette à discussion. Leur accumulation semble s'être néanmoins réalisée au cours d'un (ou plusieurs) épisode(s) de début de refroidissement pléniglaciaire (Coutard et al., 2006) dans le cas des heads du Cotentin;
- (ii) et d'autre part, les variations climatiques générales et locales (présence d'un pergélisol, périodicité des cycles gel-dégel, précipitations...) sont difficiles à estimer, d'autant qu'il n'existe pas d'analogues actuels d'environnements du Dernier Glaciaire (Van Vliet Lanoë, 2005).

Cependant, quelques marqueurs de la mise en place des heads par le processus de gélifluxion (cryoclastes anguleux, orientés, et redressés dans une matrice fine abondante) sont des signatures de conditions climatiques associant une forte cyclicité gel/dégel et une abondance de précipitations. Ces conditions sont à l'origine de forts taux d'érosion sur les versants naturels. C'est pourquoi nous avons équipé le versant expérimental d'une rampe de précipitations et que nous l'avons placé dans une enceinte climatique afin de le soumettre à des cycles de gel/dégel réguliers.

Le protocole mis au point intègre également la présence d'un pergélisol dont la présence « continue » en Normandie au Weichsélien est discutée mais dont l'impact érosif direct sur les versants du monde est largement démontré dans la littérature (Rapp et Nyberg 1981, Larsson, 1982 ; Harris et Gustafson, 1993 ; Kotarba, 1997 ; Huscroft, 2003 ; Lewkowicz and Harris, 2005a et 2005b...).

A- Régime thermique

Les cycles gel/dégel sont appliqués aux versants expérimentaux grâce à la chambre froide qui génère des températures de gel de -8°C . Ces valeurs sont compatibles avec celles relevées dans des contextes à forte cyclicité gel/dégel comme sur les crêtes de Vars et des Couniets (Hautes Alpes, France) à une altitude de 2450 m (Coutard et al., 1996). Lors du dégel, la température de la chambre atteint 18 à 20°C selon la saison. L'évolution des températures au sein du matériau est présenté sur la Figure IV- 13 pour différentes profondeurs au cours de 2 cycles successifs. La présence de parois latérales isolant le sol de l'air ambiant induit une propagation des fronts de gel et de dégel uniquement par la surface. Ceci nous permet de reconstituer des conditions climatiques similaires à celles observées sur les versants naturels périglaciaires.

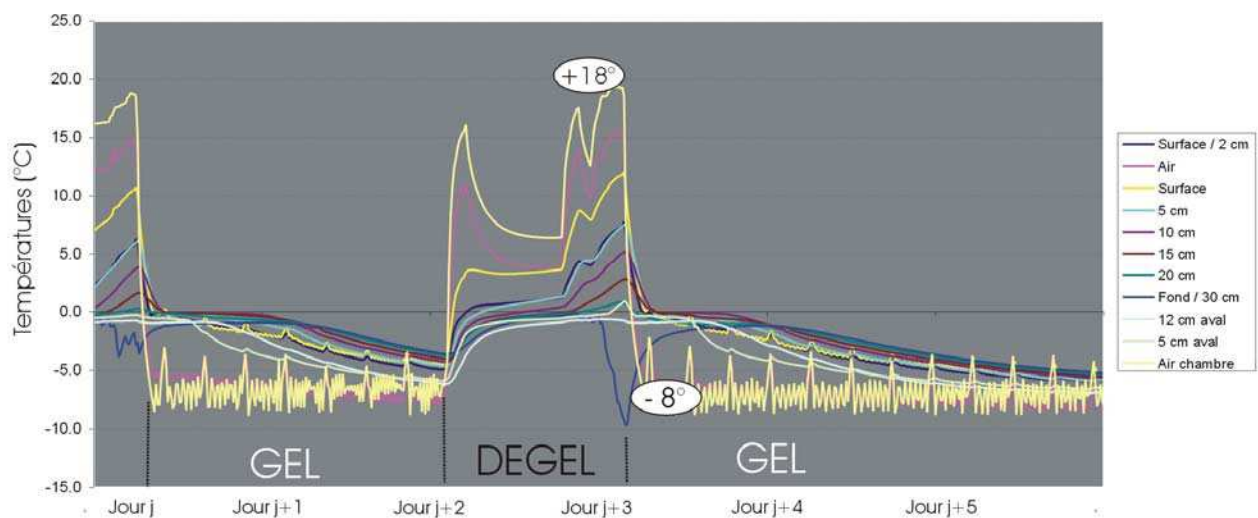


Figure IV- 13 : Courbes de température de deux cycles gel-dégel successifs.

Temperature evolution during two freeze-thaw cycles.

Températures obtenues à différentes profondeurs, pour le versant M1, au cours des cycles 7 & 8.

Dans ces conditions, la durée minimum nécessaire à l'obtention d'un sol gelé de façon homogène est de 2 à 3 jours (environ 60 heures). Cependant, pour des raisons techniques et pratiques, le gel est maintenu entre 3 et 5 jours.

La durée du dégel est contrôlée pour sa part par le temps mis par la couche dégelée à atteindre une épaisseur d'environ 4 cm. Le temps nécessaire à l'obtention de ces 4 cm de matériau dégelé est d'environ 24 h. Le choix de cette épaisseur est justifiée pour au moins deux raisons :

- (i) L'épaisseur de la couche active doit être supérieure à celle des éléments les plus gros (2 cm) pour que ces derniers puissent être mobilisés (Coutard & Van Vliet Lanoë, 1994).
- (ii) L'occurrence des déstabilisations sera d'autant plus grande que la saturation de la couche active sera forte et rapide. Pour cela, le volume occupé par la couche active et par conséquent la profondeur du toit du pergélisol doivent être faibles.

Les épaisseurs totales de matériau (30 cm) et de pergélisol (qui doit être forte afin qu'il soit riche en glace) nous ont contraint à fixer la profondeur de couche active autour de 4 cm environ au début des précipitations.

Au total, un cycle complet gel/dégel incluant le protocole de mesure, a une durée moyenne d'environ 7 jours (Figure IV- 14).

Au cours de cette modélisation, 37 cycles ont été appliqués à chacun des versants ; 4 d'entre eux (1 ; 33 ; 34 & 35) n'ont pas été accompagnés de précipitation et 1 dégel complet a eu lieu au cours du cycle 33.

Parallèlement aux conditions thermiques atmosphériques générées par la chambre froide, la constitution du pergélisol au sein du modèle est réalisée par le serpentin frigorifique situé sur la base du caisson expérimental (cf paragraphe IV-1-1). Sa présence permet de maintenir gelé la partie inférieure du sol lorsque la chambre froide est en phase de dégel. Sa température moyenne est fixée à -8°C .

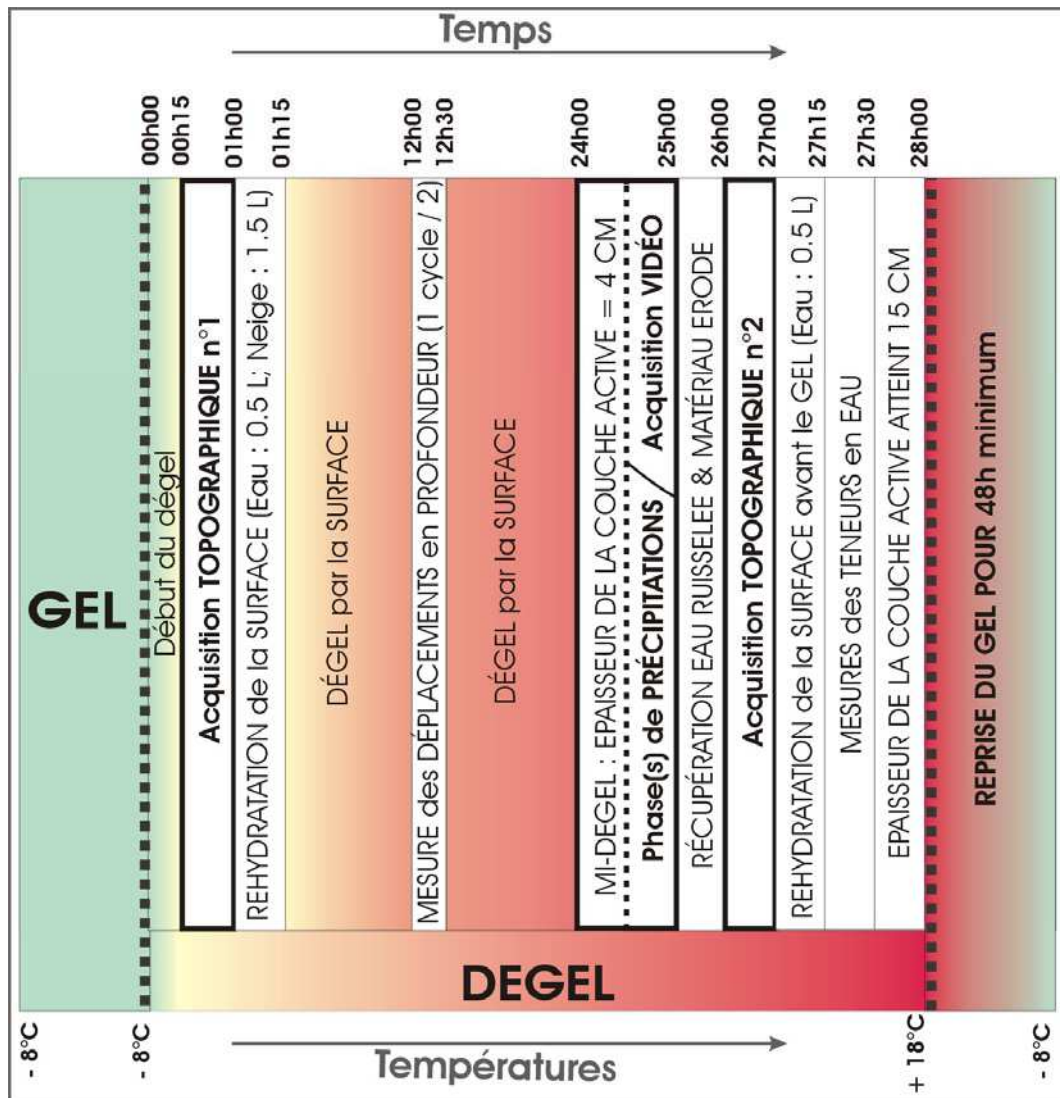


Figure IV- 14 : Protocole expérimental complet incluant l'ensemble des phases de mesures réalisées au cours du dégel.

Experimental protocols, including measurements during thaw.

B- Régime hydrique**B1- Données de référence**

De nombreuses études portent sur le déclenchement de mouvements de terrain faisant suite à de fortes précipitations sous des climats tempérés et chauds (Caine, 1980; Addison, 1987 ; Fuchu, 1999 ; Gabet et al., 2004 ; Giannecchini, 2005 ; Giannecchini et al., 2007...). La notion de seuil pluviométrique a été proposée pour la première fois par Campbell (1975) et théorisée par Starkel (1979) comme étant une relation entre la durée (D) et l'intensité (I) des précipitations. Dès lors, Caine (1980) a répertorié de nombreux cas (73) de déstabilisations de pentes liées à de fortes pluies et en a déterminé une valeur-limite de la forme :

$$I = 14,82 D^{-0,39}$$

Cette étude regroupe tous les cas de déstabilisations quelque soit le climat local, la géologie ou la topographie. Depuis, de nombreuses études ont permis d'acquérir de nouvelles données et d'affiner la relation entre intensité et durée des pluies : certaines sont présentées sur la Figure IV- 15.

Auteur	Relation	Localisation
Caine (1980)	$I = 14,82 D^{-0,39}$	Données mondiales
Cancelli et Nova (1985)	$\text{Log } I = 1,65 - 0,78 \text{ log } D$	Valtelina ; Alpes Centrales
Cannon et Elen (1985)	$D = 46,1 - 3,6.10^3 I + 7,4.104I^2$	Californie
Wieczorek (1987)	$D = 0,90 / (I-0,17)$	Californie
Ceriani et al. (1994)	$I = 20 D^{-0,55}$	Alpes Centrales
Aleotti (2004)	$I = 19 D^{-0,50}$	Piemont
Bolley et Oliaro (1999)	$I = 12,7 D^{-0,53}$	Alpes piémontaises
Bacchini et Zannoni (2003)	$I = 0,74 D^{-0,56}$	Dolomites ; Alpes italiennes

Figure IV- 15 : Relations Intensité (I) / durée (D) des précipitations ayant engendrées l'initiation de glissements et/ou coulées de débris.

Relationship between rainfall intensity (I) and Duration (D) which have started landslide or debris flow.

En revanche, les données sur le régime hydrique imposé par le climat périglaciaire et responsable de déclenchements gravitaires significatifs sont assez peu nombreuses. Une partie de ces études est synthétisée sur la Figure IV- 16. On remarque que la gamme proposée de taux de précipitation (mm/h) est très vaste (2,5 à 50 mm/h), et semble directement liée aux conditions locales très variables (lithologie, pente, profondeur de la couche active, teneur en eau initiale du sol avant les précipitations...).

Climat	Localisation	Intensité des pluies	Auteurs	
Périglacière	Alpes italiennes	30 à 158 mm/h	Giannecchini et al., 2007	
	Islande du nord	2,5 mm/h	Decaulne, 2001	
	Norvège	132 mm/24h avec pic à 25 mm/h	Sandersen, 1996	
	Karkevagge (nord de la Suède)	107 mm/12h soit 9 mm/h	Rapp, 1960	
	Longyearbyen (Spitzberg)	31 mm/12h soit 2,6 mm/h	Rapp, 1974	
	Hautes Tatras Polonaises	30 mm/h	Kotarba et al., 1997	
	Tarfala (nord de la Suède)	26 mm/h	Rapp, 1974	
	Dolomites (Alpes italiennes)	39 mm/h avec pic à 60 mm/h	Berti et al., 1999	
	Vallée de Bachelard (Alpes françaises)	50 mm/h	Blijenberg, 1998	
	Longyear valley (Spitsberg)	31 mm/12h soit 2,6 mm/h	Larsson, 1982	
	Snowdonia (North Wales)	118.4 mm en 5h soit 39,9 mm/h	Adisson, 1987	
	Nissunvagge (Suède)	30 à 50 mm/h	Rapp and Nyberg, 1981	
	Non-périglacière	Ardclinis et Magiligan (Nord-est de l'Irlande)	7 à 10,8 mm/h	Prior et al., 1970
		Minamata (Japon)	122 mm en 3 à 4 h soit 35 mm/h	Toshiyuki, 2003
Lantau Island (Hong Kong)		17 mm/h avec pic à 30 mm/h	Fuchu et al., 1999	

Figure IV- 16 : Intensité des pluies à l'origine de coulées de débris ou de glissements, en milieux périglaciaires ou non.

Rainfall intensity needed to start debris flows in periglacial conditions.

De plus, les données climatiques proposées pour chacun des sites étudiés sont très souvent obtenues par des stations météorologiques, parfois assez éloignées de l'événement et fournissant des données quotidiennes. Il est alors difficile d'estimer précisément les taux de précipitation associés à des phénomènes, très souvent courts et intenses (orages de fin d'été par exemple). Dans ces cas, les valeurs avancées sont sous-estimées. Cependant, en conditions périglaciaires et plus précisément en présence de pergélisol, les taux de précipitation initiant des mouvements gravitaires rapides peuvent être plus faibles qu'ailleurs (Figure IV- 16) ; la fonte de la glace du sol lors d'un printemps chaud peut même suffire à saturer la couche active et à produire de petites coulées de débris dans des zones à pergélisol continu (Harris et Gustafson, 1993).

B2- Régime hydrique choisi pour la modélisation

Pour notre modélisation, nous avons choisi 2 façons d'apporter de l'eau à la couche active afin de la saturer (Figure IV- 17) :

- (i) Poser de la neige en surface, sur la partie amont du modèle (1,3 kg de glace finement pilée pour chaque versant). Cet apport, lent et diffus simule une fonte de neige en début de dégel (0,41 mm.m²).
- (ii) Simuler des précipitations à partir d'un dispositif expérimental. Un système d'arrosage « automatisé » a été mis au point (cf paragraphe IV-1-1). Il permet de simuler une pluie homogène et régulière sur des périodes allant de 3 minutes lors des 21 premiers cycles de l'expérience à plus de 20 minutes pour les cycles suivants (Figure IV- 18).

Le taux de précipitation est quant à lui de 70 L/h ce qui équivaut sur l'ensemble de la surface à une lame d'eau de 64 mm apportée en une heure. Ce taux est légèrement supérieur à ceux considérés comme suffisants pour déclencher des coulées de débris en présence de pergélisol (Figure IV- 16). Toutefois, la pluie n'est appliquée que sur de courtes périodes de temps, afin de ne pas dégelier le matériau trop profondément et trop rapidement (l'eau de précipitation non réfrigérée pour des raisons techniques, dégelant assez rapidement le sol); les quantités d'eau sont donc relativement faibles.

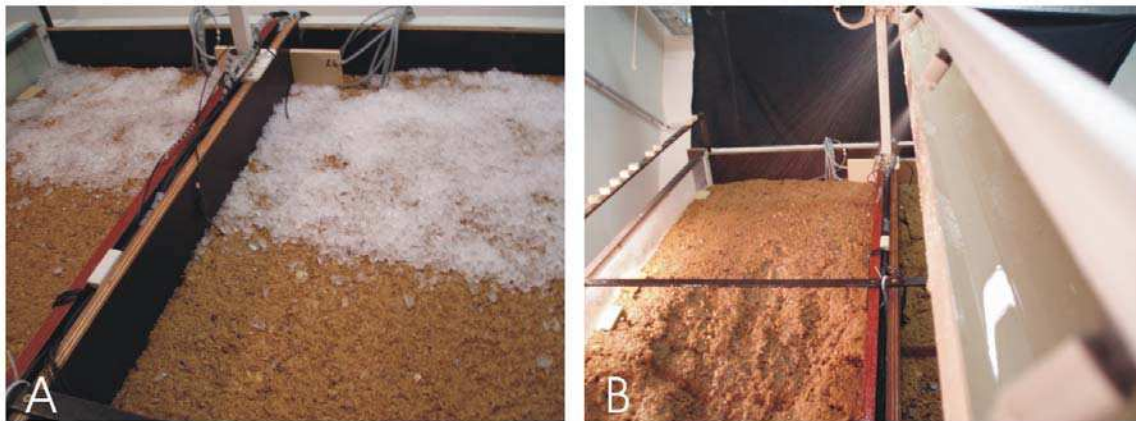


Figure IV- 17 : Apports en eau aux versants expérimentaux.

Water supplies to experimental slopes.

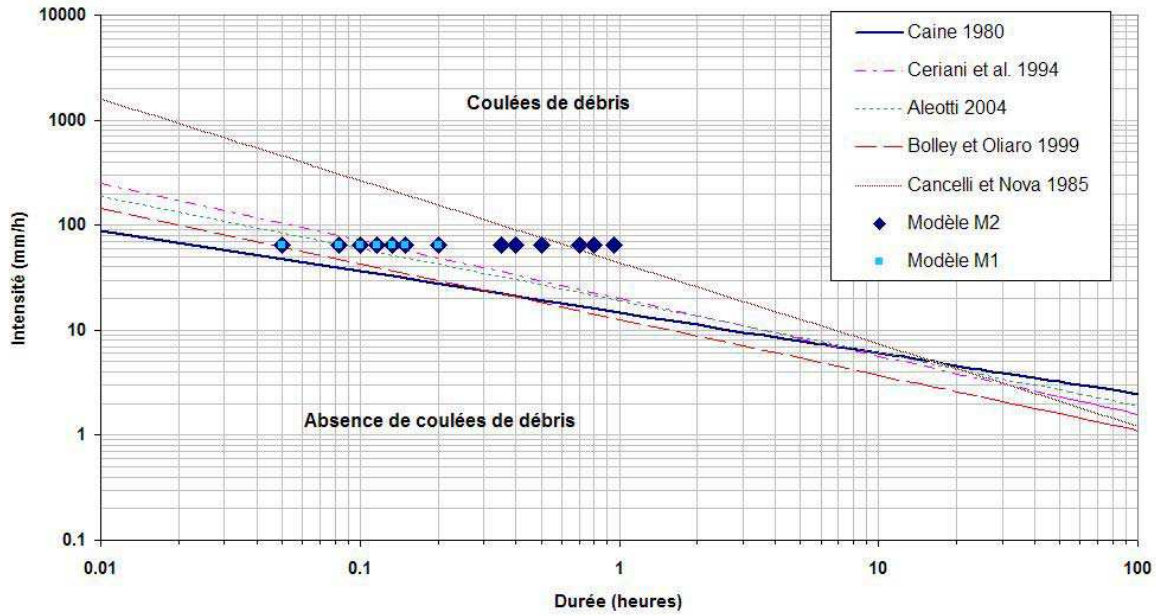
A- Glace pilée ; B- Précipitations

Numéro du cycle	Précipitations					
	Durée (min)		Taux (mm/h)		Quantité (mm/m ²)	
	M1	M2	M1	M2	M1	M2
2 à 21		3		64		2,9
22		6				5,8
23		6				5,8
24		9				8,7
25		9		64		8,7
26		6				5,8
27		12				11,5
28		9				8,7
29	12	21			11,5	20,2
30	8	24		64	7,7	23,1
31	5	30			4,8	28,9
32	12	48			11,5	46,2
33	/	/		/	/	/
34	/	/		/	/	/
35	/	/		/	/	/
36	5	42		64	4,8	40,5
37	7	57			6,7	54,9

Figure IV- 18 : Régimes hydriques appliqués à chaque versant au cours de 37 cycles de l'expérience.

Hydrologic regimes applied to slopes during the 37 freeze-thaw cycles.

Au final, l'intensité et les durées de précipitations imposées lors de notre modélisation sont compatibles avec celles qui initient des coulées de débris (Figure IV- 15 & Figure IV- 19). La relation intensité/fréquence utilisée dans nos modèles (M1 et M2) est reportée sur la Figure IV- 19. On constate que nos conditions hydriques expérimentales placent cette relation au-dessus des seuils de déclenchement déterminés in situ : l'intensité des pluies étant constante dans notre protocole, c'est la durée qui fait varier la relation et franchir de plus en plus nettement le seuil d'initiation.



glissements et/ou coulées de débris.

Relationships between rainfall Intensity (I) and Duration (D) for different field areas. Blue dots illustrate experimental conditions for model 1 (M1) and model 2 (M2).

Les points bleus illustrent les conditions hydrologiques appliquées aux versants M1 et M2.

En plus de ces apports, 2 courtes phases de précipitations fines (2 x 500 ml pour chaque versant) sont réalisées afin d'humidifier les versants et de compenser un dessèchement de surface. Ces phases se déroulent au tout début du dégel afin de réhydrater la surface desséchée par la ventilation du gel prolongé et juste avant la reprise du gel afin d'anticiper et de parer au mieux le dessèchement à venir.

IV-3- Acquisition des données

IV-3-1- Topographie et Modèles Numériques de Terrain (MNT)

L'évolution des versants expérimentaux au cours des cycles est analysée par un suivi topographique régulier de l'état de la surface à chaque stade de gel et de dégel.

A- Télémètre à ultrasons

Une acquisition systématique de la topographie est réalisée par l'intermédiaire d'un dispositif original constitué d'un télémètre à ultrasons (émetteur-récepteur). Ce dispositif mis au point et validé par Font (2002) est utilisé dans le but de quantifier l'évolution des formes de la surface en identifiant la redistribution du matériau avec mise en évidence des zones en érosion et des zones en accrétion. Le dispositif utilisé (détecteur ultrasons Baumer electric UNDK 30U9103 avec sortie analogique 0-10 V et fréquence de 220 kHz) comporte de nombreux avantages dont ceux de ne pas être intrusif (préservation de la surface) et de fonctionner en conditions extrêmes (basses températures lors de la mesure de début de dégel et forte humidité à la fin du dégel). Les tests menés par Font (2002) montrent qu'il n'existe aucune corrélation entre les mesures et le taux d'humidité ambiante.

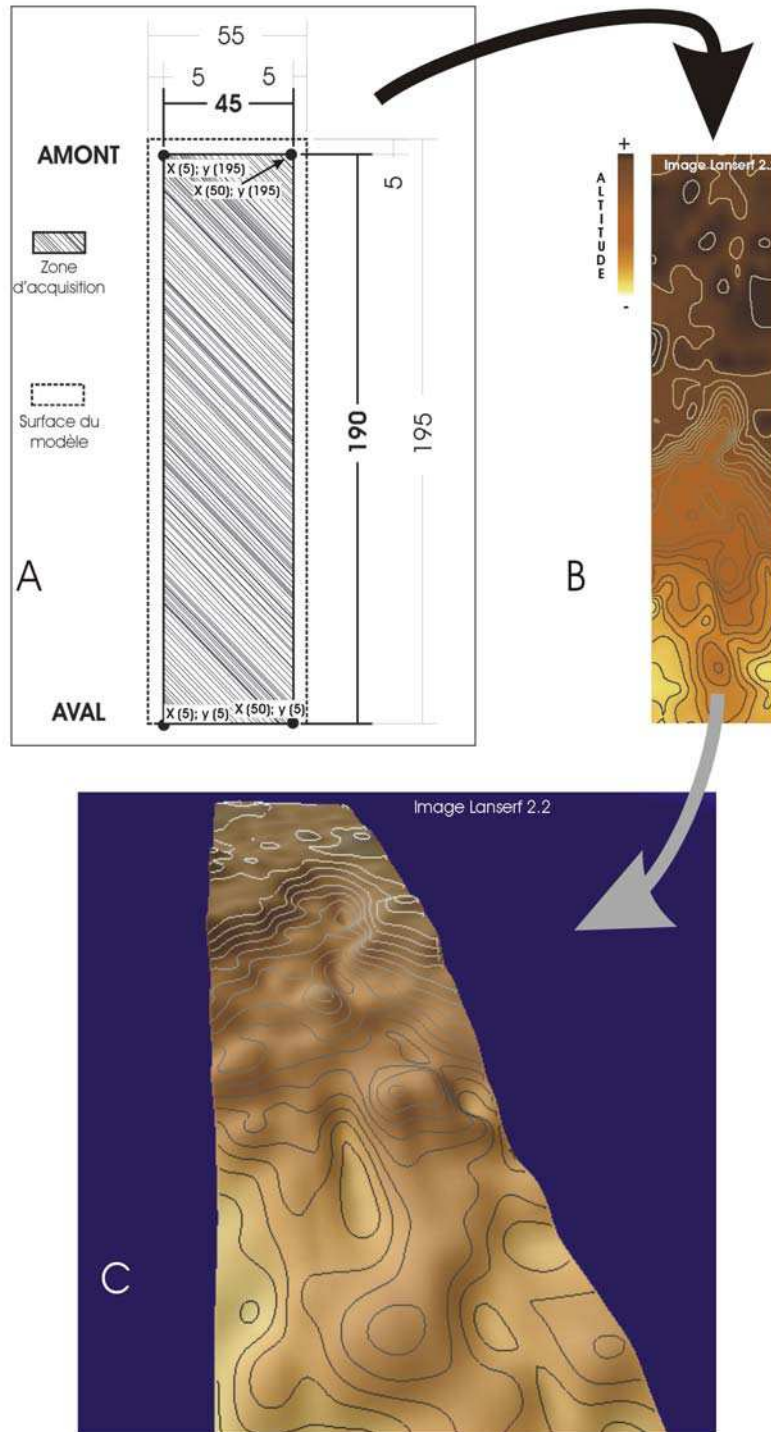
D'autres techniques existent, comme celle du capteur topométrique laser capable de digitaliser en 3 dimensions des objets et/ou surfaces avec une grande densité de points par la reconnaissance de couples stéréo (photogrammétrie digitale). Toutefois, leur coût financier et leur mise en place dans un espace exigu comme celui de la chambre froide nous ont amené, dans un premier temps à préférer le télémètre à ultrasons, bien adapté à nos conditions expérimentales.

Le principe de mesure consiste en une quantification du temps de parcours aller-retour d'une onde ultrasonore envoyée par un émetteur et récupérée par un récepteur (Figure IV-20). Ce duo de capteur (télémètre ultrasons) est positionné manuellement juste au-dessus de la surface à numériser, en différents points (350 par modèle).



Location of ultrasound sensor used to measure topographic evolution of the slopes.

Les grilles de points obtenues sont (i) régulières, c'est-à-dire que l'espacement entre chaque point est constant (5 cm en x et en y) et (ii) fixes au cours des cycles, c'est-à-dire que le positionnement du télémètre est rendu reproductible grâce à la confection d'une règle métallique déplaçable sur un cadre fixé au toit du modèle (20 cm au dessus de la surface). Les grilles MNT ainsi obtenues comportent 350 points et leur résolution est de 5 cm (Figure IV-21-A).



Acquisition of Digital Elevation Models.

A- grille d'acquisition à la surface du versant ; B- MNT de la surface obtenu après interpolation des 350 points de la grille topographique ; C- Image pseudo-3D de la surface obtenue à partir du MNT.

Le temps mis par l'onde pour effectuer son trajet est exprimé par une tension relevée grâce à un voltmètre : les valeurs sont d'autant plus fortes que le trajet est long. Une valeur étalon ayant été établie au début et à la fin de chaque acquisition, la conversion de la tension en distance nous permet d'avoir pour chaque point mesuré ses coordonnées x, y et z. La distance obtenue correspond en fait à celle séparant le cadre fixé au-dessus du modèle (position du télémètre) et la surface topographique du versant ; connaissant la hauteur entre le cadre et le fond du versant, on en déduit l'épaisseur de matériau (en cm) : c'est la valeur z.

L'erreur sur la mesure, quant à elle, a été estimée par Font (2002) ; elle est de 0,21 cm en fin de gel et de 0,13 cm en fin de dégel. La reproductibilité donne un écart type à la moyenne de 0,12 cm soit une valeur inférieure à celle de l'erreur sur la mesure : la répétitivité est donc considérée comme correcte.

Les données acquises sous forme de grilles de 350 points sont ensuite traitées sous le logiciel ArcGis et les MNT calculés par la méthode d'interpolation dite de « spline » (Franke, 1982) (Figure IV- 21-B).

Deux MNT par cycle gel/dégel sont ainsi générés. Ils nous permettent (i) de suivre l'évolution morphologique des versants par l'intermédiaire d'une analyse de la redistribution des masses de matériau, (ii) de mesurer le gonflement lié à l'accumulation des lentilles de glace et (iii) d'estimer l'évolution de la rugosité de surface.

IV-3-2- Marqueurs de déplacement en profondeur

Suite à l'alternance gel/dégel et aux phases de précipitation, différents processus érosifs lents mettent en mouvement le sol et perturbent son organisation interne. Afin de suivre l'impact de ces processus, nous avons disposé dans le sol, en 3 endroits (à 10, 60 et 110 cm du haut du versant, le long de la paroi en plexiglass ; Figure IV- 1 et Figure IV- 22) une pile de briquettes superposées sur toute la hauteur du matériau (de la base à la surface). Les briquettes, indépendantes les unes des autres, sont ainsi de véritables marqueurs de déplacement et indiquent le mouvement affectant chaque tranche de sol (1 cm environ). Chaque pile est placée perpendiculairement à la base du coffre et comprend en moyenne 30 briquettes (Figure IV- 22).

La position de chacune d'entre elles, observée à travers la paroi en plexiglass, est mesurée tous les 2 cycles, grâce à un quadrillage sur la paroi latérale transparente permettant une mesure relativement précise. Sa valeur est ensuite comparée à celle de son état initial et/ou précédent. Néanmoins, l'effet de friction exercé par la paroi latérale au contact des briquettes, peut tendre à une réduction du mouvement dont il faut tenir compte dans l'interprétation des données obtenues. Sur ce même type de modèle expérimental, Font (2002) a estimé :

- (i) à 64 % pour une briquette amont, 18 % pour une briquette médiane, 54 % pour une briquette aval, la réduction du déplacement de la briquette de surface par rapport à une briquette située au centre du versant ne subissant pas les effets de bord,

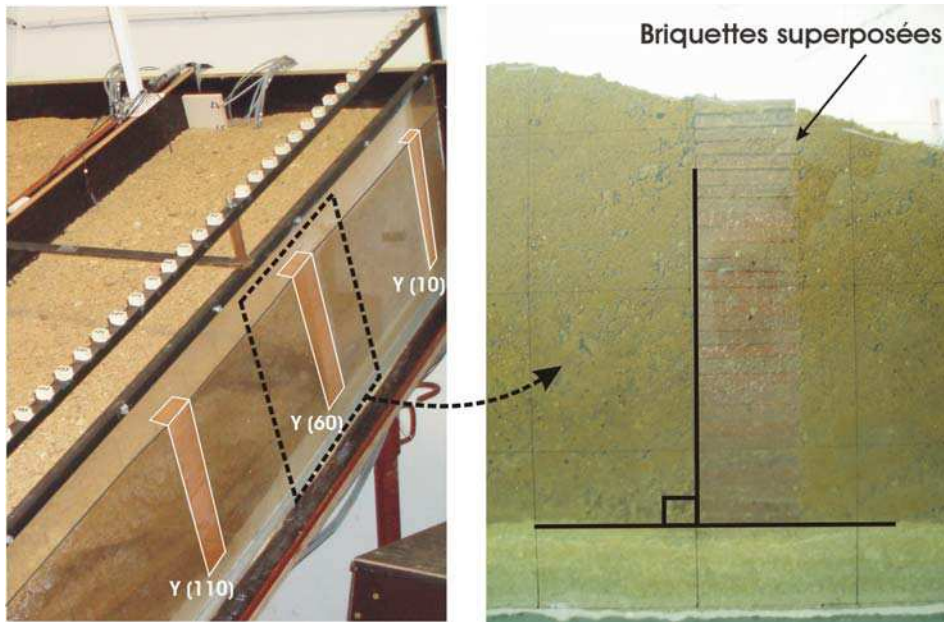


Figure IV- 22 : Localisation des marqueurs de déplacement en profondeur.

Tiles columns used to measure displacement at depth.

A- Positions des trois piles de marqueurs (modèle M2) ; B- Photographie d'une pile placée perpendiculairement à la base du coffre (modèle M1) .

- (ii) à 54 % pour une pile amont, 16 % pour une pile médiane, 81 % pour une pile aval, la réduction de volume déplacé pour chacune des piles latérales par rapport au volume déplacé au centre du versant.

La faible largeur du versant au cours de notre expérience (55 cm) nous a contraint à ne pas insérer de piles intrusives de briquettes au milieu du modèle afin de préserver le libre mouvement du matériau.

IV-3-3- Capteurs de température et de teneur en eau.

A. Capteurs de température

L'originalité de notre modèle expérimental réside en la présence d'un pergélisol dans la partie inférieure du sol. Afin de déterminer le rôle que peut jouer ce pergélisol dans la dégradation d'un versant, il nous est apparu essentiel de pouvoir contrôler son action en surveillant son épaisseur à chaque instant. Pour cela, nous avons équipé le modèle de capteurs de température (sondes platines PT 100) à différentes profondeurs afin de suivre l'évolution et la progression des fronts de gel et de dégel et connaître en permanence la profondeur de la limite pergélisol/couche active. Les données sont récupérées par une centrale d'acquisition située hors de la chambre froide qui enregistre les températures toutes les 15 minutes. Les sondes sont réparties de la façon suivante (Figure IV- 23 et Figure IV- 24) :

- (i) Une série de sondes, placées les unes au-dessus des autres, sur une même verticale : 15 cm au dessus de la surface, à la surface, 5 cm sous la surface, 10 cm sous la surface, 15 cm sous la surface, 20 cm sous la surface et 30 cm sous la surface (fond du coffre). Ces sondes sont conditionnées dans une plaque en

PVC (non isolante) afin qu'elles gardent leur position tout au long de l'expérience. La plaque est située en amont du versant, à 5 cm du bord amont et le long de la paroi latérale afin d'éviter toute gêne au mouvement du matériau.

- (ii) D'autres sondes équipent chacun des modèles :
- modèle 1 : une sonde située dans le talus à 5 cm de profondeur (n°1-13) ; puis 2 sondes (n°1-11 & 1-12) situées de part et d'autre d'une plaque isolante placée juste au-dessus du serpentin frigorifique (dans le matériau). Le rôle de cette plaque est de réduire l'effet du serpentin dans la partie aval du versant où l'épaisseur de sol est faible. Ces 2 sondes permettent de contrôler l'effet de cette plaque sur la progression du front de gel par la base.
 - modèle 2 : une sonde (n°2-13) située en aval, à 10 cm de profondeur.

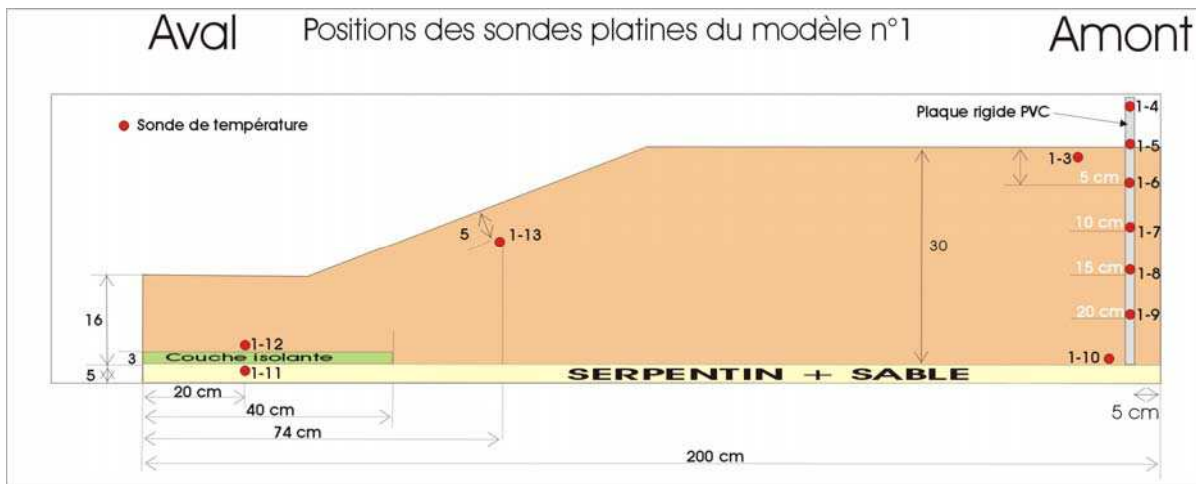


Figure IV- 23 : Positions des sondes de température dans le modèle M1.

Location of temperature sensors in model M1.

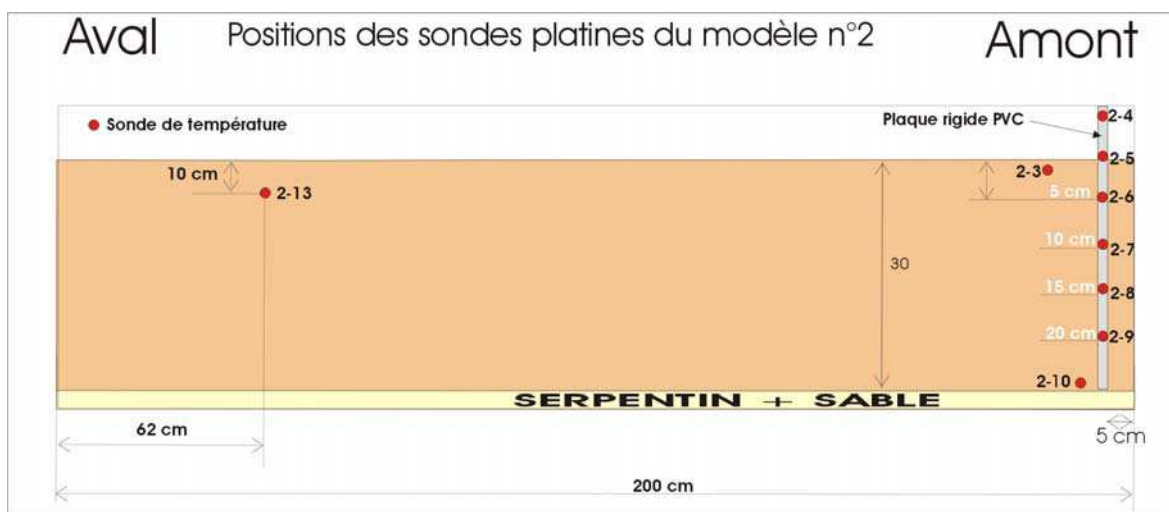


Figure IV- 24 : positions des sondes de température dans le modèle M2.

Location of temperature sensors in model M2.

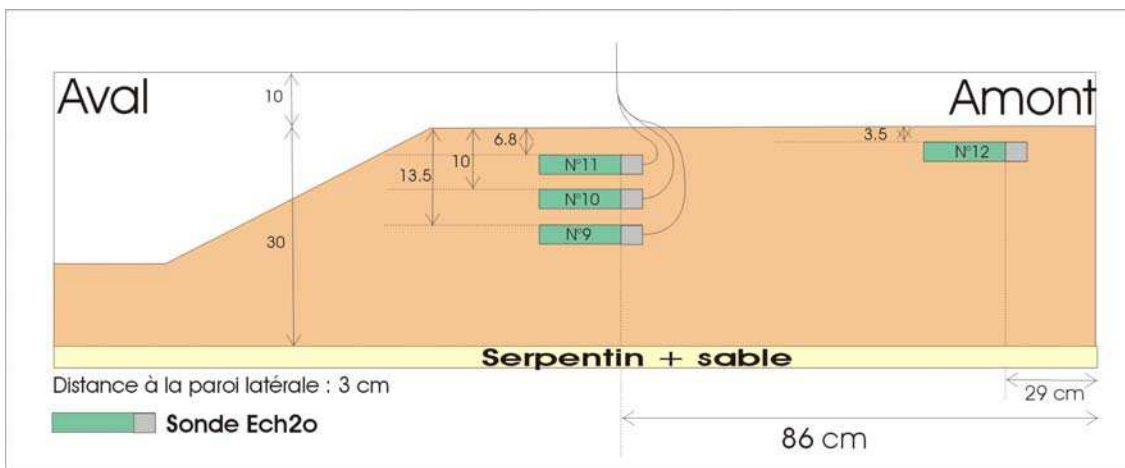
B. Capteurs de teneur en eau

Afin de connaître la quantité d'eau présente dans les sols, nous avons inclus dans le matériau des capteurs de teneur en eau (Figure IV- 25) à différents endroits et à différentes profondeurs (Figure IV- 26 et Figure IV- 27). Le but était ici de pouvoir utiliser un maximum de capteurs avec un minimum d'effets intrusifs. Pour cela, nous avons opté pour l'utilisation de sondes ECH₂O (références et caractéristiques en annexes) qui se présentent sous la forme de plaquettes de 10 cm de long, 2,5 cm de large et 2 mm d'épaisseur.



ECH2O-10 moisture content probe.

Ces plaquettes sont positionnées sur la tranche (afin d'éviter l'accumulation d'eau sur le capteur) et le coté long est orienté dans le sens de la pente (pour ne pas entraver le mouvement du matériau). La teneur en eau est donc moyennée sur une épaisseur de sol de 2.5 cm et sur une longueur de 10 cm.



Moisture content probe location in model M1.

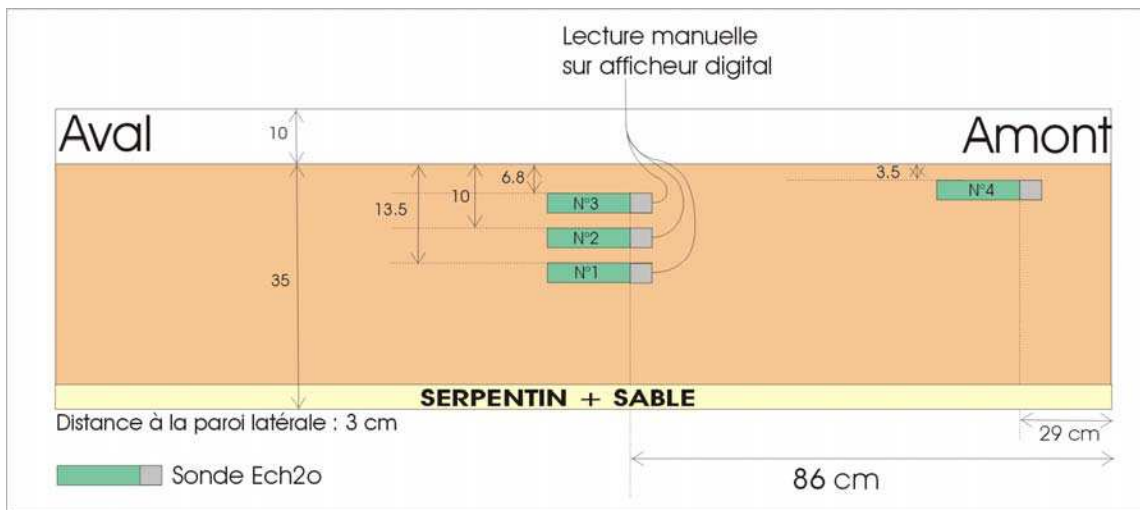


Figure IV- 27 : positions des sondes de teneur en eau dans le modèle M2.
Moisture content probe location in model M2.

Les sondes ECHO utilisent la capacité électrique pour mesurer la constante diélectrique du milieu environnant. Le volume d'eau dans le volume total de sol a un impact majeur sur la constante diélectrique du sol, l'eau ayant une constante diélectrique (80) bien supérieure à celle des autres constituants du sol (minéral, 4 ; matière organique, 4 ; air, 1). Ainsi, quand la quantité d'eau du sol varie, le capteur ÉCHO va mesurer un changement de la capacité électrique.

Cette technologie récente est pour la première fois utilisée dans cette expérience sur des sols gelés. Un étalonnage a donc été réalisé avec le matériau constituant nos versants expérimentaux. 4 sondes sont utilisées par modèle (Figure IV- 26 et Figure IV- 27) : trois sur une même verticale en amont (7, 10 et 13 cm de profondeur environ) et une plus en aval, à 4 cm de profondeur. L'information est affichée et recueillie manuellement grâce à un afficheur digital (Figure IV- 25).

Néanmoins, cette information n'est accessible que lorsque la sonde est en contact (sur toute sa surface) avec un matériau dégelé : cette situation n'est atteinte que lorsque le matériau est dégelé jusqu'à une profondeur égale à celle de la base de la sonde la plus superficielle (8,5 cm environ). Nous n'accédons donc à la teneur en eau du matériau qu'à un stade de dégel avancé dans notre protocole (voir Annexes V-1).

IV-3-4- Photographies et vidéos.

A. Photographies.

Un appareil photographique (Remote Digital Camera – Model RDC365 ver.2) adapté aux conditions extrêmes a été installé dans la chambre froide, environ 1,5 m au-dessus des versants expérimentaux (Figure IV- 28). Cet appareil, conditionné pour résister aux variations brutales de température et d'humidité, acquiert 2 photographies par jour (matin et soir). Sa position, fixe au cours du temps et des cycles gel/dégel, permet d'obtenir des clichés dont la comparaison révèle les modifications morphologiques de chacun des versants.

B. Vidéos.

Chaque phase de précipitation simulée au cours des dégels, est accompagnée d'une acquisition vidéo à partir d'une camera vidéo digitale 3 CCD (Panasonic NV-GS400). Celle-ci permet d'enregistrer les processus rapides d'érosion se déclenchant au cours de cette période. La caméra est située en face du versant, 1,5 m environ au-dessus du sol. Elle « vise » la surface du modèle avec un angle d'environ 75° (Figure IV- 28-A). Les films acquis sont ensuite analysés et traités. Le traitement consiste en un séquençage de la bande vidéo afin d'obtenir une succession d'images dont l'intervalle est de 0,04 s (25 images par seconde). A partir de ces images, l'analyse par corrélation permet d'accéder à la dynamique du mouvement (dans le cas d'un glissement de terrain ou d'une coulée de boue/débris) et de mettre ainsi en évidence certaines de ses caractéristiques :

- La *localisation* instantanée de la zone en mouvement (comparaison de 2 images successives) ou la localisation cumulée (comparaison entre l'image initiale correspondant à l'état initial ante-mouvement et l'image au temps t).
- La *superficie* de la zone en mouvement (instantanée ou cumulée) en comptabilisant sur chaque image le nombre de pixels affectés par le mouvement.
- Les *vitesses surfaciques* du matériau, au cours de sa progression, acquises par une technique de corrélation. Ceci pourrait nous permettre de mettre en évidence des variations temporelles (entre le début et la fin de l'écoulement) et spatiales (vitesses plus grandes à certains endroits de la coulée).
- Des *données rhéologiques* : à partir du champ de vitesses, plusieurs informations peuvent être obtenues : vorticité, contrainte cisailante, énergie turbulente...

A partir de ce séquençage d'images, nous pouvons donc accéder à de nombreuses informations sur le comportement temporel de l'écoulement (Jarny 2004).



Figure IV- 28 : Positions des systèmes d'acquisition photo et vidéo.
Location of cameras above the models



*Coulée de débris
Mont Coin, Savoie
©Emeric Védie*

Chapitre V

*Modélisation physique de la dynamique
des versants en contexte périglaciaire*

Sommaire

INTRODUCTION	86
PARTIE 1- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN VERSANT A RUPTURE DE PENTE.	88
V-1- PROTOCOLE 1 : RUPTURE DE PENTE ET PLUIES MODEREES.	89
V-1-1- PROCESSUS D'EROSION IDENTIFIES.	90
A- PROCESSUS DE SURFACE.	90
A1- Le ruissellement	90
A2- La cryoexpulsion	90
B- GONFLEMENT CRYOGENIQUE, CRYOREPTATION ET GELIFLUXION.	92
B1- Le gonflement cryogénique	92
B2- La cryoreptation et la gélifluxion.	93
C- GLISSEMENTS GRAVITAIRES ET COULEES DE DEBRIS.	100
C1- Forme et localisation	100
C2- Fréquence et magnitude	102
C3- Facteurs déclenchant	105
V-1-2- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE	108
A- PHASE 1 : EROSION REGRESSIVE ET CONSTITUTION D'UNE CORNICHE.	109
B- PHASE 2 : STABILISATION RELATIVE DU TALUS ET DEBUT DE CHENALISATION DU VERSANT AMONT	112
C- QUANTIFICATIONS	115
C1- l'incision	115
C2- les produits de l'érosion	117
D- BILAN DU PROTOCOLE	122
V-2- PROTOCOLE 2 : RUPTURE DE PENTE ET PRECIPITATIONS ELEVEES.	124
V-2-1 PROCESSUS D'EROSION IDENTIFIES	125
A- PROCESSUS LENTS	125
A1- Ruissellement et cryoexpulsion	125
A2- Le gonflement cryogénique	125
A3- La gélifluxion	126
B- PROCESSUS RAPIDES : GLISSEMENTS ET COULEES DE BOUE/DEBRIS	129
B1- Localisation, taille, fréquence	129
B2- Morphologies	133
B3- Dynamique	135
B4- Facteurs déclenchant	139
V-2-2- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU VERSANT LORS DE LA SIMULATION DE PLUIES INTENSES.	141
V-2-3- QUANTIFICATIONS DES PRODUITS DE L'EROSION	147

A- VOLUMES ERODES ET DEPLACES	147
B- GRANULOMETRIE	149
V-2-4- BILAN DU PROTOCOLE	150
V-2-5- BILAN DU COMPORTEMENT MORPHOLOGIQUE DU VERSANT M1	151
PARTIE 2- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN VERSANT REGULIER.	171
V-3- PROTOCOLE 3 : EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU VERSANT REGULIER SOUMIS A DES CONTRAINTES CLIMATIQUES HYDRIQUE ET THERMIQUE CONSTANTES	172
V-3-1- PROCESSUS D'EROSION	172
A- CRYOEXPULSION ET RUISSELLEMENT	172
B- MOUVEMENTS LENTS EN MASSE : LA GELIFLUXION	175
C- MOUVEMENTS RAPIDES	177
V-3-2- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE	178
V-3-3- QUANTIFICATION DES PRODUITS DE L'EROSION	179
V-3-4- BILAN DU PROTOCOLE	182
V-4- PROTOCOLE 4 : EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU VERSANT SOUMIS A DES PRECIPITATIONS ELEVEES.	183
V-4-1- PROCESSUS D'EROSION	184
A- PROCESSUS LENT	184
A1- La cryoexpulsion	184
A2- La gélifluxion	184
B- PROCESSUS RAPIDES	187
B1- Déclenchement et localisation	187
B2- Taille et morphologies	187
B3- Dynamique	192
B4- Facteur déclenchant	192
V-4-2- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE	193
V-4-3- QUANTIFICATIONS DES PRODUITS DE L'EROSION	193
A- LES PRODUITS DE L'EROSION	193
B- GRANULOMETRIE	195
C- L'INCISION	196
V-4-4- BILAN DU PROTOCOLE	197
CONCLUSIONS	199
V-5-1- LES PROCESSUS MIS EN JEU	199
LA CRYOEXPULSION	199
LA GELIFLUXION	199
GLISSEMENTS DE TERRAIN ET COULEES DE BOUE	200
V-5-2- L'EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DES VERSANTS	200

Introduction

Dans les environnements périglaciaires, les processus d'érosion sont fortement dépendants des conditions climatiques principalement exprimées sous forme de cycles gel/dégel. Ces processus associés aux conditions périglaciaires contribuent à une forte dégradation des versants (Van Steijn et al.,1995 ; Matsuoka, 2001 ; Harris et al., 2003). Le changement climatique actuellement mesuré, semble modifier la fréquence et l'efficacité de ces processus en augmentant les apports en eau lors des dégels de printemps (Peterson et al., 2002) par fonte du pergélisol et densification des précipitations.

L'objectif est ici d'analyser l'impact de cette augmentation de l'apport en eau sur l'évolution des versants en milieu périglaciaire humide. Pour cela une modélisation physique a été menée dans une chambre froide.

Cette modélisation comporte quatre protocoles expérimentaux différents (Figure V - 1). Les deux premiers ont été mis au point afin d'étudier le comportement d'un versant présentant initialement une rupture de pente (M1) lorsque celui-ci est confronté (i) à des précipitations relativement faibles et constantes (protocole 1) puis (ii) à des précipitations plus intenses (protocole 2). Les protocoles suivants concernent le modèle M2 dont la pente est régulière : de la même manière que pour M1, l'application du protocole 3 a pour objectif de traiter le comportement du versant en réponse à des précipitations faibles alors que le protocole 4 abordera le cas d'une augmentation de précipitations.

Suite à l'application de ces protocoles expérimentaux, plusieurs processus érosifs sont mis en jeu : gonflement cryogénique et cryoexpulsion, gélifluxion et cryoreptation, déstabilisations rapides de versant (glissement et coulées de boue/débris). Pour les 4 protocoles, chacun des processus a pu être observé et deux ont pu être quantifiés.

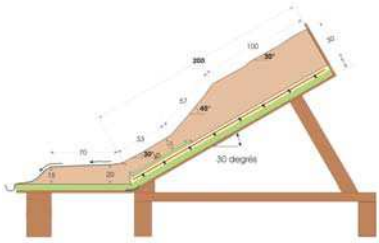
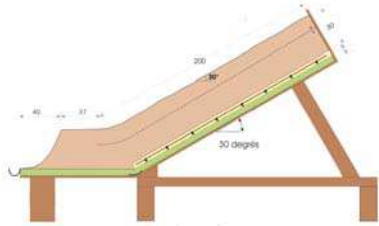
	Modèle	Précipitations faibles constantes	Précipitations en augmentation
M1 (Partie 1)		Protocole 1	Protocole 2
M2 (Partie 2)		Protocole 3	Protocole 4

Figure V - 1 : Protocoles expérimentaux appliqués au cours de la modélisation.

Experimental settings applied during the experiment.

Pour résumer, au cours de notre expérimentation, nous prenons en compte :

- ✓ trois paramètres principaux :
 - la pente (le modèle M1 diffère du modèle M2).
 - Le taux de précipitation (simulation d'une augmentation de précipitations liées à un réchauffement climatique).
 - L'épaisseur de la couche active (faibles variations au cours des cycles gel/dégel).
- ✓ Et trois grandes catégories de processus érosifs :
 - Le gonflement cryogénique et la cryoexpulsion.
 - La gélifluxion et la cryoreptation.
 - Les déstabilisations rapides de versant (glissements et coulées de boue/débris).

La démarche expérimentale suivie au cours de cette étude doit permettre d'apprécier le rôle des différents processus d'érosion cités ci-dessus dans la dégradation des versants à pergélisol. Les (inter)actions de l'ensemble de ces processus tendent à modifier de façon plus ou moins significative la morphologie des versants périglaciaires. Chaque protocole sollicite plusieurs processus dont les impacts sur la morphologie du versant considéré (M1 et/ou M2) seront présentés en terme de volumes de matériau déplacé ou érodé. Ces données, principalement obtenues à partir des MNT réalisés à chaque cycle gel/dégel, permettent :

- (i) de comparer l'intensité relative des processus érosifs (pour un même protocole),
- (ii) de comparer l'intensité d'un même processus confronté à différents contextes expérimentaux (protocoles).

Pour des raisons pédagogiques, les protocoles seront présentés un à un : pour chacun, une étude des processus érosifs mis en jeu est réalisée (description, quantification et impacts morphologiques).

PARTIE 1- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN VERSANT A RUPTURE DE PENTE.

Le but de cette modélisation est de tester le rôle d'une rupture de pente sur la localisation et la typologie des processus d'érosion périglaciaires. Cette première partie d'expérience implique le modèle M1 dont le profil topographique est irrégulier (Figure V - 2). Les conditions climatiques et plus particulièrement le régime hydrique appliqués s'expriment dans un premier temps par des pluies périodiques, modérées et à taux constant (21 cycles). Des pluies intenses sont ensuite appliquées sur des durées variables.

V-1- Protocole 1 : rupture de pente et pluies modérées.

Ce versant expérimental a été soumis à 21 cycles gel/dégel et 20 phases de précipitation lors des dégels (pas de simulation de pluie au cours du premier dégel). Le taux constant de précipitation est de 70 l/h soit 64 mm/h pour l'ensemble de la surface (1,1 m²). La durée modérée des précipitations étant de 3 minutes (cf chapitre IV – Figure IV-18), la quantité d'eau apportée au versant équivaut à une lame d'eau de 2,9 mm par m².

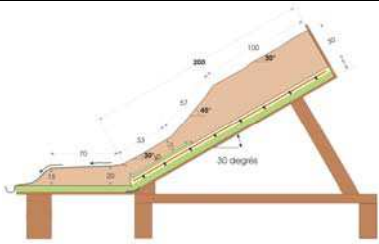
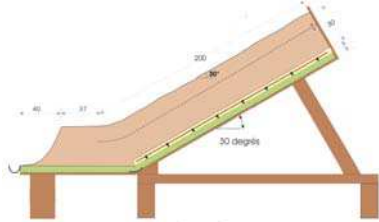
	Modèle	Précipitations faibles constantes	Précipitations en augmentation
M1 (Partie 1)		Protocole 1	Protocole 2
M2 (Partie 2)		Protocole 3	Protocole 4

Figure V - 2 : Rappel des conditions expérimentales liées au protocole 1.

Modelling regime of protocol 1 (P1).

V-1-1- Processus d'érosion identifiés.

A- Processus de surface.

Plusieurs processus érosifs sont responsables d'une perturbation de la micro-topographie de surface.

A1- Le ruissellement

Le ruissellement n'est pas directement lié aux conditions périglaciaires mais principalement à l'apport continu en eau par des précipitations sur un versant incliné. En effet, une partie de l'eau précipitée ne s'infiltré pas dans le sol mais s'écoule à sa surface provoquant un lessivage des particules les plus fines qui sont arrachées de la surface, déplacées et à terme évacuées du versant.

Ce processus érosif est facilement observable mais difficilement quantifiable. Il est actif lors de chaque phase de précipitation mais son efficacité ne peut être estimée que lorsqu'aucune déstabilisation en masse ne se produit dans le sol. Lorsque ces conditions sont réunies (cycles 9, 10, 12, 13, 15 et 18), la granulométrie du matériau érodé récupéré à la base du versant est alors très fine. Nous verrons par la suite, que son volume correspond à environ 35 % du volume total érodé (cf § V-4).

A2- La cryoexpulsion

Le processus de cryoexpulsion correspond à une remontée vers la surface des éléments grossiers du sol sous l'effet de l'alternance des cycles gel/dégel. Il s'observe dès les premiers cycles avec la constitution à la surface du versant d'un fin pavage de petits éléments expulsés de la matrice du sol (Figure V - 3). Ce phénomène s'observe aussi localement au niveau des piles de briquettes présentes dans le matériau : les briquettes situées le plus en surface sont poussées vers le haut, au-dessus de la surface du sol (Figure V - 4). Pour ces briquettes, le soulèvement est dû (i) à la constitution de glace à leur surface au cours du gel puis (ii) à l'accumulation de fines particules de matériau entre les briquettes au cours du dégel ce qui les empêche de retrouver leur position initiale.

La remontée des éléments est une conséquence directe de l'alternance des cycles gel/dégel et de la glace de ségrégation progressivement accumulée. Cette glace présente dans le sol est à l'origine du gonflement cryogénique (cf § suivant V-1-1-B) poussant les éléments vers le haut.

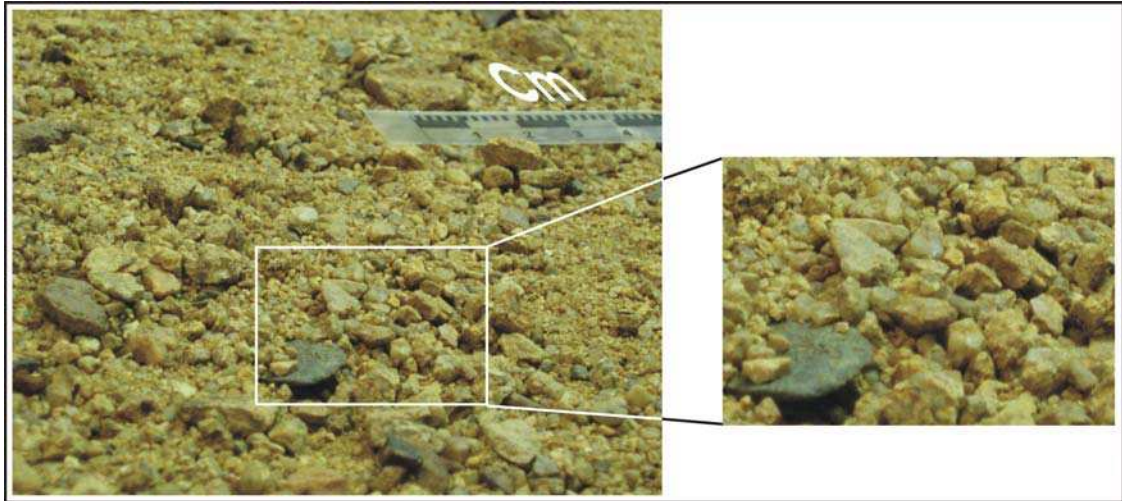


Figure V - 3 : Surface du versant après 20 cycles gel/dégel

Slope surface after 20 freeze-thaw cycles (accumulation of coarse elements).

Photo de la partie amont du versant non affectée par des déstabilisations de pente: Pavage d'éléments grossiers désolidarisés de la matrice du matériau initial.

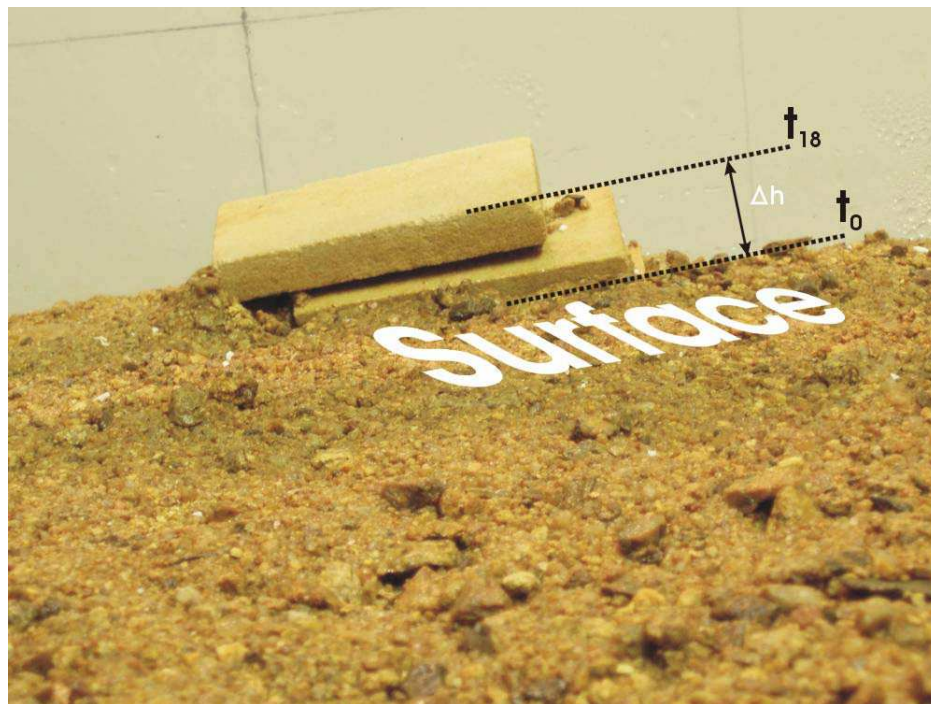


Figure V - 4 : Briquettes cryoexpulsée

Upfreezing of surface tiles.

Photo illustrant la cryoexpulsion des briquettes de surface après 18 alternances gel/dégel. Le soulèvement des briquettes atteint 1,5 cm (Δh).

L'effet combiné du ruissellement et de la cryoexpulsion tend à appauvrir la surface en particules fines et donc à augmenter la rugosité de surface du versant. Un calcul de cette rugosité a pu être mené sur le modèle M2 grâce aux données topographiques (i) acquises au

cours de chaque cycle (semis de 350 points) et (ii) traitées sous le logiciel ArcGis (E.S.R.I., Inc. 1999-2002). La méthode utilisée et les résultats seront présentés dans les paragraphes V-3 et V-4.

B- Gonflement cryogénique, cryoreptation et gélifluxion.

Ces trois processus sont à l'origine de mouvements lents sur le versant.

B1- Le gonflement cryogénique

Le gonflement est calculé sur la partie amont du versant (cadre amont - Figure V - 5) non affectée par des déstabilisations massives de matériau. Il est obtenu par soustraction de deux MNT successifs. Le gonflement est mesuré pour chaque point du cadre amont et la valeur de gonflement proposée (Figure V - 6) correspond au gonflement moyen sur la superficie de cette zone amont.

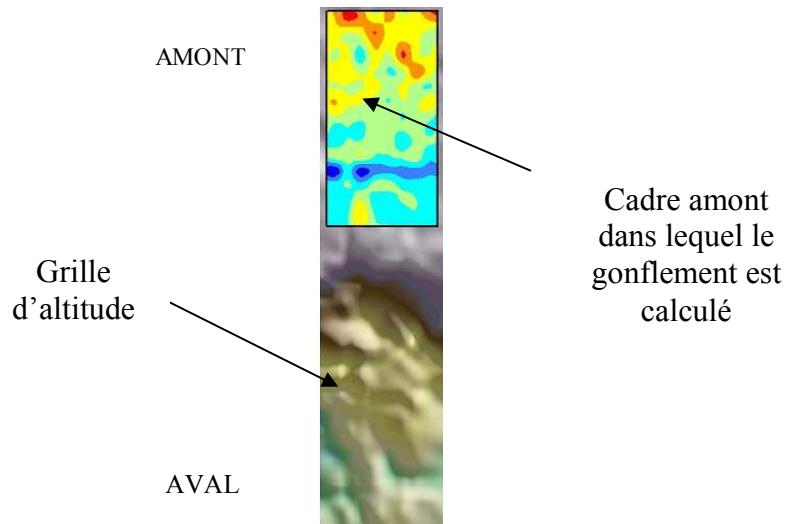


Figure V - 5 : Zone de calcul du gonflement cryogénique

Upslope area where cryogenic heave is measured.

La constitution d'un versant expérimental initialement saturé en eau a permis de constituer un sol assez riche en glace dès les premiers cycles gel/dégel. Dès le premier gel, un gonflement est ainsi mesuré : il correspond à la transformation de l'eau en glace qui s'accompagne d'une augmentation de volume de l'ordre de 9 %. A la suite du 1^{er} gel, le gonflement moyen est de 0,67 cm (+/- 0,15 cm) ce qui équivaut à une augmentation de volume (passage d'un matériau complètement dégelé à un matériau totalement gelé) d'environ 2 % (environ 5000 cm³). Ce volume correspond à une teneur en eau du sol comprise entre 19 et 25 % en prenant en compte l'erreur sur la mesure topographique et la « non régularité » de la surface initiale.

Les valeurs moyennes du gonflement sont données dans la Figure V - 6.

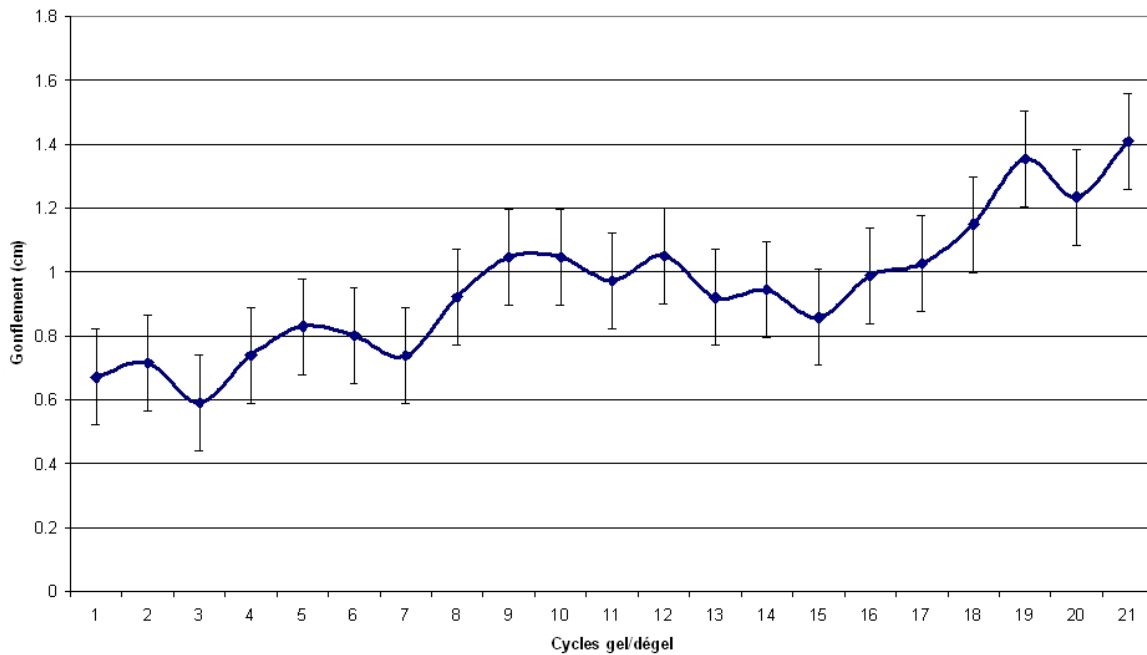


Figure V - 6 : Gonflement moyen cumulé enregistré sur la partie amont du versant M1.

Mean cumulated heave recorded during 21 freeze-thaw cycles.

Gonflement cumulé estimé par rapport à la surface initiale non gelée.

On remarque que le gonflement moyen cumulé augmente progressivement avec l'accumulation des cycles gel/dégel. Cela signifie que la teneur en glace (et donc en eau) augmente au sein du matériau suite aux différentes quantités d'eau apportées au versant à chaque dégel (glace pilée et précipitations). Le gonflement maximum est atteint au cycle 21 avec 1,4 cm de soulèvement. De la glace de ségrégation se forme donc progressivement dans la couche active et plus particulièrement à l'interface pergélisol/couche active suite à l'effet de succion cryogénique exercé par le pergélisol.

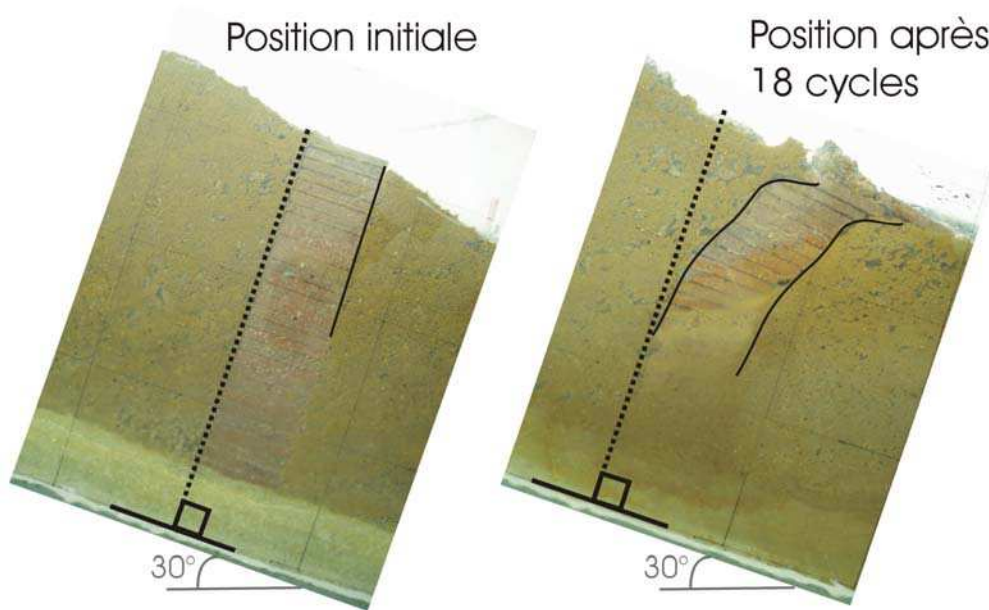
Cette ségrégation de glace dans la couche active favorise la cryoexpulsion dont on vient de parler au paragraphe précédent mais aussi la cryoreptation et la gélifluxion qui entraînent des mouvements lents de sol vers l'aval.

B2- La cryoreptation et la gélifluxion.

Ces deux processus sont étroitement liés et se combinent sur les versants. Leurs effets respectifs ne seront pas distingués dans notre étude expérimentale. Le terme gélifluxion sera utilisé pour exprimer la combinaison de ces deux phénomènes.

Les mouvements lents du sol affectant le versant sont ici enregistrés par des piles de briquettes intégrées au modèle (cf chapitre IV). Des relevés réguliers de leur position ont permis d'estimer leur déplacement au cours des cycles gel/dégel en trois zones du versant

(amont, milieu, aval). Les déplacements associés à la gélifluxion sont présentés sur la Figure V - 7 et sur la Figure V - 9.



cycles gel/dégel (à droite).

Deformation of tile columns from initial profile (left) and after 18 freeze-thaw cycles (right).

1. Quantification des déplacements et des vitesses de déplacement.

Les déplacements ne sont pas semblables d'une pile à l'autre. Les déplacements les plus importants sont observés dans la pile située à l'aval du versant pour laquelle les briquettes supérieures ont été transportées sur plus de 50 cm (Figure V - 8).

Pile	Déplacement total (mm)	Vitesse moyenne (mm/cycle)
Amont	18 (+/- 1)	0,81
Milieu	116 (+/- 1)	5,27
Aval	504 (+/- 1)	22,9

Figure V - 8 : Déplacements et vitesses moyennes relevés en surface après les 22 premiers cycles gel/dégel.

Total displacement and mean velocity of the surface tile after 22 cycles.

La pile aval, située dans la partie plus pentée du versant (45°) est affectée par les mouvements rapides superficiels. Afin de quantifier les effets exclusifs de la gélifluxion, il est donc préférable de ne prendre en compte dans un premier temps que les données relevées en deçà de 5 cm de profondeur (Figure V - 10).

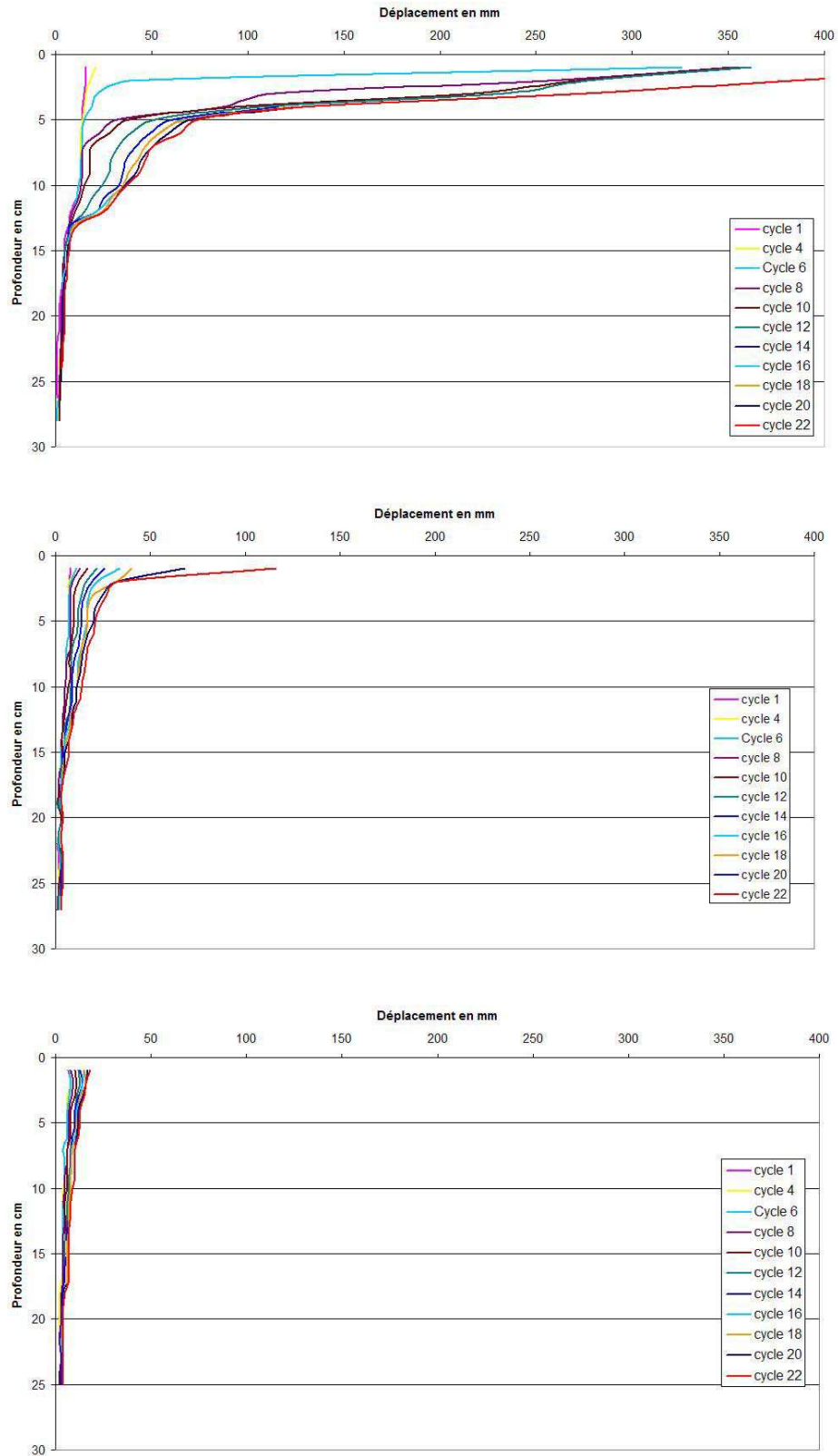


Figure V - 9 : Déplacements enregistrés au cours des 22 premiers cycles gel/dégel pour trois positions au sein du versant (en aval : en haut ; au milieu : au milieu et en amont : en bas)

Tile movements during 22 freeze-thaw cycles: upslope (top picture), in the middle slope (middle picture) and downslope (bottom picture).

Pile	Déplacement total (mm)	Vitesse moyenne (mm/cycle)
Amont	13 (+/- 1)	0,59
Milieu	21 (+/- 1)	0,95
Aval	74 (+/- 1)	3,36

Figure V - 10 : Déplacements et vitesses moyennes relevés à 5 cm de profondeur après les 22 premiers cycles gel/dégel

Total displacement and mean velocity of the tile localised 5 cm below the topographic surface, after 22 cycles.

Ces données sur les déplacements et les vitesses (Figure V - 10) confirment que la gélifluxion est plus marquée en aval qu'en amont du versant (Font et al., 2006). Ceci s'explique par le fait :

- (i) qu'en position aval, la masse de matériau juxtaposée à l'arrière de la pile est plus grande ce qui exerce une pression plus forte sur les marqueurs.
- (ii) qu'en raison de la pente du versant, la quantité d'eau présente dans le sol est plus importante en aval. Malgré l'absence de données sur le gonflement dans cette zone du versant, il est très probable que la quantité de glace et donc de gonflement soit plus fort en aval, ce qui a pour conséquence d'accélérer le processus de gélifluxion.

2. Zonéographie des déplacements sur une coupe verticale de la couche active.

Au sein de chaque pile, les déplacements les plus importants sont mesurés dans la partie supérieure du sol. On note un gradient de déplacement en fonction de la profondeur, principalement sur les piles aval et milieu où les déplacements sont les plus forts. Les profils de déplacement (Figure V - 9) présentent des variations de pente ce qui permet d'individualiser trois zones, d'épaisseur variable selon la pile de briquettes (Figure V - 11 & Figure V - 12) :

- (i) une zone superficielle Z_1 où les déplacements sont bien marqués
- (ii) une zone intermédiaire Z_2 où les déplacements sont plus faibles
- (iii) une zone profonde Z_3 sans déplacement.

Les zones avec déplacement des marqueurs matérialisent la couche active du sol qui dégèle périodiquement. Par contre, la partie inférieure du sol n'enregistrant aucun déplacement correspond au pergélisol, ce qui est également vérifié par les capteurs de température.

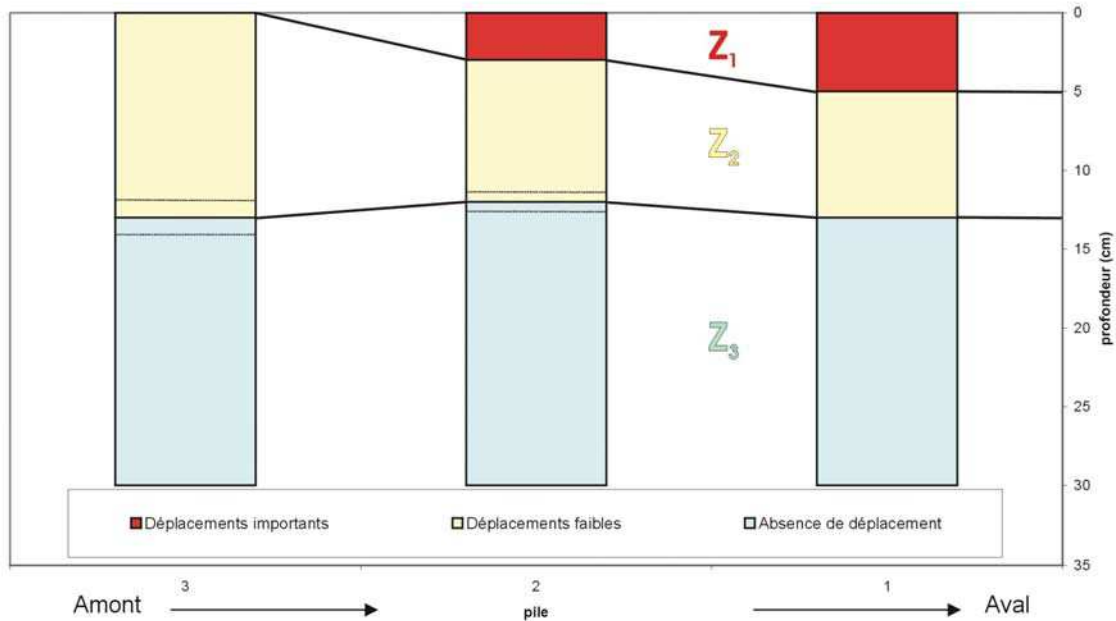


Figure V - 11 : Les 3 zones-type de déplacement de sol pour les 3 piles de briquettes (1 : aval ; 2 : milieu ; 3 : amont).

The 3 parts of tile movement profiles, from upslope column (3), to middle (2) and to downslope (1).

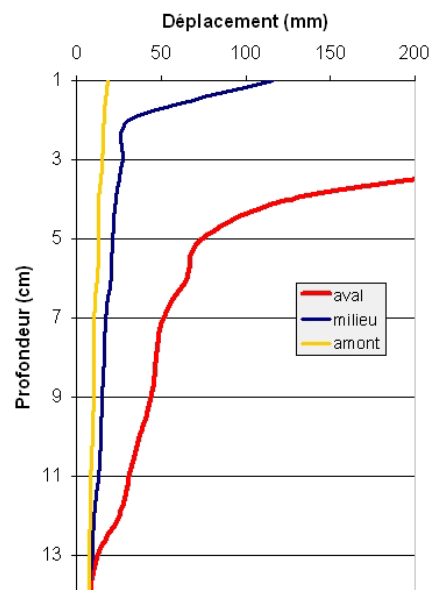


Figure V - 12 : Profils de déplacement après 22 cycles gel/dégel pour les 3 piles de marqueurs.

Comparison of total movement profiles of the 3 columns after 22 cycles.

Bien que l'épaisseur de la couche active, déduite des marqueurs de déplacement, puisse varier légèrement d'une pile à l'autre (Figure V - 11), les mouvements de sol affectent une épaisseur d'environ 13 cm sur l'ensemble des piles.

✓ La zone Z_1 (zones rouges - Figure V - 11), est caractérisée par des déplacements importants (jusqu'à 40 cm). Elle est marquée au milieu et à l'aval du versant. Ces

déplacements ne résultent pas uniquement de la gélifluxion ; ils sont aussi la conséquence des multiples mouvements rapides superficiels liés aux glissements et coulées déclenchés dans la partie du versant comportant les plus fortes pentes (45°). Ils affectent par ailleurs la tranche de sol dégelée lors des précipitations.

✓ La zone Z₂ (zones jaunes - Figure V - 11) montre des déplacements plus faibles qui sont exclusivement le résultat du processus de gélifluxion. Les profils de déplacement correspondant à ces zones sont de plus en plus inclinés (vers l'aval) avec l'accumulation des cycles gel/dégel (Figure V - 9) ce qui signifie qu'ici aussi les vitesses de déplacement sont plus grandes en surface. La brique la plus proche de la surface et n'enregistrant pas de déplacement, marque le toit du pergélisol dans lequel aucun mouvement n'est possible. Les déplacements dans cette zone sont favorisés par la forte teneur en eau de leur matériau environnant lors du dégel de la glace de ségrégation (Matsuoka, 2001) présente à l'interface couche active/pergélisol.

✓ Dans la zone Z₃ (zones bleues - Figure V - 11), aucun déplacement significatif n'est enregistré. Cependant, de très faibles déplacements (1 à 5 mm) sont mesurés jusqu'à la base du modèle malgré la présence d'un pergélisol. Un phénomène de tassement du matériau vers l'aval (initialement dégelé et non tassé) s'exerçant au cours du premier gel peut être envisagé.

Au final, les marqueurs de déplacement inclus dans le modèle ont permis de distinguer, de la surface vers la base du versant (Figure V - 13) :

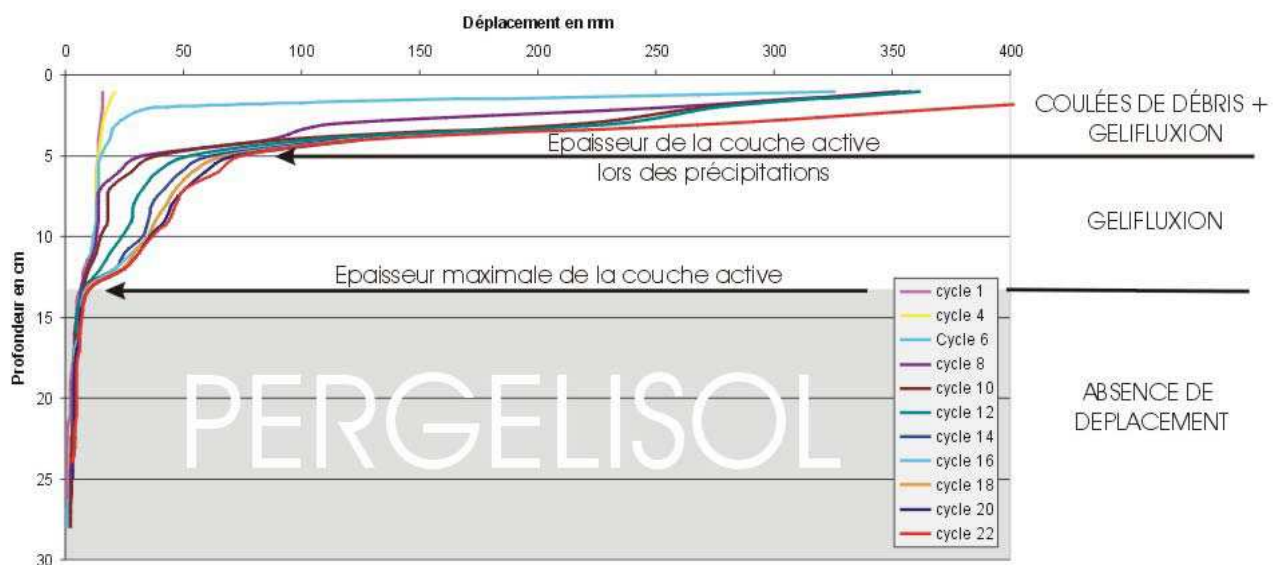


Figure V - 13 : Profils de déplacement de la pile de briquettes aval au cours des 22 premiers cycles.

Profiles of downslope column following the first 22 cycles.

Mise en évidence des trois zones principales de la tranche de sol soumise aux cycles gel/dégel.

- une couche active affectée
 - (i) en surface, par des mouvements liés à la combinaison de deux processus, la gélifluxion et les coulées de débris,

- (ii) en sub-surface, par des mouvements plus lents et réguliers liés exclusivement à la gélifluxion,
- un pergélisol ne subissant aucune déformation.

Les volumes déplacés sur toute l'épaisseur du sol sont importants, ils seront présentés et comparés aux volumes érodés par d'autres processus dans le paragraphe V-1-2-C.

3. Quantification de la déformation continue de la couche active.

La gélifluxion est une déformation continue de la couche active, essentiellement en deux dimensions (bordures latérales fixes). Cette déformation, matérialisée par le glissement de briquettes les unes par rapport aux autres est assimilable en première approximation, à une déformation continue de type cisaillement simple (simple shear) (Ramsay et Graham, 1970). Les profils de déplacement fournis par les briquettes nous indiquent la valeur (minimale) de la quantité de cisaillement γ (Figure V - 14).

$$\gamma = \tan \psi (= 2 / \tan 2\theta) \quad (\text{Ramsay et Graham, 1970}).$$

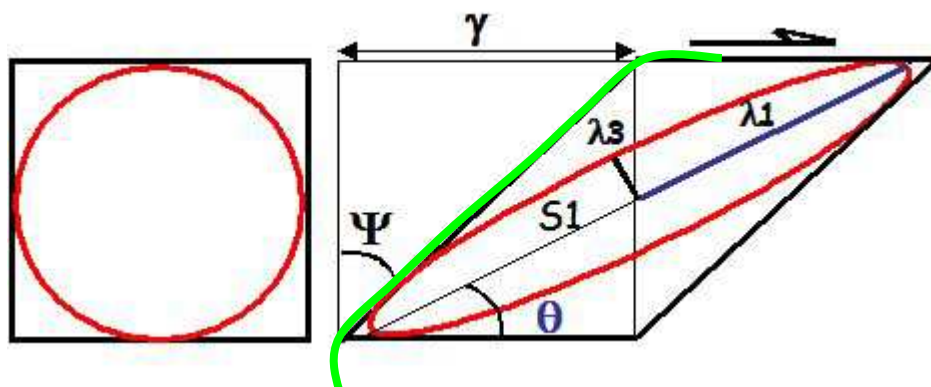


Figure V - 14 : Déformation continue par cisaillement simple.

Continuous deformation induced by simple shear.

La courbe verte représente le trajet suivi par la particules au cours de sa déformation.

Seule la zone inférieure (8 cm environ, entre les profondeurs 5 cm et 13 cm, correspondant à Z_2 , présente une déformation continue non affectée par les glissements rapides de surface. La quantité de cisaillement est d'environ 0,9 ($\gamma = 7,5$ cm pour une épaisseur de 8 cm).

Cette interprétation des déplacements dans la couche active, en terme de déformation continue et de cisaillement simple, a l'avantage de fournir une vision globale des déplacements liés à la gélifluxion. Une analyse rigoureuse exigerait que soient pris en compte les changements de volume et que soient examinés les modalités d'amortissement de la déformation en amont du modèle.

C- Glissements gravitaires et coulées de débris.

Les conditions climatiques appliquées au versant expérimental tendent à perturber la couche superficielle (couche active) du versant (i) en modifiant sa structure interne et (ii) en la faisant lentement et progressivement fluer. Mais cette couche périodiquement dégelée est aussi soumise à des processus érosifs plus rapides qui ont un impact majeur sur la morphologie des versants.

Les processus d'érosion rapides affectent les versants à pente forte (généralement supérieure à 25-30° - cf. Chapitre II). Les mouvements induits se déclenchent lorsque le seuil de stabilité du sol est franchi. Dans notre étude, les facteurs nécessaires au déclenchement de ce type de mouvements de terrain sont partiellement réunis : (i) la pente du versant est comprise entre 30 et 45° et (ii) le matériau facilement mobilisable est disponible au sein de la couche active lors des périodes de dégel. La teneur en eau du sol est directement liée aux apports en eau et à l'« espace d'accommodation » fourni par la couche active dont l'épaisseur et la perméabilité peuvent varier. Cette teneur en eau du sol n'est pas forcément suffisante pour franchir le seuil de liquidité du matériau.

L'application du protocole 1 pendant 21 cycles gel/dégel a conduit à de nombreuses déstabilisations de sol, soit sous forme de glissements de terrain avec faible distance de transport du matériau érodé, soit de coulées de boue et de débris pouvant évacuer le matériau hors du versant expérimental. Au final, une forte redistribution de matériau s'opère au rythme des déclenchements de glissements et de coulées de débris.

C1- Forme et localisation

✓ Formes d'érosion

Les glissements de terrain ont des contours nets et s'accompagnent d'un transport sur de faibles distances (Figure V - 15).

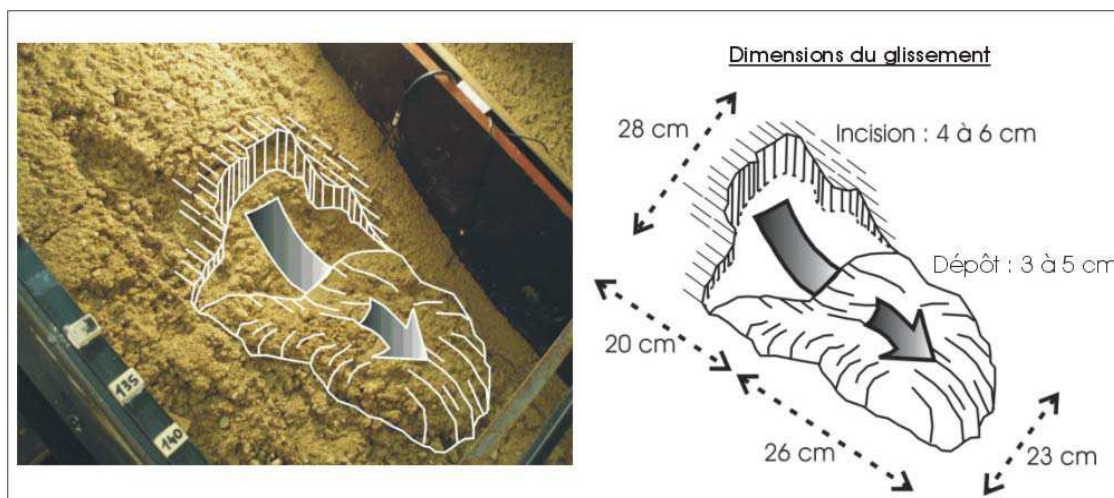


Figure V - 15 : Photographie et schéma d'un glissement gravitaire (dégel 6).

Photograph and scheme of a mass movement (thaw No. 6).

Les coulées de débris sont caractérisées par une morphologie en trois parties (zone-source, chenal et lobe terminal) et par un transport sur de longues distances (Figure V - 16).

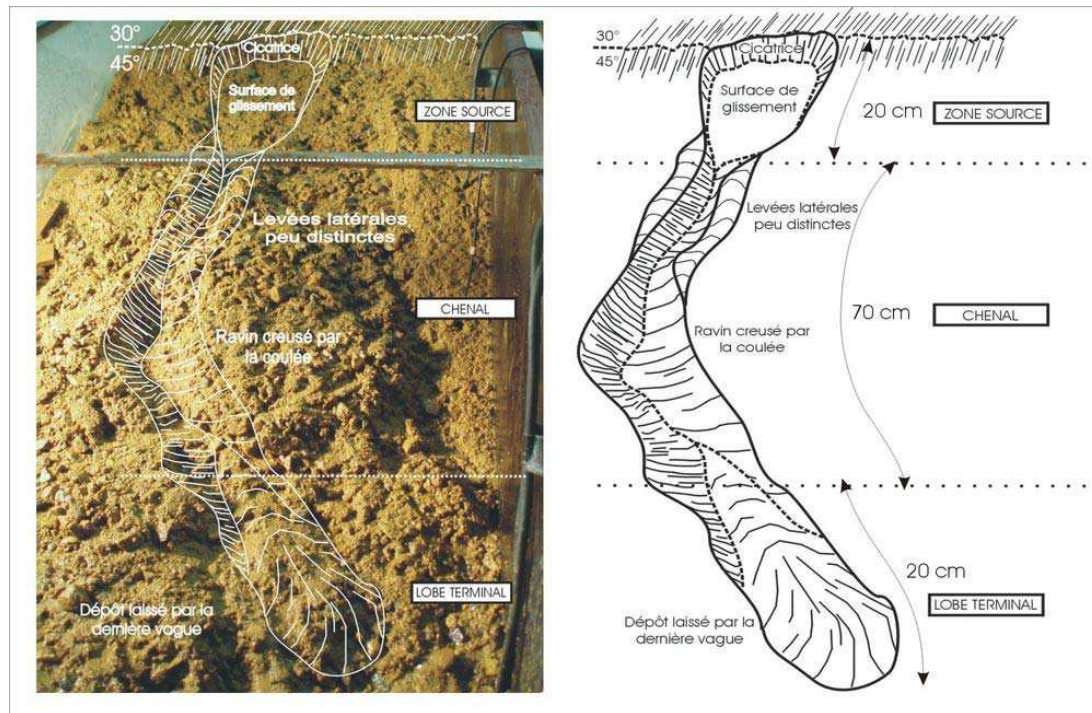


Figure V - 16 : Photographie et schéma d'une coulée de débris (dégel 11).

Photograph and scheme of a debris flow (thaw No. 11).

La Figure V - 17 révèle les zones du versant où l'érosion est supérieure à 1 cm d'épaisseur. Ces zones sont en fait les surfaces de glissement à l'origine des mouvements rapides de sol. On remarque que leur forme est principalement étirée, parallèlement à la rupture de pente et perpendiculairement à la ligne de plus grande pente, au moins pour les 7 premiers cycles. Pour les cycles suivants, les glissements et coulées sont peu représentés comme en témoigne l'absence de zones fortement incisées (surfaces rouges sur la Figure V - 17). Seuls les cycles 11 et 19 présentent des zones d'incision significatives, assimilables à des zones-source de coulées de débris. Par ailleurs, il est important de noter ici que toutes les zones-source ne sont pas systématiquement visibles sur ce type d'illustration car elles peuvent ne pas être préservées au cours du cycle : en effet, les coulées se déclenchant souvent par vagues successives, certaines d'entre elles peuvent être à l'origine de dépôts au sein même des zones incisées par les vagues antérieures et combler les dépressions.

✓ Localisation des évènements

La localisation des zones où se déclenchent des processus d'érosion rapides est observable sur la Figure V - 17. Les zones d'initiation (zones rouges) sont situées dans des

régions où la pente locale est plus forte (Figure V - 17). D'une manière globale, les initiations se produisent :

- (i) dans un premier temps, dans la zone du versant inclinée à 45° (migrant progressivement d'aval en amont par érosion régressive),
- (ii) dans un deuxième temps, au niveau de la rupture de pente (nommée corniche) progressivement créée à mi-pente (bande bleu foncé perpendiculaire à la ligne de plus grande pente sur la Figure V - 17).

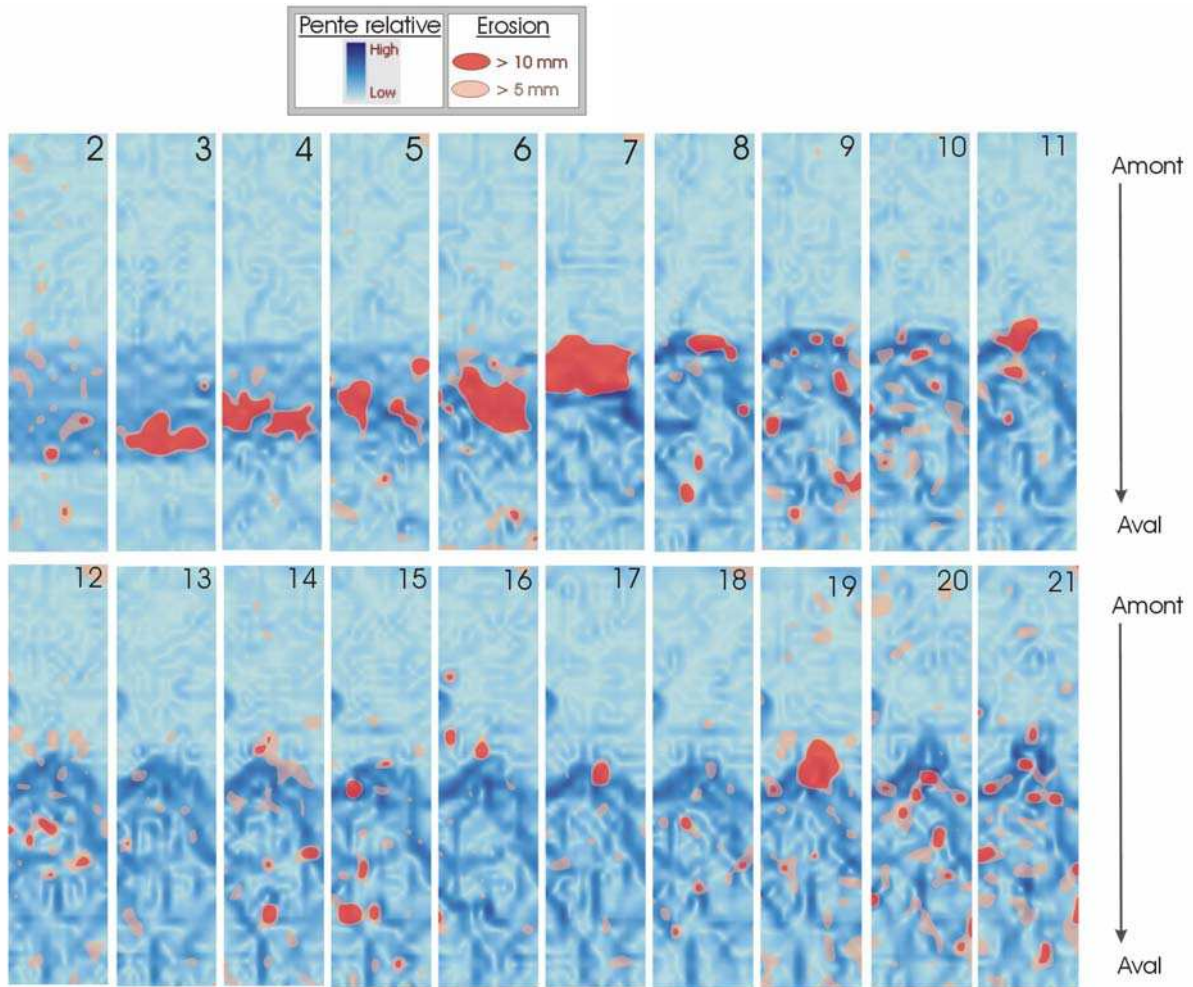


Figure V - 17 : Localisation des surfaces érodées par des processus d'érosion rapides pour chaque cycle de gel/dégel.

Location of erosion areas (red zones) induced by rapid mass wasting, for each freeze-thaw cycle.

Mise en évidence des zones où l'érosion au cours d'un cycle est supérieure à 0,5 cm (zones beiges) et à 1 cm (zones rouges) sur fond de carte des pentes du versant.

C2- Fréquence et magnitude

Les processus érosifs rapides s'enchaînent tout d'abord du cycle 4 au cycle 7 puis pour les cycles suivants, la fréquence des déclenchements se réduit pour atteindre un rythme moyen d'un déclenchement tous les 4 cycles environ (Figure V - 17). La fréquence et la taille relative des glissements et coulées sont exprimées à travers la Figure V - 18.

Cycle (dégel)	Formes d'érosion observées	Incision maximale	Coulées / glissements	Evolution morpho.
1				
2	Ruissellement + lessivage	1,6 cm		+
3	4 détachements superficiels en masse, non chenalisés	2,6 cm		++
4	Nombreux détachements superficiels (écoulements très fluides)	3 cm		++
5	Plusieurs petits détachements, 1 petite coulée et 1 coulée moyenne (en 2 vagues avec cicatrice d'arrachement assez nette)	3,2 cm	2 coulées	++
6	Plusieurs petits détachements puis 3 petites coulées peu structurées puis un GROS glissement post-précipitations	7,2 cm	3 coulées 1 glissement	++++
7	Très nombreux (>10) détachements (sur une grande surface) stoppés par les dépôts précédents puis 1 grosse coulée (en 3 vagues) puis un glissement très lent mais volumineux (mouvement sur 10 cm environ)	6 cm	1 coulée 1 glissement	++++++
8	Plusieurs petits détachements puis 1 petite coulée très étroite.	2,8 cm	1 coulée	+
9	Plusieurs très petits détachements	1,7 cm		0
10	1 petit détachement	1,8 cm		0
11	1 petite coulée puis une grosse en deux vagues successives importantes	3,6 cm	2 coulées	++++
12	Plusieurs très petits détachements. Formation de fissures en amont	1,5 cm		0
13	Rien	< 1 cm		0
14	1 petite coulée en 2 vagues au niveau de la corniche	2,1 cm	1 coulée	+
15	Très petits détachements insignifiants	4,2 cm (?)		0
16	1 coulée moyenne (1 seule vague) se divisant en 2 chenaux. Zone source de faible surface ; petites levées + 1 lobe	1,7 cm	1 coulée	++
17	1 petit glissement au niveau de la corniche	2,8 cm	1 glissement	+
18	Rien	< 1 cm		0
19	1 grosse coulée (se divisant en 2 chenaux) en 2 vagues. Zone de départ très marquée avec incision forte et surface moyenne. La 2 ^{ème} vague remplit partiellement le chenal.	5,1 cm	1 coulée	++++
20	1 grosse coulée en 2 vagues. La 2 ^{ème} s'arrête rapidement en bas de la zone source et forme un dépôt épais	3,8 cm	1 coulée	++++
21	Rien	< 1 cm		0

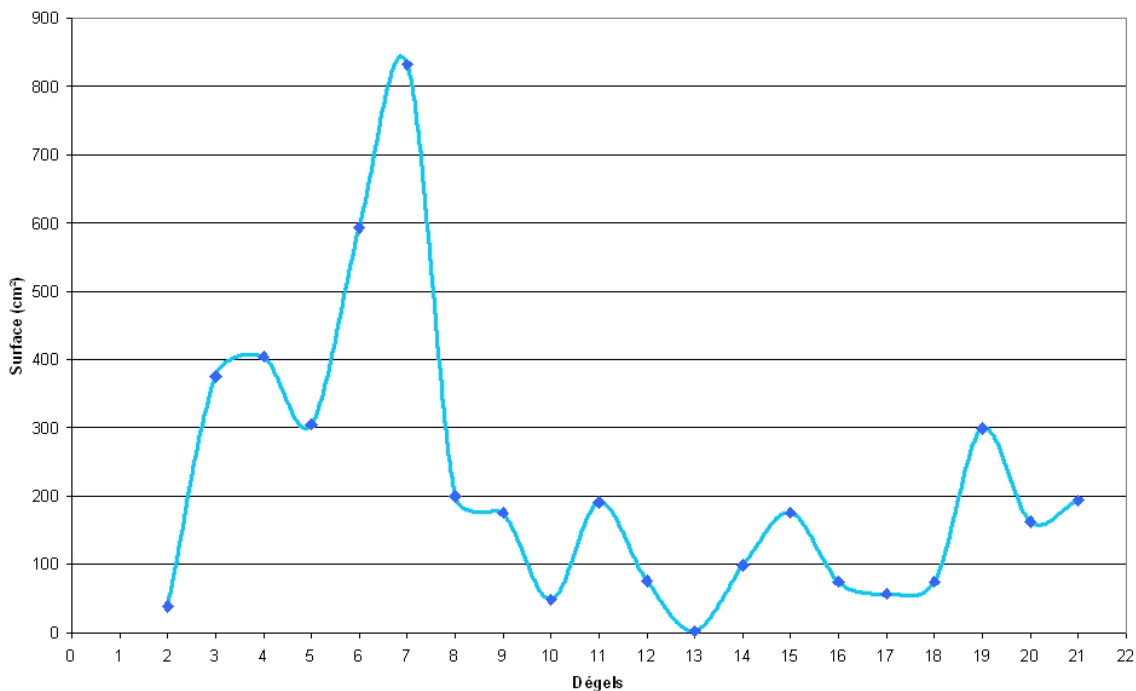
Figure V - 18 : Tableau récapitulatif décrivant sommairement les processus érosifs rapides mis en jeu au cours de chaque dégel.

Summary of rapid mass wasting characteristics triggered during thawed periods.

Les zones grisées de la Figure V - 18 mettent en évidence les dégels accompagnés de glissement (Figure V - 15) et/ou de coulées (Figure V - 16) modifiant de façon significative la topographie du versant expérimental.

La fréquence des déstabilisations est souvent reliée à leur magnitude (cf chapitre II). En ce qui concerne notre modélisation, la magnitude des évènements « catastrophiques » peut être exprimée par la superficie des zones érodées. Ces données, extraites de la Figure V - 17 (zones rouges) sont présentées dans la Figure V - 19 pour chaque cycle gel/dégel. Il apparaît :

- (i) Une fréquence élevée de déclenchements entre les cycles 3 et 7 (déclenchement(s) à chaque dégel) avec des magnitudes (surfaces érodées) également maximales (820 cm² pour le cycle 7 par exemple).
- (ii) Une diminution de la fréquence à partir du cycle 8 avec une périodicité de déclenchement d'environ 4 cycles (cycles 11, 15 & 19). Ces fréquences plus faibles s'accompagnent d'une diminution de la magnitude des évènements (300 cm² pour le cycle 19 par exemple).



Slope areas where vertical erosion is greater than 1 cm, during thawed periods.

Les surfaces estimées ici correspondent aux zones rouges de la Figure V - 17.

A la vue de ces résultats, il est difficile d'établir une relation entre la fréquence et la magnitude (surfaccique) des déstabilisations même si magnitude et fréquence semblent évoluer en parallèle. D'autres facteurs doivent intervenir dans le déclenchement et donc dans la fréquence de ces évènements.

C3- Facteurs déclenchant

Le déclenchement se produit après 2 à 3 minutes de précipitation. Plus exceptionnellement, des mouvements peuvent se produire plusieurs minutes après l'arrêt des pluies (cas du glissement de la phase de dégel n°6 - Figure V - 15). Ce délai est celui pris par l'eau pour s'infiltrer dans la couche dégelée. C'est seulement après cette infiltration, combinée à la fonte de la glace de ségrégation, que la teneur en eau de la couche active est suffisamment élevée pour que le seuil de stabilité du matériau en place soit franchi.

La question est ici de savoir quels sont les paramètres influençant ou accélérant l'augmentation de la teneur en eau du sol à l'origine de la saturation du matériau. Trois paramètres ont été identifiés :

- l'évolution de la perméabilité de la couche active au cours des cycles gel/dégel,
- l'épaisseur de la couche active,
- la topographie du versant.

Rôle de la perméabilité

La perméabilité du sol augmente avec le tri granulométrique exercé par la cryoexpulsion (chapitre II et paragraphe V-1-1-A). La ségrégation granulaire engendrée au cours des cycles gel/dégel se réalise progressivement. Les périodes de latence d'une durée de 2 à 4 cycles pourraient correspondre au temps nécessaire à la structuration du sol conduisant à une plus grande perméabilité. Les études en cours, d'évolution de la perméabilité au cours des phases de dégel devraient apporter des éléments de réponse

Rôle de l'épaisseur de la couche active

Au cours des 21 premiers cycles, l'épaisseur de la couche active est comprise entre 1,5 et 5 cm (moyenne d'environ 4 cm). La Figure V - 20 répertorie (i) l'ensemble des déstabilisations (quelque soit leur taille) initiées lors de chaque cycle gel/dégel et (ii) l'évolution de l'épaisseur de la couche active mesurée avant les précipitations.

La Figure V - 20 montre que le nombre de déclenchement est anticorrélié avec l'épaisseur de la couche active au début des précipitations (cf. bandes grisées de la Figure V - 20). A l'exception du cycle 7, faisant suite à un gros glissement perturbant fortement la topographie au cycle 6, lorsque l'épaisseur dégelée est supérieure à 3,5 cm, les glissements et coulées sont rares et/ou de faible magnitude (cycles 9, 10, 12, 13, 15, 18).

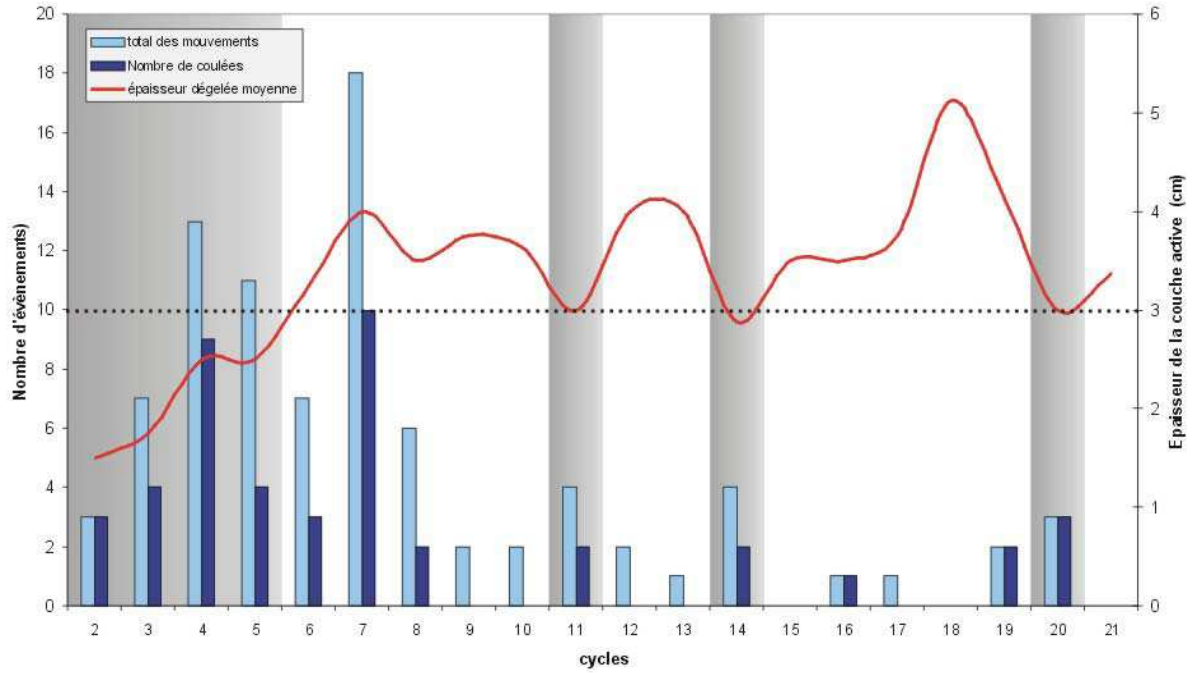


Figure V - 20 : Relation entre l'épaisseur de la couche active et le nombre d'évènements « catastrophiques ».
Relationship between active layer thickness and initiation of catastrophic events.
 Les bandes grisées illustrent les cycles où l'épaisseur de la couche active est inférieure ou égale à 3 cm.

Il semble donc que l'épaisseur de la couche active exerce un contrôle sur le déclenchement des glissements et coulées. Pour les taux de précipitation imposés et constants au cours de ce protocole 1, l'épaisseur critique de la couche active est comprise entre 3 et 3,5 cm. Au-delà de cette valeur, l'initiation des déstabilisations est plus rare car il est difficile de saturer la couche active.

Rôle de la topographie

La morphologie locale du versant évolue continuellement avec les cycles gel/dégel ce qui rend l'interprétation des paramètres déclenchant plus difficile. Néanmoins, si l'on se penche sur la relation entre la topographie et la localisation des zones-source des glissements et coulées, on constate que ces dernières se situent systématiquement au niveau des zones de plus fortes pentes (Figure V - 17). Cette observation est très nette pour les cycles 11 et 19 où l'initiation des coulées de débris se produit dans la zone regroupant des pentes élevées.

La topographie locale semble donc également exercer un contrôle sur le déclenchement des processus rapides, au moins dans la localisation de leur zone-source que l'on peut situer schématiquement de part et d'autre des corniches topographiques (zones à forte pente)(Figure V - 16, Figure V - 21 et Figure V - 22).

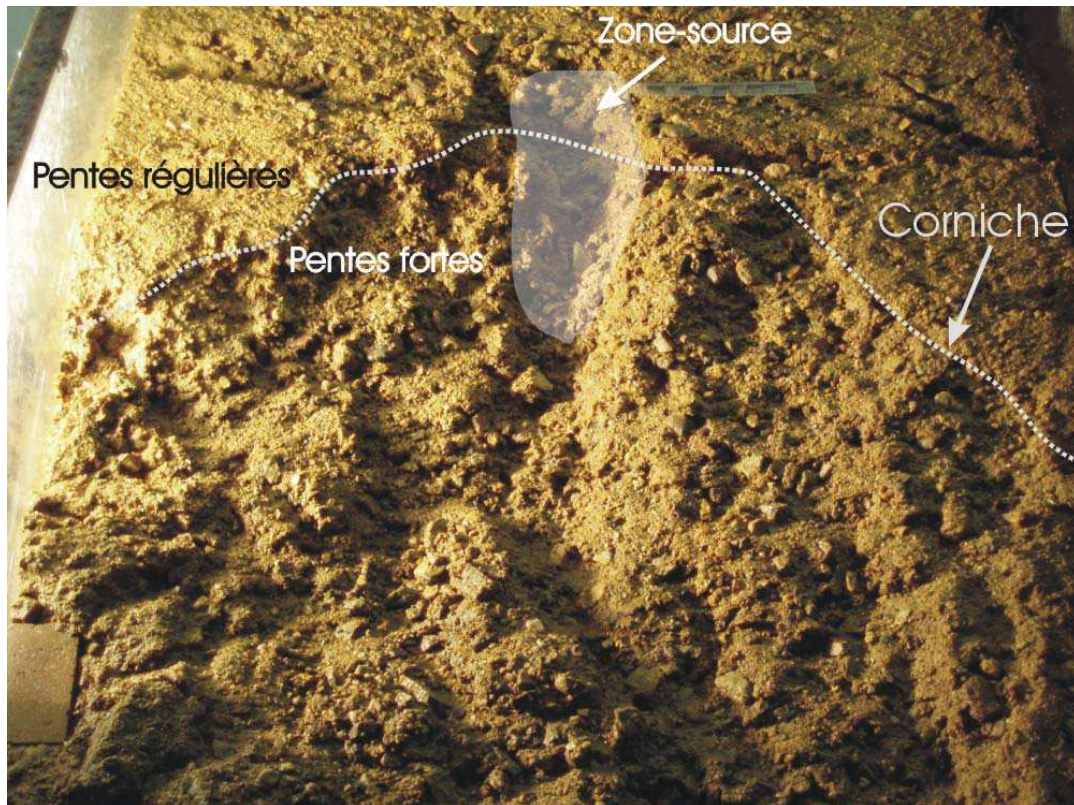


Figure V - 21 : Localisation de la zone-source de la coulée de débris déclenchée au cycle 16.

Cycle 16th debris flow source area location.

La zone-source constitue une surface s'étendant de part et d'autre de la rupture de pente (corniche)

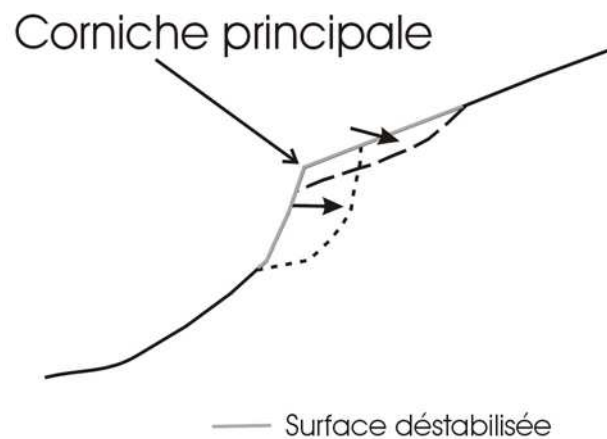


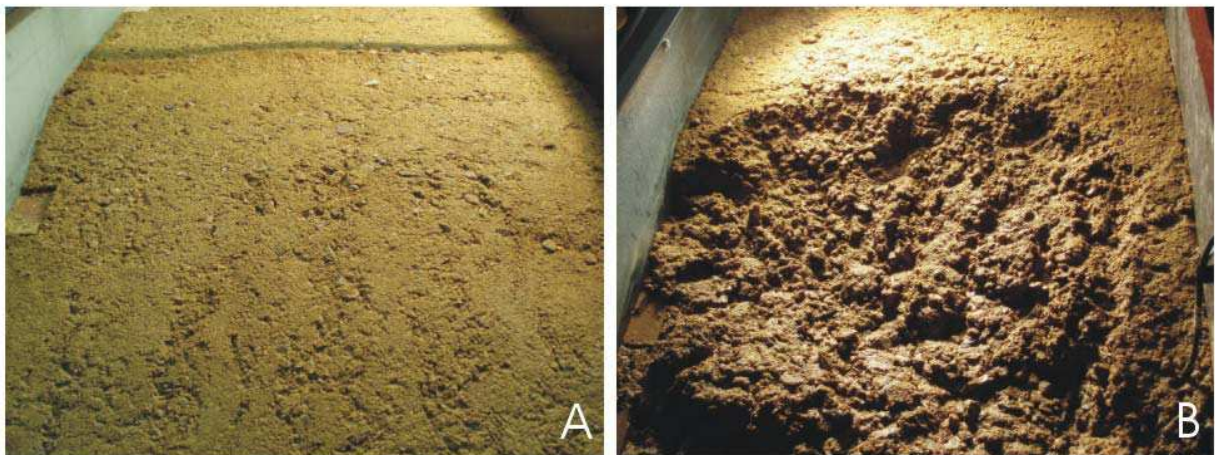
Figure V - 22 : Coupe schématisant des zones-source situées de part et d'autre de la corniche.

Cross-section of the source area.

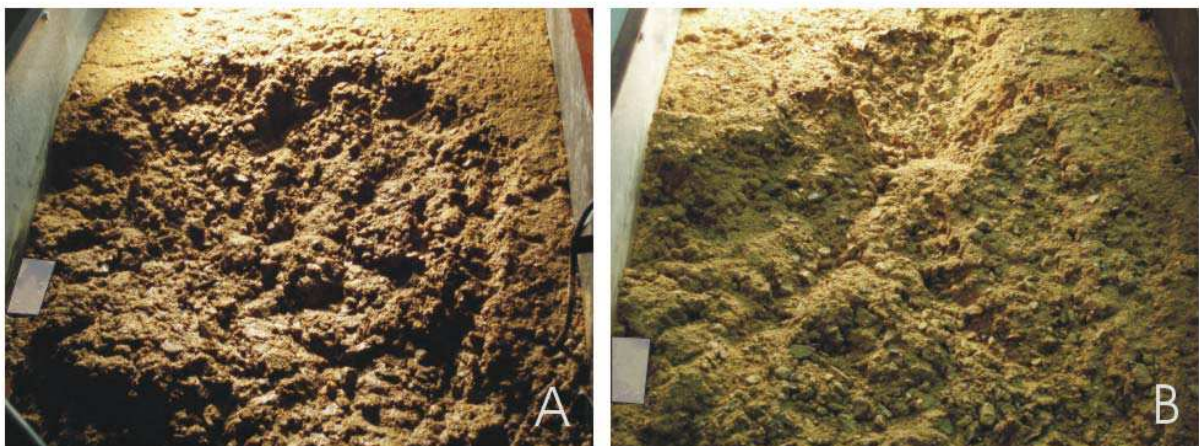
Deux déstabilisations successives virtuelles illustrent la surface occupée par les zones en mouvement

V-1-2- Evolution morphologique

La combinaison de l'ensemble des processus érosifs décrits au cours des paragraphes précédents tend à modifier la morphologie générale du versant. La gélifluxion s'accompagne de mouvements lents, en masse, alors que les glissements gravitaires et les coulées de débris sont à l'origine d'une érosion plus localisée. Leurs impacts combinés modifient sensiblement la topographie du versant au rythme des cycles gel/dégel. Au cours des 21 premiers cycles de notre modélisation, deux grandes phases d'évolution des formes du versant ont été distinguées : une phase de forte incision généralisée, par érosion régressive (cycle 1 à 8 - Figure V - 23) suivie d'une phase de début de chenalisation et d'érosion par glissements et coulées de débris localisés (cycles 9 à 21 - Figure V - 24).



Slope morphology at the initial state (A) and after 8 freeze-thaw cycles.



Evolution of the morphologies between cycle 8th (A) and cycle 20th (B).

A- Phase 1 : érosion régressive et constitution d'une corniche.

Lors des 8 premiers cycles (phase *PI*), l'érosion du versant se traduit par des glissements et détachements systématiques dont les zones-source de grande superficie (souvent supérieures à 300 cm²), se répartissent sur toute la largeur du versant (Figure V - 25-A). Ces zones-source migrent progressivement (érosion régressive) de la base vers le sommet du talus (portion à 45° - Figure V - 25). Leur coalescence finit par créer une corniche topographique au sommet du talus (cycles 7 et 8 sur Figure V - 26-A).



Headward erosion process illustrated from pictures of cycles 3 (A), 5 (B) and 6 (C).

Le rectangle vert marque le sommet de la pile aval et est utilisé ici comme un repère fixe.

Cette déstructuration du talus bien marquée à partir du cycle 4 permet de visualiser la migration vers l'amont des zones affectées par l'érosion. Dans cette optique, les flèches de la Figure V - 26-A et la Figure V - 26-B localisent la limite amont de la zone fortement érodée et incisée. Le versant chaotique progressivement créé (forte modification des pentes locales) augmente la pente moyenne du talus d'environ 4° après 8 cycles (Figure V - 26-C).

Les glissements et coulées entraînent la formation d'hétérogénéités de surface sous forme de zone-source incisées et des lobes de dépôts. Ce sont ces modifications morphologiques qui augmentent les pentes locales et finalement la pente moyenne du talus (Figure V - 26-C).

Le bilan morphologique final de cette première phase dynamique (*PI*), gouvernée par une érosion régressive importante, est marqué par :

- (i) la constitution d'une corniche au sommet du talus : il s'agit d'une zone étroite présentant de fortes pentes parfois proches de la verticale (Figure V - 26-A) et
- (ii) la réduction de 6,7° (45 à 38,3°) de la pente du profil longitudinal central du versant, au niveau du talus (Figure V - 27-C). Cette réduction de pente est liée à la redistribution des produits d'érosion qui sont rapidement déposés au pied du talus alors que les fortes incisions ne sont enregistrées qu'à partir du cycle 6 (gel 7 sur Figure V - 27-A).

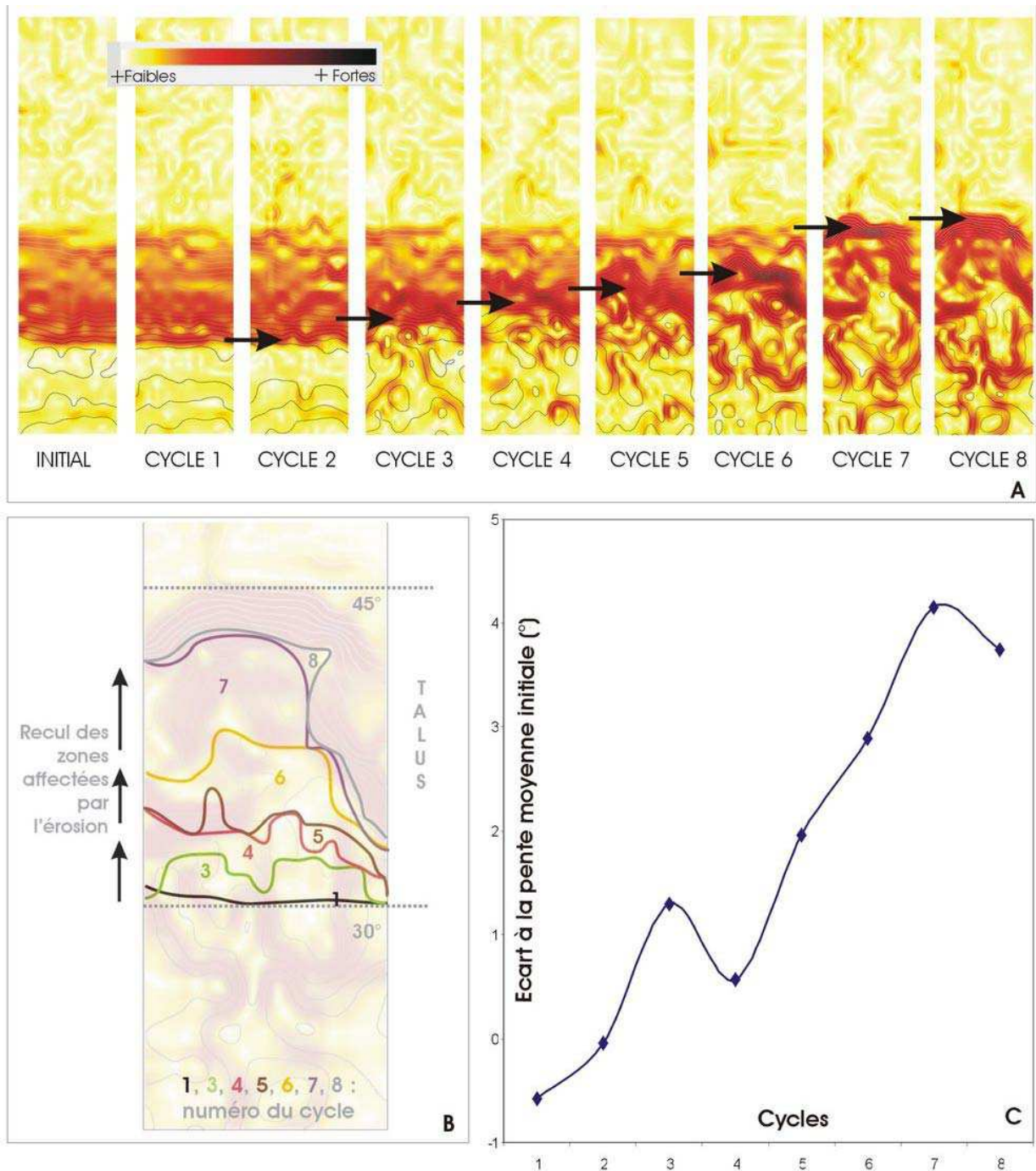


Figure V - 26 : Evolution des pentes du versant au cours des 8 premiers cycles.

Slope gradient evolution during the first 8 freeze-thaw cycles. Slope maps (A) and lines (B) illustrate headward migration of steeper slopes with cycles accumulation.

A : Cartes des pentes obtenues à partir des MNT ; les flèches localisent les zones de plus fortes pentes – B : localisation des zones érodées sur le talus ; chaque ligne représente la limite amont de ces zones pour chaque cycle - C : Augmentation de la pente moyenne du talus .

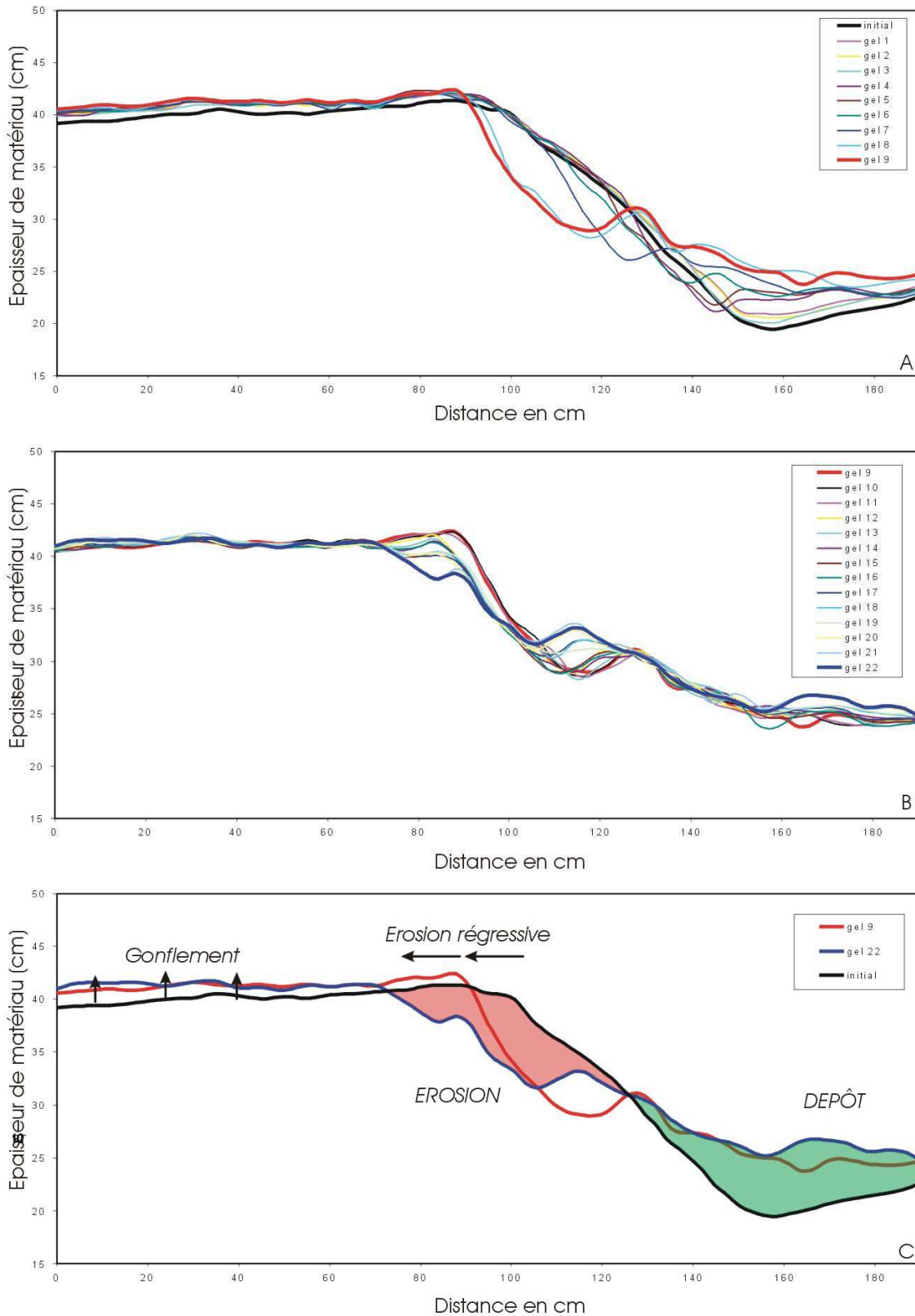


Figure V - 27 : Evolution du profil topographique longitudinal central du versant au cours des cycles.

Evolution of the central longitudinal topographic profile of the slope.

A : phase dynamique n°1 (cycles 1 à 8) ; B : phase dynamique n°2 (cycles 9 à 21) ; C : comparaison des profils du versant à chaque fin de phase.

B- Phase 2 : Stabilisation relative du talus et début de chenalisation du versant amont

La deuxième phase dynamique *P2* s'étire du cycle 9 au cycle 21. Elle contraste nettement avec la première car l'évolution des formes est beaucoup moins marquée suite à une diminution de la fréquence et de l'intensité des processus d'érosion rapide.

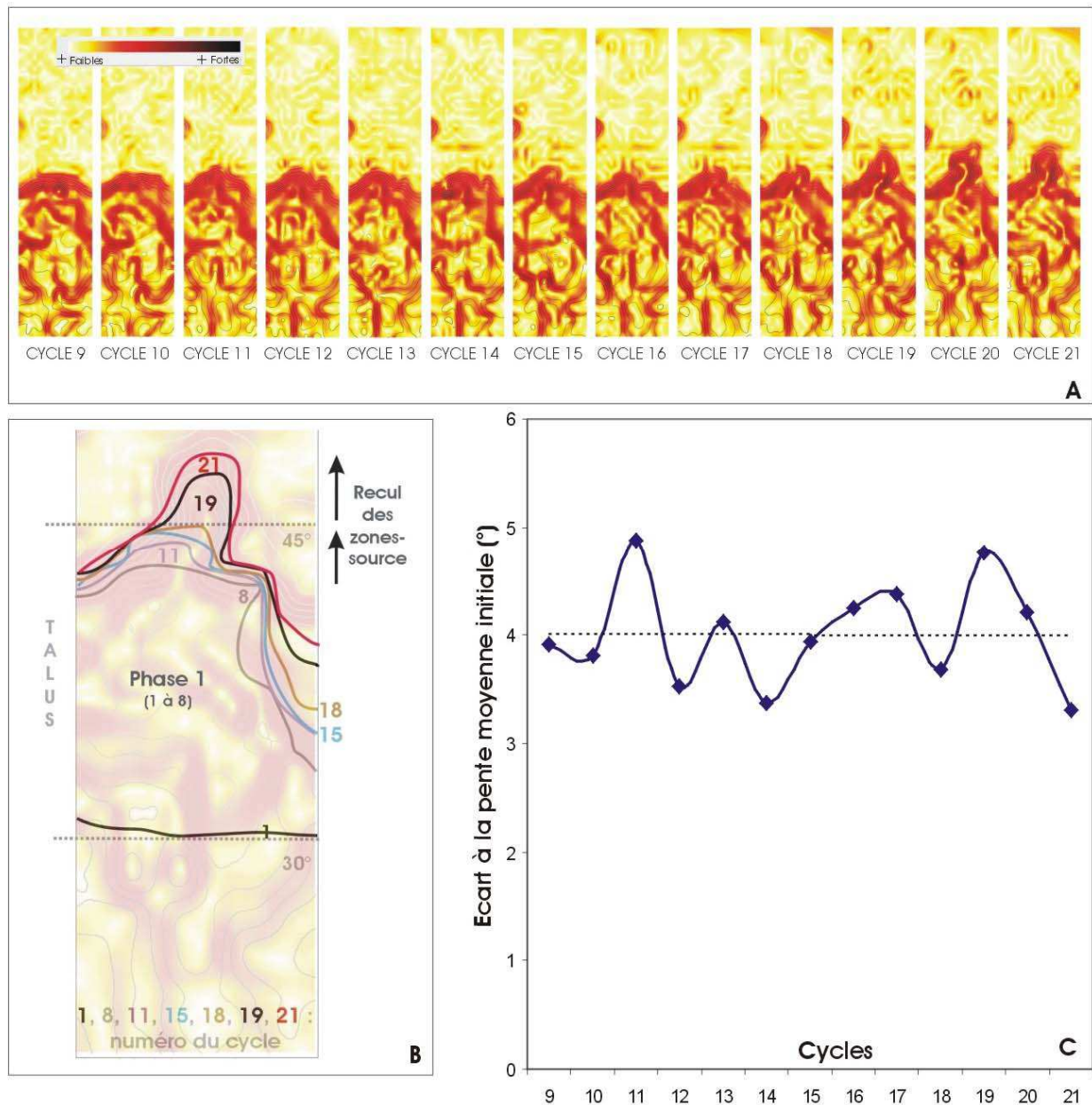


Figure V - 28 : Evolution des pentes du versant des cycles 9 à 21.

Slope gradient evolution from cycle 9 to cycle 21.

A : cartes des pentes obtenues à partir des MNT – B : localisation des zones érodées sur le talus ; chaque ligne représente la limite amont de ces zones pour les cycles indiqués - C : stabilisation de la moyenne des pentes du talus 4° au-dessus de la pente initiale.

✓ *Stabilisation du talus*

Au cours des cycles 9 à 21, les mouvements rapides de sol (glissements et coulées) sont moins nombreux. Les surfaces concernées par une érosion supérieure à 1 cm sont rares et de faibles ampleur (Figure V - 19 et Figure V - 20). Leur superficie est réduite de plus de deux fois, n'atteignant en effet qu'à peine 200 cm² contre souvent plus de 400 cm² au cours des 8 premiers cycles (Figure V - 19).

D'autre part, la faible fréquence des événements fortement structurants (glissements et coulées) rend plus irrégulière l'évolution globale du versant dont la morphologie est parfois préservée sur plusieurs cycles successifs : des cycles 12 à 18 par exemple, le recul des zones-source des coulées et glissements est très faible (Figure V - 28-B).

Néanmoins, bien que rares, les déstabilisations initiées sont beaucoup plus structurées que lors de la phase *P1* : à titre d'exemple, les coulées de débris déclenchées aux cycles 11, 16, 19 et 20 (Figure V - 20) présentent les caractéristiques dynamique et morphologique des coulées observées sur le terrain. Alors que l'initiation se réalise par un détachement lent et en masse de sol (glissement) et le transport de matériau par un écoulement chenalisé, la cicatrice morphologique laisse apparaître (i) une zone-source incisée, (ii) un chenal assez étroit et profond et (iii) un lobe de dépôt terminal (Figure V - 29).

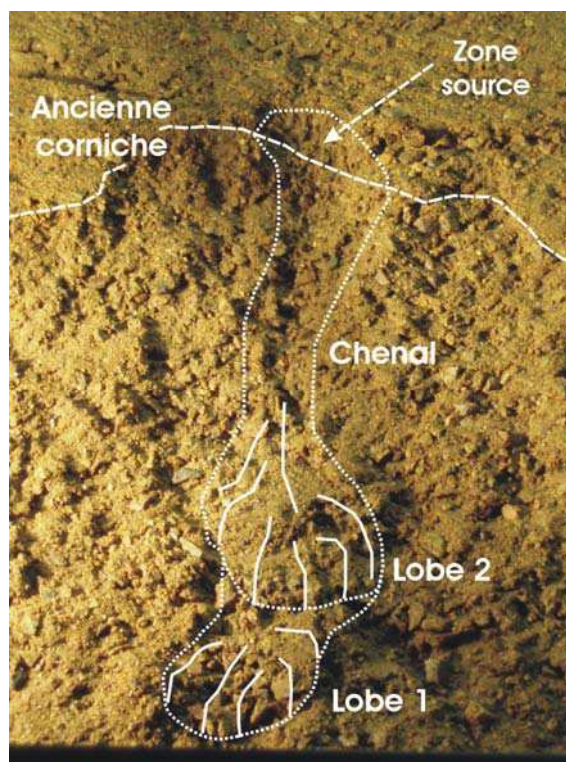


Figure V - 29 : morphologie d'un coulée de débris initiée au cours de la phase P2 (cycle 14).

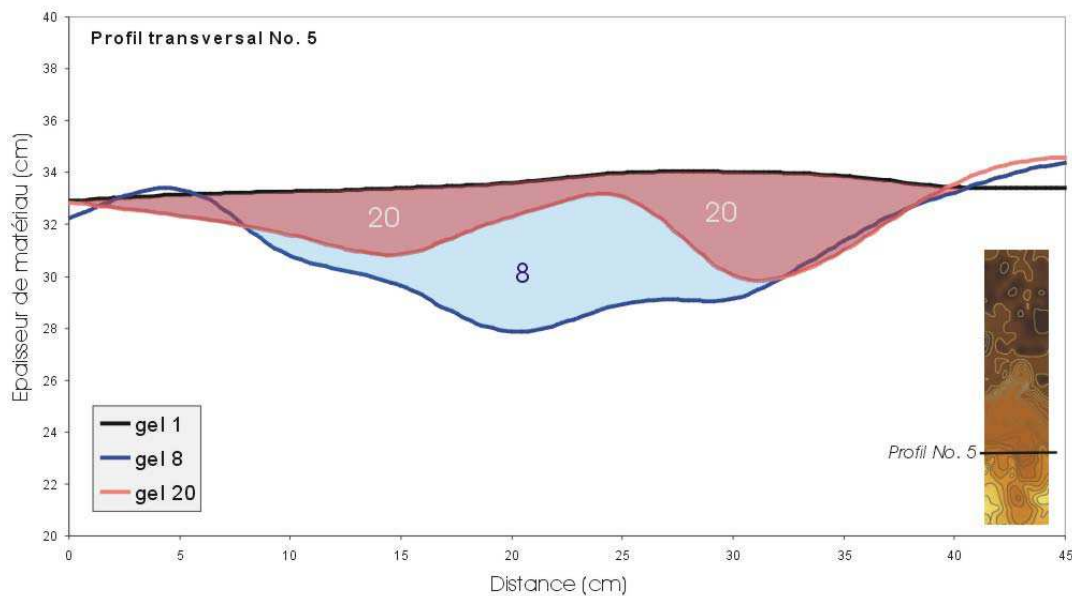
Morphology of a debris flow triggered during cycle 14.

Les deux lobes résultent de deux vagues déclenchées successivement.

✓ *Début de chenalisation*

Les zones-source des coulées de débris tendent progressivement à inciser la corniche par érosion régressive. A titre d'exemple, au cycle 19, une coulée de débris volumineuse modifie singulièrement la limite de la corniche en la faisant reculer (vers l'amont) de plus de 5 cm (Figure V - 28-B).

Les passages successifs (plusieurs vagues et plusieurs coulées) sont à l'origine de la constitution de chemins privilégiés progressivement assimilables à des chenaux (Figure V - 30).



Transversal topographic profile for freezing cycles 1, 8 and 20.

Au cours de cette phase *P2*, les zones-source incisent le versant plus particulièrement dans sa partie amont. Le matériau arraché au versant s'accumule sous forme de dépôts de pente sur le talus. Ces produits d'érosion, enregistrés au niveau du profil transversal No. 5 (Figure V - 30) comblent la large dépression conçue pendant les 8 premiers cycles.

Les conséquences de l'incision en amont et du dépôt en aval sont de deux ordres en terme de morphogenèse (Figure V - 27-C & Figure V - 31) :

- (i) Une nouvelle réduction de la pente générale du talus est observée. La pente moyenne atteint désormais 34° au cycle 21, soit des réductions de $11,1^\circ$ par rapport à la pente moyenne initiale et de $4,4^\circ$ par rapport à celle du cycle 8. Au final, bien que l'érosion poursuive sa migration vers l'amont du versant au cours de cette phase *P2*, son efficacité semble réduite d'environ 60% en ce qui concerne la vitesse de réduction de la pente du talus ($0,32$ contre $0,84^\circ/\text{cycle}$ environ pour les phases *P2* et *P1* respectivement).

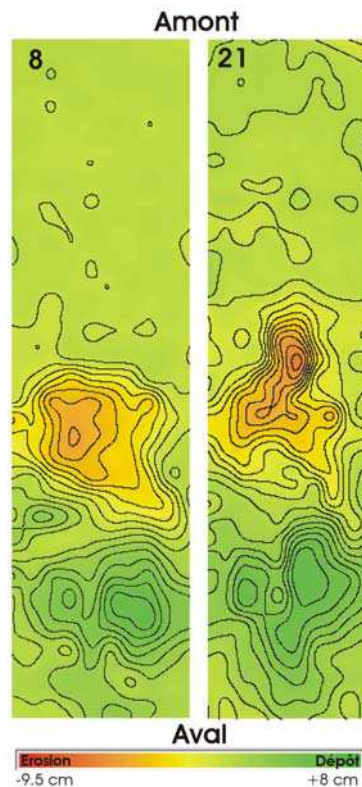


Figure V - 31 : Cartes des zones en érosion (rouge) et en sédimentation (vert) après 8 et 21 cycles (à gauche et à droite respectivement).

Maps of erosion areas (red) and depositional zones (dark green) for cycles 8 (left) and 21 (right).

- (ii) Une migration vers l'amont du sommet du talus, d'environ 15 cm (maximum mesuré au niveau du profil longitudinal central). Cette distance s'ajoute aux 10 cm de recul enregistrés au cours de la première phase (Figure V - 27-C). Au total, la régression est donc de 25 cm.

C- Quantifications

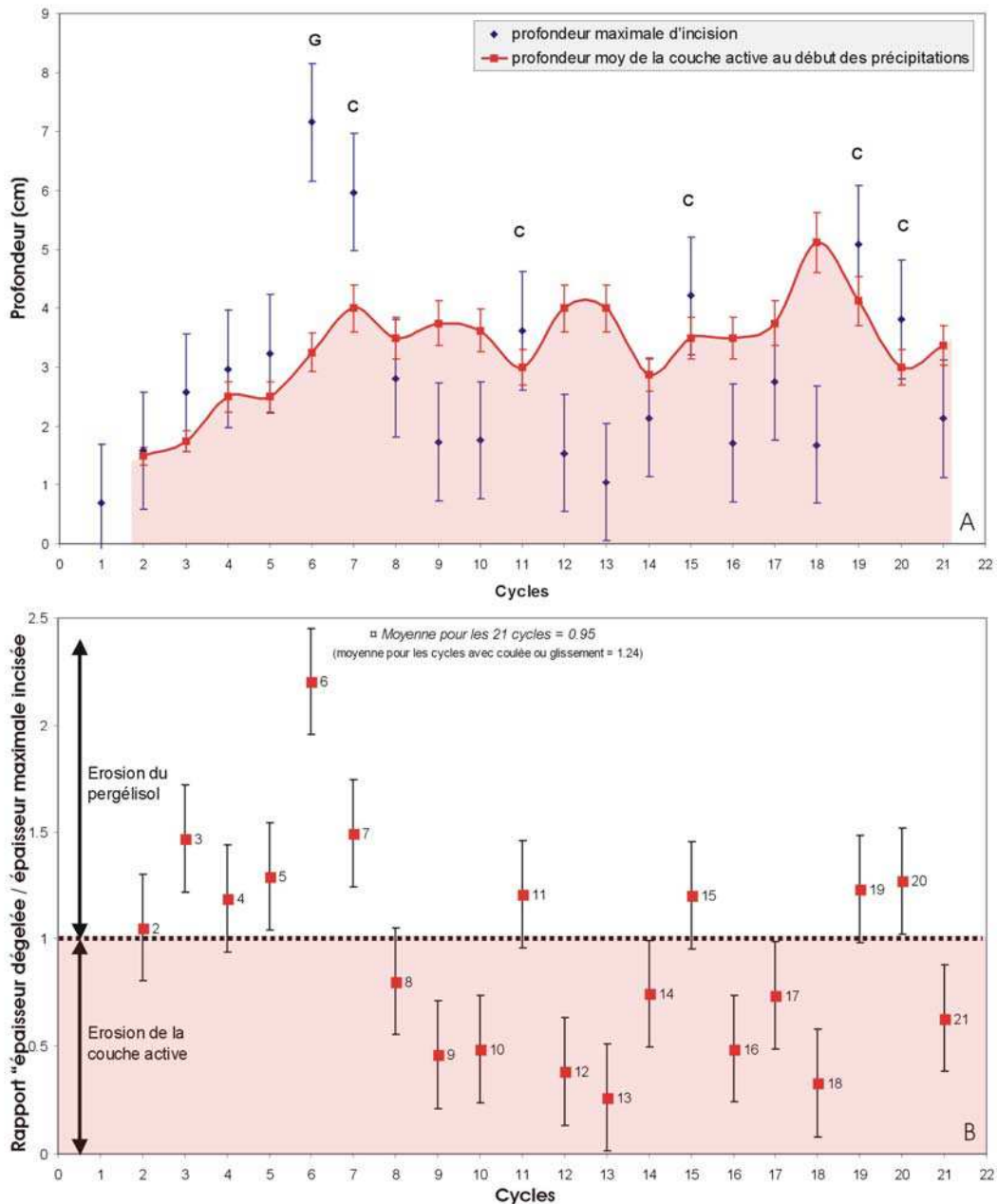
C1- l'incision

La couche active est la zone du sol affectée par les détachements, particulièrement à son interface avec le pergélisol. Pour le vérifier, nous avons déterminé la profondeur maximale de l'incision au cours de chaque cycle et l'avons comparée à l'épaisseur de la couche active.

Les données sur l'incision sont extraites des MNT ce qui leur confèrent une barre d'erreur pouvant aller jusqu'à 2 cm dans le cas des incisions étroites (chenaux) dans lesquels le signal ultrason est perturbé. D'autre part, l'incision maximale au cours d'un cycle, peut également être sous-estimée en raison des transferts et des dépôts de matériau au creux des zones incisées au début du cycle (cas de coulées de débris déclenchée en plusieurs vagues successives).

L'épaisseur de la couche active est pour sa part estimée grâce aux capteurs de températures et confirmée grâce à des « mini-sondages » permettant d'atteindre le toit du pergélisol.

L'incision atteint le toit du pergélisol uniquement lorsque des phénomènes de détachement s'initient (Figure V - 32); c'est le cas des cycles 2 à 7 puis 11, 19 et 20 (suite à un problème technique, les données d'incision du cycle 15 ne sont pas prises en compte).



Incision depth for each freeze-thaw cycle. A: maximum incision depth compared to active layer thickness at the beginning of the rains. B: Ratio between active layer thickness and maximum incision depth.

A : profondeurs maximales d'incision comparées à celles de la couche active au début des phases de précipitation de chaque cycle – B : Rapport entre l'épaisseur dégelée et l'incision maximale.

Pour l'ensemble des cycles de la phase *PI* (jusqu'au cycle 7), la profondeur maximale d'incision est supérieure à celle de la couche active. En revanche, pour les cycles de la phase *P2* (à partir du cycle 8), la profondeur d'incision n'atteint pas le toit du pergélisol à l'exception de quelques cycles (11, 19 et 20). En résumé :

(i) les coulées de débris et les glissements de la phase 1 ainsi que les coulées de débris les plus structurées de la phase 2 (11, 19, 20) mobilisent la totalité de l'épaisseur de la couche active. A l'exception du cycle 7, les mouvements s'initient très près de l'interface entre le pergélisol et la couche active. En d'autre terme, le toit du pergélisol sert de surface privilégiée pour le détachement et le glissement en masse du sol. Le rapport entre l'épaisseur dégelée et l'incision maximale (Figure V - 32-B) est légèrement supérieur à 1 (1,24) ce qui signifierait une légère érosion du pergélisol lors de ces cycles; ceci peut aussi s'expliquer par une sous-estimation de l'épaisseur de la couche active lors du glissement (épaisseur mesurée en début de phase de précipitation et non lors du glissement).

(ii) Pour les cycles sans mouvement rapide important, l'incision n'affecte que la partie supérieure de la couche active, sans atteindre le toit du pergélisol. Dans ce cas, seuls le ruissellement, le détachement d'éléments grossiers et le mouvement localisé de petites masses de matériau incisent la surface du versant.

C2- les produits de l'érosion

Le suivi de l'évolution morphologique du versant au cours des cycles gel/dégel a permis d'obtenir des données quantitatives sur les volumes de matériau déplacés ou évacués. Différents volumes érodés ont été mesurés en fonction du processus érosif majeur (Figure V - 33 et Figure V - 34) :

- ✓ Le volume **V1** de matériau déplacé par gélifluxion (Figure V - 33-A). Il s'agit ici d'un volume de sol déplacé et non érodé. En effet, les mouvements lents déforment la couche active et déplacent vers l'aval une masse de sol qui n'est pas évacuée du versant mais redistribuée lentement. V1 est mesuré grâce aux marqueurs de déplacement qui permettent de déterminer une surface déplacée (le long de la paroi en plexiglas) ; le volume déplacé est alors obtenu par extrapolation du déplacement, considéré constant sur toute la largeur du modèle. Cette valeur V1 est une valeur minimale.
- ✓ Le volume **V2** de matériau arraché au versant, est estimé à partir des zones pour lesquelles l'incision est supérieure à 1 cm au cours du cycle (zones rouges sur la Figure V - 17 et Figure V - 33-B). Ce volume est pour l'essentiel associé aux coulées de débris. Il ne prend pas en compte les incisions inférieures à 1 cm, ce qui peut être le cas sur le fond du chenal par exemple, et est donc légèrement sous-estimé.
- ✓ Le volume **V4** de matériau érodé qui atteint l'exutoire du versant après avoir été arraché au talus puis transporté vers l'aval (Figure V - 33-D). V4 regroupe une partie du matériau érodé par les processus de ruissellement et de lessivage de surface d'une

part (ce volume **V3** n'est pas mesuré - Figure V - 33-C), et par les coulées de boue/débris et les glissements (**V2**) d'autre part.



Figure V - 33 : Volumes de matériau quantifiés au cours de l'expérience.

Volumes of material measured during the experiment: V1: gelifluxion; V2: source-areas of debris flows; V3; surface runoff and V4: collected material at the outlet of the slope.

A : volume V1 issu de la gelifluxion – B : volume V2 représentant le volume des zones-source des coulées de débris – C : volume V3 correspondant au ruissellement – D : volume V4 récupéré à l'exutoire du versant.

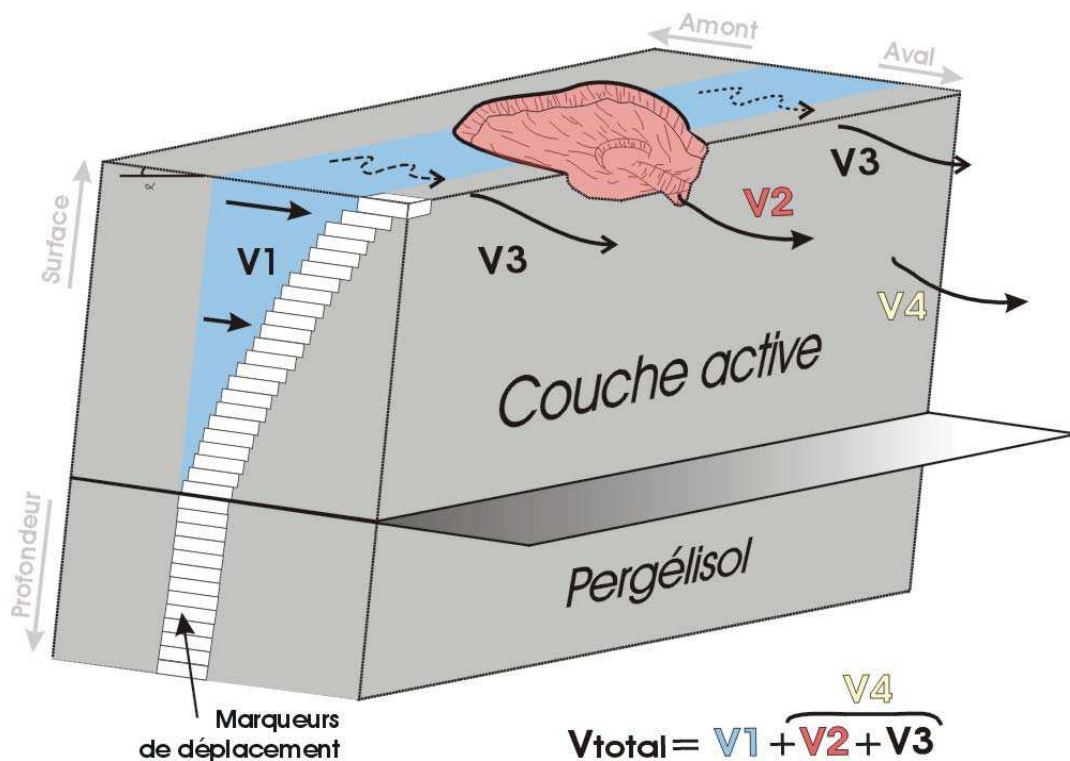


Figure V - 34 : Bloc diagramme schématique illustrant les différents volumes quantifiés au cours de l'expérience.

Block diagram illustrating the various erosion volumes computed from the experiment.

Les volumes mesurés au cours des 22 premiers cycles sont présentés sur la Figure V – 35. On relève les points suivants :

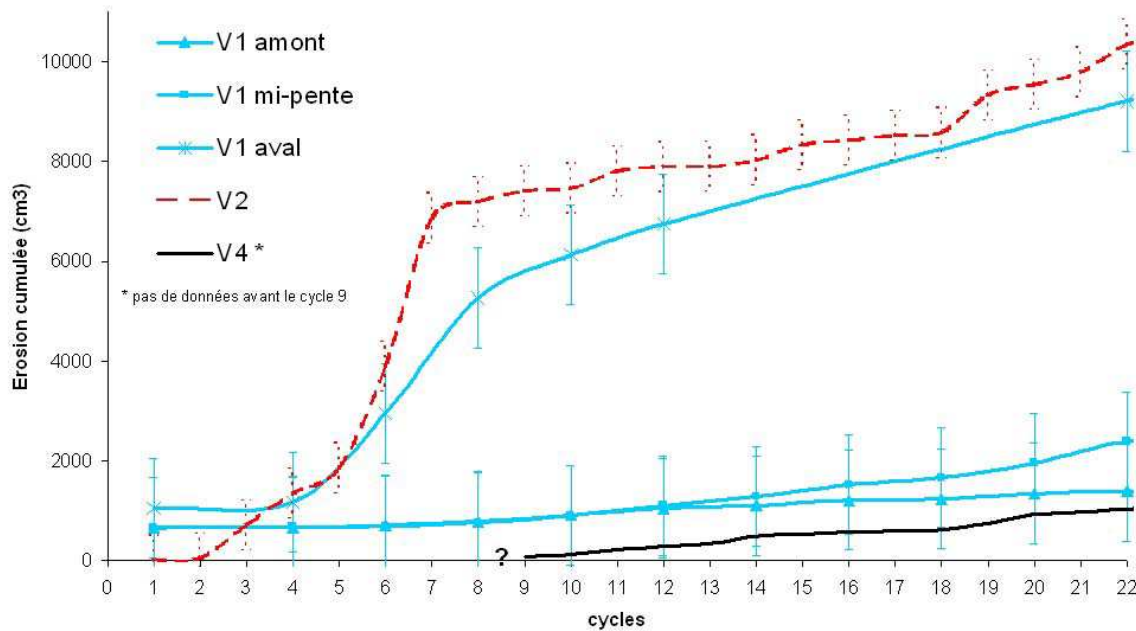


Figure V – 35 : Volumes érodés et déplacés cumulés au cours des 21 premiers cycles de l'expérience.

Displaced and eroded volumes of material cumulated from the first 21 freeze-thaw cycles of the experiment.

1- Les effets de la gélifluxion au sein du modèle sont estimés en trois endroits du versant. Comme déjà évoqué, il apparaît que le mouvement est plus important en aval qu'en amont (Figure V - 36). Une forte augmentation du volume déplacé (taux supérieur à $1000 \text{ cm}^3/\text{cycle}$) est enregistrée entre les cycles 4 et 8. Cette brusque accélération des marqueurs résulte de la mise en mouvement des deux briquettes supérieures par des glissements. Cette valeur est donc surestimée. En revanche, à partir du cycle 8, les taux de déplacement résultent exclusivement du processus de gélifluxion et révèlent alors des volumes croissants de l'amont vers l'aval, compris entre 43 et 282 cm^3 de matériau déplacé au cours d'un cycle.

Pile	Taux moyen de déplacement (cm^3/cycle)	
	Cycles 4 à 8	A partir du cycle 8
Amont	29	43
Milieu	19	116
Aval	1019	282

Figure V - 36 : Taux de déplacement (en cm^3 par cycle) issus de la gélifluxion, enregistrés pour les trois piles de marqueurs.

Movement rates (cm^3/cycle) from gelifluxion processes for the 3 tile columns.

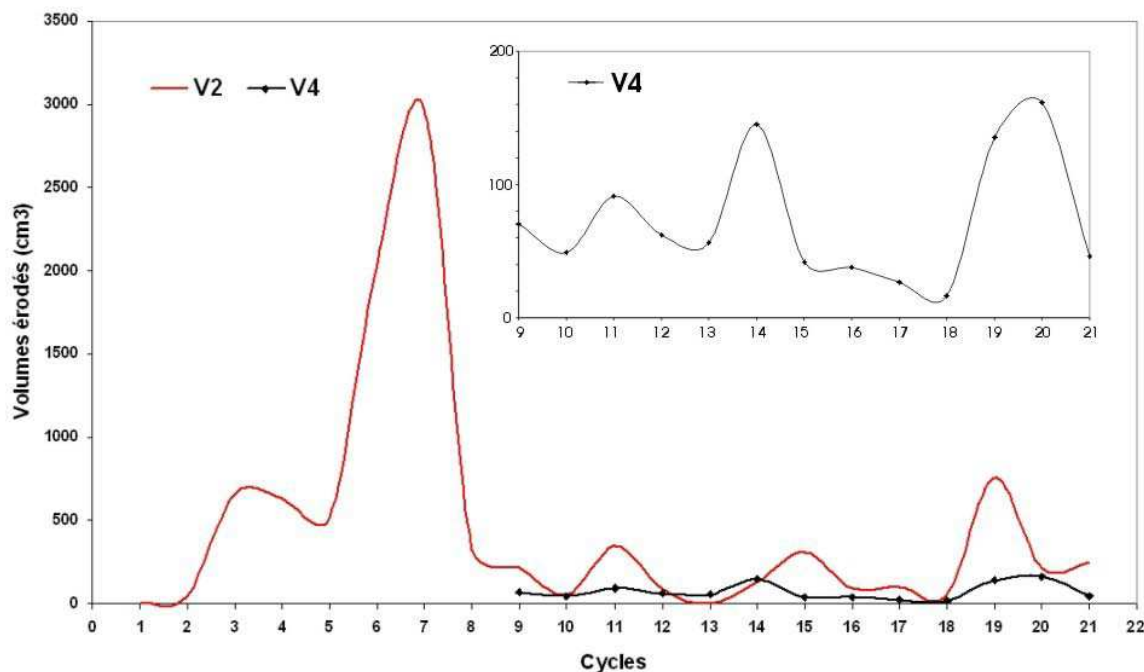
2- Les modifications morphologiques les plus significatives du versant font suite à des déstabilisations de sol engendrant coulées et glissements (paragraphe V-1-1-B). La quantification du volume des zones-source des coulées de débris pour chaque cycle (Figure V – 35) confirme l’existence de deux phases dynamiques : une première s’étalant jusqu’au cycle 7, pendant laquelle le volume érodé est élevé (taux moyen/cycle supérieur à 1000 cm³) puis une deuxième, des cycles 8 à 21 au cours de laquelle le taux d’érosion moyen/cycle baisse sensiblement pour atteindre un taux inférieur à 200 cm³ (Figure V - 37 et Figure V - 38).

Taux moyen d’érosion par coulée et glissement (cm ³ /cycle)	
Cycles 1 à 7	A partir du cycle 7
1142 +/- 100	176 +/- 50

Figure V - 37 : Tableau des taux d’érosion (en cm³ par cycle) issus de coulées et glissements.

Erosion rates (cm³/cycle) induced by flows and slides.

3- Le volume estimé des produits d’érosion arrivant à l’exutoire du versant (V4), rassemble une partie des produits issus du ruissellement (V3, non mesuré) et des processus rapides (V2). En raison de mises au point techniques, c’est seulement à partir du cycle 9 que les volumes récoltés sont considérés comme corrects (Figure V - 38).



Eroded deposit volumes induced by debris flows (V2) and trapped downslope (V4).

En encart, détail de l’évolution du volume collecté à l’exutoire

Concernant le volume V4, les points suivants sont relevés :

- (i) Le volume récolté à l'exutoire du versant est directement lié à l'occurrence des coulées de débris. Les plus grands volumes sont récoltés aux cycles 11, 14, 19 et 20, tous affectés par des coulées de débris de forte ampleur. Pour ces cycles « actifs », le taux de dépôt moyen, à l'exutoire, est d'environ 130 cm³ par cycle (Figure V - 39) soit légèrement inférieur à celui lié à l'érosion des coulées de débris (170 cm³ par cycle - Figure V - 37). Pour sa part, le taux moyen de matériau collecté à l'exutoire est d'environ 70 cm³ par cycle (Figure V - 39).

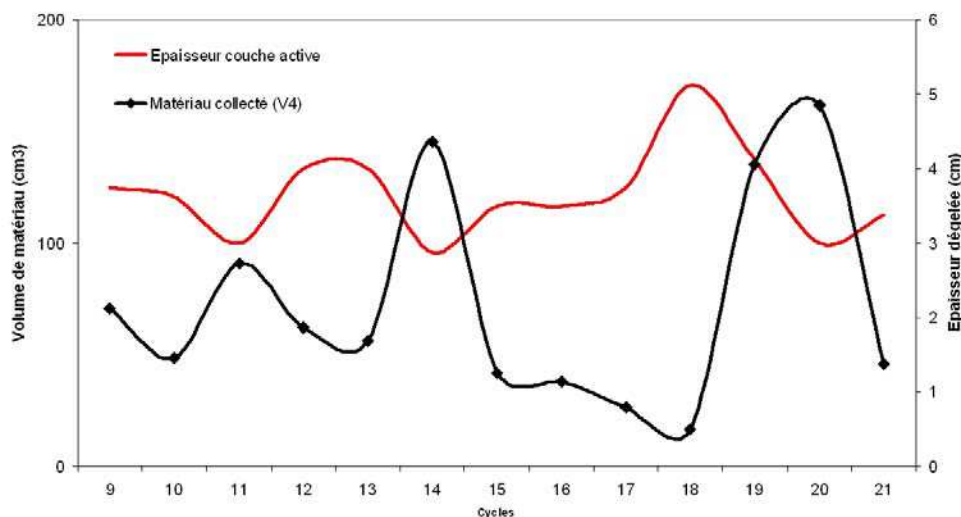
Taux moyen de produits d'érosion collectés V4 (cm³/cycle)

Cycles 9 à 21	Cycles calmes	Cycles avec coulée
72	45	133

Accumulation rates (cm³/cycle) downslope.

- (ii) Le volume collecté à l'exutoire est inférieur à celui arraché au niveau des zone-source des coulées de débris, ce qui signifie qu'une partie du matériau arraché au versant n'atteint pas l'exutoire, mais se redistribue à sa surface.

Des variations significatives des volumes érodés au cours des cycles gel/dégel sont mesurés au cours de notre modélisation. Ces variations ont été comparées à celles de l'épaisseur de la couche active (Figure V - 40 & Figure V - 41) :



versant.

Active layer thickness vs downslope deposit volume (V4).

- ✓ le volume de sol collecté à l'exutoire du versant est anticorrélé avec l'épaisseur de la couche active (Figure V - 40) : le matériau évacué du versant est d'autant plus important que l'épaisseur dégelée au début de la phase de précipitation est faible.
- ✓ la profondeur du toit du pergélisol ne semble pas influencer significativement la taille des zones-sources des coulées de débris. Néanmoins, lorsque l'épaisseur dégelée est élevée (supérieure à 3,5 cm environ), les zones affectées par l'érosion sont moins étendues et moins volumineuses (cycles 10, 13 & 18 par exemple - Figure V - 41).

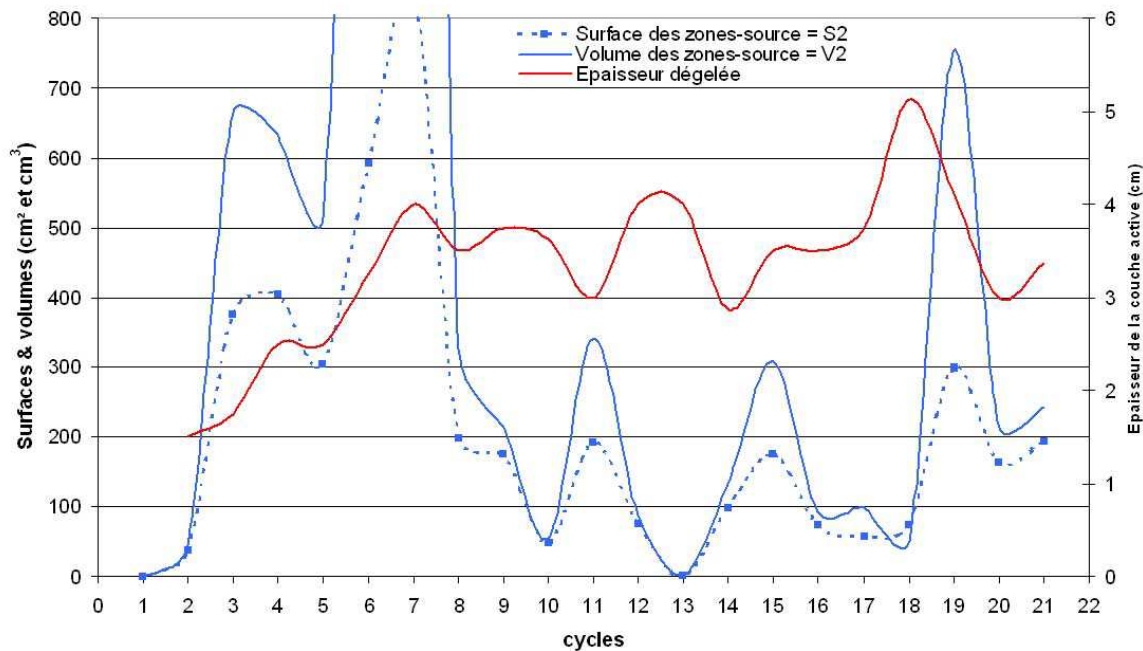


Figure V - 41 : Relation entre l'épaisseur de la couche active et les quantités (surface et volume) de matériau arraché au versant au niveau des zones-sources des coulées de débris.
Active layer thickness vs surface and volume of erosion zones of the debris flows.

D- Bilan du protocole

Suite à l'application de ce premier protocole expérimental simulant des conditions pluviométriques modérées et constantes, le versant irrégulier subit une érosion significative liée à la mise en action de plusieurs processus spécifiques. De forts déplacements en masse (jusqu'à plus de 20 cm) font lentement fluer le matériau alors que les déstabilisations de pente incisent localement de façon importante (jusqu'à plus de 5 cm) un versant par ailleurs mécaniquement perturbé au sein de sa couche active par l'alternance des cycles gel/dégel (gélifraction et cryoexpulsion liées au gonflement cryogénique).

Deux phases dynamiques majeures sont observées : (i) une phase très érosive pendant 8 cycles, contrôlée par une érosion importante à chaque cycle. Celle-ci est liée au déclenchement de coulées de débris et de glissements de terrain plus ou moins structurés et (ii) une phase dynamiquement plus calme avec des déclenchements périodiques de coulées de

débris complètes laissant chacune comme cicatrice une zone-source, un chenal étroit et parfois un lobe de dépôt.

Les impacts de ces processus érosifs sur la morphologie du versant sont majeurs : les coulées de débris et les glissements de terrains modifient profondément la topographie du versant. Leur occurrence (systématique lors de la première phase puis épisodique ensuite) engendre une érosion régressive intense à l'origine (i) de la construction d'une corniche étroite et à forte pente devenant progressivement le siège des initiations des ruptures au cours de la deuxième phase et (ii) de la réduction de 11° de la pente moyenne du talus (érosion en amont, dépôt en aval).

	Gonflement	PROCESSUS	
		Gélifluxion	Mouvements rapides
QUANTIFICATIONS	0,6 à 1,4 cm du cycle 1 au cycle 21	(i) 0,6 à 3,4 cm de déplacement par cycle, à 5 cm de profondeur (ii) 43 à 282 cm³ de matériau déplacé par cycle , d'amont en aval.	(i) une phase dynamique avec un taux supérieur à 1000 cm³ par cycle pendant les 7 premiers cycles (ii) une phase avec un taux moyen d'environ 180 cm³ par cycle (des cycles 8 à 21)
IMPACT MORPHOLOGIQUE	(i) gélifraction des éléments grossiers de surface (ii) cryoexpulsion augmentant la rugosité de surface et modifiant la structure interne de la couche active	Peu d'impact sur la morphologie mais modification de la résistance au cisaillement du matériau.	<u>Fort impact :</u> (i) réduction de la pente moyenne du talus de 11° (45 à 34°) (ii) constitution d'une corniche abrupte et étroite localisant les départs de coulées et glissements

Figure V - 42 : Tableau récapitulatif de l'évolution morphologique du versant suite à l'application du protocole n°1.

Summary of the morphological slope evolution under protocol No. 1.

V-2- Protocole 2 : rupture de pente et précipitations élevées.

Ce protocole est dédié à l'étude d'un versant expérimental soumis à des précipitations élevées. Le but est ici de voir comment évoluent les versants périglaciaires lorsque des pluies intenses accompagnent les périodes de dégel. Ces conditions sont en fait celles prévues par les modèles de réchauffement climatique (ACIA report). Le protocole expérimental n°2 comporte 16 alternances gel/dégel (des cycles 22 à 37) et 13 phases de précipitations (pas de précipitations lors des cycles 33 à 35). Le taux de pluie est toujours de 70 l/h, en revanche, les durées de précipitations sont plus importantes, comprises entre 5 et 12 minutes (Figure IV-18) contre 3 minutes pour chaque dégel du protocole 1. La quantité d'eau apportée au versant équivaut ainsi à une lame d'eau comprise entre 5,8 et 11,5 mm/m².

La topographie du versant, au début du protocole 2 est celle héritée après 21 cycles avec des pluies modérées lors du dégel. Nous sommes donc en présence d'un versant comportant un talus (i) déjà érodé, (ii) dont la pente globale moyenne a diminué et est passée de 45 à 34° et (iii) dont le sommet est constitué d'une corniche abrupte.

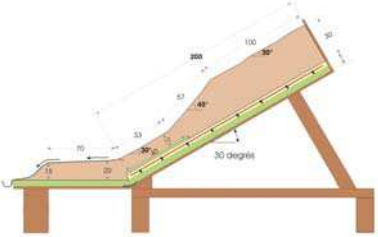
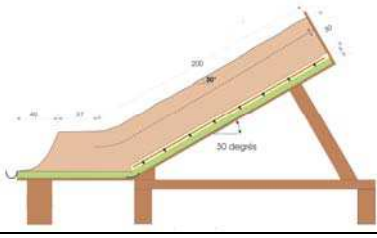
Modèle	Précipitations faibles constantes	Précipitations en augmentation
M1 	Protocole 1	Protocole 2
M2 	Protocole 3	Protocole 4

Figure V - 43 : Rappel des conditions expérimentales liées au protocole 2.
Modelling regime of protocol 2 (P2).

V-2-1 Processus d'érosion identifiés

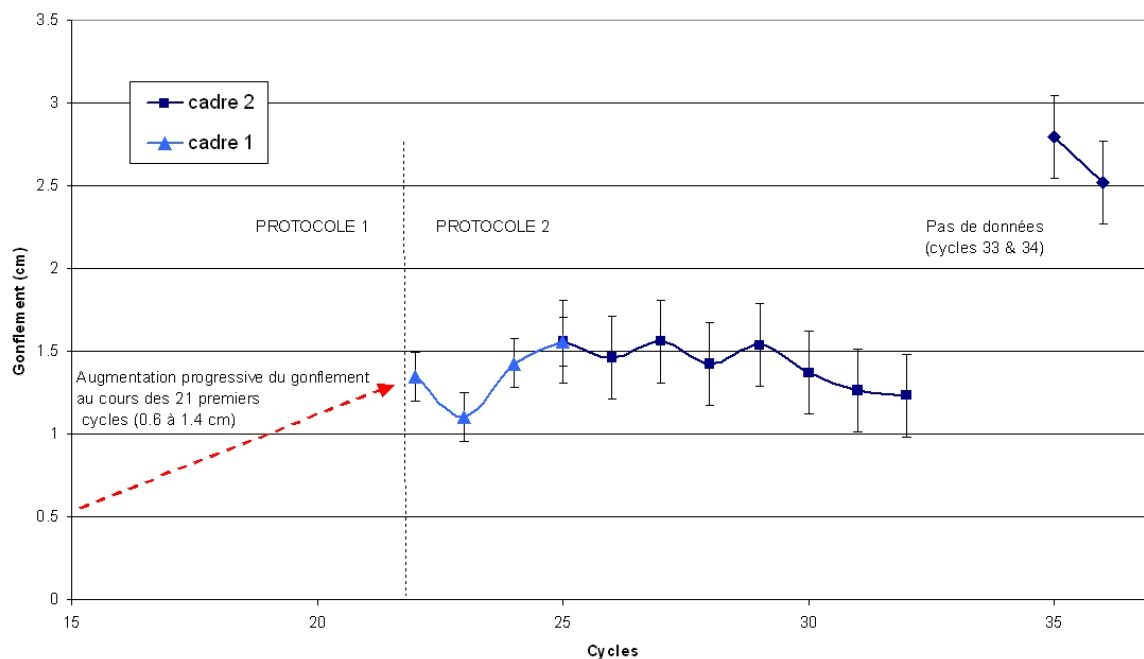
A- Processus lents

A1- Ruissellement et cryoexpulsion

Tout au long des 16 cycles de ce protocole, la rugosité de surface du versant semble s'accroître ce qui confirme l'action continue à la fois (i) du ruissellement, arrachant les particules fines à la surface, et (ii) de la cryoexpulsion concentrant les éléments grossiers en surface. Les deux processus se poursuivent donc mais il est difficile d'estimer l'efficacité de l'un et de l'autre et donc de déterminer l'impact d'une augmentation des précipitations sur leur « rendement ». Une mesure de la rugosité de surface est réalisée sur le modèle 2 (protocoles 3 et 4).

A2- Le gonflement cryogénique

L'augmentation de la durée des précipitations au cours de ce protocole accroît la quantité d'eau apportée à la surface du versant. Les teneurs en eau du sol sont difficiles à obtenir par l'intermédiaire des capteurs intrusifs ; en revanche, le gonflement cryogénique mesuré sur la partie amont non décapée du versant, varie peu des cycles 22 à 32 (Figure V - 44). Ceci suppose une stabilisation de la teneur en eau du sol. En effet, le gonflement se stabilise vers une épaisseur d'1,5 cm, excepté pour les cycles 35 et 36 faisant suite à des dégels complets du versant.



Cryogenic heave recorded from cycle 21 to 36.

Le gonflement est mesuré sur la partie amont du versant, non affectée par les mouvements de masse rapides. En raison de l'érosion régressive, la surface du « cadre » utilisé pour le calcul de ce gonflement a dû être réduite à partir du cycle 25, ce qui augmente légèrement la barre d'erreur de la mesure.

A3- La gélifluxion

Les déplacements de matériau en profondeur sont présentés sur la Figure V - 45 et la Figure V - 46. La quantité de mouvement est comparée à celle cumulée après les 21 premiers cycles de l'expérience (fond rose). On constate :

- (i) les déplacements se poursuivent au cours de cette deuxième partie d'expérience.
- (ii) La vitesse moyenne de déplacement (à 5 cm de profondeur) est comparable à celle du protocole 1 pour les piles « amont » et « milieu », mais inférieure pour la pile « aval » (Figure V - 45), ce qui s'observe également sur la Figure V - 46 illustrant les surfaces déplacées pour chaque protocole. La diminution de la vitesse de déplacement des marqueurs de surface (0-5 cm) de la pile « aval » est conforme à la baisse continue enregistrée depuis le début de l'expérience à cette profondeur. Cette pile est par ailleurs perturbée par les déstabilisations de surface.
- (iii) La profondeur affectée par les déplacements rapides est constante d'un protocole à l'autre : 5 cm environ pour la pile « aval » et 2,5 cm pour la pile « milieu » (Figure V - 47). La mesure de ces mouvements rapides inclut l'incorporation des briquettes supérieures dans les coulées de débris et glissements.
- (iv) Déjà initié au cours des cycles du premier protocole, le mouvement se produisant à la base de la couche active (vers 13 cm de profondeur), se poursuit au niveau de la pile « aval ». En effet, de forts déplacements sont enregistrés entre les profondeurs 11 et 13 cm que l'on attribue à une zone riche en glace, favorable au mouvement (Figure V - 48).
- (v) les volumes déplacés correspondants seront présentés au paragraphe V-2-3.

Pile	Déplacement (mm)		Vitesse moyenne (mm/cycle)	
	Protocole 1	Protocole 2	Protocole 1	Protocole 2
Amont	13	6	0,59	0,4
Milieu	21	18	0,95	1,2
Aval	74	21	3,36	1,4

(protocole 2) comparés aux mesures du protocole 1.

Quantifications of movement at 5 cm depth during the period from cycle 22 to cycle 37 (protocol 2) compared to protocol 1.

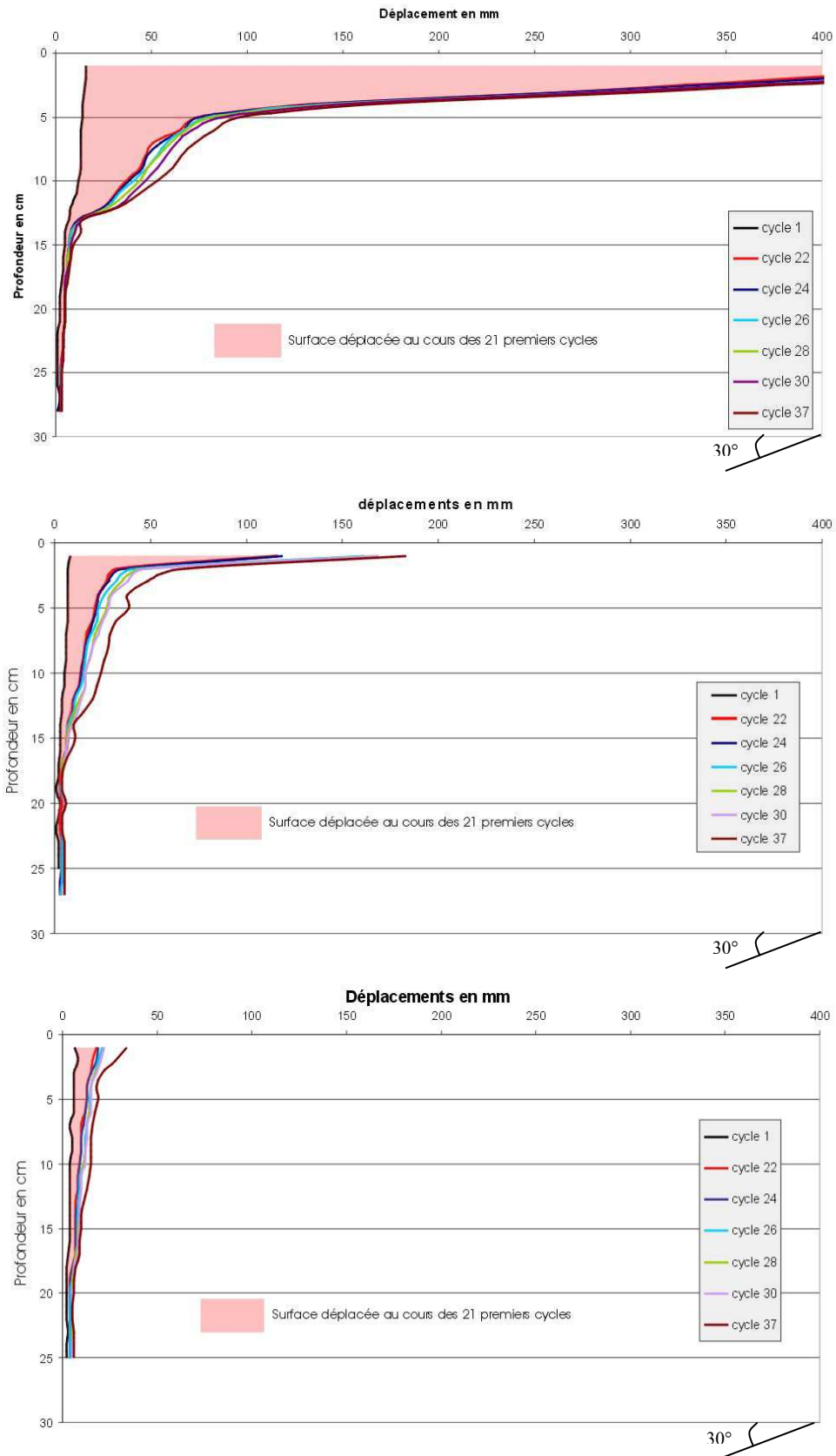


Figure V - 46 : Déplacements enregistrés au cours des cycles du protocole 2 (cycles 22 à 37) en comparaison des déplacements survenus au cours du premier protocole (surface rouge).

Movements of the three tile columns during protocol 2. The movement recorded during protocol 1 is indicated in pink.

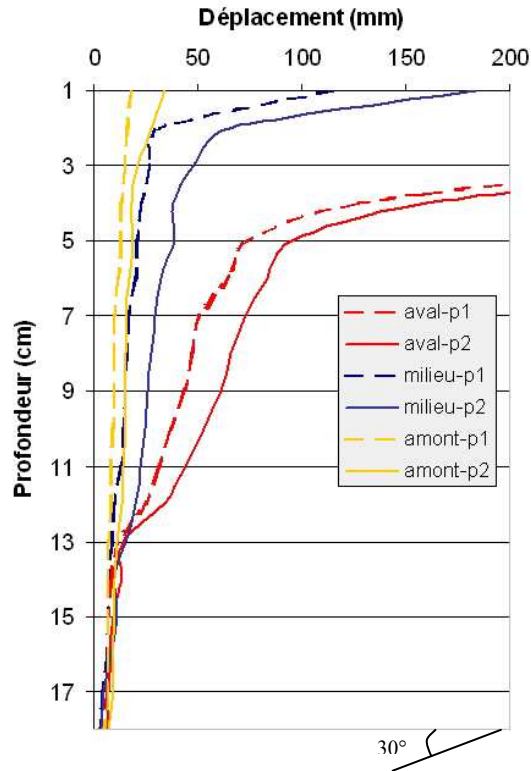


Figure V - 47 : Profils de déplacement pour les 3 piles de marqueurs.

Comparison of depth movement evolution between protocol 1 and 2.

P1 : position à la fin du protocole 1 (cycle 8) – P2 : position à la fin du protocole 2 (cycle 37)

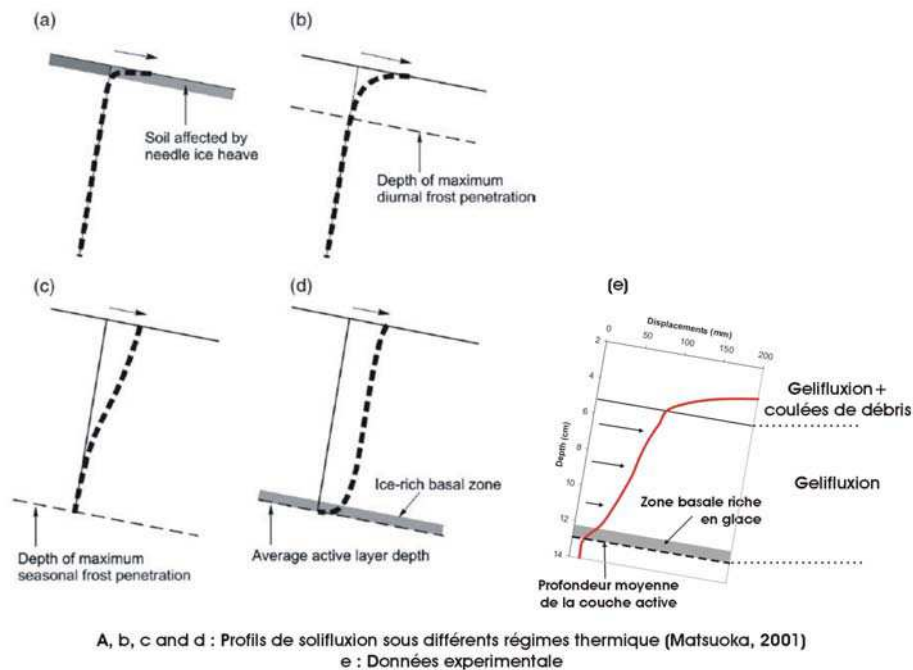


Figure V - 48 : Interprétation du profil de solifluction expérimental à partir des profils proposés par Matsuoka, 2001.

Suggested profiles of solifluction under different thermal regimes (in Harris et al., 2008; based on Matsuoka, 2001).

B- Processus rapides : glissements et coulées de boue/débris**B1- Localisation, taille, fréquence**

Avec l'augmentation de la durée des précipitations, les dégels de ce protocole n°2 sont accompagnés pour la majorité d'entre eux (Figure V - 49) par des déstabilisations de sol à l'origine de glissements ou de coulées de débris. Du cycle 22 au cycle 24, seuls de petits détachements provoquent des glissements de terrain ne déplaçant du matériau que sur de faibles distances (environ 10 cm). A partir du cycle 25, toutes les phases de précipitation engendrent l'initiation d'au moins une coulée de débris de grande ampleur.

D'une manière générale, les cycles 22 à 37 sont caractérisés par une forte (ré)activité des processus d'érosion rapides, ce qui diffère nettement de la dynamique de versant observée au cours du premier protocole (initiation périodique).

Par ailleurs, la localisation des zones-source des glissements et coulées est exclusivement observée dans les zones du versant à fortes pentes (Figure V - 50). La corniche et les flancs du chenal, progressivement formés au cours des cycles du premier protocole, localisent en effet chacun des déclenchements.

Cycle (dégel)	Processus érosif	Incision maximale	Coulées / glissement	Evolution morphologique
22	1 petite coulée très fluide sur 30 cm puis glissement d'une petite masse sur 10 cm environ	3 cm	1 coulée 1 glissement	+
23	1 détachement de la corniche (glissement sur 10 cm). Surface d'incision faible, dépôt important	3,2 cm	1 glissement	++
24	Comme pour 22 et 23, glissement lent d'un faible volume de matériau assez rapidement stoppé	3,7 cm	1 glissement	++
25	Très gros détachement (grande surface) au sommet du versant : glissement se transformant en coulée à 2 chenaux (1 seule vague). Un lobe important est préservé.	5,7 cm	1 glissement 1 coulée	+++++
26	Plusieurs petits détachements puis une belle coulée (surface moyenne). Matériau évacué vers l'aval avant de se déposer au pied de versant (lobe préservé)	3,7 cm	1 coulée	+++
27	1 grosse coulée en 1 vague principale + 2 petites vagues secondaires. Départ depuis la corniche (surface moyenne) mais érosion importante y compris dans le chenal.	6,7 cm	1 coulée	++++
28	Très grosse coulée peu rapide en 2 vagues importantes. Erosion importante sur une grande surface. Dépôt de la 2eme vague préservé en pied de versant.	6,4 cm	1 coulée	+++++

29	1 petit détachement puis une très grosse coulée en 4 vagues très rapprochées qui incisent le lobe de la coulée précédente (28)	6,5 cm	1 coulée	+++++
30	Nombreux détachements de faible volume mais de surface importante. Accumulation du matériau à la base de la zone source et dans le chenal.	4,6 cm	Nombreux détachements	+++
31	Très très grosse coulée avec une alimentation en continue pendant 30 s environ. Surface et volume de la zone d'incision sont très importants. Forte incision également dans le chenal. Peu de dépôts accumulés	8,6 cm	1 coulée	++++++
32	Plusieurs petits détachements dont 2 se concentrent en 1 pour se transformer en une coulée assez volumineuse et rapide. Forte érosion dans la zone source et dans le chenal	5,7 cm	1 coulée	++++
33	Pas de précipitations			
34	Pas de précipitations			
35	Pas de précipitations			
36	2 coulées successives. Le lobe de dépôt de la 1 ^{ère} est préservé au cœur du chenal. La 2 ^{ème} résulte de 3 détachements ce qui forme une coulée volumineuse incisant fortement le chenal.	5,3 cm	2 coulées	++++++
37	Très nombreuses déstabilisations (7) successives à l'origine d'une régression importante de la corniche. Glissements et coulées de débris se succèdent	8 cm (?) <i>estimation</i>	3 glissements 5 coulées	++++++

Figure V - 49 : Tableau récapitulatif décrivant sommairement les processus érosifs rapides déclenchés au cours de chaque dégels du protocole n°2.

Summary of rapid erosion processes observed during protocol 2 thaw cycles.

Les zones d'alimentation des coulées de débris du protocole 2 (zones rouges sur la Figure V - 50 & Figure V - 51) ont la particularité d'être (i) beaucoup plus étirées et (ii) plus grandes que celles du protocole précédent.

(i) Les zones érodées sont matérialisées par de longues zones étirées dans le sens de la pente ; ceci résulte de la présence désormais significative (principalement à partir du cycle 25) d'un chenal localisant le transport des produits d'érosion : ce chenal étroit (< 10 cm) concentre l'écoulement qui devient alors très érosif à sa base. L'incision est donc désormais efficace à la fois dans la zone-source et dans la partie amont du chenal, ce qui forme une zone d'érosion finalement assez allongée.

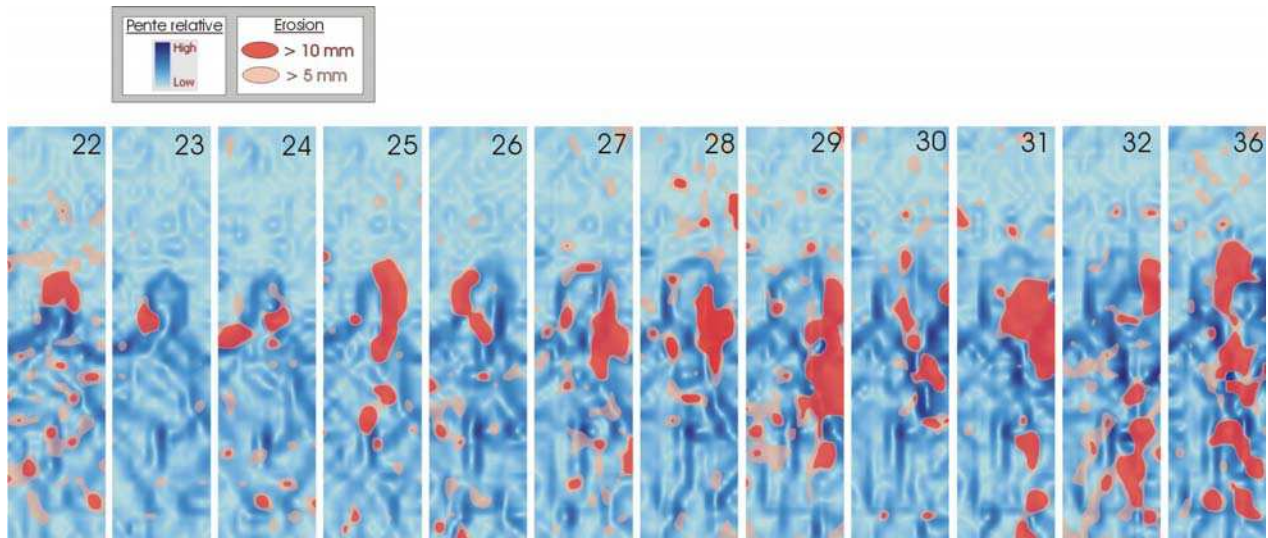


Figure V - 50 : Localisation des surfaces érodées par des processus d'érosion rapide pour chaque cycle gel/dégel du protocole 2.

Slope maps (blue) with location of eroded areas (red zones) induced by debris flows.

Pas de précipitations au cours des cycles 33 à 35 et pas de données topographiques pour le gel 37.

Ces formes diffèrent nettement de celles décrites au cours des cycles 1 à 21 et plus particulièrement des cycles 1 à 8 (phase 1 du protocole 1) où la zone d'érosion majeure est perpendiculaire à la pente en raison de détachements généralisés à toute la largeur du modèle.

(ii) La superficie des zones affectées par une érosion supérieure à 1 cm (Figure V - 52) est en effet assez nettement en hausse au cours de ce protocole n°2 : la surface atteint jusqu'à 1000 cm³ pour les cycles les plus érosifs (29, 31 et 36).

D'autre part, les départs sont désormais initiés sur les bordures de la corniche semi-circulaire à pentes fortes et sont donc très localisés. Cette localisation rend la progression de l'érosion régressive plus latérale et accentue finalement l'étendue latérale de la zone « intra-corniche ».

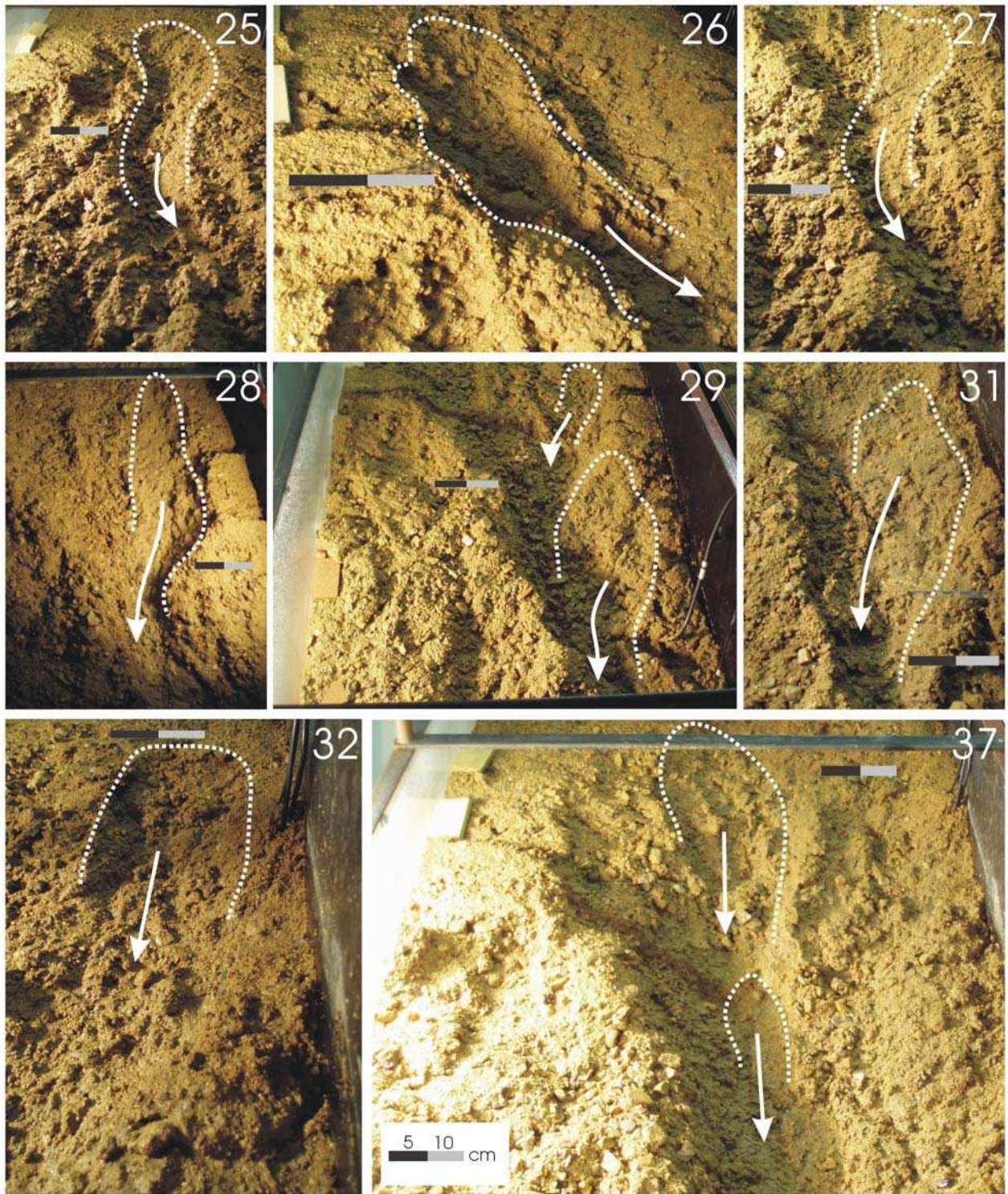


Figure V - 51 : Photographies des zones-source des coulées de débris initiées au cours des cycles du protocole n°2.

Photographs of debris flows source areas from various thaws.

Les lignes en pointillés délimitent la zone d'incision ; les flèches indiquent la direction d'écoulement de la masse de matériau en mouvement.

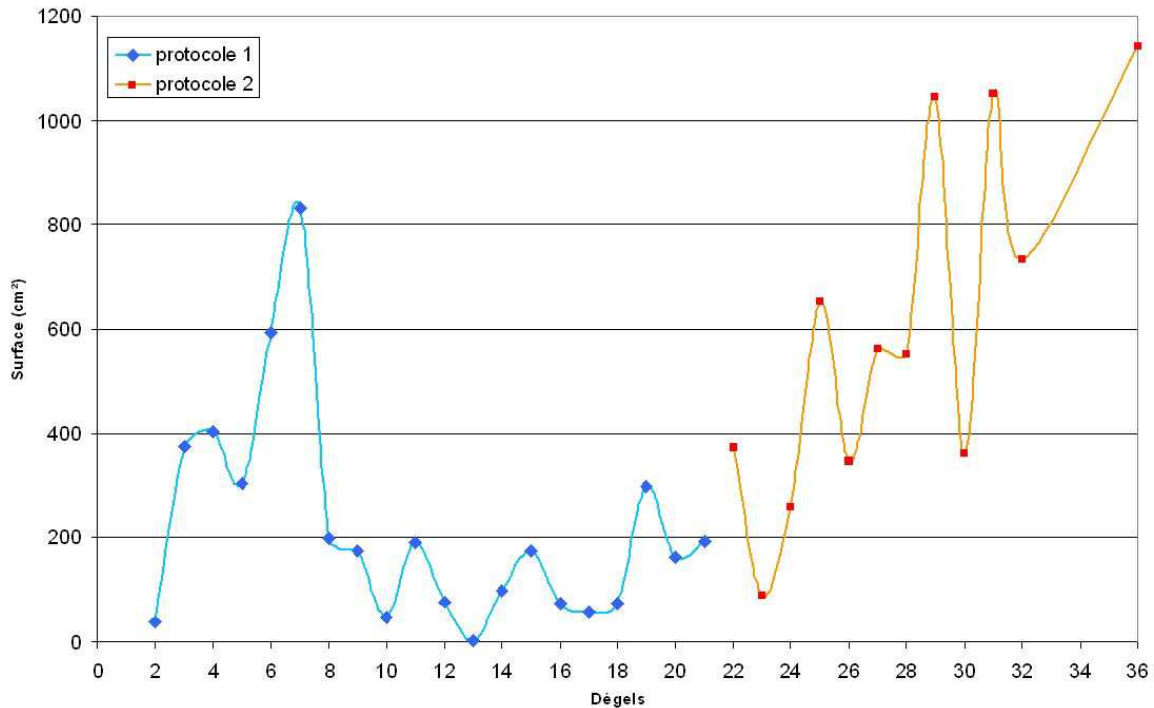


Figure V - 52 : Surface du versant où l'érosion, au cours du dégel, est supérieure à 1 cm.

Area of slope surface subject to erosion greater than 1 cm.

Comparaison des surfaces érodées pendant les protocoles 1 et 2.

B2- Morphologies

Chacune des coulées de débris laisse une cicatrice morphologique nette et caractéristique (cf Chapitre IV & Figure V - 53) : une zone-source (Figure V - 51), un chenal et parfois un lobe de dépôt (lorsqu'il est préservé). La zone-source est le siège d'érosion, tout comme une partie du chenal ; au cours de sa progression et à la faveur d'une pente plus faible, le matériau est ensuite seulement transporté (par l'intermédiaire de la partie aval du chenal) puis déposé sous forme de lobe le plus souvent.

Localement, l'impact de ces coulées de débris sur la topographie du versant est très grand : les incisions y sont souvent supérieures à 6 cm. A l'échelle du versant, l'évolution morphologique, en réponse à l'accumulation de ces coulées, sera abordée au paragraphe V-2-2.

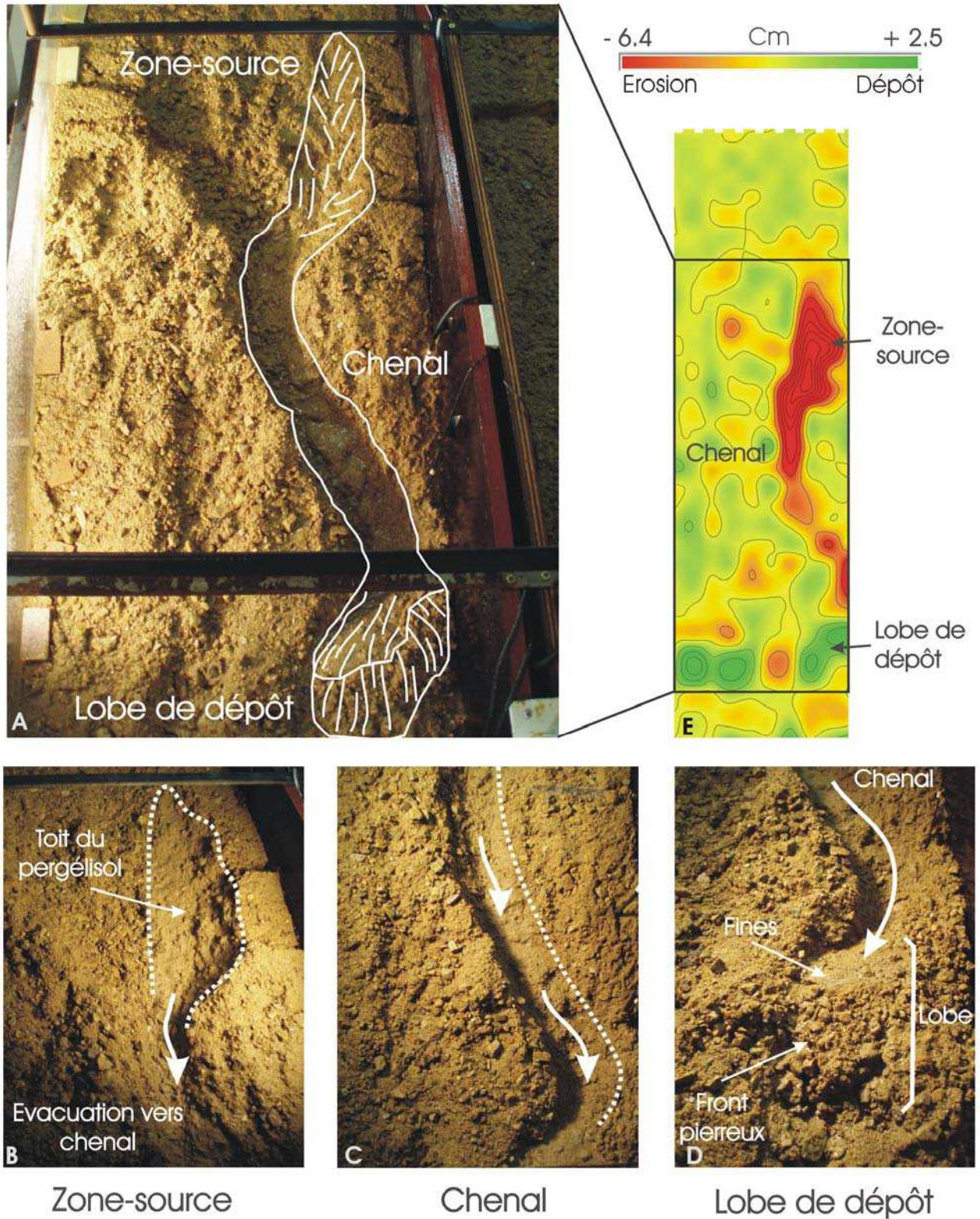


Figure V - 53 : Morphologie-type d'une coulée de débris : exemple du cycle 28.

Classical morphology of a debris flow scar: case from cycle 28.

A : Localisation de la coulée au sein du versant – B : Zone d'initiation avec mise en évidence de la surface de glissement correspondant au toit du pergélisol – C : Chenal – D : Lobe de dépôt avec front pierreux et particules fines à l'arrière du front – E : Grille topographique mettant en évidence les zones en érosion (rouge) et en sédimentation (vert) au cours du cycle 28.

B3- Dynamique

Trois phases sont visuellement distinguées : (i) une initiation sous la forme d'un glissement lent avec une faible déformation en surface, (ii) une phase de transition (liquéfaction) transformant le glissement en écoulement rapide puis (iii) une phase de dépôt.

Afin d'apprécier la dynamique des coulées de débris, une étude préliminaire par soustraction d'images a été réalisée sur un cas de coulée. Une brève description de la technique utilisée et les premiers résultats de cette étude sont présentés ici.

✓ Objectifs

L'obtention des caractéristiques rhéologiques d'une coulée de débris est complexe : la mise en place de capteurs intrusifs et le prélèvement d'échantillons au sein de l'écoulement sont en effet difficilement envisageables. La solution est donc d'équiper des versants naturels ou expérimentaux de capteurs extrusifs donnant des informations sur le comportement surfacique du phénomène étudié. Parmi les différentes informations auxquelles donnent accès les capteurs, celles décrivant les vitesses ont été les premières obtenues car les plus importantes ; en effet, les vitesses surfaciques des coulées de débris (couplées aux données granulométriques) nous donnent accès aux paramètres rhéologiques caractéristiques qui permettront ensuite de « prédire » le comportement et la morphologie de la coulée de débris.

Les techniques mises au point pour l'estimation des vitesses font appel à l'observation de visu, à des photographies (Pierson, 1986) ou à des capteurs ultrasoniques (Pierson, 1986). L'information est limitée car seule la vitesse moyenne du front est estimée. Pour palier à ce déficit, de nouvelles techniques ont été élaborées à partir d'enregistrements vidéo continus de la surface d'écoulement (Berti et al., 2000 ; Arattano et Marchi, 2000 ; Inaba et al., 2000 ; Genevois et al., 2001 ; Uddin et al., 2001). Les enregistrements vidéos continus permettent alors d'observer l'ensemble de la surface en permanence : par une technique d'analyse d'images, la distribution des vitesses surfaciques peut ainsi être obtenue. Combinée aux données granulométriques, cette information permet d'accéder à certaines propriétés de l'écoulement : viscosité et comportement (newtonien ou non-newtonien par exemple).

Cette technique donnant accès à l'évolution du comportement dynamique des coulées de débris au cours de leur progression, est une avancée importante dans l'étude rhéologique de ces phénomènes. Elle permet en effet de tenter d'établir de nouveaux modèles de comportement basés sur une combinaison des modèles existants (Genevois, 2001).

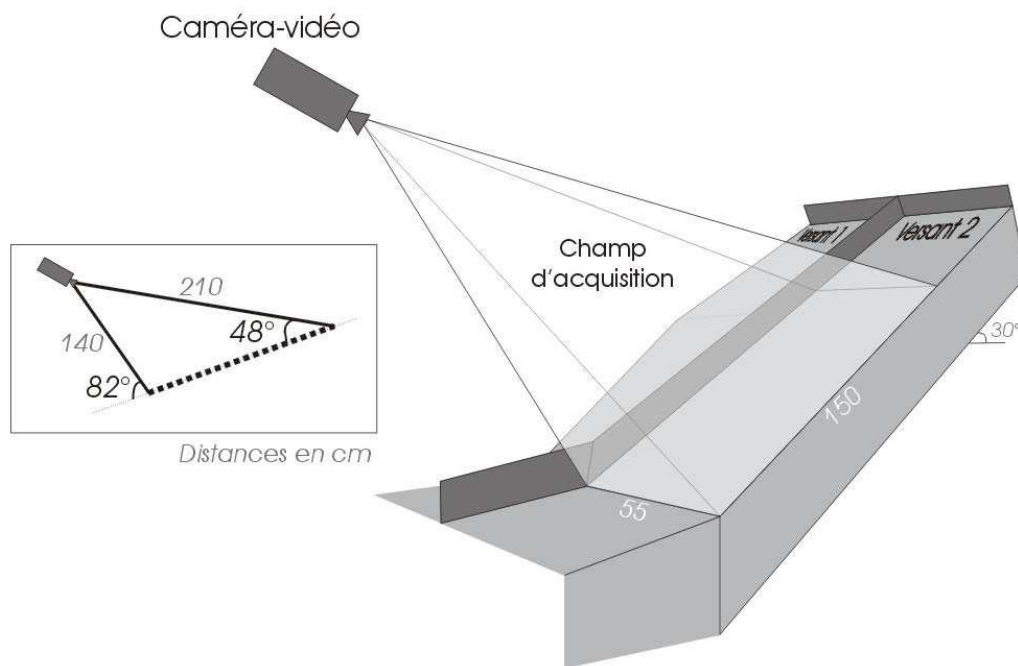
Toutes les coulées de débris qui se sont déclenchées sur les versants M1 et M2 ont été filmées afin de réaliser des analyses surfaciques de leur comportement. Les résultats de la coulée initiée au cycle 25 sont présentés ici.

Les traitements ont pour objectifs (i) de tester une technique originale rarement utilisée dans le cadre d'étude expérimentale sur les coulées de débris, et (ii) de déterminer les caractéristiques morphologiques et physiques de phénomènes gravitaires dont le pouvoir

érosif est majeur. L'intérêt est donc de mettre en relation les caractéristiques des coulées et leur impact sur le versant.

✓ *La technique de soustraction d'images*

La technique employée lors de notre modélisation physique est basée sur une analyse d'images extraites de séquences vidéo. Le dispositif expérimental mis au point (Figure V - 54) consiste en une acquisition par caméra numérique 3CCD (située 1,5 m environ au dessus du modèle) de la surface du versant expérimental. Cette caméra filme chaque phase de dégel afin d'enregistrer l'ensemble des coulées de débris affectant le versant. A partir de ces enregistrements vidéos, deux traitements distincts sont effectués : (i) une analyse des surfaces en mouvement par une soustraction d'images et (ii) une analyse par corrélation d'images permettant d'accéder aux vitesses surfaciques.



débris.

Experimental apparatus for debris flow dynamic study.

La première information à laquelle on peut accéder, est la surface en mouvement pour chaque instant de l'écoulement. Cette donnée permet de déterminer (i) la forme de la coulée (depuis le front jusqu'à la queue) et (ii) l'évolution de cette forme au cours de sa progression. Pour cela, la technique utilisée est basée sur une « soustraction d'images ».

Les films-vidéo des coulées de débris sont séquencés afin d'en extraire toutes les images (le nombre d'images dépend de la fréquence d'acquisition de la caméra c'est à dire ici 30 images par seconde). Une fois la vidéo segmentée et les images obtenues, ces dernières sont comparées les unes aux autres ; les comparaisons consistent en des soustractions d'images espacées d'un temps Δt choisi. Cette technique permet d'accéder aux zones (pixels)

en mouvement au cours de Δt (Figure V - 55), la soustraction laissant apparaître sur l'image créée les pixels dans lesquels l'information a changé.

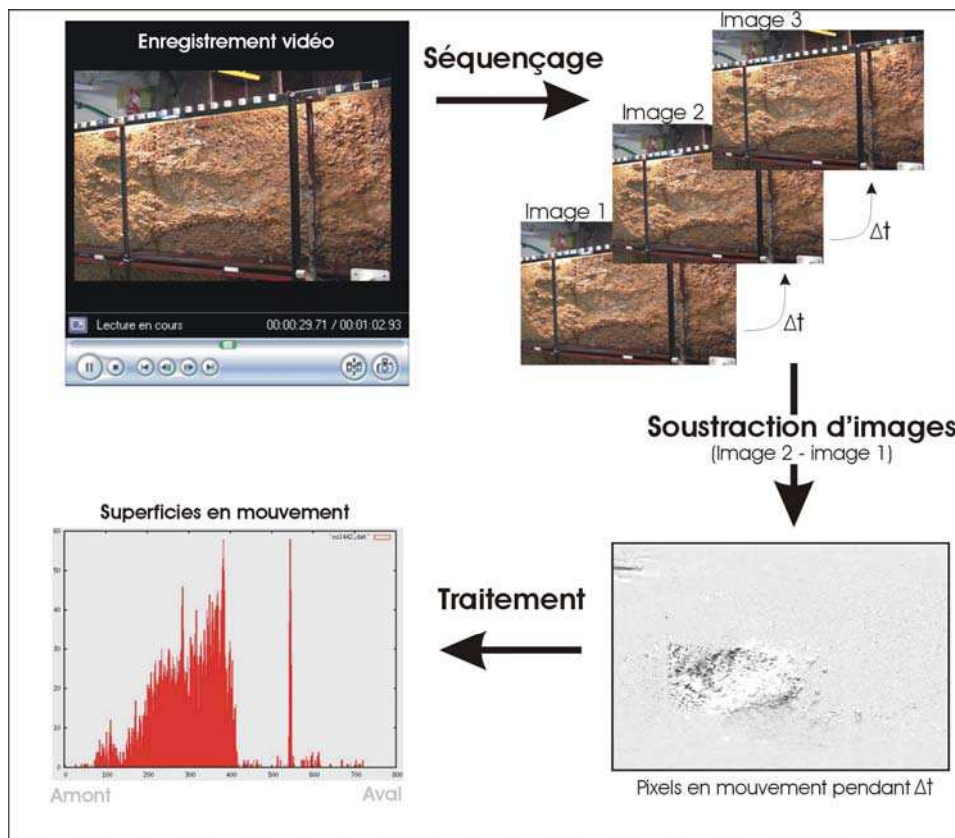


Figure V - 55 : La technique de soustraction d'images.

✓ *Les caractéristiques dynamique de la coulée*

La coulée étudiée est celle déclenchée au cours du dégel 25. Ne seront présentées ici que quelques illustrations présentant les apports importants que peut fournir cette méthode. La Figure V - 56 présente un traitement par soustraction d'images permettant de localiser les zones en mouvement au cours de la progression de la coulées de débris : 3 stades sont présentés. A partir de ces images, un nouveau traitement permet de quantifier le nombre de pixels (et donc la surface) illustrant le mouvement (Figure V - 57). Un traitement systématique permettrait alors de connaître la surface de la coulée à chaque instant de sa progression. Ce travail sera réalisé lors d'une prochaine étude dédiée spécifiquement à la dynamique des coulées de débris.

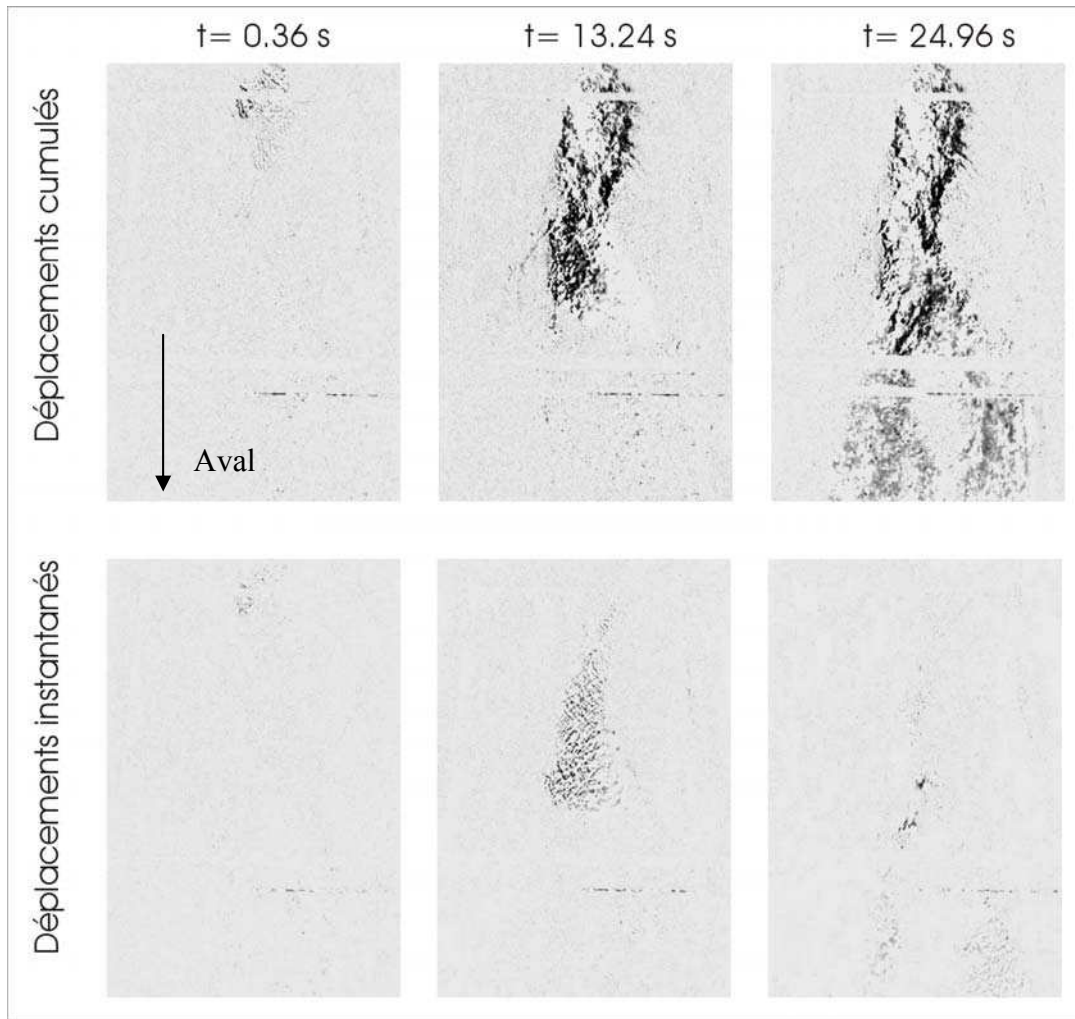


Figure V - 56 : Localisation des zones en mouvement lors d'une coulée de débris (dégel 25).

Evolution of slope movement during a debris flow (thaw cycle 25).

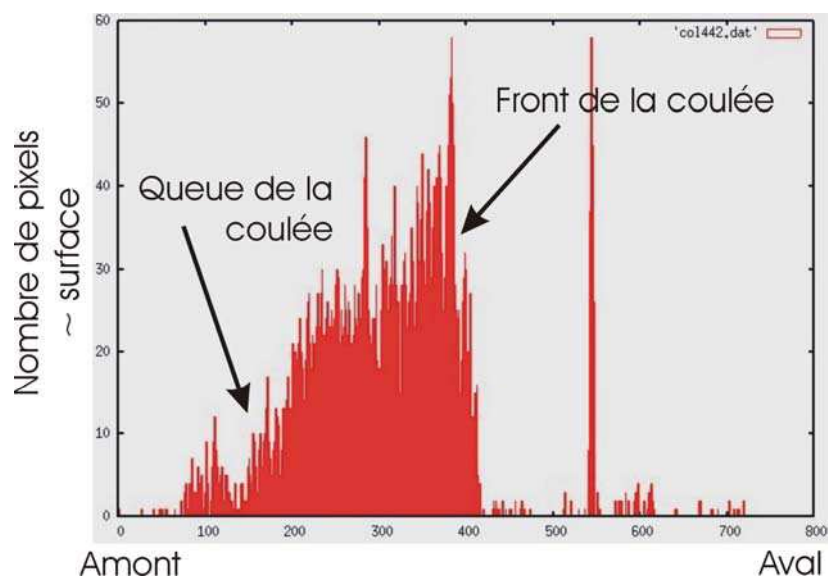


Figure V - 57 : Répartition amont/aval des surfaces occupées par la coulée à t=13,24 s après son initiation.

B4- Facteurs déclenchant

Le facteur déclenchant que l'on analyse ici est la durée et la quantité des précipitations. La durée maximale des simulations de pluies a été fixée à 12 minutes (soit 11,5 mm/m²) ; néanmoins, la majorité des phases pluvieuses a une durée inférieure (5 à 9 minutes en moyenne) en raison de déclenchements gravitaires initiés « précocement » (avant la durée maximale fixée). Les simulations de pluies étant arrêtées dès l'initiation d'un mouvement de masse rapide significatif, ce protocole permet de déterminer, pour chaque dégel, la durée de précipitation nécessaire au franchissement du seuil de stabilité du sol.

Les résultats relatifs à la déstabilisation des sols en fonction des précipitations doivent être analysés en prenant en compte deux paramètres : l'épaisseur de la couche active et la topographie.

(i) L'épaisseur de la couche active.

L'érosion du versant semble très sensible à l'épaisseur de la couche active. Plus l'épaisseur de la couche active est grande, plus le temps de précipitation nécessaire à la déstabilisation est long (Figure V - 58-B). En fait, plus l'épaisseur dégelée est importante, (i) plus la quantité de matériau à saturer est grande et (ii) plus le temps nécessaire à la saturation est long, l'apport en eau étant constant.

Par ailleurs, la déstabilisation est contrôlée par la profondeur du toit du pergélisol. Ce dernier empêche l'infiltration d'eau en profondeur et permet une saturation plus rapide de la couche active. Il constitue aussi une surface potentielle de glissement qui a pour conséquence un contrôle de la profondeur d'incision lors du déclenchement des coulées de débris. La surface plane du toit du pergélisol est ainsi souvent mis à nu lors des ruptures de sol, comme lors du dégel 31 affecté par une importante coulée de débris (Figure V - 59). Ceci confirme son rôle sur l'initiation et sur la dynamique des déstabilisations gravitaires.

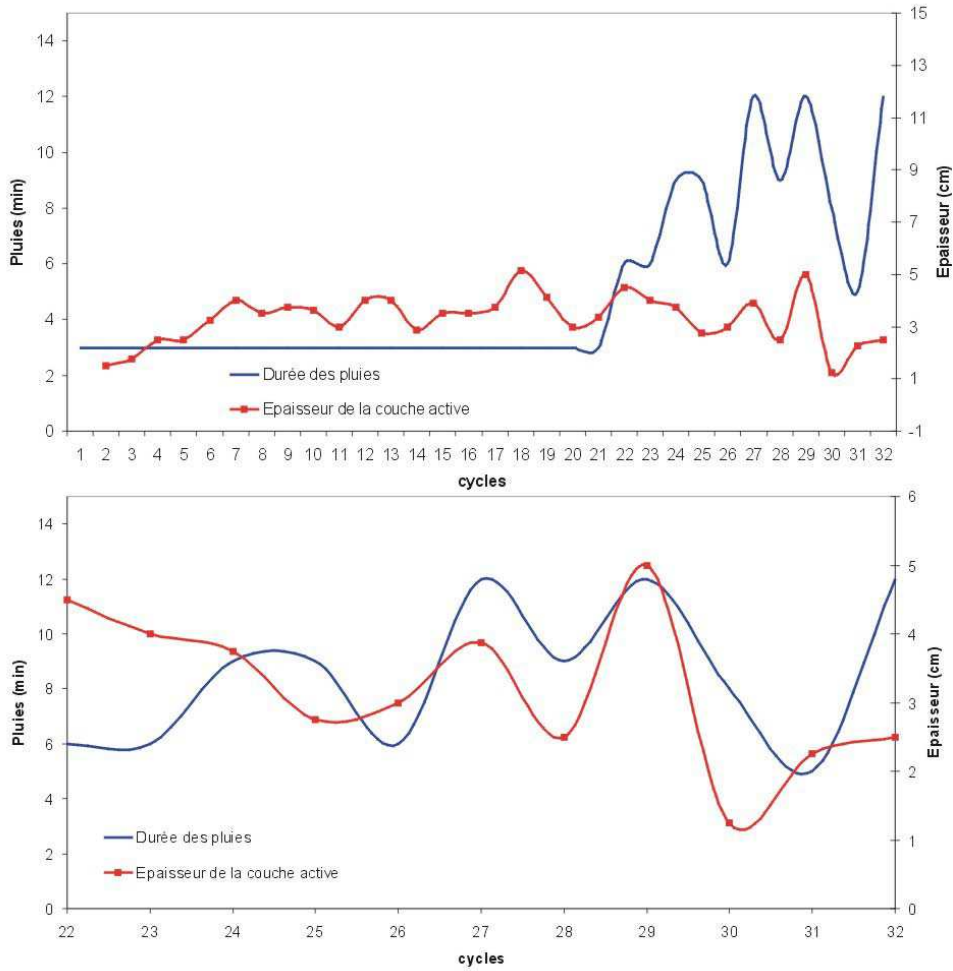


Figure V - 58 : Relation entre l'épaisseur de la couche active et la quantité de pluie nécessaire au déclenchement des coulées de débris (cycles 22 à 32).

Relationship between active-layer thickness and rainfall supply needed to trigger debris flows.

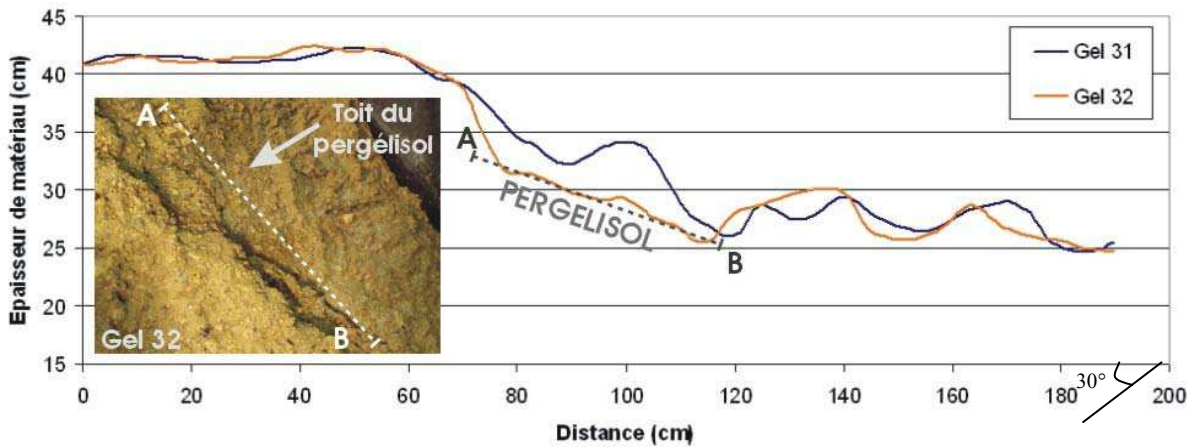
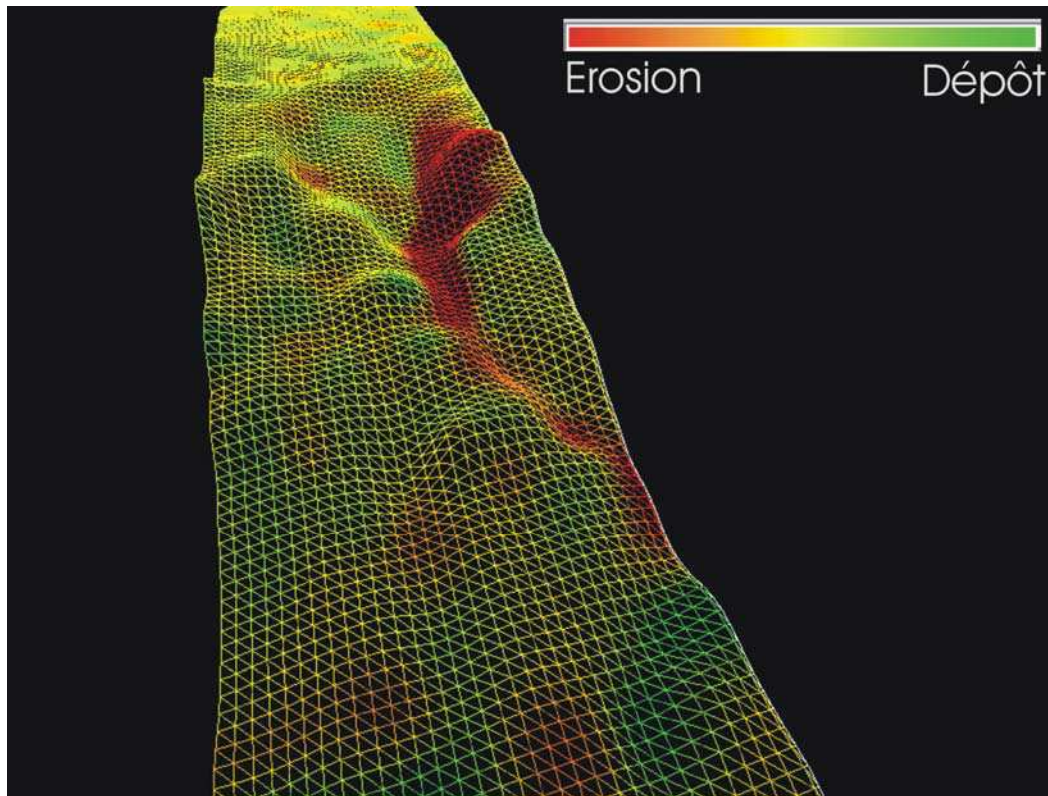


Figure V - 59 : Profil topographique longitudinal aux gels 31 et 32.

Topographic longitudinal profiles (cycles 31 and 32) illustrating the plane top of the permafrost. Mise en évidence du toit du pergélisol mis à nu par la coulée de débris déclenchée au dégel 31.

(ii) La topographie

La topographie locale apparaît comme un facteur primordial dans la localisation du déclenchement des instabilités de sol. Ici, comme pour la phase 2 du protocole 1 (cycles 9 à 21), les zones-source des coulées de débris sont localisées au niveau de la corniche principale, siège des plus fortes pentes du versant (Figure V - 50, Figure V - 51 & Figure V - 60).



topographie du versant.

Location of eroded zones (red areas) induced by a debris flow on a Digital Elevation Model of cycle 28.

La topographie présentée est celle du versant avant l'incision

V-2-2- Evolution morphologique du versant lors de la simulation de pluies intenses.

La morphologie du versant au début de ce protocole est celle héritée des conditions climatiques appliquées au modèle durant les 21 premiers cycles de l'expérience. L'érosion régressive a engendré la constitution d'une corniche semi-circulaire abrupte et a donc augmenté le potentiel gravitaire local. Elle a aussi incisé un large talweg concentrant le transport des produits d'érosion. De ce fait, au cours de ce 2^{ème} protocole (i) les zones d'initiation sont systématiquement localisées au niveau de la corniche, (ii) le transport du matériau érodé s'effectue par des « chemins » privilégiés.

Lors des pluies intenses, l'évolution morphologique du versant est principalement contrôlée par les processus d'érosion rapide dont le pouvoir érosif est supérieur à celui de la

gélifluxion par exemple. C'est donc au rythme et en fonction des caractéristiques des coulées de débris que le versant évolue progressivement (Figure V - 61).

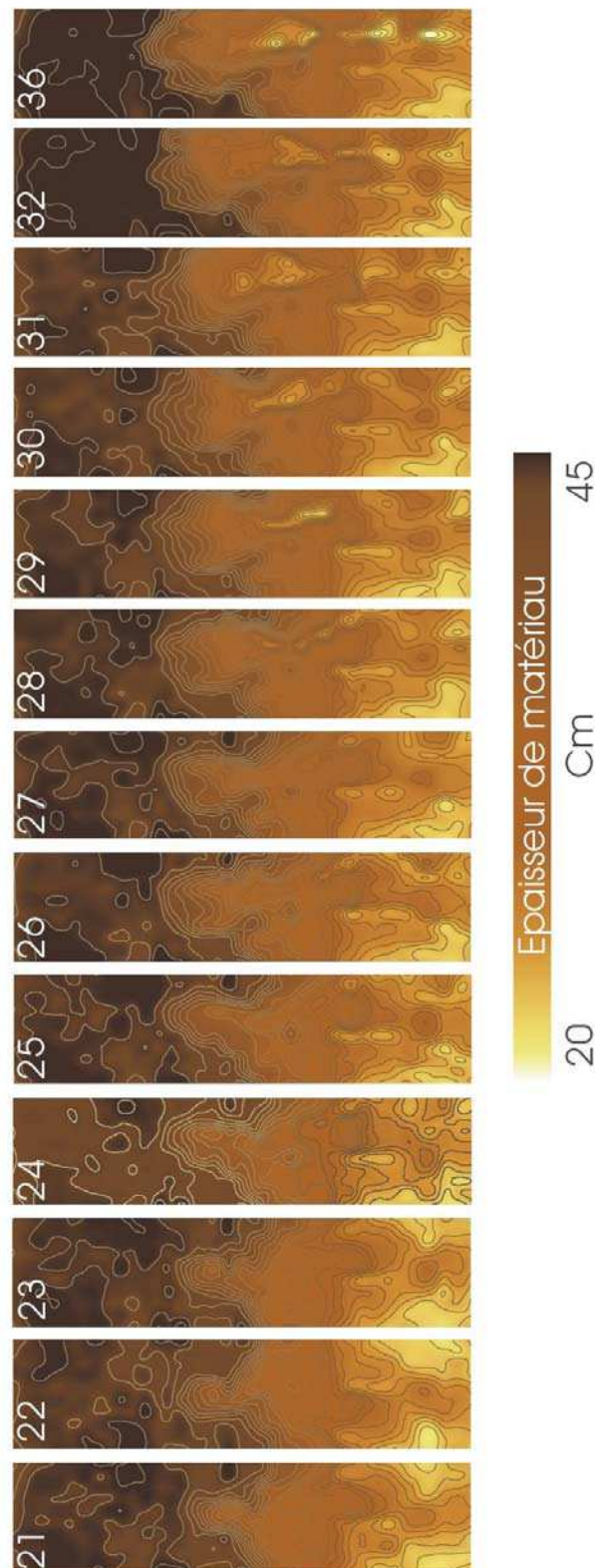


Figure V - 61 : MNT du versant pour chaque cycle du protocole 2.

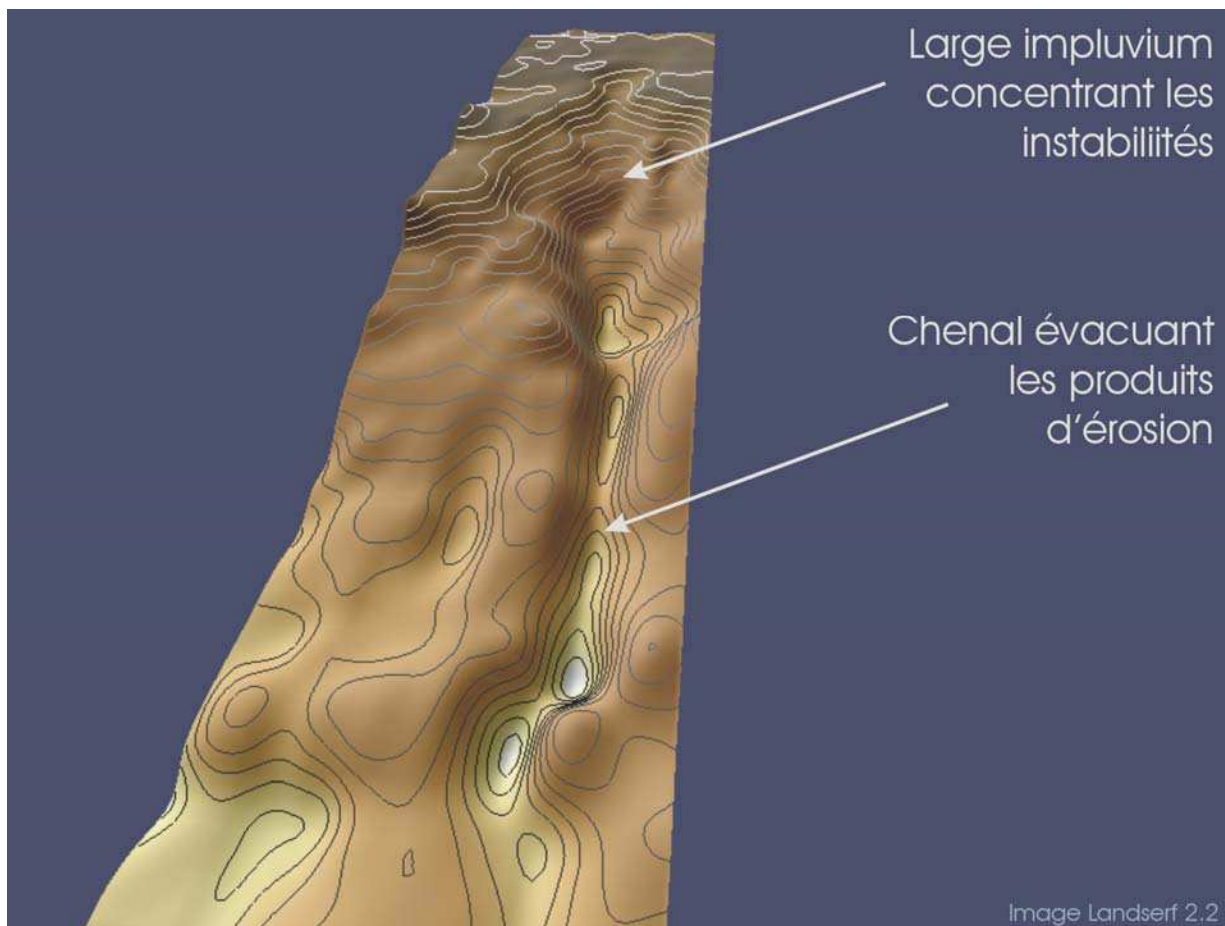
DEM of the slope for cycles 21 to 36.

Zone-source :

Comme décrit précédemment, les surfaces affectées par l'érosion sont importantes au cours de ce protocole (Figure V - 52) ce qui n'est pas sans conséquence sur l'évolution du versant. Cependant, le recul vers l'amont de l'érosion n'est pas aussi marqué que lors des 21 premiers cycles : en effet, les instabilités se déclenchent sur les parois latérales de la corniche comme lors du dégel 28 (Figure V - 60). L'érosion se propage alors latéralement et vers l'amont (Figure V - 61). Un très large « impluvium », véritable générateur de déstabilisation, est ainsi créé à mi-versant, juste en amont du talus initialement modelé (Figure V - 62).

Chemin de transfert des produits d'érosion :

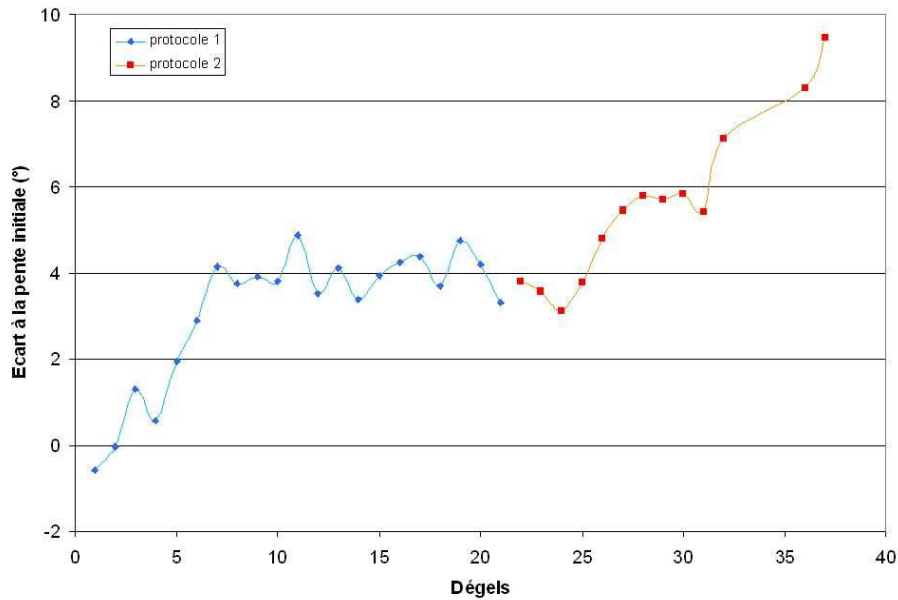
Un chenal étroit se construit progressivement à partir du cycle 25, pour être finalement observable sur les MNT à partir du cycle 28 (Figure V - 61 & Figure V - 62).

**3D illustration of the final slope (cycle 37).**

Mise en évidence des fortes hétérogénéités de surface à l'origine de l'augmentation de la pente moyenne du versant.

Profils de pente :

L'élargissement de la corniche et la constitution du chenal augmentent le nombre de ruptures de pente, ce qui fait fortement varier la pente moyenne du versant. Celle-ci se trouve augmentée d'environ 6° au cours de ce protocole, et de près de 10° par rapport à son état initial (Figure V - 63).



Increase of mean slope gradient.

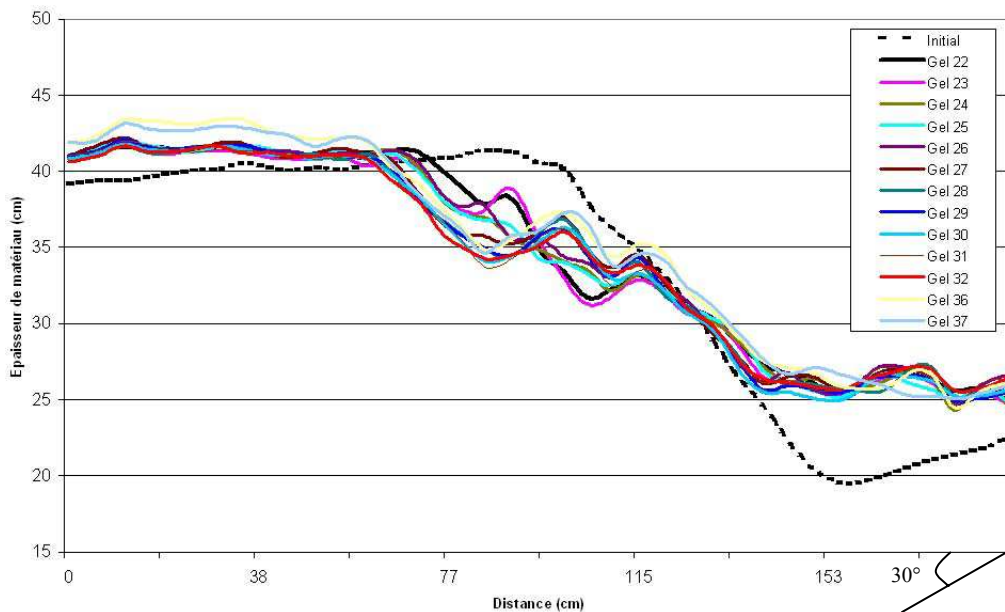


Figure V - 64 : Profil topographique longitudinal central pour l'ensemble des cycles du protocole n°2.
Central longitudinal topographic profiles from cycle 22 to 37.

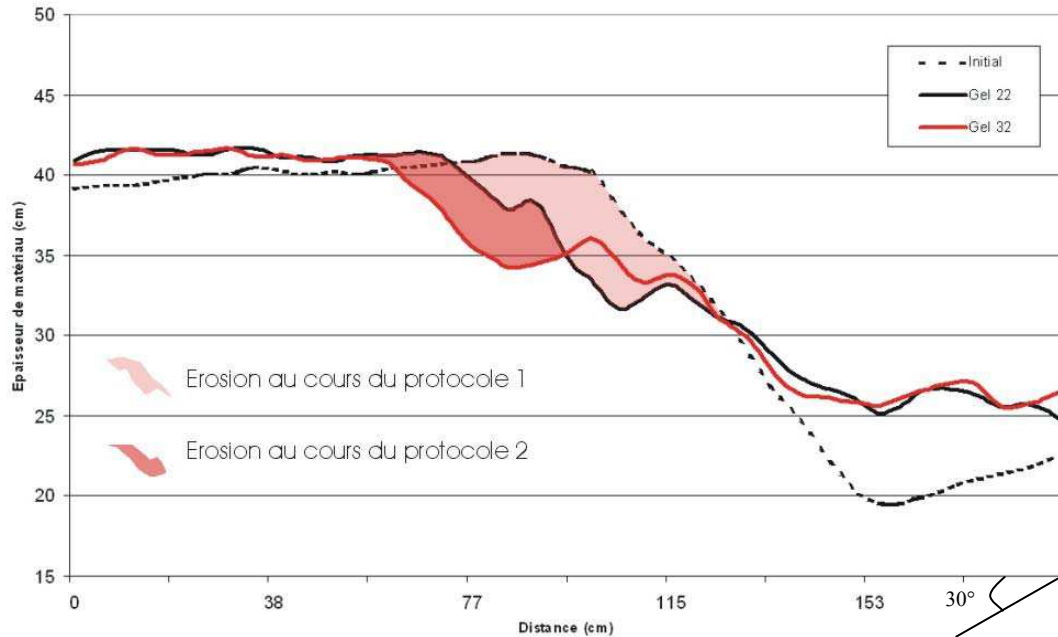


Figure V - 65 : Profil topographique longitudinal central à la fin de chacun des protocoles

Central topographic profiles at the end of protocol 1 and 2. Colored zones illustrate eroded areas.

Les zones colorées correspondent au matériau érodés au cours des protocoles 1 et 2.

Les profils topographiques longitudinaux présentés (Figure V - 64 & Figure V - 65) montrent (i) une érosion régressive moins marquée et (ii) une absence de dépôt au pied du versant. L'instabilité des bordures latérales de la corniche (Figure V - 60) et l'évacuation des produits d'érosion par le chenal principal en sont les principales causes.

En conséquence, l'absence de dépôt en aval et l'érosion plutôt latérale en amont modifient peu la pente du talus, contrairement à ce que l'on a observé au cours du premier protocole ; dans la partie centrale du versant (profil central), la pente est réduite de $4,7^\circ$ au cours des alternances gel/dégel de ce protocole à précipitations élevées. Au total, la pente générale est de $15,8^\circ$ ($11,1 + 4,7$) inférieure à la pente moyenne initiale. Néanmoins, les variations peuvent être importantes latéralement en raison des hétérogénéités locales.

Le bilan morphologique du versant expérimental lié à l'application de contraintes climatiques exigeantes peut se résumer par les deux sections transversales fournies par la Figure V - 66 :

- ✓ En amont du versant, un impluvium (cirque ouvert) concentre et favorise le déclenchement des coulées de débris.
- ✓ Sous cet impluvium se dessine un chenal profond (supérieur à 10 cm à la fin de l'expérience) localisant le transport des produits d'érosion.

Enfin, une analyse sur la migration (vers l'amont et latéralement) de la corniche a été entreprise afin d'estimer la progression de l'érosion (Figure V - 67-B). La surface de la zone d'incision considérée est celle comprise entre la limite initiale amont du talus (limite séparant

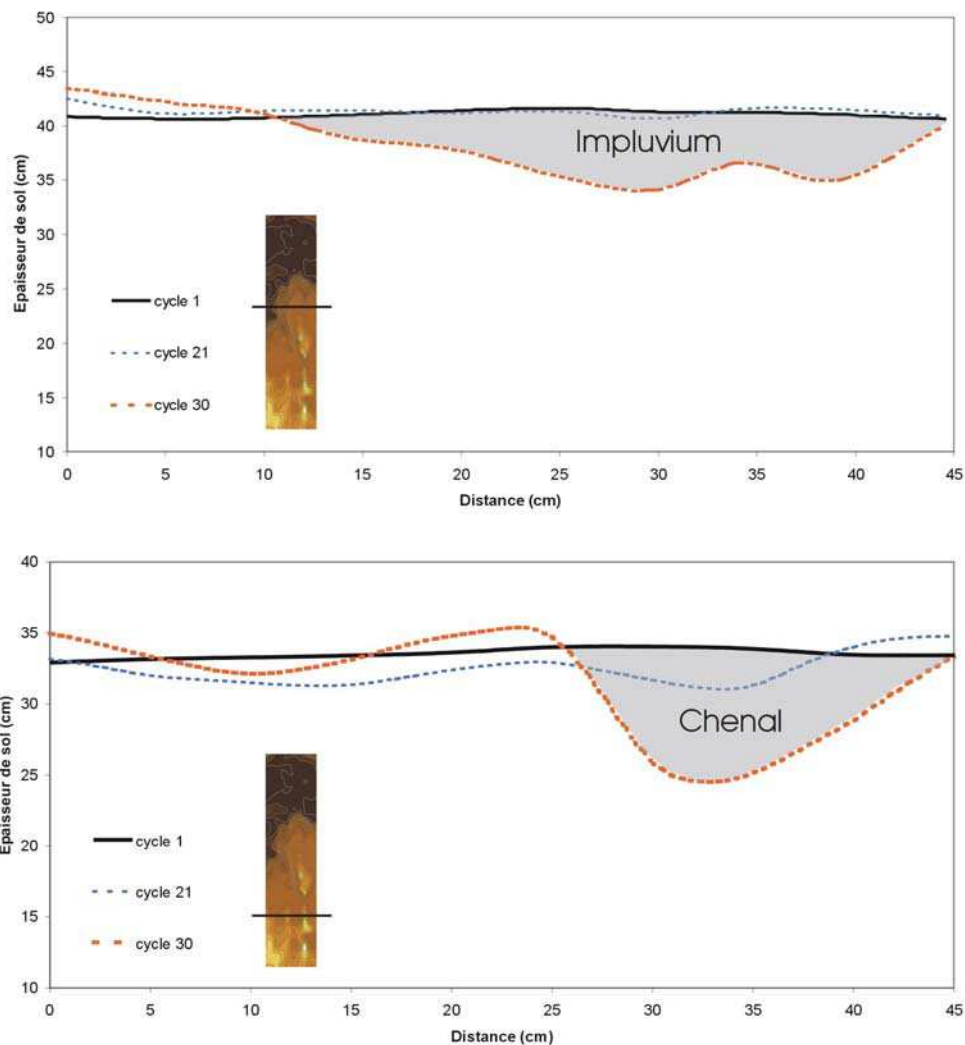


Figure V - 66 : Sections transversales à deux niveaux du versant.

Cross-section on the upstream part of the slope (top) and downstream (bottom).

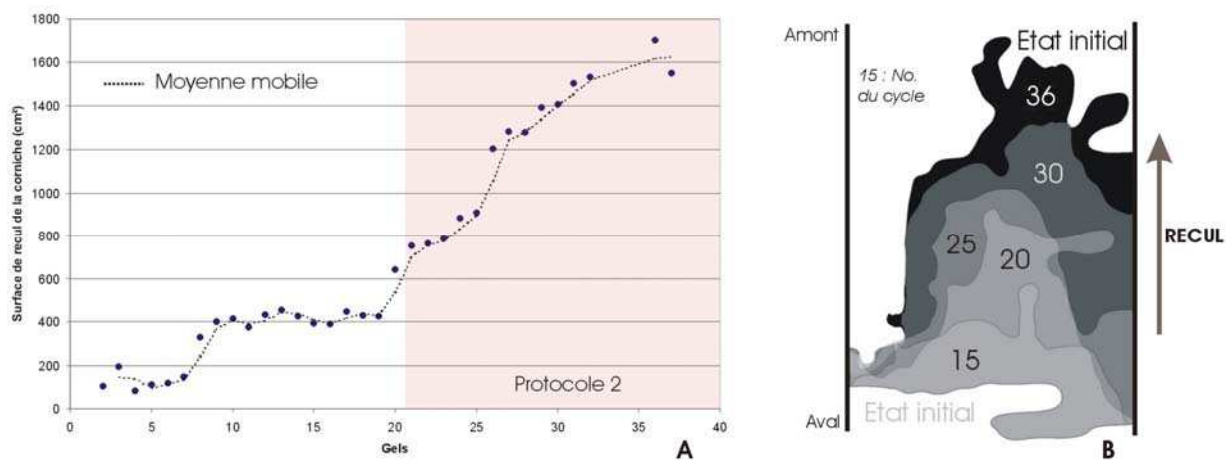


Figure V - 67 : Recul de la rupture de pente principale du versant, qualifiée de corniche.

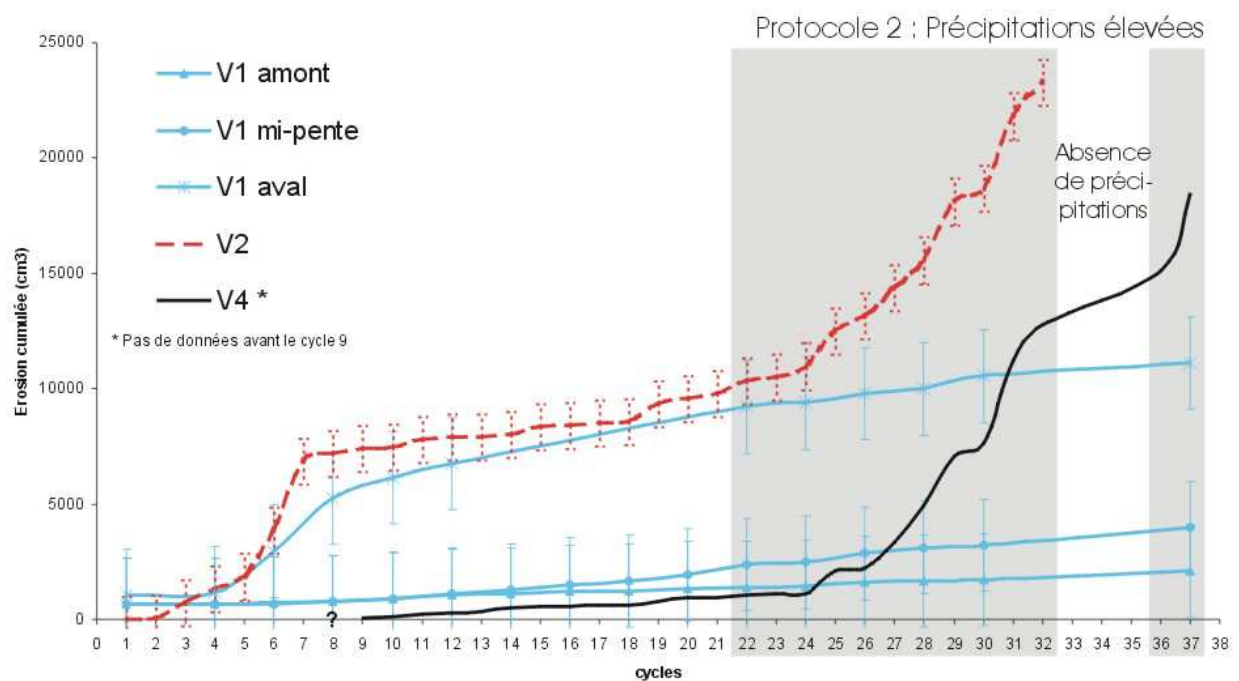
Retrogressive erosion illustrated by migration of the cornice.

le talus à 45° du versant amont à 30°) et la rupture de pente située plus en amont (fixée à 12°) et générée par l'érosion. Cette analyse, complémentaire de celle faite sur la superficie des zones érodées de plus de 1 cm, permet de mettre en évidence l'augmentation de la surface érodée lors des cycles avec précipitations intenses (Figure V - 67-A).

V-2-3- Quantifications des produits de l'érosion

A- Volumes érodés et déplacés

Pour quantifier l'impact des pluies intenses sur la morphologie du versant, les volumes déplacés (V1) et érodés (V2 et V4) sont comparés ici à ceux mesurés lors d'une simulation de pluies modérées (Figure V - 68).



Cumulated displaced and eroded volumes of material for all the freeze-thaw cycles.

On constate :

- (i) Une forte augmentation des volumes des zones-source des coulées de débris (V2) ainsi que du matériau collecté à l'exutoire du versant (V4).
- (ii) Une relative stabilité des volumes déplacés par gélifluxion (V1), quelque soit l'emplacement de la mesure.
 - Les effets de l'augmentation des précipitations sur la gélifluxion semblent faibles, en comparaison de ceux produits sur les déstabilisations gravitaires. En effet, les taux moyens de déplacement sont semblables pour la moitié amont du versant et même plus faibles pour la

pile aval, que ceux enregistrés lors des 21 premiers cycles (Figure V - 69). Ceci est lié au fait que la gélifluxion est associée à une déformation lente d'ensemble de la couche active alors que les précipitations intenses ont un effet plus rapide et plus localisé.

Pile	Taux moyen de déplacement (cm ³ /cycle)		
	Cycles 4 à 8	Cycle 8 à 21	A partir du cycle 22
Amont	29	43	49 (+ 12%)
Milieu	19	116	105 (- 9%)
Aval	1019	282	128 (- 55%)

*Mean slope movement rate (gelifluxion). The % change is relative to protocol 1.
Les données entre parenthèses indiquent les variations du taux entre les protocoles 1 et 2.*

○ En revanche, les taux d'érosion résultant du déclenchement d'instabilités locales de sol sont en forte augmentation suite à l'allongement des durées de précipitations (Figure V - 68). En effet, le taux d'érosion dépasse à nouveau les 1000 cm³/cycle au cours des cycles du protocole 2 (Figure V - 70), comme lors des premiers cycles du protocole 1. Ce taux est plus de 6 fois supérieur à celui mesuré pour des conditions topographiques équivalentes mais avec des pluies modérées (cycles 7 à 21).

Taux moyen d'érosion par coulée et glissement (cm ³ /cycle)		
Cycles 1 à 7	Cycle 7 à 21	Cycle 22 à 32
1142 +/- 100	176 +/- 50	1148 +/- 50

*Figure V - 70 : Tableau des taux moyens d'érosion issus des coulées de débris.
Mean erosion rates from debris flow process.*

La durée des précipitations semble donc fortement influencer le déclenchement des coulées de débris dont le volume érodé est considérablement plus élevé que lors des phases de précipitations modérées (Figure V - 71).

○ Le volume de matériaux collectés à l'exutoire du versant (V4) est également en très forte augmentation suite à l'allongement de la durée des précipitations (Figure V - 71). Il est par ailleurs étroitement corrélé avec le volume des zones-source des coulées de débris. Les estimations sont très proches l'une de l'autre, ce qui semble signifier que le volume de matériau récolté à l'exutoire du versant correspond pour l'ensemble à celui érodé par les coulées de débris. Le chenal désormais incisé, permet une évacuation efficace du matériau érodé qui est alors très rarement préservé à l'aval du versant.

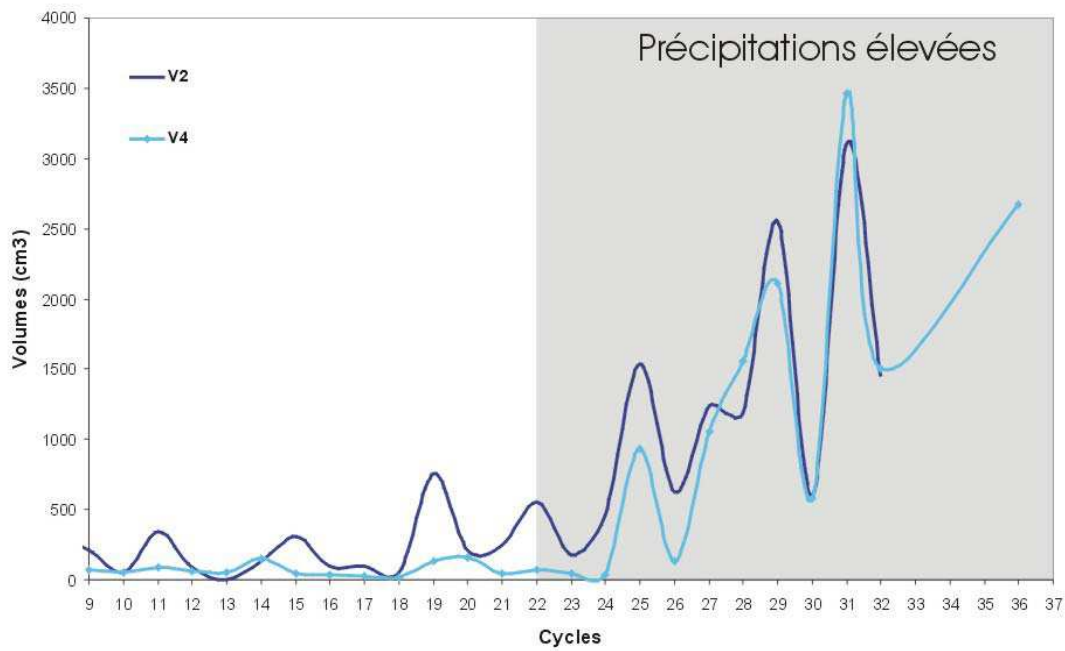


Figure V - 71 : Volumes V2 et V4 mesurés au cours des cycles du protocole 2 (cycles 22 à 36).

V2 and V4 volumes evolution closely linked from cycles 22 to 36.

B- Granulométrie

Le matériau érodé atteignant l'exutoire du versant expérimental (V4), a fait l'objet d'une analyse granulométrique pour plusieurs cycles de ce protocole 2 (Figure V - 72).

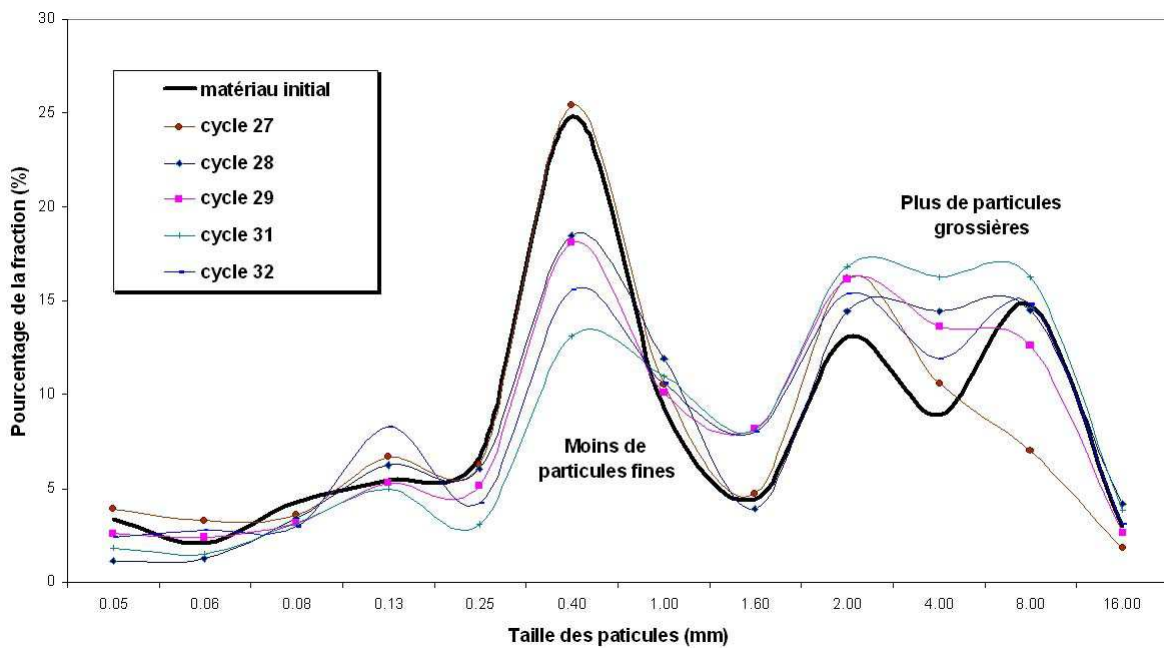


Figure V - 72 : Distribution granulométrique du matériau érodé (V4).

Particle size distribution of trapped material V4.

La répartition de la gamme de particules mobilisée (pour les cycles analysés) est sensiblement différente de celle du matériau initial : d'une manière générale, la fraction de particules fines est plus faible et celle des particules grossières plus importante. Tous les cycles étudiés ont été affectés par des coulées de débris qui ont déstabilisé la totalité de l'épaisseur de la couche active (3 à 6 cm environ). Le fait de retrouver plus d'éléments grossiers dans le matériau érodé pourrait être une conséquence du processus de cryoexpulsion qui enrichi progressivement les premiers cm de la couche active de particules grossières.

V-2-4- Bilan du protocole

L'augmentation de la durée des précipitations au cours de ce protocole a permis de simuler des épisodes de pluies intenses. Ces pluies ont engendré des modifications importantes de la dynamique du versant. En effet, les coulées de débris se sont généralisées à l'ensemble des cycles gel/dégel ce qui a conduit (i) à l'édification d'une large zone-source, type impluvium, délimité par une corniche étroite et à fortes pentes et (ii) à l'incision d'un chenal profond dont la présence favorise le transport et l'évacuation des matériaux érodés.

	Gonflement	PROCESSUS	
		Gélifluxion	Mouvements rapides
QUANTIFICATIONS	Stable (1,4 cm) depuis la fin du protocole 1 (cycle 21)	(i) 0,4 à 1,4 cm de déplacement par cycle, à 5 cm de profondeur soit 2 fois moins de déplacement (ii) 50 à 130 cm³ de matériau déplacé par cycle, d'amont en aval soit 2 fois moins (pour la pile aval).	Coulées de débris volumineuses et structurées à chaque cycle du protocole. Taux d'érosion supérieur à 1000 cm³ par cycle soit une augmentation de 6 fois par rapport aux cycles précédents
IMPACT MORPHOLOGIQUE	(i) gélifraction des éléments grossiers de surface (ii) cryoexpulsion augmentant la rugosité de surface et modifiant la structure interne de la couche active	Peu d'impact sur la morphologie mais modification de la résistance au cisaillement du matériau.	<u>Fort impact</u> : (i) constitution d'un impluvium favorable aux instabilités → forte érosion (ii) incision d'un chenal profond et étroit localisant le transport des coulées

Figure V - 73 : Tableau récapitulatif de l'évolution morphologique du versant suite à l'application du protocole n°2.

Summary of the slope morphological evolution during protocol 2.

En conséquence, les volumes érodés sont en forte augmentation ; ils engendrent des taux d'érosion 6 fois plus élevés que lors des phases de précipitations modérées (1150 contre 180 cm³ par cycle environ).

En revanche, les volumes de matériau déplacés par gélifluxion varient peu par rapport à ceux enregistrés lors des 21 premiers cycles. L'impact d'une augmentation des précipitations ne semble donc pas influencer la vitesse de progression de la tranche de sol affectée par la gélifluxion. Néanmoins, la réduction enregistrée au niveau de la pile aval s'explique entre autre par le fait que les marqueurs superficiels de cette pile ne sont plus affectés par les coulées de débris comme c'était le cas au cours des 8 premiers cycles de l'expérience.

V-2-5- Bilan du comportement morphologique du versant M1

Ce paragraphe est consacré à une synthèse des travaux expérimentaux menés sur le comportement d'un versant à rupture de pente (M1) soumis à des cycles gel/dégel et à des régimes hydriques faibles puis intenses. Cette synthèse est basée sur un article soumis le 26 juillet 2007 à la revue *Permafrost and Periglacial Processes* et intitulé :

Slope morphodynamics under moist periglacial conditions: constraints from physical modelling and applications to climate warming*

**Védie E., Lagarde J.-L. & Font M.*

Abstract

In periglacial environments, erosion processes are strongly dependent for the specific climate conditions and changes in thermal and moisture regime can modify significantly landscape evolution. To assess the impact of climate change on landscape evolution, physical modelling experiments have been carried out in a cold room. In order to give similitude between natural and experimental conditions, an experimental slope made of natural soils has been frozen and thawed from the surface, whereas a permafrost was created at depth. Experiments are mainly focused on the effects of water supply during thaws of a permafrost, in moist periglacial environments. The goal is to analyse the evolution of erosion processes and the changes in slope morphology when water supply evolves as expected during climate warming. Two stages are distinguished. Experiments start with a moderate rainfall regime then a strong increase in rainfall is applied to analyse the slope degradation linked to the triggering of debris flows. These experiments show that slopes with permafrost are particularly sensitive to changes in thermal and moisture regime : the rates of regressive erosion and maximum incision increase of about 100% when water supply evolves as expected during climate warming.

Key words: Periglacial processes, physical modelling, climate warming, debris flows, freeze-thaw cycles

1. Introduction

In periglacial environments, erosion processes are strongly dependent for the specific climate conditions which are characterised by contrasted freeze-thaw cycles (French, 1996). Many authors have yet shown that erosion processes associated to periglacial environments strongly contribute to hill slope degradation (Van Steijn *et al.*, 1995 ; Matsuoka, 2001 ; Harris *et al.*, 2003). Changes in thermal and moisture regime can also modify significantly landscape evolution. For example global climate warming, actually measured, seems particularly efficient in periglacial environments where it amplifies significantly the abundance of water during spring thawing (Peterson *et al.*, 2002). Water supply is linked to permafrost thawing, to snow cover melting but also to the increase in rainfall which favours mass wasting processes and slope erosion (Washburn, 1979).

This paper is mainly focused on the impact of water supply on landscape evolution in moist periglacial environments. To investigate the effects of water supply on a frozen surface, physical modelling experiments have been carried out in a cold room. Physical modelling is an efficient methodology to analyse qualitatively and quantitatively the link between slope degradation and environmental conditions (Harris *et al.*, 1997 ; Harris *et al.*, 2003; Font *et al.*, 2006). In order to give similitude between natural and experimental conditions, our experiments have used natural soils which have been frozen and thawed from the surface, whereas a permafrost was created at depth.

The physical modelling presented here simulates the evolution of erosion processes when water supply evolves as expected during climate warming. Two stages are distinguished. Experiments start with a moderate rainfall regime to investigate the progressive evolution of the slope morphology during freeze-thaw cycles. A strong increase in rainfall is then applied to analyse the slope degradation linked to the triggering of debris flows. In these experiments a special attention was paid to the morphology of the experimental slope with a follow up of the topographic evolution using Digital Elevation Models (D.E.M.) data.

From a more general point of view, these experiments should help the development of models of landscape evolution in periglacial environments, in a context of climate warming.

2. Erosion processes and related slope deposits under periglacial conditions

The efficiency of periglacial processes is strongly dependant to the quantity of water and to freeze-thaw cycling which affects geotechnical properties of both rocks and soils (Qi, 2006). Freeze-thaw cycles induce combined erosion processes at the origin of landscape erosion and slope deposit.

(1) Rock weathering and frost shattering contribute to debris (cryoclasts) development (Watson and Watson, 1970 ; Ozouf *et al.*, 1995). It has been recently demonstrated that bedrock brecciation was clearly related to ice segregation (Murton *et al.*, 2006).

(2) Cryogenic heave is also related to water content and to the constitution of underground ice lenses. Repeated freeze-thaw and ice segregation increase the soil porosity and permeability (Chamberlain and Gow, 1979). Heave results in frost creep mainly marked by low displacements into the active layer.

(3) Combined effects of frost creep and gelifluction lead to slow and gradual downslope displacements during thawing (Harris *et al.*, 1997 ; Harris *et al.*, 2003).

(4) Gravity-driven processes contribute significantly to the erosion. They are due to a strong water supply that induces an increase in water content of the active layer. Consequently, the viscosity and cohesion of the soil is reduced, triggering landslides and debris flows (Pierson and Costa, 1987 ; Larsson, 1982 ; Johnson and Rodine, 1984 ; Font *et al.*, 2006).

Combination of the various periglacial processes results on a wide development of slope deposits (Van Steijn *et al.*, 1995 ; Matsuoka, 2001).

3. Experimental set-up and procedure

The physical modelling we present is addressed to the impact of moist periglacial climates on the evolution of slope morphologies. This methodology permits understanding of the controlling factors of slope erosion. Moreover physical modelling allows an analyse of erosion processes on a short time span (8 months) whereas on the field many years are required. In fact during the experiments we can speed up freeze-thaw cycles and inter-cycle temperate conditions simulating the end of spring and summer are shortened.

To simulate the evolution of the water supply during climate warming, two successive stages are distinguished in the experimental process : a moderate rainfall regime is first applied to simulate the progressive evolution and erosion of a slope. Then hydrological conditions are modified and the consequences of intense rainfall are analysed.

Experimental box

An experimental box (L = 3 m, W = 0.55 m and H = 0.5 m) was built to simulate the behaviour of a 1.5 m square full-scale portion of natural soil (Fig.1). This box was tilted at 30° with respect to the field slopes observed by many authors for source-area of debris flows (Larsson, 1982; Blijenberg, 1998; Decaulne, 2002).

All sides, except surface, are insulated from the air with very dense polystyrene plates. Freezes and thaws are thus propagated from the surface simulating natural conditions. One side of the box is a synthetic glass in order to observe the material behaviour at depth. To create a permafrost this experimental slope displays a refrigerating serpentine, at its bottom (Fig.1). This serpentine generates a cold front at depth and maintains the lower ground cold.

The box is filled of 0.6 ton of soil chosen in order to give similitude between natural and experimental periglacial slope deposits. We use an heterometric coarse material taken in the La Hague slope deposits which are related to the last periglacial stage. The soil is made

of angular cryoclasts included in a silty matrix. Geotechnical parameters from the experimental soil have been compared with field data from periglacial environments (Harris et al., 1997). It can be seen that this soil of which we took out the greater cryoclasts (> 2 cm) provide good analogue for many arctic and alpine periglacial soils.

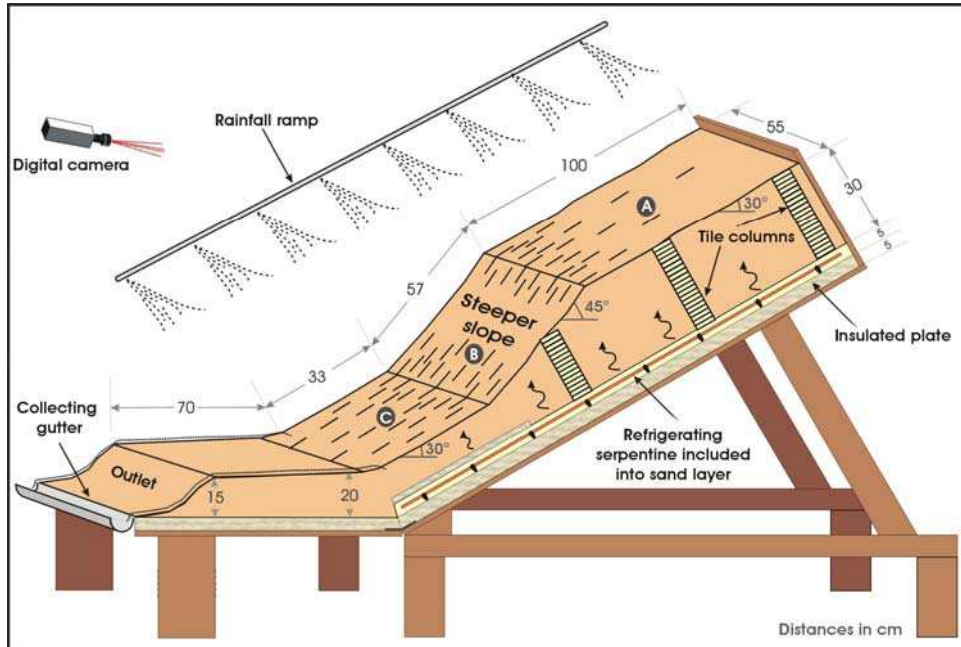


Fig.1 : Sketch of Experimental slope

In this laboratory experiment, water supply is simulated by (i) crushed ice on soil surface and (ii) precipitations from a ramp with 10 calibrated buzzards that equally distribute rain on the soil surface (Fig.1). A flow meter keeps the rainfall intensity constant during the simulation. The apparatus sprinkle the experimental slope at each thaw. At the outlet of the slope, a gutter is used to collect and quantify seepage and runoff waters and eroded material (Fig.1). Various sensors have been integrated into the experimental slope in order to monitor soil temperature and to measure frost heave and down slope displacements.

Experimental conditions

✓ *Hydrologic regime* : Moist periglacial conditions applied to the experimental slope have been obtained from 20 years climatic measurements in periglacial areas from French Alps (Coutard *et al.*, 1996). They show repeated spring water supply mainly due to inflowing rain and snowmelt. Water supply during seasonal thawing controls both the pore water pressure and the occurrence of ice lenses. Consequently it constraints also periglacial erosion processes which are strongly water dependent.

In the experiment, the soil material was initially water saturated as observed on the field. Water saturation increases moisture availability during freezing and favours ice lenses formation. For each thaw, two water supplies are simulated. At the beginning of the thaw crushed ice furnishes cold water (0.41 mm.m^{-2} per cycle). When the active layer is thawed, rain is simulated (58 mm/h that product 2.89 mm.m^{-2}) (Fig 2-C). On the whole, 3.3 mm of

water (per m²) are added to the soil surface. Experimental precipitation intensities and durations are thus consistent with favourable conditions for debris flows triggering proposed by Caine (1980) from world data.

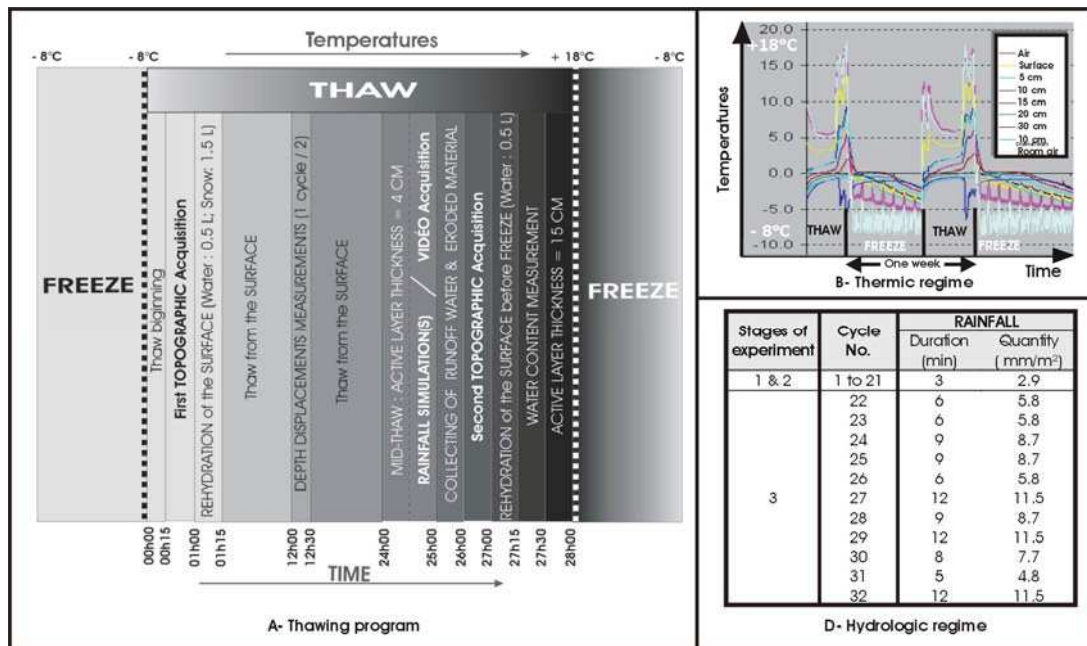


Fig.2 : Experimental procedure: A- Program applied during thaws with all phases of measurements; B- Thermal regime: temperature fluctuations during two typical freeze-thaw cycles; C- Hydrologic regime: durations and quantities of precipitations for each thaw.

✓ *Temperatures* : To simulate cold periglacial conditions the experimental box was placed in a large cold room. 32 freeze-thaw cycles have been necessary to measure significant changes in slope morphology. Cycle duration is one week (1 day for thawing and 6 days for freezing). The maximum freeze intensity reaches -8°C and during the thaw, temperatures can reach $+20^{\circ}\text{C}$, i.e ambient temperatures (Fig.2-A and 2-B). Freeze-thaw cycles induce several perturbations in the soil texture and rheology as a consequence of water supply, heave, cryoexpulsion and ice lenses constitution (Font *et al.*, 2006). Periglacial conditions were also obtained by the constitution of a permafrost at depth. Its presence leads to an impermeable surface at mid-thickness of the soil and prevents downward infiltrations. It thus intensifies the pore water pressure in the upper part of the soil. Thickness of the thawed layer (active layer), is close to 4 cm at the beginning of rain simulations and reaches its maximum (15 cm) at the end of the thaw.

✓ *Slope geometry* : the initial morphology is characterised by a regular slope (30°) with a steeper part (45°), one meter downward the top of the model (Fig. 1).

Data acquisition

To monitor the soil behaviour, in response to moist periglacial climatic conditions, various sensors have been integrated into the experimental box.

✓ *Temperatures* : The model is instrumented with temperature sensors to follow the freeze advance and control the permafrost thickness. Sensors are fixed in stainless steel cylinders and positioned at the upstream of the box, at depths of: -30 cm (bottom), - 20 cm, - 15 cm, - 10 cm, - 5 cm, at the surface of the soil and 15 cm above soil surface.

✓ *Downslope displacements* : Various markers are used to measure downward displacements of the soil. Vertical profiles are obtained measuring displacements of three tile columns initially piled up, normal to the base of the box (10, 60 and 110 cm from the upper side) and along the lateral side made of synthetic glass (Fig.1).

✓ *Topography* : In the experiment, evolution of the slope surface morphology is mainly linked to the redistribution of the material during freeze/thaw cycles. Digital elevation models of the surface are computed using an ultrasound sensor (Baumer Electric UNDK 30U9103, with analogue output 0-10 V and frequency of 220 kHz). The use of this kind of sensor is justified by the extreme climatic conditions in the cold room (low temperatures and high air moisture). During measurements, the sensor is displaced on a graduated metal structure to obtain coordinates (x, y) and altitudes (z) of a regular grid made of 350 points (resolution = 5 cm). The data are converted into cm by taking into account the air hygrometry: a remedial term is introduced from a reference measurement made at the beginning of the simulation. The measure error is 0.15 cm. The data are then treated with ArcGis Geographic Information System (E.S.R.I., Inc. 1999-2002) and the grids were computed by the spline interpolation method (Franke, 1982). These grids are useful to quantify heave, longitudinal and transversal topographies, surface and volume of eroded zones.

✓ *Photographs and videos* : periodic (2 per day), fixed and automatic pictures are taken by an insulated digital camera (Model RDC365 ver.2) placed in permanence one meter above the model. Moreover, during every rainfall simulations and their possible slope mass movements associated, a video acquisition is carried out with a 3CCD digital video camera (Panasonic NV-GS400). This last acquisition allows to access at slides or flows dynamics.

4. Results

The physical modelling we present was designed to investigate the evolution of slope morphologies and to follow the redistribution of material during freeze/thaw cycles. For each cycle of the experiment, a D.E.M. of the surface was computed (Fig. 3) to quantify heave, longitudinal and transversal topographies, surface and volume of eroded zones.

4.1. Erosion processes

Cryoexpulsion, frost heaving and frost creep

The first change observed is the cryoexpulsion of the coarse blocks (Ballantyne, 1996). Cryoexpulsion increases soil porosity and facilitates water infiltration in the active layer with development of ice soles (Font *et al.*, 2006). Heaving of the soil surface is ascribed

to a volume increase due to the ground ice segregation. It is measured by ultra sound sensor (Fig. 4-B).

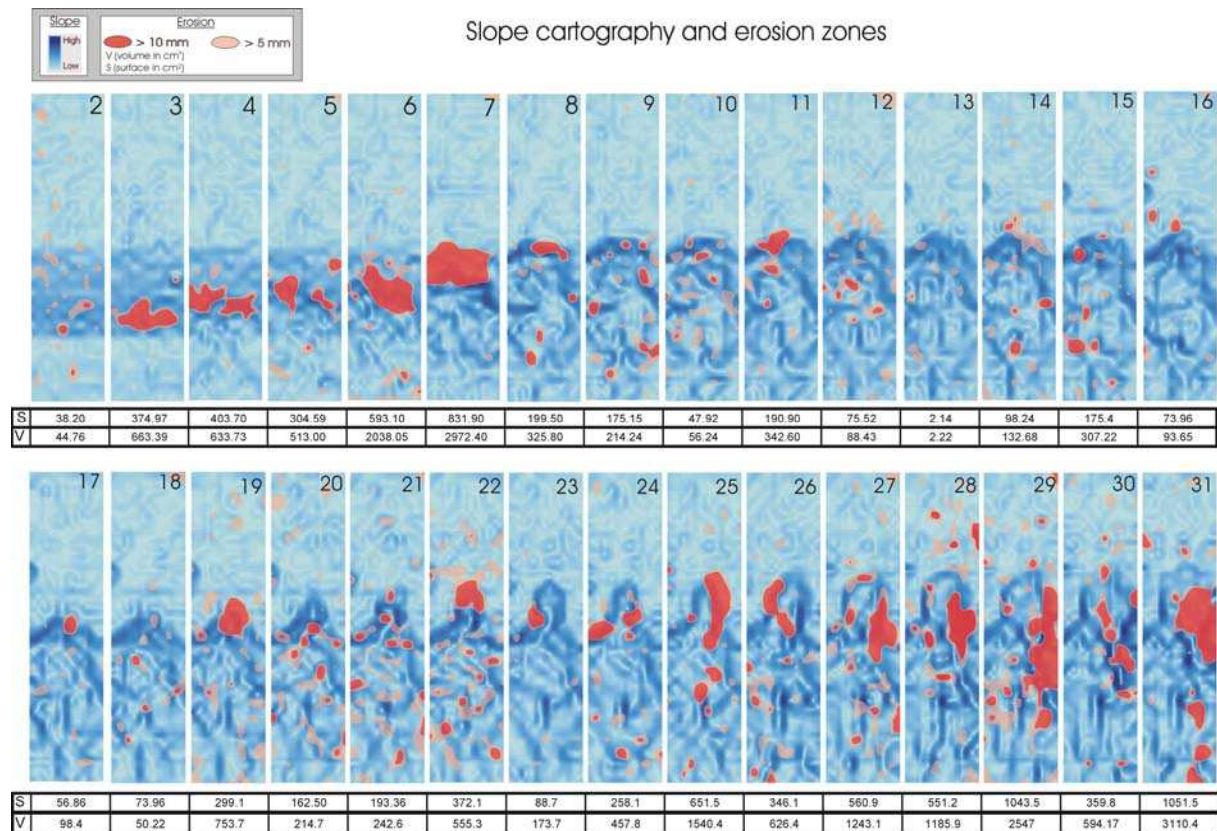


Fig.3 : Morphological evolution of the experimental slope computed from DEM data. DEMs illustrating the progressive slope erosion and the morphological evolution for each freeze-thaw cycle. High slopes (dark blue), areas showing incision higher than 1 cm (red).

Cryoexpulsion and heaving processes contribute to the soil erosion. The early selective vertical sorting of blocks changes the rheology and the mechanical behaviour of soils (Ballantyne, 1996 ; Matsuoka *et al.*, 2001). Frost heaving, normal to the slope, is followed by nearly vertical thaw consolidation giving rise to frost creep (Washburn, 1979). Moreover the relative concentration of fine-grained matrix under the stony surface pavement allows ice capitalization during freezing and favours down slope displacements during thawing.

Gelifluction

Gelifluction induces slow and progressive continuous deformation of the active layer. Slow movements are well known in periglacial environments. They are mainly related to the combination of gelifluction processes and frost creep during thawing phases and they have been previously described in full-scale laboratory simulation (Harris *et al.*, 1993; Harris *et al.*, 1997).

In the experiment the continuous deformation of the active layer during thawing is indicated by the progressive curvature of the tile columns (Fig. 5). Displacement increases progressively from the top of the permafrost to the surface giving rise to convex displacement profiles. Displacements increase according to the number of freeze/thaw cycles and higher

values of displacement are measured for tiles column located at the bottom of the steeper slope (Fig. 5). The amplification of displacements near the soil surface, between 0 and 5 cm, is consistent with (i) the increasing continuous deformation of the active layer and (ii) the occurrence of episodic slides and gravity flows, triggered during rainfall simulation, which enhance downslope displacements.

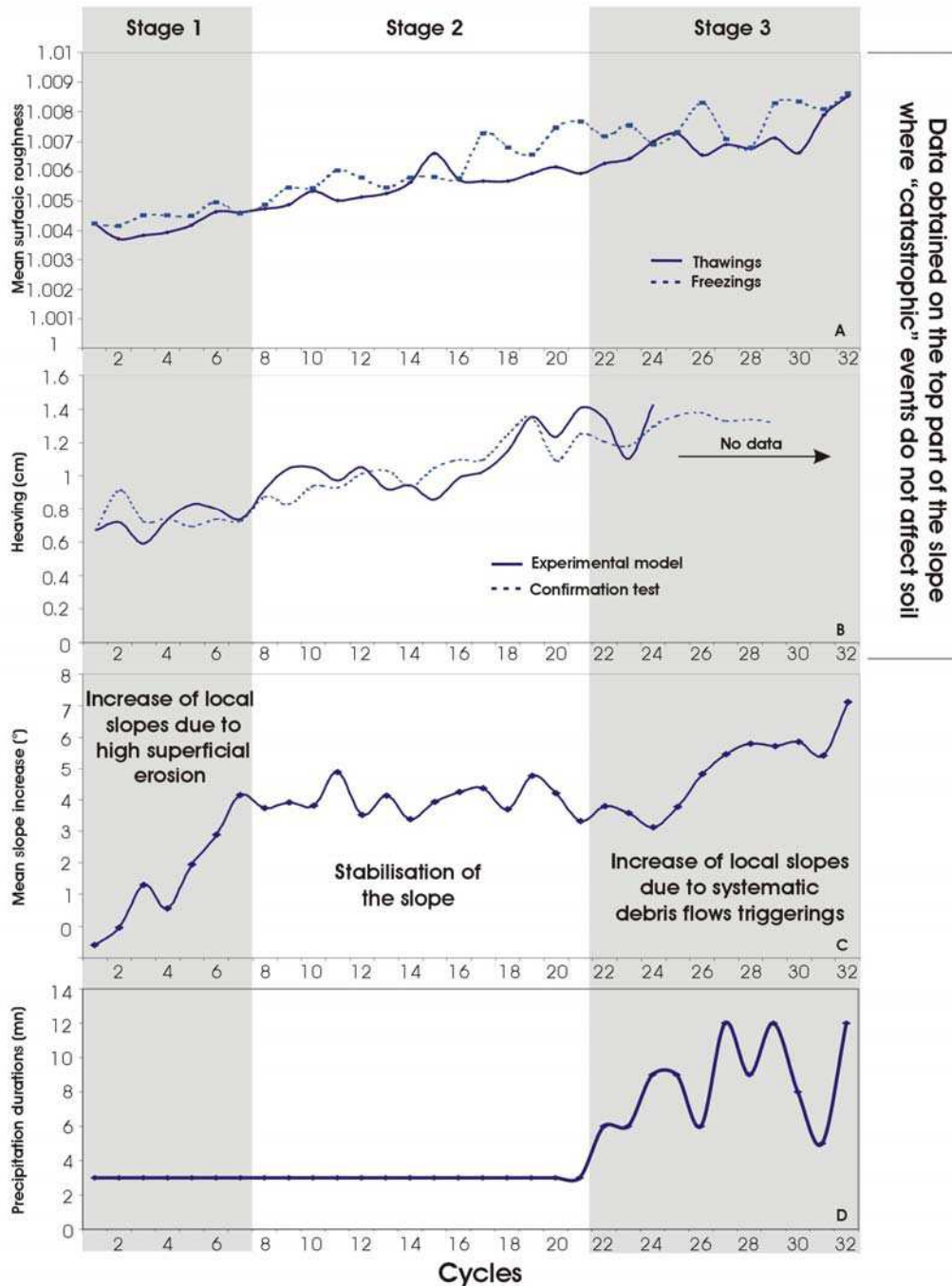


Fig.4 : Evolution of the experimental soil surface (In grey are underlined the three main stages of slope evolution): A- Mean roughness of the soil surface obtained from a ratio between real surface and planimetric surface (Jeuness, 2002); B- Cumulated frost heaving for the experimental model and an other model placed in same conditions (confirmation test); C- Cumulated increase of mean slope and D- Precipitation durations.

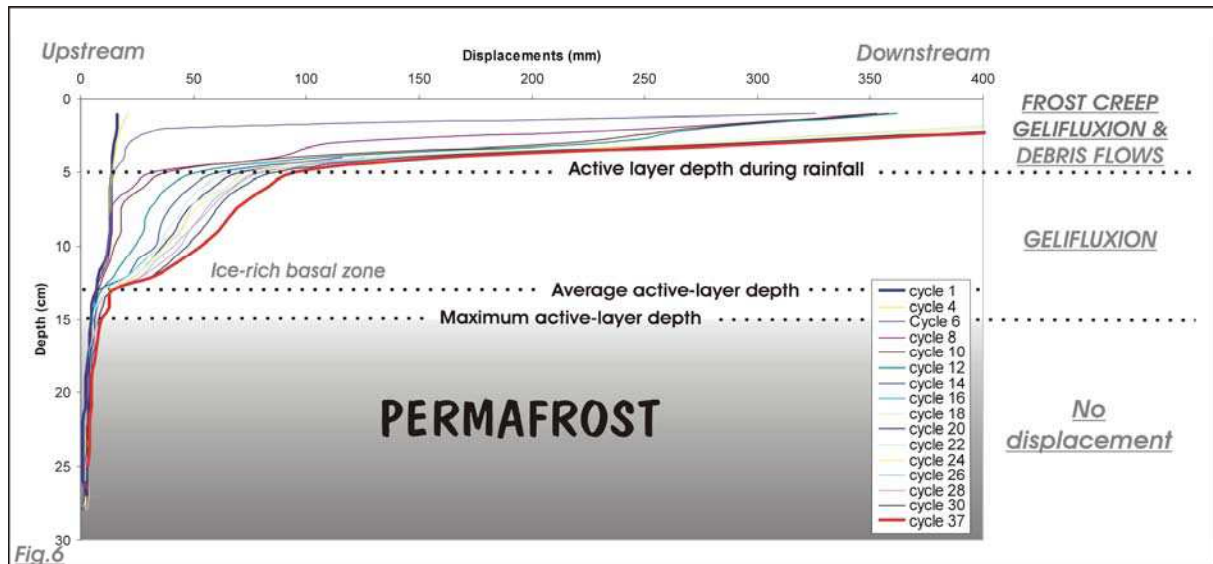


Fig.5 : Slow soil displacements at depth indicating gelifluxion process.

Gravity slides and flows

Slides correspond to slow mass movements of the experimental soil with a short transport distance. Gravity flows are initiated on the steeper slope and correspond to a highly concentrated viscous water-debris mixture carried downstream. They include mud-flows and debris flows according to the definition of Johnson and Rodine (1984).

Gravity driven erosion processes become prominent when water supply increases significantly. For example, the simulation of heavy rainfalls, from cycle 22 to 32, leads to the triggering of repeated debris flows (channelised erosion zones on Fig. 3).

According to their impact on soil surface degradation, debris flows have been studied in detail in order to identify the combination of factors that control their development and their efficiency. The following controlling factors have been identified :

- ✓ The increase of water content of the active layer induces an increase of pore water pressure and consequently the shear strength decreases, allowing the initiation of gravity flows. Water content of the active layer is linked to the infiltration of rainfall. It is also enhanced by the slow and progressive modification of the internal structure that occurred during cryoexpulsion and heaving (Font et al., 2006). The fine-grained matrix which develops under the stony surface pavement is a more frost-susceptible layer which promotes a zone of segregation ice. During the thaw, this layer liberates excess water at the top of the permafrost, which adds to water supplied by rain simulation and destabilizes the soil above.

- ✓ Observations of the experimental soil, after the triggering of debris flows, show that the sliding surface is the top of the permafrost. Consequently the depth of the thawing front during rainfall is determining. It controls the thickness of the thawed layer and consequently the water saturation of this layer.

- ✓ The dip of the experimental slope that relates to the relief energy influences the development of debris flows. Debris flows systematically initiate close to the topographic nickpoints and crest lines (Fig. 3).

4.2 Slope morphology vs erosion

Data obtained show that three stages can be recognised in the evolution of the experimental slope. Stage 1 and 2 correspond to the upward development of incised channels in a context of moderate rainfall. Stage 3 corresponds to strong and localised incisions of the soil surface due to debris flows triggered by heavy rains (Fig.3).

Incision network initiation during regressive erosion

The initial soil surface morphology is characterised by a regular slope (30°, A and C on Fig. 1) with a steeper part (45°), (B on Fig. 1) one meter downward the top of the box. The global evolution of this experimental soil surface is presented on Fig. 3. During the first part of the experiment (cycles 2 to 8), water supply during thawing periods was made of both thawed ice that furnishes cold water (0.41 mm.m⁻²) and moderate rainfall (58 mm/h that products 2.89 mm.m⁻²).

The first change observed is a slight increase of the soil surface roughness related to the combination of cryoexpulsion of the coarse blocks, moderate heaving and water runoff during rainfall simulation which evacuates the fine-grained matrix of the soil surface (Fig. 4-A). Soil surface roughness is computed taking into account the ratio between real surface (calculation by triangulation; Jeuness, 2004) and planimetric surface (Arcview G.I.S extension by Jenness, 2002). Data presented in Fig. 4-A are average values of the ratio for each topographic grid.

The slope grid of the experimental soil surface points out that, from cycles 2 to 7, morphologic changes are mainly related to the initiation and amplification of an incision network in a context of regressive erosion (Fig. 3).

At the beginning of the experiment small then wide gravity slides (red zones on Fig. 3) initiate at the bottom of the steeper part of the soil surface where the local slope draw a knickpoint (Fig. 6-B). Slides then migrate upward from cycle 3 to 7 contributing to the retreat of the knickpoint and to the formation of a curvilinear crest line at the top of the steep soil surface (marker “C8” on Fig.4-A and cycle 8 on Fig. 4-C).

A broad network of slightly incised channels develops to evacuate downstream the eroded material.. The network evolves progressively: (i) it propagates upward according to the upward migration of gravity slides, (ii) channels become more deeply incised as indicated by the increase of about 5° of the local slopes (dark blue on Fig. 3 and stage 1 on Fig. 4-B) and (iii) surface connectivity increases progressively but remains low and connected surfaces are spatially restricted to the soil surface above the crest line.

Products of erosion are evacuated by this incised network that principally concentrates their progression on the middle of the slope width (cross section of cycle 8 on Fig. 6-D).

Crest line retreat and erosion stabilisation

Cycles 8 to 21 (stage 2) are characterised by a continuation of the upward migration of the erosion which exceeds the top of the steep slope and leads to a progressive retreat of the crest line (Fig. 6-C). The soil surface roughness is still increasing as a consequence of

cryoexpulsion and runoff activities. The erosion, now localised within narrow down dip zones, is mainly related to the periodic triggering of small scale debris and mud flows along the crest line (cycles 11, 14, 19, 20), (Fig. 3 and 7-C).

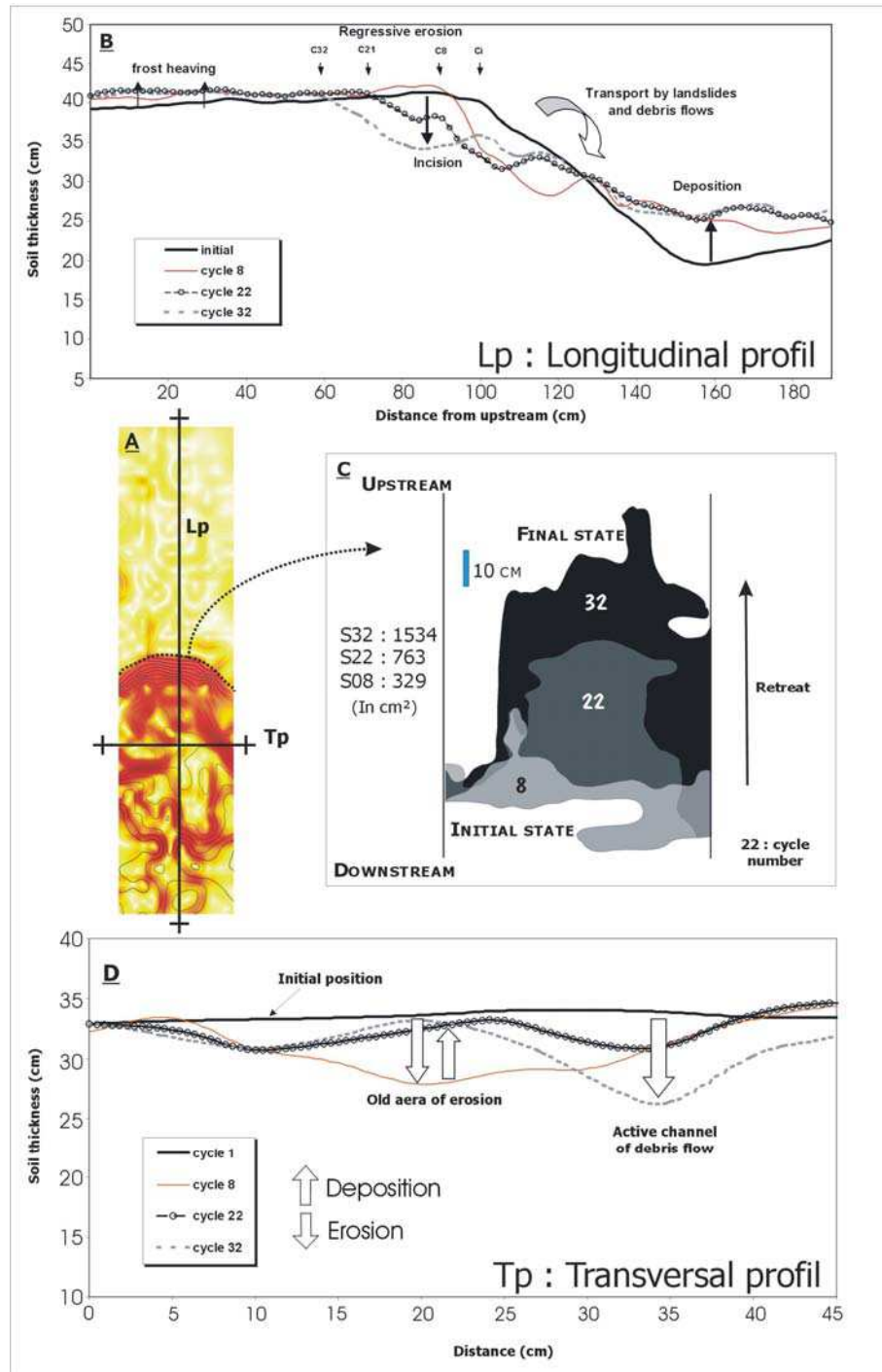


Fig.6 : Slope morphology vs erosion (cycles 8, 22 and 32): A- Positions of the break slope, transversal (Tp) and longitudinal (Lp) profiles on slope grid; B- Evolution of the central longitudinal profile (Lp) showing the regressive erosion at the top of the scarp (retreat of break slope, C1, C22, C32) and the deposition at its base. C- Regressive erosion illustrated by the upstream retreat of the break slope during freeze-thaw cycles. Values on the left are surface retreats (cm²). Crest lines are obtained by DEM data and correspond to the line which separate slope values < 42° (upstream hillside) to those > 42° (scarp); D- Evolution of a transversal profile (Tp) localised at the bottom of the initial steeper part of the slope (B on figure 1): the erosion zones migrate laterally from cycle 8 (wide area) to cycle 32 (localised debris flow channel).

However, volumes of collected material are very low (Fig. 7-A and 7-C) indicating that the soil material is only displaced downstream but not evacuated outside from the model. A detailed analyse of the evolving shape of the soil surface (Fig. 3) shows the initiation of deep incision on the middle of the crest line during cycle 19. This incision will play a major role in the following freeze-thaw cycles. At the end of cycle 21 surface connectivity is quite complete above the crest line and the progressive reduction of the steep slope from 45 to 35° (profil 22 on fig. 6-B) due to progressive material accumulation at the foot of the slope (cross section of cycle 22 on Fig. 6-D) indicates a topographic smoothing.

Consequently applying periglacial conditions with moderate rainfalls during thaws, 21 cycles have been necessary to smooth significantly the initial topography.

Debris flows and gullying

The relative stabilisation of the erosion around cycle 21 led us to increase significantly the water supply during thawing periods. This second part of the experiment, from cycle 22 to 32, was carried out to analyse the impact of both heavy rain and gravity driven erosion processes on slope morphology. From cycle 22 water supply mainly consisted of heavy rains superimposed to the cold water due to thawed ice. Rainfall duration necessary to trigger debris flow ranged between 5 and 12 minutes (what corresponds to a water supply included between 4.8 and 11.5 mm.m², respectively) for an active layer thickness of average value 4 cm (Fig. 2-C).

Changes in slope morphology related to a debris flows sequence can be summarized as follows:

- (1) The first movement of the soil is very slow (cm per minute) and can be assimilated to a small scale landslide. It does not induce significant surface deformation.
- (2) Landslide changes then to flow by liquefaction of the mass in movement resulting from water supplied by rainfall simulation. Speed increases during flow initiation and can reach 10 cm/s.
- (3) Flow is accompanied by typical changes in slope morphology (Fig. 8) with a marked scar which involves from top to bottom (i) a large eroded zone which is the source area, (ii) a deep channel, (iii) a depositional toe made of coarse material preserved at the foot of slope or even, transported out of the model.

Physical modelling allows a detailed analyse of debris flows triggering then propagation and points out the influence of both topography and permafrost.

Topography with a marked crest line influences the triggering of debris flows as indicated by failure which systematically occurs few centimetres below the top of the crest line (Fig. 3).

The occurrence of a permafrost at deep minimizes water infiltration and facilitates the circulation of a sheet of water at the top of the frozen surface. This water reaches the soil surface just below the crest line. Consequently the top of the experimental permafrost plays the role of a slip surface on which water saturation induces a soil destabilisation and a triggering of gravity driven flows.

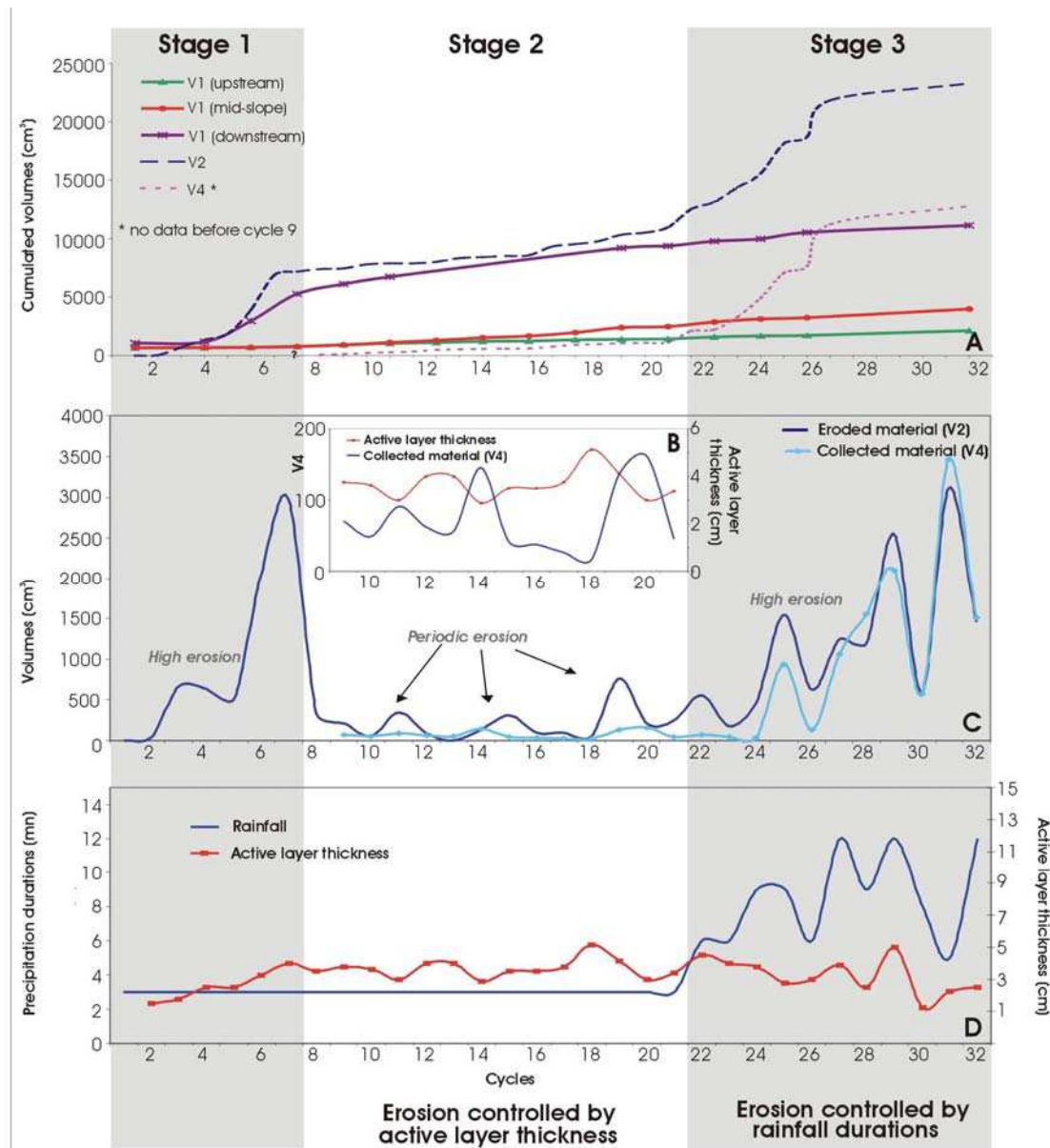


Fig. 7 : Quantification of erosion (In grey are underlined the three main stages of slope evolution): A- Cumulated volumes of erosion: (V1) estimated from the three tile columns displacements, (V2) estimated from elevation grids and (V4) collected from collecting gutters; B- Relationship between active layer thickness and collected material (V4) for cycles with a constant duration of rainfall; C- Variation of erosion during freeze-thaw cycles: V2 is the volume of the source-areas of debris flows (red zones in figure 3) and V4 is the volume collected at the outlet of the slope; D- Rainfall duration and active layer thickness during thawing phases.

At the end of cycle 32 the soil surface morphology is strongly modified by the successive flows which are responsible for (i) the marked retreat of the crest line (Fig. 6-C), (ii) the development of deep scars (Fig. 3, cross section of cycle 32 on Fig. 6-D and Fig. 8), (iii) the basal accretion of coarse material which leads to a significant smoothing of the longitudinal profile of the initial slope (profil 32 on Fig. 6-B). Moreover rainfall values used in the experiment are relatively weak compared to field measurements. This suggests that strong morphologic changes could be expected on natural periglacial slopes submitted to climate warming.

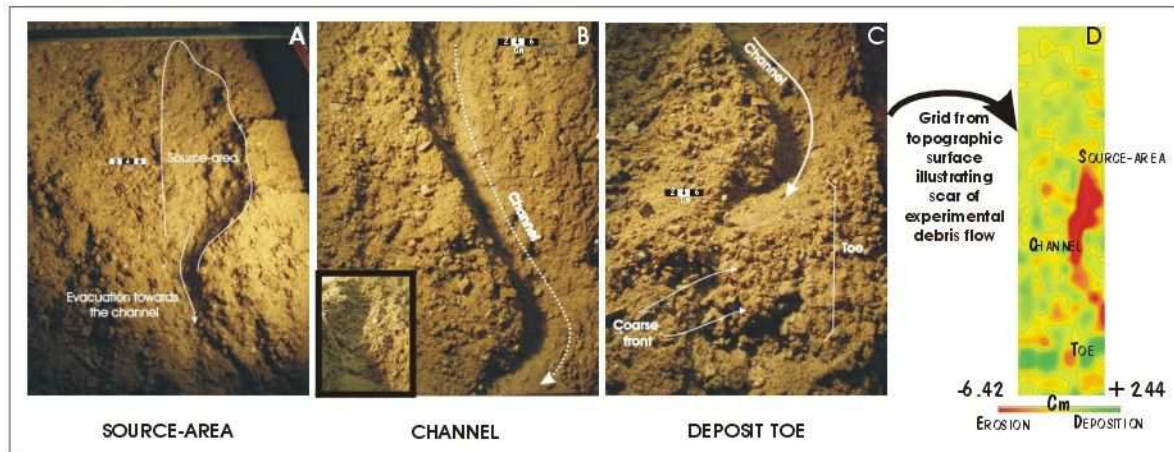


Fig.8 : Morphological evidences of debris flows: A, B, C- Photographs of morphological scars let by debris flow process during 18th cycle; D- Grid of 18th cycle illustrating the localised slope erosion and the frontal deposition due to debris flow.

4.3. Quantification of erosion

To quantify the erosion rate and the degradation of the experimental slope, various volumes have been computed : (i) volume V_1 corresponds to the soil material translated downward by gelifluction, (ii) volume V_2 refers to the material displaced during debris flows triggering, (iii) volume V_3 is linked to surface run off, (iv) volume V_4 corresponds to the material collected at the outlet of the experimental slope.

Displacement profiles of the tile columns allow a quantification of the volume V_1 of the material translated on the experimental slope as a consequence of gelifluction processes. The methodology used consists in computing the volume ranging between the initial profile of a tile column and its final profile at the end of freeze-thaw cycles. Volume V_1 is computed for 3 piles located upstream, mid-slope and downstream (Fig. 1 and Fig. 7-A). Data show that (i) volume V_1 increases according to the number of freeze/thaw cycles, (ii) higher values are measured downstream, (iii) volume increase reaches the maximum values between cycles 4 to 8.

V_2 is the volume of the eroded material due to a local erosion overstepping 1 cm thick (Fig. 8-C). In fact these eroded zones correspond to the source-areas of debris flows. Their volume is computed by subtractions of two successive grids of elevation (V values on Fig.3).

Volume (V_4) corresponds to the material eroded that reaches the gutter located at the bottom of the experimental slope. Data were only acquired from cycle 9, due to technical difficulties. V_4 includes the volume V_2 of eroded material related to gravity flows and the volume V_3 due to run off. However V_3 is not directly measured but can be obtained from the difference $V_4 - V_2$.

Various data obtained show that there is a good correlation between erosion rates and changes in slope morphology (Fig. 3, 5, 6 and 7) :

(1) A high erosion rate is measured at the beginning of the experiment (cycles 2 to 7, Fig 7-C). We can relate this high value to gravity slides during the initiation and amplification of the incision network as previously described (Fig.3).

(2) A strong decrease in erosion rate is then observed from cycles 8 to 21 (Fig 7-C) during the period of topographic smoothing (Fig. 6-B). The higher values reached during these cycles are linked to small and periodic gravity flows but volume of collected material remains low (V_4 on Fig. 7-C). Moreover during this stage 2 the highest erosion rates (V_2) do not coincide with the highest volumes of collected material (V_4). These two points indicate that the soil material is mainly displaced downstream but not immediately evacuated outside from the model.

(3) The highest erosion rate is measured from cycle 22 to 32. During this third stage, heavy rains modify soil surface morphology and debris flows are responsible for the development of deep scars on the slope (cross section of cycle 32 on Fig. 6-B and Fig. 8). These changes in morphology are registered by a strong increase both in erosion rate and in the material collected (Stage 3 on Fig. 7-C). Moreover size distribution of particles within V_4 deposits show an increase in coarse material (1 to 8 mm) during thaws 28, 29, 31, 32 (Fig. 9). This is consistent with the high transport capacity and high erosion rate due to heavy rains that can transport coarse elements sorted by cryoexpulsion.

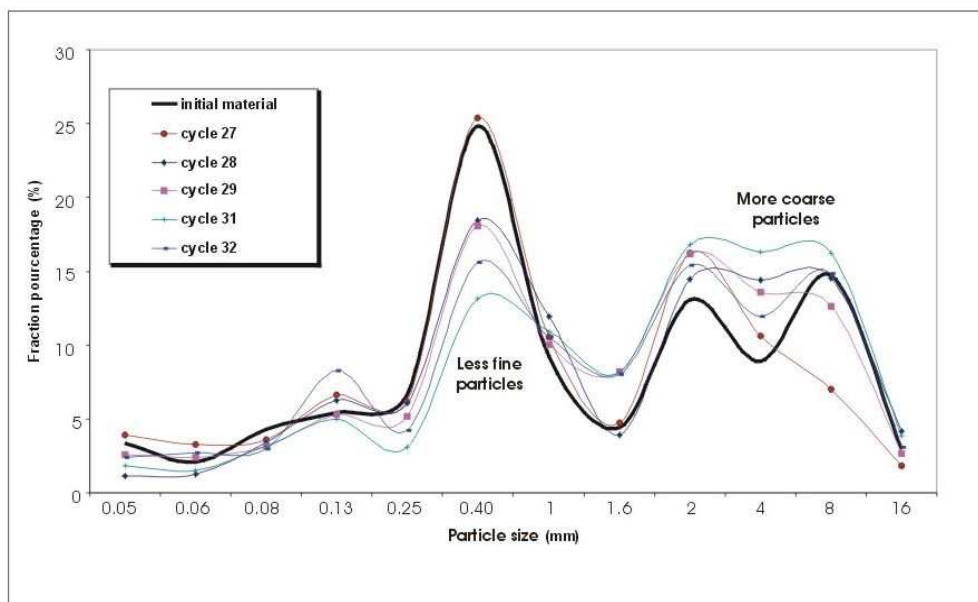


Fig.9 : Particle size distribution of eroded material (V_4) for different cycles.

5. Discussion

Climate changes in periglacial environments influence both the thaw of the permafrost and the abundance of water during spring thawing.

To assess the impact of thermal and moisture regime on landscape evolution physical modelling is a useful tool. Experiments allow both quantification of the erosion and measurements of the progressive changes in surface morphology. Thereby results from experiments furnish additive data to improve the knowledge of landscape evolution in periglacial environments.

(1) Thermal consequences of climate warming on the behaviour of a soil including a permafrost are rather well known. Areas with permafrost are particularly sensitive to climate changes because of their strong dependency on temperatures at the soil-atmosphere interface. Temperature controls both the thickness of the active layer and the amount of ice involved into the first meters of the soil (Harris, 2001). Permafrost dynamics (Stendel *et al.* 2007) and soil destabilisations (Rebetez *et al.*, 1997; Chiarle *et al.*, 2007, Kääb *et al.*, 2007) have been widely studied. However the thermal consequences of permafrost thawing are strongly dependent from local properties of studied fields. For example, Harris and Gustafson (1993) have observed debris flow triggering caused by melting of icy permafrost in regressive thaw slumps in warm weather (St Elias Range area).

In our experimental approach, water supply being fixed, the influence of the thermal regime is simulated by the change in thickness of the active layer, at the top of the permafrost. Results show the following points:

- (i) Active layer thickness controls the depth of incision during erosive events (Fig. 7-B). Main detachment slides initiate on the interface between frozen and unfrozen soil as also described on field studies (Huscroft, 2003; Lewkowicz and Harris, 2005; Lewkowicz, 2007).
- (ii) A thin active layer is associated to (i) a high erosion rate due to the high frequency of the little gravity slides and (ii) significant changes in slope morphology (stage 2 on Fig. 7) mainly marked by incised channels that evacuate downstream the eroded material.
- (iii) Thickening of the active layer is related to a decrease in erosion rate. Water supply can not saturate the thawed layer and consequently gravity slides are less frequent.

(2) The impact of the rainfall regime on the behaviour of a soil including a permafrost seems rather underestimated. Nevertheless, rainfall is a prominent parameter in periglacial slopes where moderate amount of precipitations can induce landslides triggering. For example, Larsson (1982) suggests an intensity of 2.6 mm/h as threshold for a risk of failure on slopes from Spitsberg. Moreover climate warming is likely to rise precipitations as indicated by the increase of rainfall of about 35 %, that is expected in High Arctic during the 21th century (ACIA report). Consequently the triggering of debris flows could also increase significantly and slope degradations could widely modify landforms in periglacial areas.

Physical modelling is a particularly interesting methodology to test the influence of rainfall on slope erosion and surface morphology. Our experiments show the following points:

- (i) In a context of moderate moisture conditions (stage 1 on Fig.7), various erosion processes (cryoexpulsion, gelifluction, mass wasting) are combined to change the morphology of the initial slope. An incision network initiates and develops as a consequence of the regressive erosion of the steeper slope. The network

then propagates leading to the development of a crest line which shows a progressive upward migration. This morphological evolution of the slope, expressed by a regressive erosion, has also been observed on previous experimental works on periglacial domains (Font *et al.*, 2006) and on non-periglacial zones (Orense *et al.* 2004; Lourenço *et al.*, 2006). A decrease in erosion rate is then observed during the period of topographic smoothing.

- (ii) When heavy rainfall is applied to the model (stage 3 on Fig. 7), slope processes are reactivated leading to a more marked slope degradation (Fig. 3) as indicated by the deep and large scars linked to debris flows (Fig. 6 and Fig. 8). During rainfall increase (from 2.9 mm.m^{-2} to more than 10 mm.m^{-2}), the rates of regressive erosion ($77 \text{ cm}^2/\text{cycle}$) and maximum incision (8 cm) increase of about 100%.

These results are consistent with field data obtained in the Swiss Alps where global climate warming during the last three decades is associated to (i) an increase of the frequency of extreme precipitation events and (ii) a higher frequency of debris flows (Rebetez *et al.* 1997).

(3) Experiments highlight that the triggering of landslides is also controlled by the texture of the active layer. It has been yet demonstrated that soils made of fine-particle (loess) can significantly change the behaviour of a landslide mass during his motion (Wang and Sassa, 2003). Moreover cryoexpulsion contributes to grain-size redistribution into the active layer and to the constitution of fine-particle soil layer (Font *et al.*, 2006). Thereby the triggering of landslides in the thawed active layer is favoured by the combination of climate warming that increases in thickness the active layer and cryoexpulsion which leads to a constant modification of its internal structure.

(4) Experiments do not show any relationship between frequency and magnitude of debris flows. Combination of cryoexpulsion processes, active layer thickness and water supply seem to be the critical conditions which determine state of stability or instability of the experimental slope. Finally, the frequency of debris flows seems directly related to the water supply and higher rates of rainfall lead to the greatest gravity slides we assimilate to catastrophic events.

6. Conclusion

Physical modelling helps to constrain the impact of climate changes on landscape evolution, in periglacial environments. Data from experiments attest that changes in thermal and moisture regime influence both erosion rate and slope morphodynamics. Two stages are distinguished:

- (1) When rainfall is moderate, the relationship between erosion and slope morphology can be summarised as follows:

- ✓ Erosion processes involve (i) cryoexpulsion of the coarse blocks that changes the internal structure and the rheology of the soil, (ii) frost creep and gelifluction that induce slow and gradual down slope displacements of the active layer, (iii) gravity slides leading to slow and short mass movements.
- ✓ Changes in slope morphology are characterised by (i) the initiation of drainage network that develops as a consequence of the regressive erosion of the steeper slope, (ii) the development of a crest line which shows a progressive upward migration.
- ✓ A high erosion rate is measured at the beginning of the experiment (stage 1 on Fig 7-A and 7-C) as a consequences of gravity slides. A strong decrease in erosion rate is then observed from cycles 8 to 21 (stage 2 on Fig 7-A and 7-C) during the period of topographic smoothing.

(2) When heavy rainfall is applied to the model, slope processes are reactivated leading to the more marked slope degradation:

- ✓ Gravity driven erosion processes become prominent. They give rise to gravity flows (mud-flows and debris flows) that initiate on the steeper slope and correspond to a highly concentrated viscous water-debris mixture carried downstream.
- ✓ Flows are accompanied by typical changes in slope morphology with marked scars showing from top to bottom (i) a large eroded source area, (ii) a deep channel, (iii) a depositional toe made of coarse material preserved at the foot of slope. Experiments indicate that the triggering of debris flows is controlled by the topography (source area on the crest line) and by the occurrence of a permafrost at deep which minimizes water infiltration and plays the role of a slip surface.
- ✓ The highest erosion rates are related to heavy rainfall. The rates of regressive erosion (34 to 77 cm²/cycle) and maximum incision (4 to 8 cm) increase of about 100% when water supply evolves as expected during climate warming.

From a more general point of view, these experiments bring new data showing that slopes with permafrost are particularly sensitive to changes in thermal and moisture regime. They should improve the knowledge of landscape evolution in periglacial environments, when climate warming increases both the thaw of the permafrost and the abundance of water during spring thawing.

Acknowledgements

INSU/CNRS is gratefully acknowledged for financial support (Programme National “Reliefs de la Terre”, 2004 et 2005). Franck Lelong and Alain Pupin, UMR CNRS 6143 ‘M2C’ are thanked for their technical assistance.

References

- Arctic Council (15 leading contributing authors). 2005. *Arctic Climate Impact Assessment* (ACIA scientific report). Cambridge University Press. 1042 pp.
- Ballantyne CK. 1996. Formation of miniature sorted patterns by shallow ground freezing : a field experiment. *Permafrost and Periglacial Processes* 7: 409-424.
- Blijenberg H. 1998. Rolling Stones ? Triggering and frequency of hillslope debris flows in the Bachelard Valley, southern French Alps. *Knag/Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen Universiteit Utrecht*. 240 pp.
- Caine N. 1980. The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler*, 62A: 23-27.
- Chamberlain EJ and Gow AJ. 1979. Effect of freezing and thawing on the permeability and structure of soils, *Engineering Geology* 13 (1-4) : 73-92.
- Chiarle M, Iannotti S, Mortara G, Deline P. 2007. Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change* 56: 123-136.
- Coutard JP, Ozouf JC, et Gabert P. 1996. Modalités de la cryoreptation dans les massifs du Chambeyron et de La Mortice, Haute-Ubaye, Alpes françaises du sud. *Permafrost and Periglacial Processes* 7: 21-51.
- Decaulne A. 2002. Debris flows and natural hazards in northwestern Iceland. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2: 151-164.
- Font M, Lagarde JL, Amorese D, Coutard JP, Dubois A, Guillemet G, Ozouf JC, Védie E. 2006. Physical modelling of fault scarp degradation under freeze-thaw cycles. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, Issue 14: 1731-1745
- Franke R. 1982. Smooth Interpolation of Scattered Data by Local Thin Plate Splines. *Comp. & Maths. with Appls* 8. No. 4: 237-281.
- French HM. 1996. *The Periglacial Environment*. 341 pp., 183 fig., 49 tabl. 2e éd., Longman Harlow.
- Harris C, Davies MCR and Coutard JP. 1997. Rates and processes of periglacial solifluction : an experimental approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 22: 849-868.
- Harris C, Haeberli W, Vonder Mühl D, King L. 2001. Permafrost monitoring in the high mountains of Europe: the PACE projects in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes* 12(1): 3-11.
- Harris C, Davies MCR and Rea BR. 2003. Gelifluction: viscous flow or plastic creep? *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 1289-1301.
- Harris SA and Gustafson CA. 1993. Debris flow characteristics in an area of continuous permafrost, St.Elias Range, Yukon Territory. *Zeitschrift für Geomorphologie* 37 (1): 41-56
- Huscroft CA, Lipovsky PS, Bond JD. 2003. Permafrost and Landslide activity : case studies from southwestern Yukon Territory. In : Yukon Exploration and Geology 2003, D.S. Emond and L.L. Lewis (eds.), *Yukon Geological Survey*: 107-119.
- Jenness J. 2002. Surface Areas and Ratios from Elevation Grid (surfgrids.avx) extension for ArcView 3.x, v. 1.2. *Jenness Enterprises*.
- Jenness, JS. 2004. Calculating landscape surface area from digital elevation models. *Wildlife Society Bulletin*. 32(3):829-839

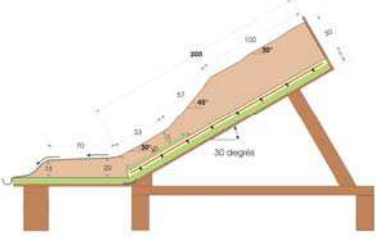
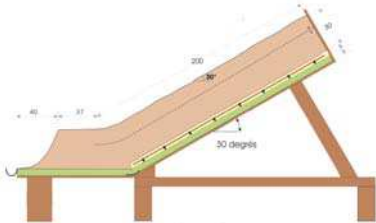
- Johnson AM and Rodine JR. 1984. Debris flows. In *Slope instability*, D. Brunsten and D.B. Prior Eds, John Wiley and Sons Ltd, 257-361.
- Kääb A, Frauenfelder R, Roer I. 2007. On the response of rock-glacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change* **56**: 172-187.
- Larsson S. 1982. Geomorphological effects on the slopes of Longyear valley, Spitzbergen, after a heavy rainstorm in July 1972. *Geografiska Annaler* **64A** : 105-125.
- Lewkowicz AG. 2007. Dynamics of active-layer detachment failures, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes* **18**(1) : 89-103. DOI: 10.1002/ppp.578.
- Lewkowicz AG and Harris, C. 2005. Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, Northern Canada. *Geomorphology* **69** : 275-297.
- Lourenço SDN, Sassa K, Fukuoka H. 2006. Failure process and hydrologic response of a two layer physical model: Implications for rainfall-induced landslides. *Geomorphology* **73**: 115-130.
- Matsuoka N. 2001. Solifluction rates, processes and landforms : a global review. *Earth-Science Reviews* **55**: 107-134.
- Murton JB, Peterson R, Ozouf JC. 2006. Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science* **314**: 1127.
- Orense RP, Shimona S, Maeda K, Towhat I. 2004. Instrumented model slope failure due to water seepage. *Journal of Natural Disaster Science* **26**(1): 15-26.
- Ozouf JC, Texier JP, Bertran P et Coutard JP. 1995. Quelques coupes caractéristiques dans les dépôts de versant d'Aquitaine septentrionale : faciès et interprétation dynamique. *Permafrost and Periglacial Processes* **6**: 89-101.
- Peterson BJ, Holmes RM, McClelland JW, Vörösmarty CJ, Lammers RB, Shiklomanov AI, Shiklomanov IA and Rahmstorf S. 2002. Increasing river discharge to the Arctic ocean, *Science* **298** : 2171–2173.
- Pierson TC and Costa JE. 1987. A rheological classification of subaerial sediment-water flows, in COSTA J.E. and WIECZOREK G.F. (Eds), *Rev. Eng. Geol.*, Geol. Soc. Am. **VII** : 1-12.
- Qi J, Vermeer PA, Cheng G. 2006. A review of the influence of freeze-thaw cycles on soil geotechnical properties. *Permafrost and Periglacial Processes* **17**: 245-252. DOI: 10.1002/ppp.559.
- Rebetez M, Lugon R, Baeriswyl PA. 1997. Climate change and debris flows in high mountain regions: the case study of the Ritigraben torrent (Swiss Alps). *Climatic Change* **36**: 371-389.
- Stendel M, Romanovsky VE, Christensen JH, Sazonova T. 2007. Using dynamical downscaling to close the gap between global change scenarios and local permafrost dynamics. *Global and Planetary Change* **56**: 203-214.
- Van Steijn H, Bertran P, Francon B, Hetu B, and Texier JP. 1995. Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits : reviews. *Permafrost and Periglacial Processes* **6**: 125-146.
- Wang G and Sassa K. 2003. Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particle content. *Engineering Geology* **69**: 109-125.
- Washburn AL. 1979. *Geocryology, a survey of periglacial processes and environments*. 406 p. E. Arnold Ltd.
- Watson E and Watson S. 1970. The coastal periglacial deposits of the Cotentin peninsula. *Inst. Brit. Geogr. Trans. papers* **49**: 125-144.

PARTIE 2- EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN VERSANT REGULIER.

Cette deuxième partie d'expérience concerne le modèle M2 dont le profil topographique est régulier, avec une pente de 30° (Figure V - 74). Ce modèle a été soumis aux mêmes protocoles que le modèle M1 qu'il jouxte. Les différentes phases de l'expérimentation seront donc décrites plus rapidement ainsi que les principaux processus d'érosion périglaciaires. Le principal intérêt de ce versant M2 est de servir d'élément de comparaison pour mettre en évidence les effets directs et indirects de la topographie dans la dynamique des versants en contexte périglaciaire.

V-3- Protocole 3 : évolution morphologique du versant régulier soumis à des contraintes climatiques hydrique et thermique constantes

Comme pour le versant M1 (Figure V - 74), ce versant expérimental a d'abord été soumis à 21 cycles gel/dégel et 20 phases de précipitation lors des dégels (pas de simulation de pluie au cours du premier dégel). Le taux constant de précipitation est de 70 l/h soit 64 mm/h pour l'ensemble de la surface. La durée des précipitations étant de 3 minutes (cf chapitre IV – Figure IV-18), la quantité d'eau apportée au versant équivaut à une lame d'eau de 2,9 mm par m².

Modèle	Précipitations faibles constantes	Précipitations en augmentation
M1 	Protocole 1	Protocole 2
M2 	Protocole 3	Protocole 4

Main characteristics of protocol 3 experimental setting.

V-3-1- Processus d'érosion

A- Cryoexpulsion et ruissellement

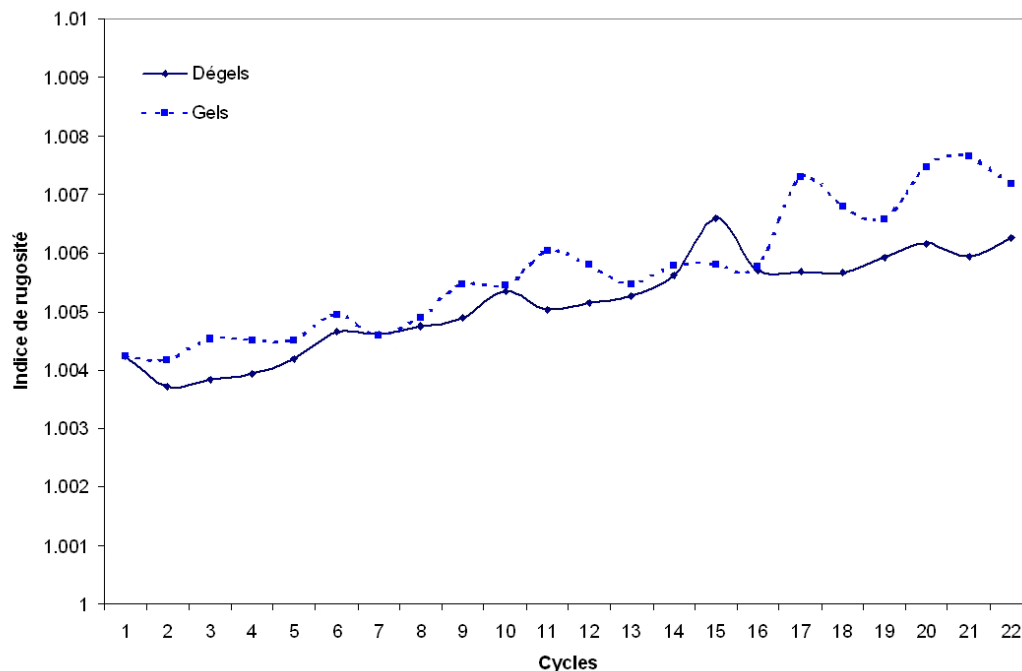
Afin d'estimer la dynamique du processus de cryoexpulsion (décrit dans le chapitre II), une analyse de la surface du versant a été réalisée. La cryoexpulsion consistant à faire migrer les éléments grossiers de la matrice vers la surface, nous avons calculé l'indice de rugosité à la surface du versant. Si le processus est actif, l'accumulation d'éléments grossiers en surface doit modifier cet indice.

De nombreuses études ont été menées sur la détermination de l'indice de rugosité d'une surface (Jenness, 2002 & 2004 ; Siska et al., 2005 ; Tejero et al., 2006). La méthode utilisée pour notre versant consiste en un calcul du rapport entre la surface réelle du versant et sa

surface planimétrique. Une extension de Arcview 3 (Jenness, 2002) permet de calculer pour une grille d'altitude, le rapport entre les deux types de surface, la surface réelle étant calculée par triangulation (Jenness, 2004). A partir de ces ratios, une valeurs moyenne de ce rapport est extraite pour chacune des grilles interpolées (Figure V - 75). Les calculs sont réalisés sur la totalité de la surface du versant.

Les calculs réalisés (Figure V - 75) montrent une augmentation progressive de l'indice de surface du versant avec l'accumulation des alternances thermiques. Cette tendance s'observe à la fois sur les surfaces gelées et dégelées. Elle traduit une augmentation des hétérogénéités topographiques locales liées à la combinaison :

- (i) de la cryoexpulsion accroissant le nombre d'éléments grossiers en surface
- (ii) du ruissellement de surface lessivant les particules fines de surface (Figure V - 76).



Evolution of the M2 slope surface roughness for the first 21th freeze-thaw cycles.

Le ruissellement à la surface du versant est en effet important ; l'incision de très étroits sillons (< 1 cm) se généralise à la moitié aval du versant, des cycles 2 à 4 (Figure V - 76). Par la suite, le ruissellement est beaucoup plus diffus ce qui rend l'incision moins localisée.

La cryoexpulsion est un processus qui trouve son origine dans une alternance de phases thermiques (gel/dégel) au sein du sol. La glace de ségrégation, présente dans la partie supérieure du sol, peut être une des conséquences de cette accumulation de cycles thermiques. Sa présence dans le sol, en particulier sous les éléments grossiers, est estimée au cours de l'expérience par l'intermédiaire d'un calcul du gonflement cryogénique. Celui-ci montre une

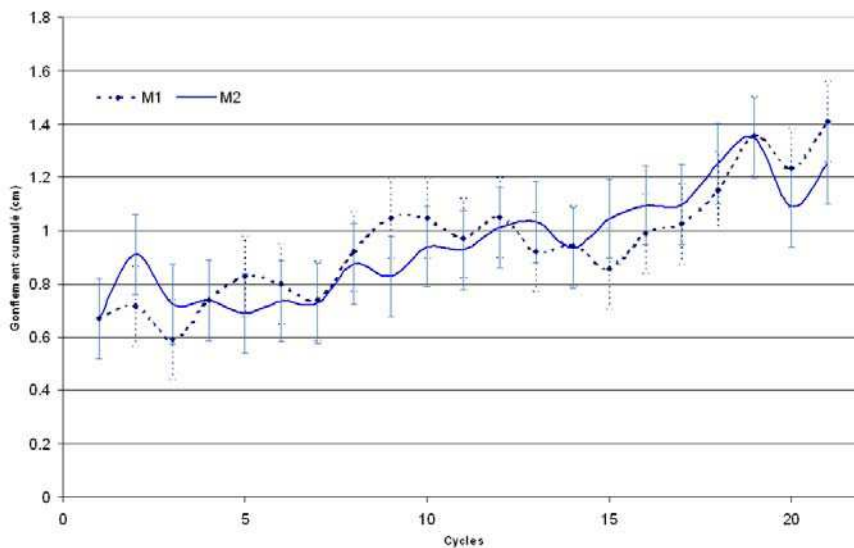
accumulation progressive de glace exprimée par un gonflement en hausse tout au long des 21 cycles de ce protocole (Figure V - 77).



Figure V - 76 : Ruissellement localisé à la surface du versant M2.

Local surface runoff on M2 slope (furrows).

Il est, sur ce point, comparable à celui mesuré au cours du protocole 1 présentant des conditions similaires : (i) le gonflement est calculé sur la partie amont de versant, inclinée à 30° pour chacun des modèles et (ii) le taux de précipitation est le même pour chacun des modèles (64 mm/h). Après 21 cycles gel/dégel, l'analyse topographique comparée des versants M1 et M2 indique un gonflement cumulé d'environ 1,4 cm pour chaque modèle. En considérant une épaisseur maximale de couche active de 13 cm, ce gonflement correspond à une augmentation de volume d'environ 11%. La présence de glace dans le sol va d'autre part activer le processus de gélifluxion présentés dans les paragraphes suivants.



Cumulated cryogenic heave from cycles 1 to 21 of M2 slope compared to M1 behaviour.

Comparaison avec les données du versant M1 (protocole 1)

B- Mouvements lents en masse : la gélifluxion

Le processus de gélifluxion est estimé grâce aux marqueurs de déplacement intégrés au versant en trois positions distinctes, en amont, à mi-pente et en aval.

Les déplacements mesurés au cours des 21 cycles de ce protocole 3 fournissent les informations suivantes (Figure V - 78) :

- (i) les déplacements sont plus importants dans la partie supérieure du sol.
- (ii) Les déplacements maximums sont similaires d'une pile à l'autre : 15 cm environ.
- (iii) La profondeur maximale de déplacement est d'environ 15 cm (20 cm pour la pile aval).

Ces profils de déplacements sont ensuite comparés à ceux enregistrés dans des conditions topographiques différentes (protocole 1) (Figure V - 79 & Figure V - 80) :

- (i) les déplacements enregistrés sur le versant M2 sont beaucoup plus faibles que ceux mesurés sur M1.
- (ii) La différence de déplacement est d'autant plus grande que la mesure est faite en aval. D'un point de vue topographique, ceci peut s'expliquer d'abord par la plus forte pente en M1. Mais cela peut s'expliquer aussi par le fait que la pile aval du modèle M1 est située dans le talus avec un déficit de matière en aval qui limite le confinement et autorise un déplacement plus libre de la couche active.

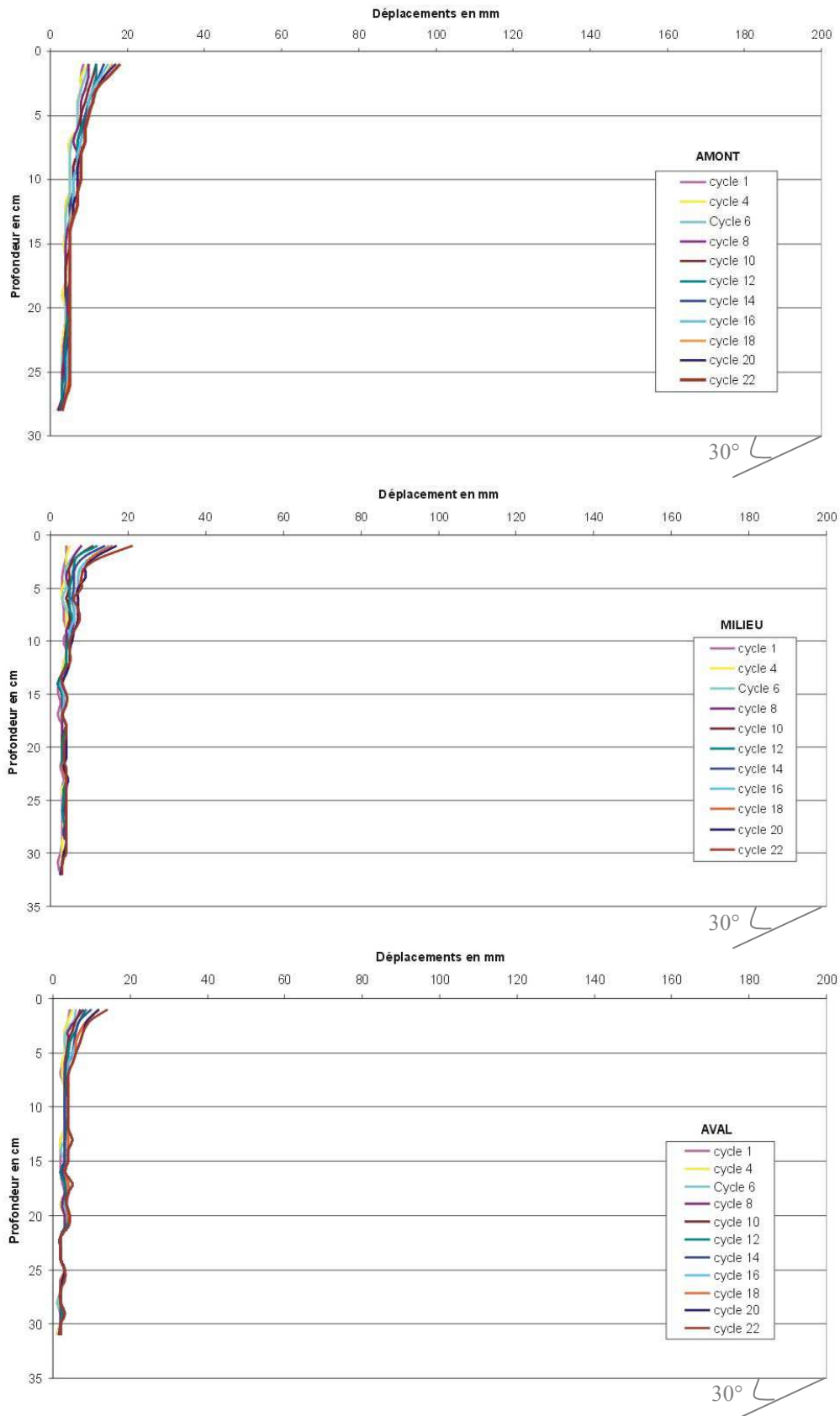


Figure V - 78 : Déplacements enregistrés au cours des 22 premiers cycles gel/dégel pour trois positions au sein du versant (aval, milieu et amont).

Soil movements during the first 22th cycles, recorded from the 3 tiles columns (downslope, middle and upslope).

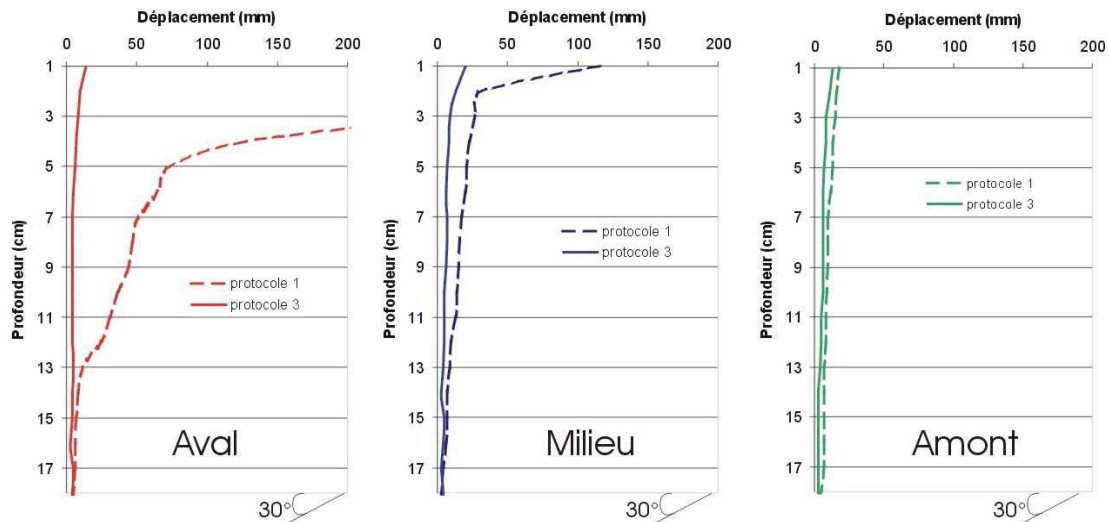


Figure V - 79 : Profils de déplacement pour les 3 piles de marqueurs.

Cumulated movement profiles comparison between protocol 1 and protocol 3.

Comparaison des profils relevés à la fin du protocole 1 et à la fin du protocole 3

Pile	Déplacement (mm)		Vitesse moyenne (mm/cycle)	
	Protocole 1	Protocole 3	Protocole 1	Protocole 3
Amont	13	7	0,59	0,32 (- 46%)
Milieu	21	7	0,95	0,32 (- 66%)
Aval	74	6	3,36	0,27 (- 92%)

Figure V - 80 : Déplacements et vitesses moyennes relevés à 5 cm de profondeur au cours du protocole 3.

Cumulated movement and mean rate at 5 cm depth during protocol 3 (in %, the variation with protocol 1).

Comparaison avec les données du protocole 1

Les données entre parenthèse indiquent les variations entre les deux protocoles

D'autre part, aucune instabilité de surface ne vient perturber (accentuer) le déplacement des briquettes de surface, comme c'est le cas pour les marqueurs « aval » du versant M1.

C- Mouvements rapides

Les processus érosifs rapides sont très rares pendant ce protocole. Au cours des 20 phases de précipitation simulées lors des dégels du versant, seuls les cycles 14, 16 et 20 sont accompagnés de coulées (16 et 20) ou glissement (14). De plus, la taille de ces événements est très inférieure à celle de ceux déclenchés au cours du protocole 1 (Figure V - 81).

Ce comportement est radicalement différent de celui observé dans les mêmes conditions pluviométrique et thermique que celles appliquées lors du protocole 1. La pente du versant, régulière ici, semble favoriser fortement la stabilité du versant.

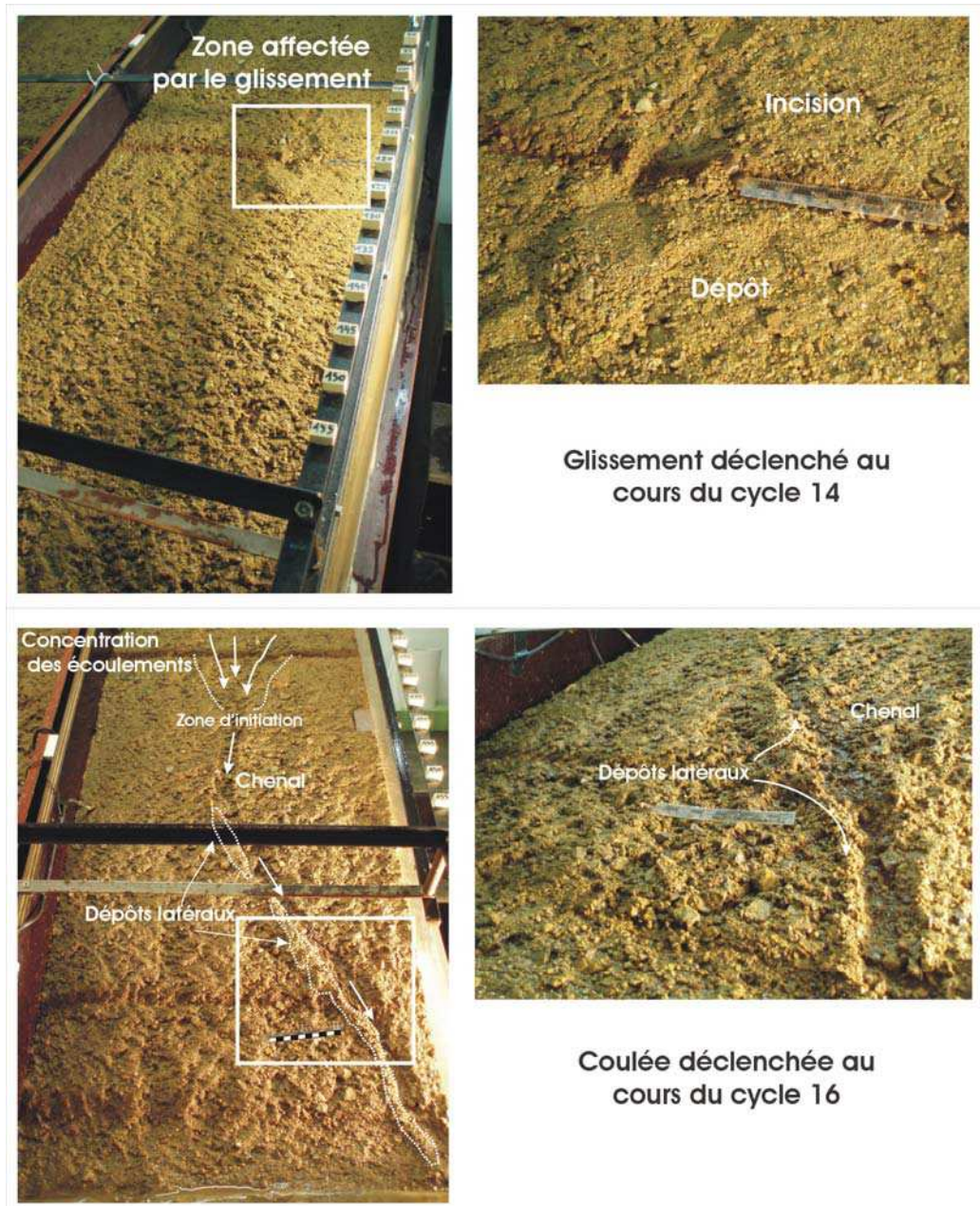


Figure V - 81 : Illustrations des deux déstabilisations gravitaires majeures déclenchées au cours des 21 cycles du protocole 3.

The two main surface movements observed during the first 21 cycles of protocol 3.

V-3-2- Evolution morphologique

Les modifications morphologiques du versant étant principalement contrôlées par l'occurrence et la magnitude des glissements de terrain et des coulées de débris, l'évolution du versant au cours de ces 21 premiers cycles en condition pluviométriques modérées et très peu marquée. Elle se traduit essentiellement par une modification de la morphologie de surface en liaison avec la cryoexpulsion et le ruissellement.

V-3-3- Quantification des produits de l'érosion

Aucun mouvement de masse rapide significatif n'étant venu perturber la surface du versant, seuls les volumes V1 (déplacés par gélifluxion) et V4, collectés à l'exutoire après ruissellement, sont estimés pour ce protocole 3.

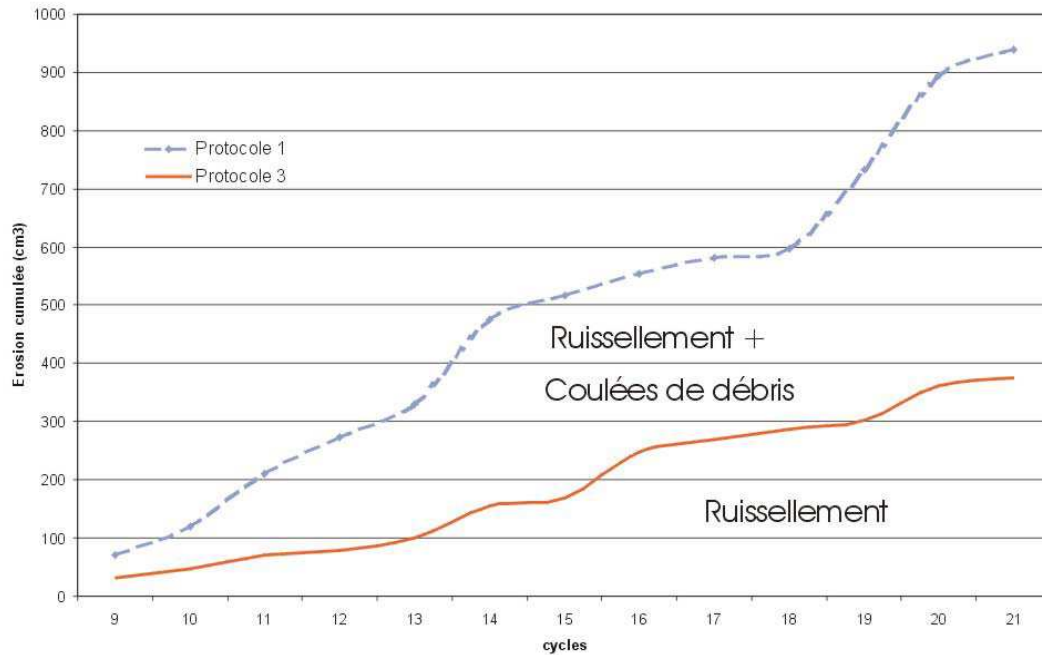


Figure V - 82 : Volume cumulé de matériau collecté à l'exutoire (V4) pour les 21 cycles du protocole 3

Cumulated erosion volume trapped at the outlet (V4) after 21 cycles.

Comparaison avec les données du protocole 1

○ En ce qui concerne le volume (V4) de matériau érodé qui atteint l'exutoire du versant, il est 2 à 3 fois plus faible selon les cycles, que celui mesuré sur le versant comportant une rupture de pente initiale (M1, protocole 1) (Figure V - 82). Ceci résulte principalement de l'absence de coulées gravitaires qui érodent le versant et favorisent l'évacuation des produits d'érosion par leur morphologie (chenal) et leur relative fluidité.

Ces données d'érosion issues de deux protocoles distincts mettant en jeu des processus érosifs différents, permettent d'estimer l'efficacité de chacun de ces processus :

- (i) les volumes érodés lors du protocole 3 correspondent exclusivement au matériau lessivé en surface
- (ii) les volumes érodés lors du protocole 1 correspondent à la fois au matériau lessivé et au matériau arraché au versant par les coulées de débris.

Le lessivage pouvant être considéré constant d'un versant à l'autre, les volumes de matériau issus des coulées de débris peuvent ainsi être estimés (Figure V - 83).

	Lessivage (V3)	Coulées de débris (V2)
Volumes cumulés V4 (cm ³)	376	564
% de l'érosion totale	40	60

Figure V - 83 : Part prise par les processus érosifs dans la dégradation du versant
Role (%) of surface runoff and debris flow processes on slope degradation (erosion).
 Données après 21 cycles gel/dégel

Malgré l'absence d'instabilité locale majeure, des variations importantes de la quantité de matériau récolté à l'exutoire (V4) sont enregistrées au cours des 21 cycles du protocole. Sachant que les précipitations ne varient pas, ces variations peuvent être reliées à l'épaisseur de la couche active (Figure V - 84). La quantité de matière évacuée du versant est d'autant plus grande que l'épaisseur dégelée est faible.

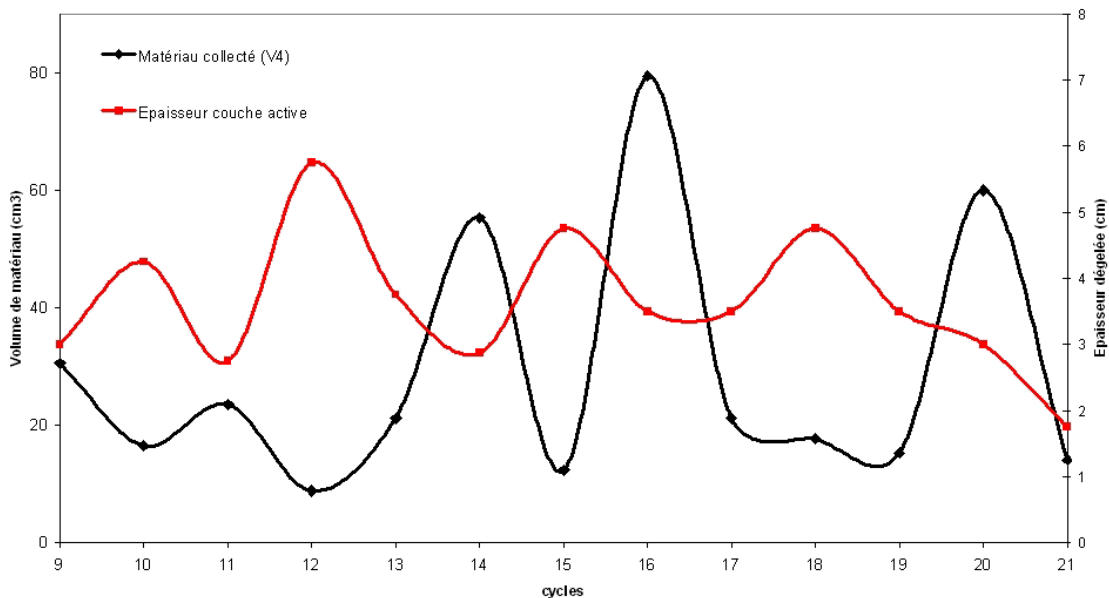


Figure V - 84 : Relation entre l'épaisseur de la couche active et le volume de matériau évacué (V4).
Relationship between active layer thickness and eroded volume trapped downslope (V4).

○ La masse de matériau déplacé par gélifluxion (V1), estimée à partir des marqueurs inclus dans la tranche de sol, est présentée pour trois positions (amont, mi-pente et aval). A partir des déplacements régulièrement mesurés (Figure V - 78 & Figure V - 80), les volumes sont extrapolés en considérant le déplacement constant sur toute la largeur du versant (Figure V - 85 & Figure V - 86). Les volumes ainsi obtenus nous indiquent que l'efficacité du processus de gélifluxion lorsque la pente est régulière :

- (i) est constante d'amont en aval du versant ; le taux moyen de déplacement est alors compris entre 15 et 19 cm³/cycle ;

- (ii) est largement réduite en comparaison des données obtenues pour un versant irrégulier. Les volumes déplacés au cours du protocole P3 ne représentent que 5 à 55% - d'aval en amont - des volumes mesurés lors du protocole P1.

Pile	Taux moyen de déplacement (cm ³ /cycle)	
	Protocole 1	Protocole 3
Amont	34	19 (-45 %)
Milieu	82	18 (-78 %)
Aval	282 (à partir du cycle 8)	

Figure V - 85 : Taux de déplacement (en cm³ par cycle) issus de la gélifluxion.

Movement rates (cm³/cycle) from gelifluction process (in % are deficit from protocol 1).

Les taux sont calculés (sauf indication) entre les cycles 2 et 22.

Les valeurs entre parenthèses indiquent la réduction du taux de déplacement (pourcentage) enregistré au cours du protocole 3 (par rapport au protocole 1).

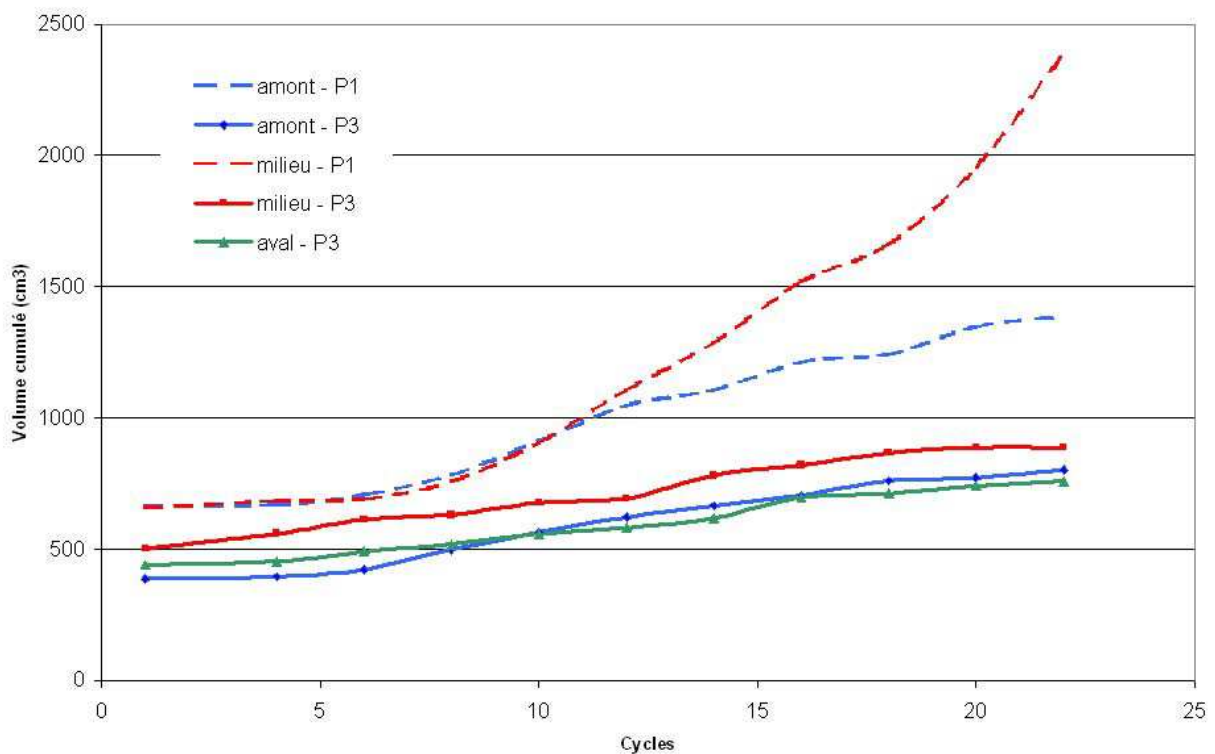


Figure V - 86 : Volumes cumulés de matériau déplacé par gélifluxion.

Cumulated volumes displaced by gelifluction.

P1 : protocole 1 et P3 : protocole 3

Les données des volumes déplacés en aval au cours du protocole 1 ne sont pas représentées en raison de leur magnitude trop élevée.

V-3-4- Bilan du protocole

Après 21 alternances gel/dégel accompagnées de précipitations modérées, le comportement de ce versant à pente régulière est marqué par (i) une absence de phénomènes gravitaires majeurs (coulée ou glissement) et (ii) un déplacement en masse relativement constant sur l'ensemble du versant mais plus faible que celui enregistré sur le versant comportant une rupture de pente.

	Gonflement	PROCESSUS	
		Gélifluxion	Mouvements rapides
QUANTIFICATIONS	Augmente de 0,7 à 1,35 cm du cycle 1 au cycle 21	Déplacements constants d'amont en aval (i) 0,3 cm de déplacement par cycle, à 5 cm de profondeur pour chaque pile soit (ii) 40 cm³ environ de matériau déplacé par cycle,	
IMPACT MORPHOLOGIQUE	(i) gélifraction des éléments grossiers de surface (ii) cryoexpulsion augmentant la rugosité de surface et modifiant la structure interne de la couche active	Faible	Aucun

Figure V - 87 : Tableau récapitulatif de l'évolution morphologique du versant suite à l'application du protocole n°3.

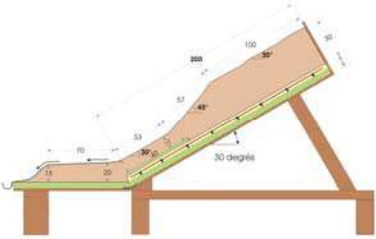
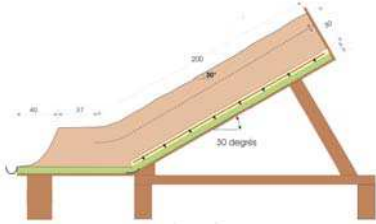
En conséquence, l'évolution morphologique du versant est réduite aux impacts de la cryoexpulsion et du ruissellement lessivant la surface. La dynamique érosive du versant M2 est donc très faible. Ce comportement contraste ainsi nettement avec celui contrôlant le versant M1 dans les mêmes conditions pluviométriques et thermiques.

A ce stade de la modélisation physique, il est donc important de noter le rôle que semble jouer la topographie initiale du versant dans sa dynamique érosive.

V-4- Protocole 4 : évolution morphologique du versant soumis à des précipitations élevées.

Le dernier protocole mis au point lors de cette modélisation physique a consisté à étudier le comportement du versant expérimental M2 (à pente régulière) en réponse à des phases de précipitations plus longues que lors des 21 premiers cycles du protocole 3 (Figure V - 88). Le taux constant de précipitation est de 70 l/h soit 64 mm/h pour l'ensemble de la surface. En revanche, la durée des précipitations est allongée afin de simuler des pluies plus intenses (Figure V - 89) :

- (i) du cycle 22 au cycle 28, les précipitations sont identiques à celles simulées lors du protocole 2. Elles sont comprises entre 6 et 12 minutes.
- (ii) A partir du cycle 29, en raison du comportement du versant, la durée des pluies est fortement augmentée (entre 21 et 57 minutes).

Modèle	Précipitations faibles constantes	Précipitations en augmentation
M1 	Protocole 1	Protocole 2
M2 	Protocole 3	Protocole 4

Modelling regime of protocol 4 (P4).

Cycle	Précipitations												
	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	36	37
Pluies (min)	6	6	9	9	6	12	9	21	24	30	48	42	57
	Equivalent au protocole 2							Différent du protocole 2					

Figure V - 89 : Tableau récapitulatif des conditions pluviométriques appliquées au versant au cours du protocole 4

Summary of hydrological regime applied during cycles of the protocol 4.

V-4-1- Processus d'érosion

A- Processus lent

A1- La cryoexpulsion

Les analyses de surface ont été poursuivies jusqu'au cycle 32. Le calcul de l'indice de rugosité (Figure V - 90) permet ainsi de confirmer la tendance à l'augmentation du nombre et de la taille des hétérogénéités locales de surface et ce au même rythme que lors des 21 premiers cycles (protocole 3).

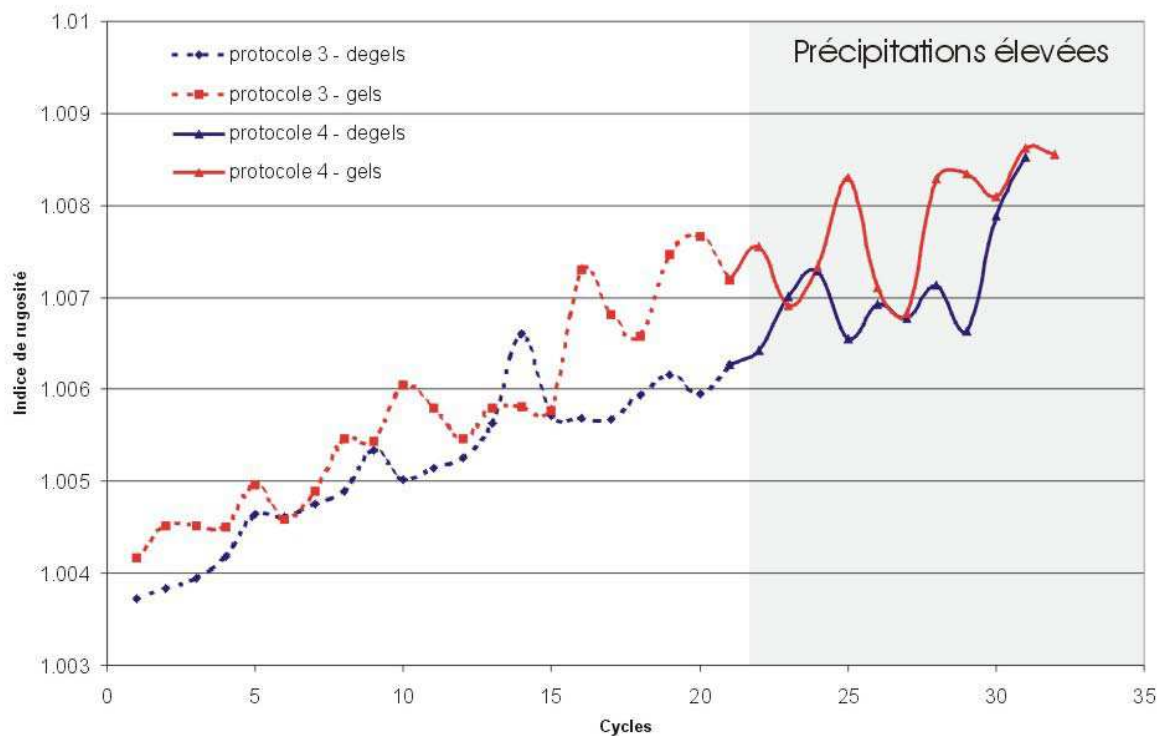


Figure V - 90 : Indice de rugosité mesuré à la surface du versant M2 pour les cycles 22 à 32.

Roughness index from cycles 22 to 32 of slope M2.

Comparison avec les données du protocole 3 (cycles 1 à 21)

A2- La gélifluxion

Suite à l'augmentation des durées de précipitations, la quantité d'eau apportée au versant est plus grande. Malgré cela, et de façon comparable à ce qui a été observé lors du protocole 2, le gonflement cryogénique reste relativement constant des cycle 22 à 36 (Figure V - 91). Ceci traduit une stabilité de la quantité de glace de ségrégation présente dans le sol.

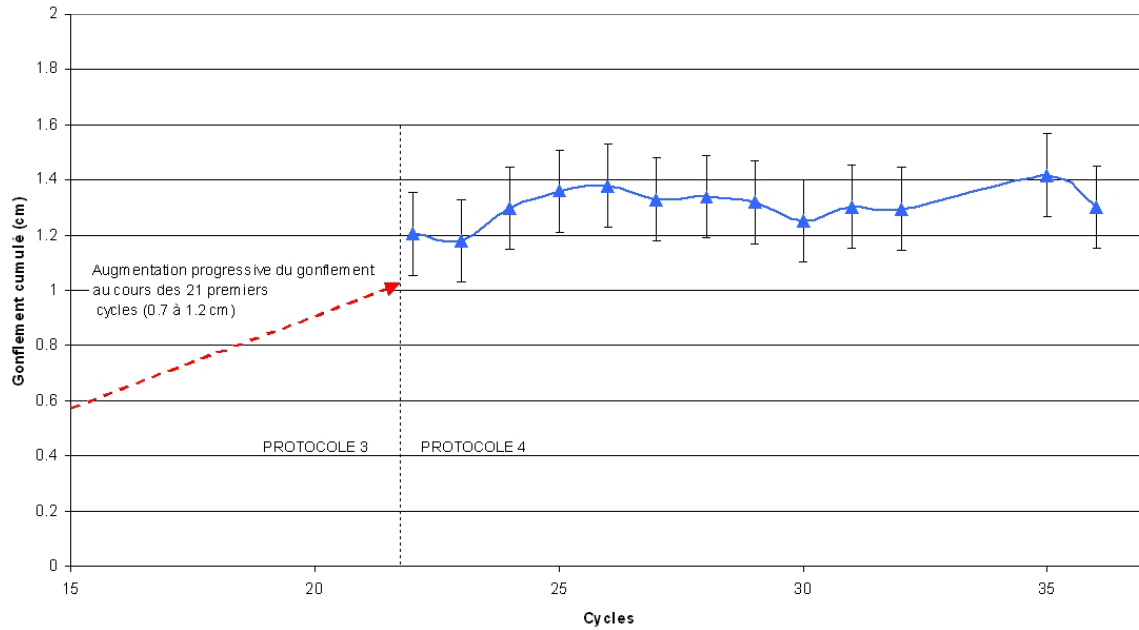


Figure V - 91 : Gonflement cryogénique mesuré au cours des cycles 22 à 36

Cryogenic heave recorded during cycles 22 to 36.

La gélifluxion, affectant le versant au rythme des alternances thermiques, ne semble pas perturbée par l'augmentation des précipitations (Figure V - 92 & Figure V - 93). En effet, les vitesses moyennes de déplacement (à 5 cm de profondeur) sont semblables sous les deux régimes pluviométriques différents imposés par les protocoles 3 et 4 (environ 0,3 mm/cycle). Les déplacements sont par ailleurs toujours inférieurs à ceux mesurés sur le versant irrégulier M1.

	Déplacements (mm)				Vitesse moyenne (mm/cycle)			
	P 1	P 2	P 3	P 4	P 1	P 2	P 3	P 4
Amont	13	6	7	5	0,59	0,4	0,32	0,33
Milieu	21	18	7	5	0,95	1,2	0,32	0,33
Aval	74	21	6	3	3,36	1,4	0,27	0,2

protocoles.

Cumulated movement (mm) and mean rate (mm/cycle) of movement at 5 cm depth for all of the protocols.

P1 : protocole 1 ; P2 : protocole 2 ; P3 : protocole 3 ; P4 : protocole 4 .

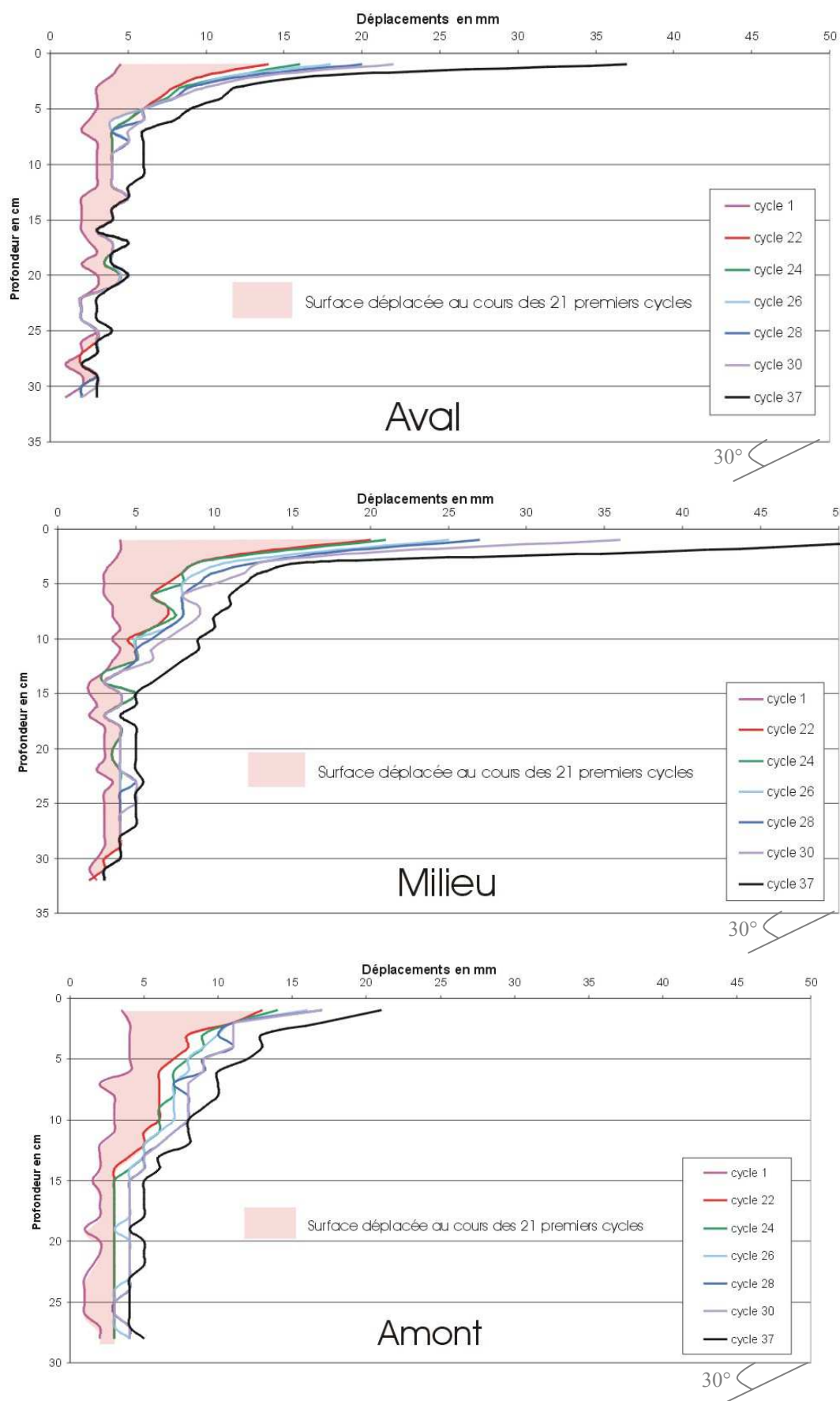


Figure V - 93 : Déplacements enregistrés au cours des cycles du protocole 4 (cycles 22 à 37).

Movement of the 3 tiles columns during protocol 4 cycles.

La profondeur maximale des déplacements est quant à elle située vers 15 cm pour les trois positions de mesure (amont, milieu et aval) (Figure V - 93). Cette distance matérialise le toit du pergélisol dont la profondeur est comparable à celle du modèle M1.

B- Processus rapides

La simulation de pluies intenses ne s'accompagne pas ici de déstabilisations du versant. Cette stabilité relative nous a amené à augmenter la durée et donc la quantité de précipitations afin de tester le seuil de déclenchement des coulées. Il faut en effet attendre le cycle 32, au cours duquel 48 minutes de précipitation sont simulées, pour que se déclenche une coulée de débris. Deux nouvelles ruptures de sol lui succéderont aux cycles 36 et 37.

La coulée de débris initiée au 32^{ème} cycle est d'une taille supérieure à toutes celles déclenchées et décrites jusqu'à présent aussi bien sur le versant M1 que sur le versant M2. Elle est étudiée en détail dans les paragraphes suivants.

B1- Déclenchement et localisation

Le déclenchement de la coulée survenue au cycle 32 (nommée « coulée 32 » par la suite) s'est produit après 48 minutes de précipitations. Le mouvement initial s'effectue dans le 1/3 amont du versant, à égales distances des parois latérales du modèle (Figure V - 94).

Les conditions expérimentales sont les suivantes :

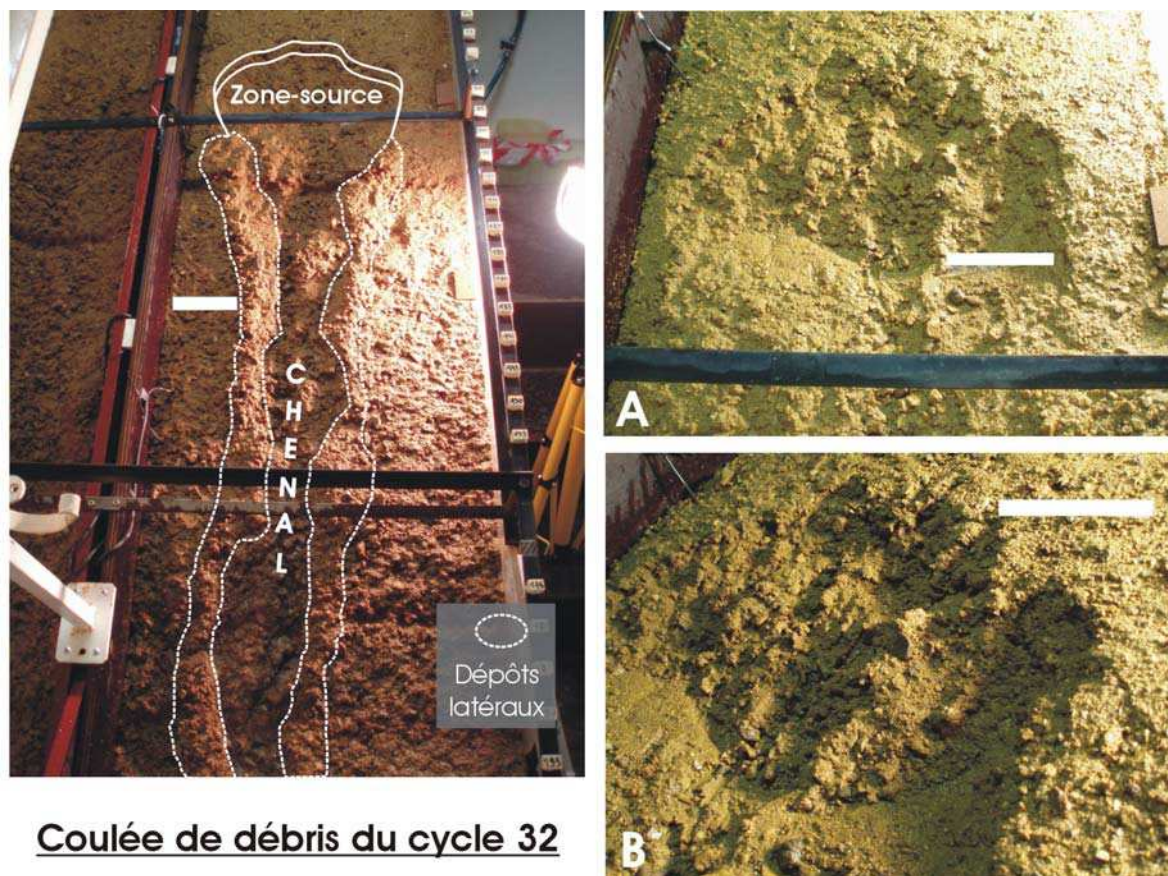
- (i) Concernant les conditions thermiques, l'épaisseur dégelée, quelques minutes avant le déclenchement, est comprise entre 6 et 7 cm d'amont en aval.
- (ii) Concernant les conditions hydriques : trois phases de précipitations ont été simulées, deux de 15 minutes séparées d'autant et un épisode de 18 minutes, 2 heures après la fin de la deuxième phase.

B2- Taille et morphologies

Comme évoqué précédemment, la coulée n°32 a une magnitude supérieure à toutes les coulées déclenchées auparavant :

- (i) la zone-source, sub-circulaire a un diamètre de 36 cm ;
- (ii) le chenal a une largeur moyenne d'environ 6 cm ;
- (iii) le chenal est latéralement délimité par des dépôts dont la largeur est comprise entre 2 et 8 cm ;
- (iv) le matériau érodé est en partie préservé sur la partie aval sub-horizontale du versant, sous la forme d'un large lobe de dépôt.

Ces dimensions impliquent une occupation importante du versant par la coulée qui modifie à elle seule la morphologie initialement régulière du versant. De nombreuses hétérogénéités locales sont en effet créées (Figure V - 94).

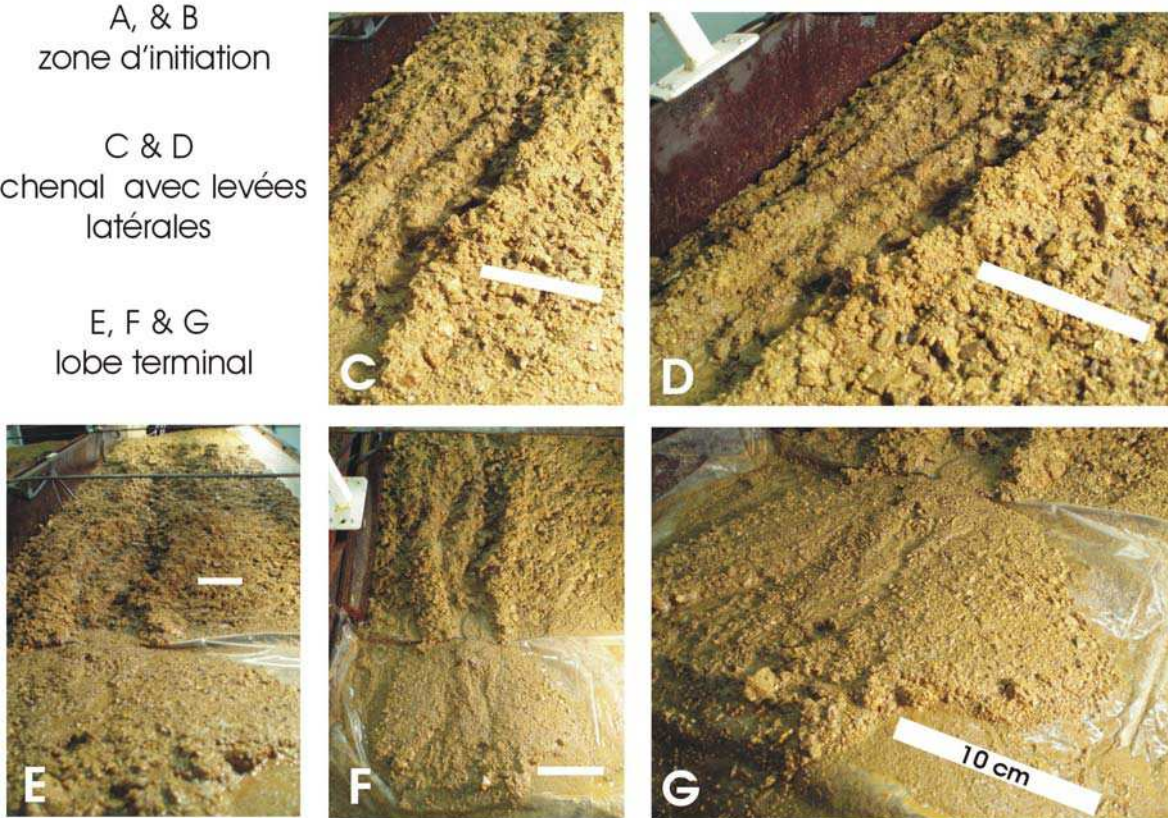


Coulée de débris du cycle 32

A, & B
zone d'initiation

C & D
chenal avec levées
latérales

E, F & G
lobe terminal



La barre blanche représente 10 cm

Figure V - 94 : Illustrations de la coulée de débris n°32.

Photographs of the large debris flow triggered during thaw 32.

Sur un versant initialement régulier, la coulée de débris a laissé des cicatrices très nettes de son passage, ce qui permet de distinguer les zones « caractéristiques » de ce type de processus d'érosion rapide : une zone-source siège d'incision (Figure V - 95), un chenal de transport et des dépôts latéraux (levées) et terminaux (lobe) (Figure V - 96).

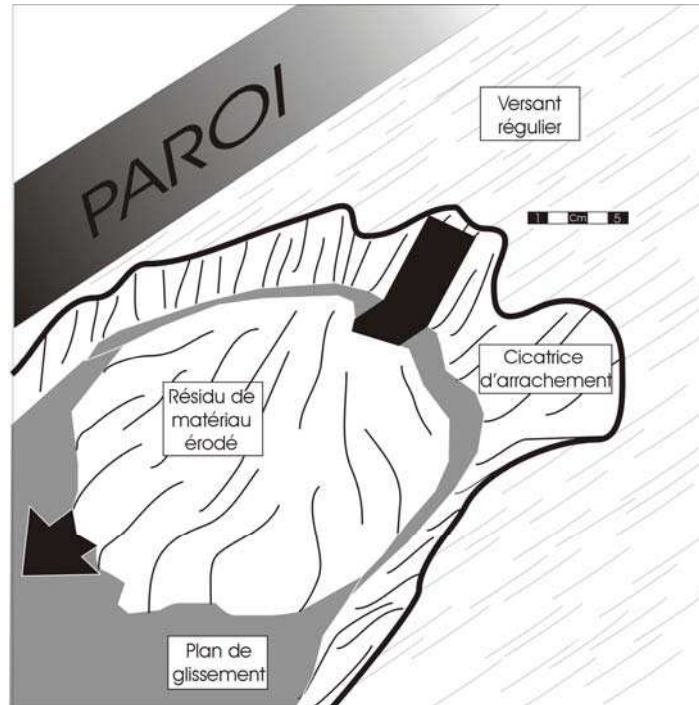


Figure V - 95 : Schéma de la cicatrice d'arrachement laissée par la coulée de débris du cycle 32.

Scar of the source-area debris flow from cycle 32.

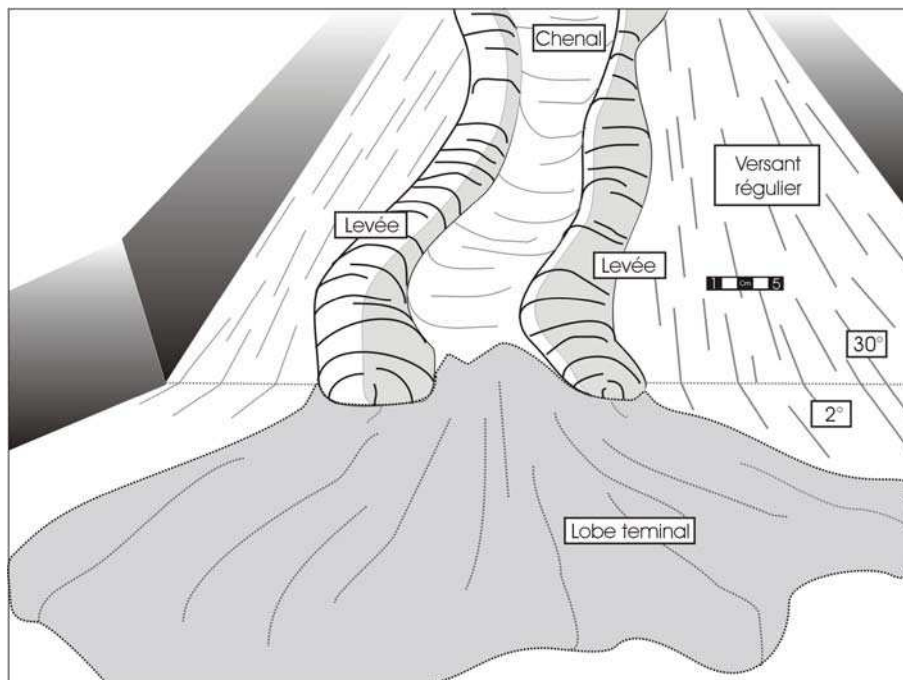


Figure V - 96 : Schéma de la partie terminale de la coulée du cycle 32 : chenal, levées et lobe de dépôt.

Scheme of downslope part of debris flow from cycle 32.

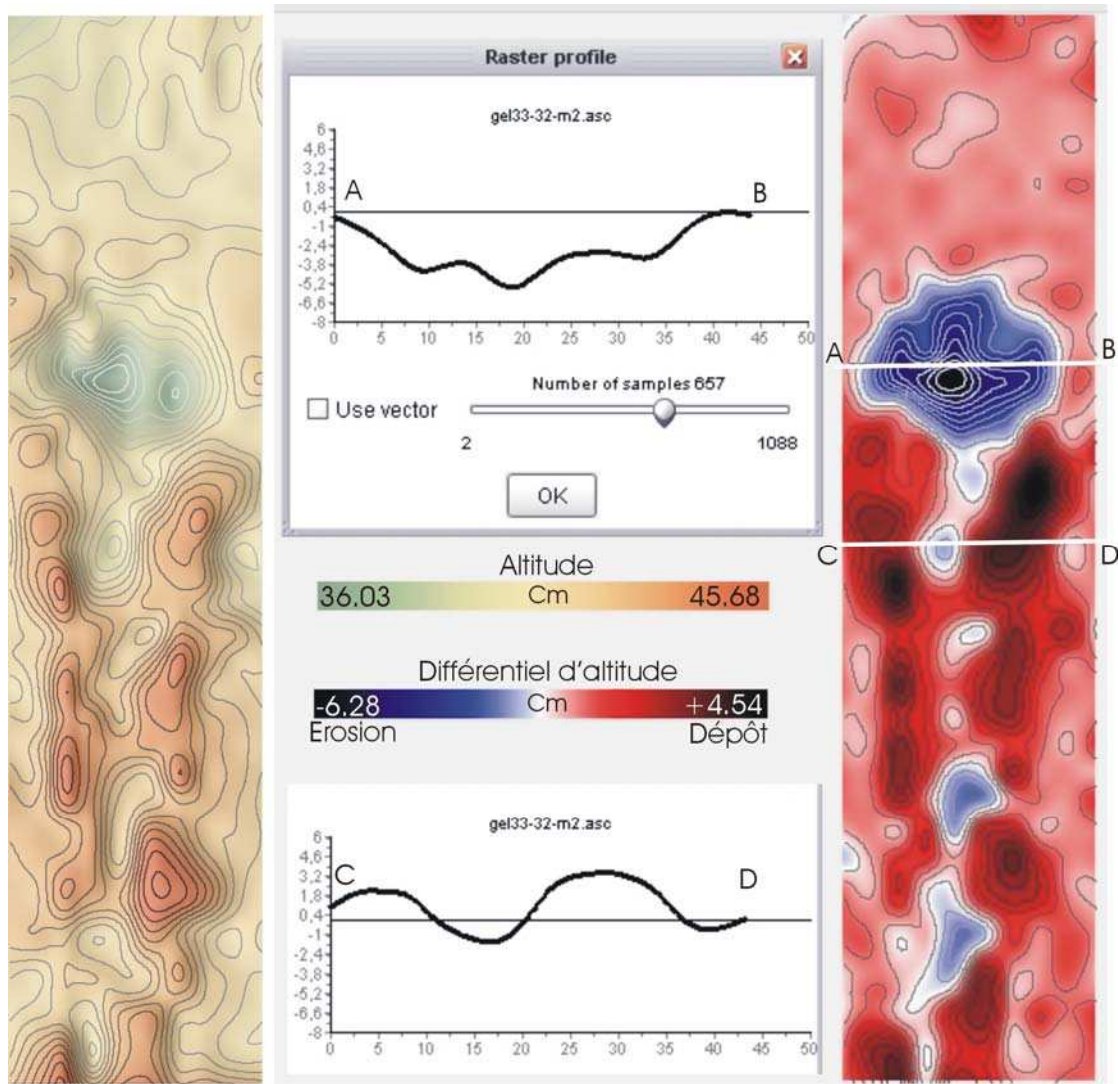


Figure V - 97 : Topographie du versant (à gauche) et modifications morphologiques liées à la coulée de débris du cycle 32 (à droite).

Slope topography (left) and elevation variations (right) after the debris flow of cycle 32.

Au centre, sections topographiques transversales à travers la zone-source (profil AB) et à travers le chenal (profil CD).

Données traitées sous « Landsurf 2.2 »

L'incision maximale, estimée à partir des MNT, est d'environ 6,3 (+/- 0,5) cm dans la zone de déclenchement (profil AB - Figure V - 97). L'épaisseur dégelée étant comprise entre 6 et 7 cm, on peut penser que le toit du pergélisol a joué le rôle de surface de glissement dans cette zone de départ. En revanche, l'incision se réduit assez rapidement vers l'aval pour atteindre en moyenne 1 cm au cœur du chenal (profil CD sur la Figure V - 97 & Figure V - 99). D'autre part, de grandes quantités et épaisseurs de matériau sont abandonnées le long du chenal sous forme de levées latérales dont l'épaisseur maximale est de 4,5 cm avec une moyenne proche de 3 cm. Ces dépôts sont sub-continus, sur toute la longueur du chenal et présentent les caractéristiques suivantes (Figure V - 98) : (i) une dissymétrie fréquente (flanc long à l'intérieur, flanc court à l'extérieur) et (ii) un granoclassement inverse avec les gros éléments vers l'extérieur de la coulée.

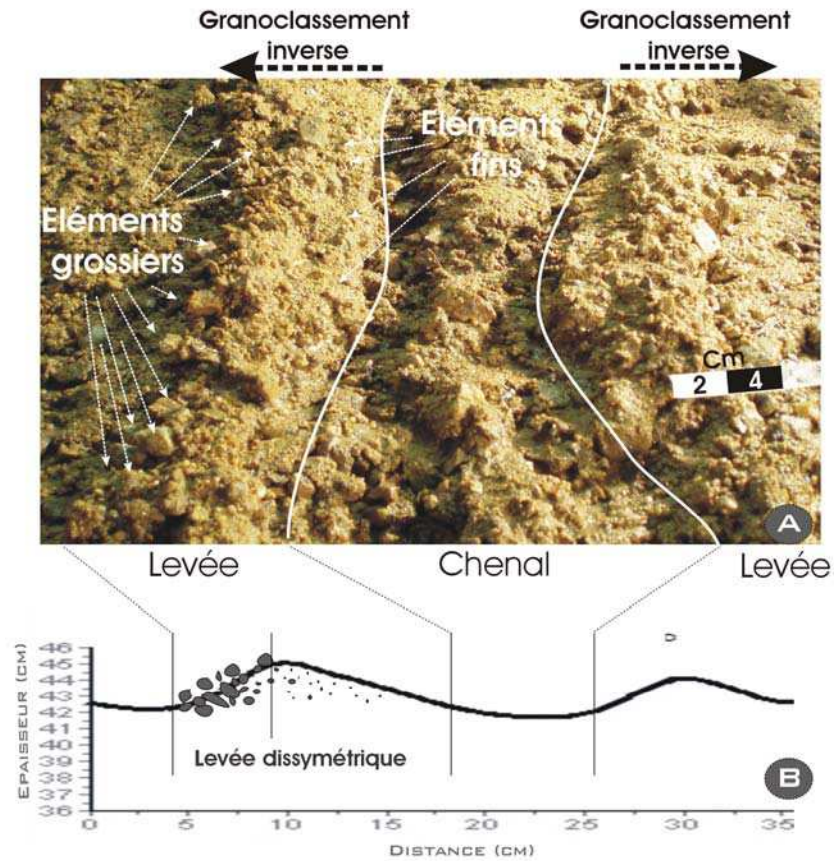


Figure V - 98 : Caractéristiques morphologiques des levées latérales : dissymétrie et granoclassement inverse.

Morphological description of lateral levees. Cross section illustrate coarsening-up toward outside.

A : illustration du chenal encadré de deux levées latérales – B : section topographique transversale située dans le 1/3 aval de la coulée de débris (Landserf 2.2)

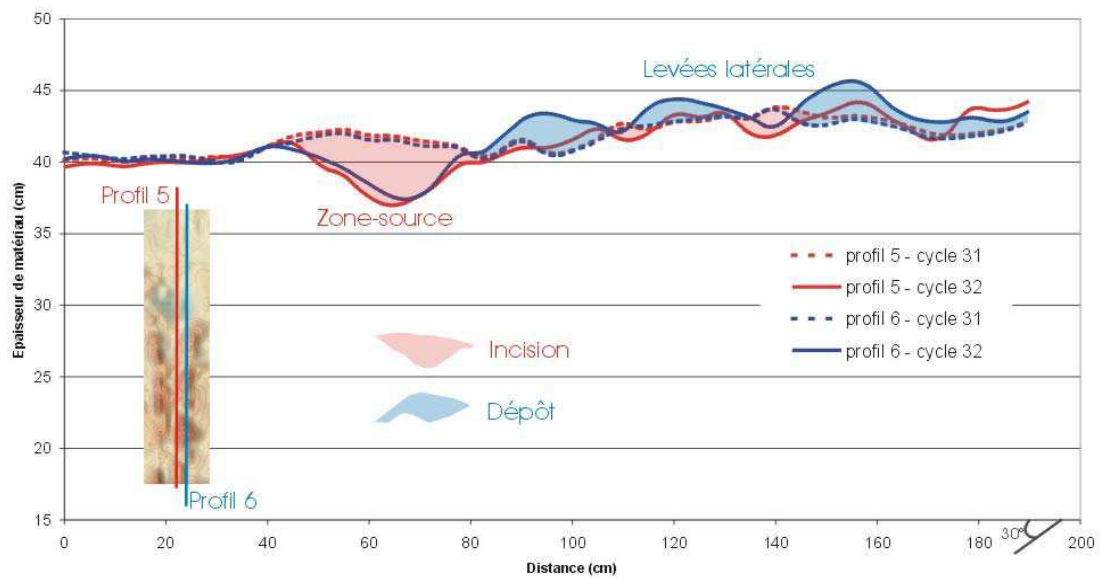


Figure V - 99 : Profils topographiques longitudinaux au centre du versant (profil 5) et légèrement excentré (profil 6) pour les cycles 31 et 32.

Longitudinal topographic profiles of cycle 31 and 32.

B3- Dynamique

La dynamique de la coulée est particulièrement marquée sur cet événement spectaculaire. L'ampleur de la coulée est telle qu'elle permettra (par la technique de corrélation d'images) de visualiser et de mesurer les vitesses de déplacement du matériau en mouvement depuis son initiation sous la forme d'un glissement lent sans déformation superficielle majeure jusqu'à son transport par écoulement au sein du chenal.

B4- Facteur déclenchant

Au regard du comportement du versant au cours des 31 premiers cycles gel/dégel, la pente régulière du versant semble favoriser sa stabilité et ce malgré de fortes précipitations et différentes épaisseurs de couche active. Le facteur pente semble donc ici peu influant.

En revanche, la durée des précipitations est en forte augmentation au cours du dégel 32 affecté par la coulée de débris. En 48 minutes de précipitation, 56 litres d'eau sont apportés au versant ce qui, compte tenu de l'épaisseur de la couche active (6 cm environ) tend à saturer le matériau dégelé pour finalement le déstabiliser.

D'autre part, l'accumulation des cycles thermiques a permis la mise en action du processus de cryoexpulsion qui a pour conséquence une ségrégation granulométrique dans les premiers cm du sol. Ce tri permet la constitution de glace de ségrégation dans la couche de particules fines située sous la couche grossière de surface. L'action de ce processus est progressive, et le déclenchement de la coulée de débris au cycle 32 peut être favorisée par un tri granulométrique optimal permettant l'accumulation d'une quantité de glace critique au regard de la stabilité du sol saturé.

La simulation de fortes pluies associée au tri granulométrique semblent donc être les deux paramètres influençant le déclenchement de la coulée de débris survenue après 32 alternances gel/dégel.

Enfin, il est important de relever que, suite au déclenchement de cette volumineuse coulée, deux autres ruptures de sol se sont initiées lors des deux phases de précipitation suivant le cycle 32 c'est-à-dire au cours des cycles 36 et 37 (pas de précipitations au cours des cycles 33 et 34). Ces deux événements, survenus après de longues phases de précipitation s'initient (Figure V - 100) :

- (i) au niveau de la cicatrice d'arrachement de la coulée 32, ce qui implique à nouveau le facteur pente ou plus particulièrement le facteur topographie locale. Comme observé sur le versant M1, la topographie locale localise l'initiation des déstabilisations de pente.
- (ii) au cœur du versant régulier, à côté de la coulée 32, ce qui confirme l'importance des précipitations dans la saturation et la déstabilisation (perte de cohésion) de la couche active.

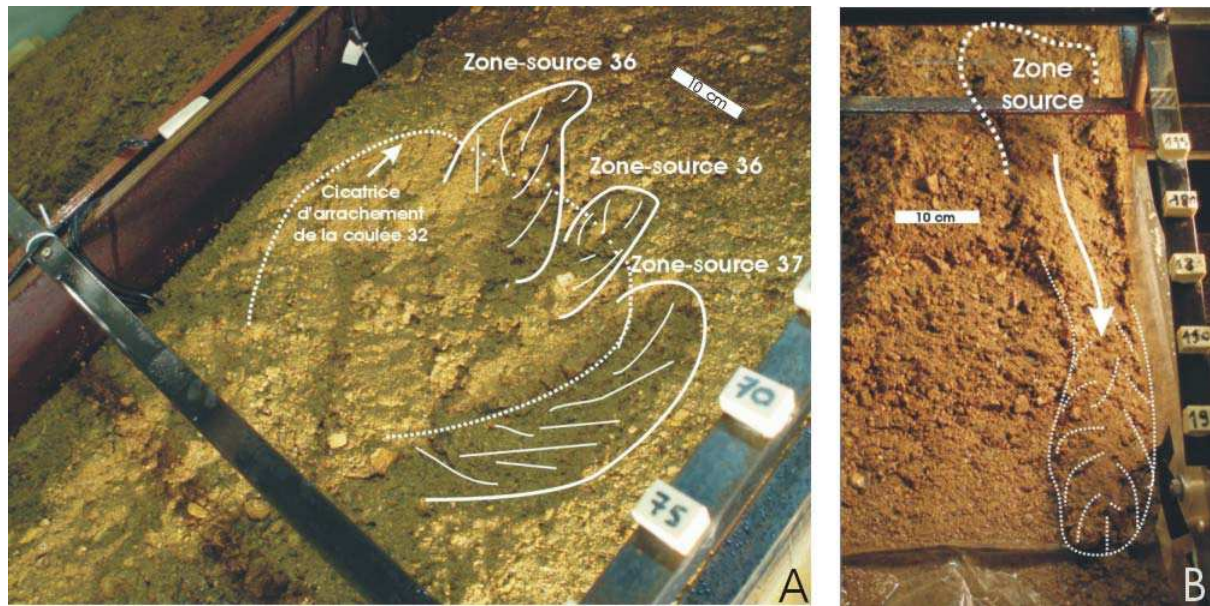


Figure V - 100 : Photos des zones d'initiation des coulées de débris (B) et glissements de terrain (A) affectant le versant au cours des cycles 36 et 37.

Photographs of source-areas of a debris flow (B) and slides (A) triggered during cycles 36 and 37.

V-4-2- Evolution morphologique

L'évolution morphologique du versant est principalement liée à l'impact de la coulée de débris déclenchée au dégel 32. Avant cette coulée, seule la rugosité de la surface du versant est modifiée par le ruissellement et la cryoexpulsion, sans perturber de façon significative le profil du versant. Au plan morphodynamique, un versant régulier évoluera donc préférentiellement par ruissellement avec augmentation de la rugosité de surface. Les événements structurants majeurs type coulées de débris n'interviennent que dans des conditions de pluies très intenses. Ils laissent néanmoins des traces d'arrachement qui modifient sensiblement les formes du versant.

V-4-3- Quantifications des produits de l'érosion

A- Les produits de l'érosion

Les volumes quantifiés au cours de ce protocole 4 sont ceux issus de la gélifluxion (V1), de la coulée de débris principale (V2) et des produits d'érosion collectés à l'exutoire du versant (V4).

○ Le volume de sol déplacé par gélifluxion (V1) est continuellement mesuré afin d'étudier l'impact de l'augmentation des durées de précipitation. Les volumes déplacés nous indiquent les points suivants (Figure V - 101 & Figure V - 102) :

- (i) le processus est particulièrement actif sur la pile du milieu, ce qui s'explique en partie par la cryoexpulsion puis le déplacement libre de la brique supérieure. En

dehors de cet événement local, le processus peut être considéré constant, d'amont en aval du versant.

- (ii) Le processus est plus efficace (+ 60% en moyenne) qu'au cours du protocole 3, si l'on considère les déplacements mesurés à partir du cycle 2 (abstraction des déplacements excessifs liés au tassement du matériau au cours de la première alternance gel/dégel du protocole 3).

Pile	Taux moyen de déplacement (cm ³ /cycle)	
	Protocole 3	Protocole 4
Amont	19	31 (+ 63%)
Milieu	18	44 (+ 144%)
Aval	15	24 (+ 60%)

Figure V - 101 : Taux de déplacement issus de la gélifluxion.

Movement rates from gelifluction (% are increases from protocol 3).

Les données du protocole 3 ne prennent pas en compte les déplacements enregistrés au cours du 1^{er} cycle (le taux est donc calculé des cycles 2 à 22).

Les valeurs entre parenthèses indiquent l'augmentation du taux au cours du protocole 4 (par rapport au protocole 3).

○ Pour le calcul de V2, la zone-source de la coulée 32 est la seule surface pouvant être prise en compte dans le calcul des surfaces d'incision liées aux coulées de débris. Sa surface est de 998 (+/- 50) cm² soit l'équivalent des plus vastes zones érodées au cours des protocoles précédents (protocole 2, cycle 29, 31 & 36 > 1000 cm²).

Le volume V2 correspondant au volume de matériau arraché par la coulée de débris 32 au niveau de la zone-source est de 2540 (+/- 100) cm³.

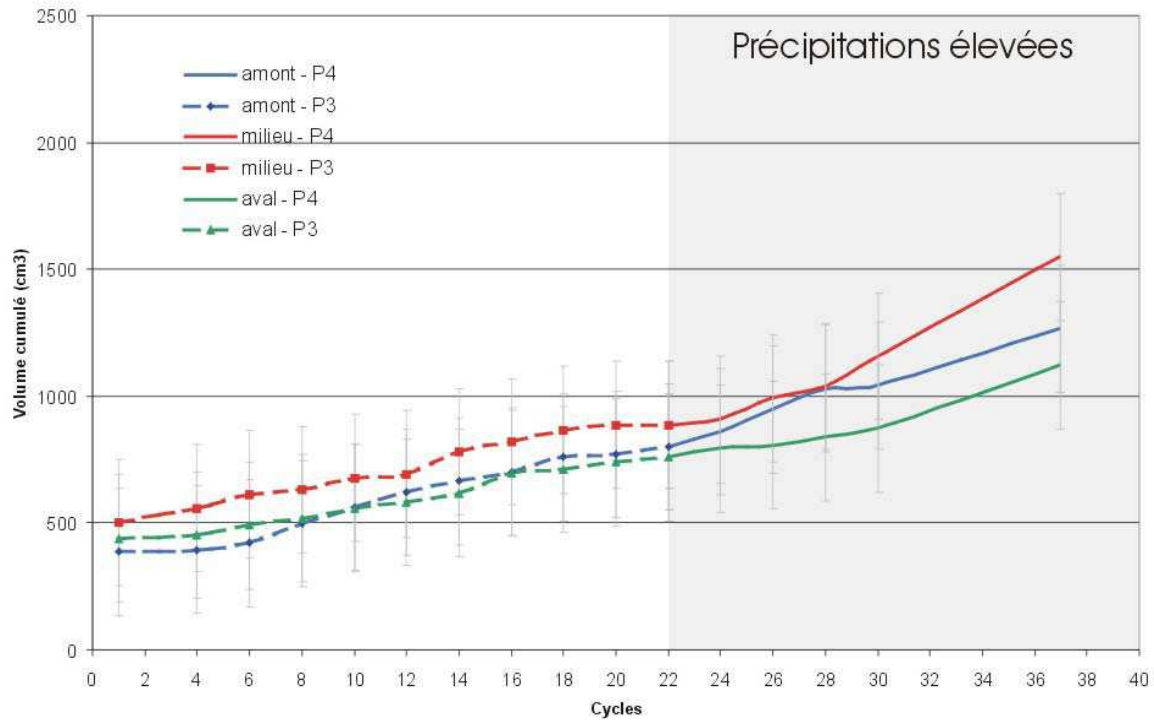


Figure V - 102 : Volumes cumulés déplacés par gelifluxion (V1) au cours des protocoles 3 et 4.

Cumulated volumes of material displaced by gelifluxion process.

○ Le volume V4 correspond au matériau collecté à l'exutoire du versant. En réponse à l'augmentation des précipitations, on peut noter (Figure V - 104) :

- (i) une stabilité du taux d'érosion jusqu'au cycle 32, en comparaison de celui relevé au cours du protocole 3 ;
- (ii) une augmentation brusque de la quantité de matériau exporté hors du versant à partir du cycle 32, en raison du déclenchement de plusieurs coulées de débris : la coulée 32 évacue à elle seule plus de deux fois plus de matériau que lors des 31 premiers cycles cumulés (1750 cm³ contre 750).

B- Granulométrie

L'analyse granulométrique (Figure V - 103) effectuée sur le volume V4 de matériau érodé au cours de plusieurs cycles de ce protocole 4, révèle deux informations :

- (i) lors des cycles sans déclenchement d'instabilité majeure (cycles 30, 31, 36 et 37), le matériau atteignant l'exutoire présente une granulométrie plus fine que celle du matériau initial. Le ruissellement de surface mobilise principalement les particules fines.

- (ii) Lors du cycle avec coulée de débris (cycle 32), la granulométrie du matériau érodé révèle la présence en plus grand nombre de particules grossières. D'une part, la mobilisation d'une plus grande épaisseur de matériau (lors d'une coulée de débris en comparaison du ruissellement) tend à rapprocher les deux granulométries (initial et érodé) et d'autre part la couche active mobilisée est enrichie en éléments grossiers par le processus de cryoexpulsion.

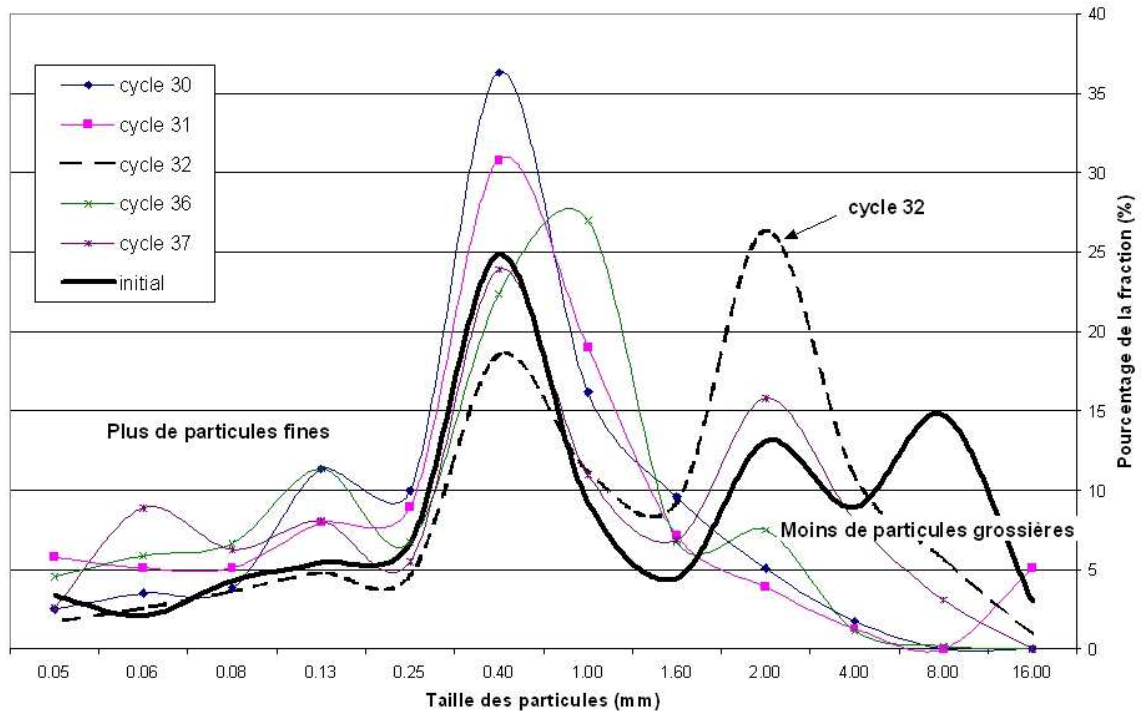


Figure V - 103 : Distribution granulométrique du matériau érodé (V4) pour plusieurs cycles du protocole 4.

C- L'incision

Sur la seule coulée 32, l'incision maximale (6,3 cm) est très proche de l'épaisseur dégelée estimée juste avant son déclenchement (entre 6 et 7 cm). Le toit du pergélisol semble donc encore une fois (i) avoir contrôlé la profondeur d'incision et (ii) avoir servi de plan de glissement au sein de la zone-source.

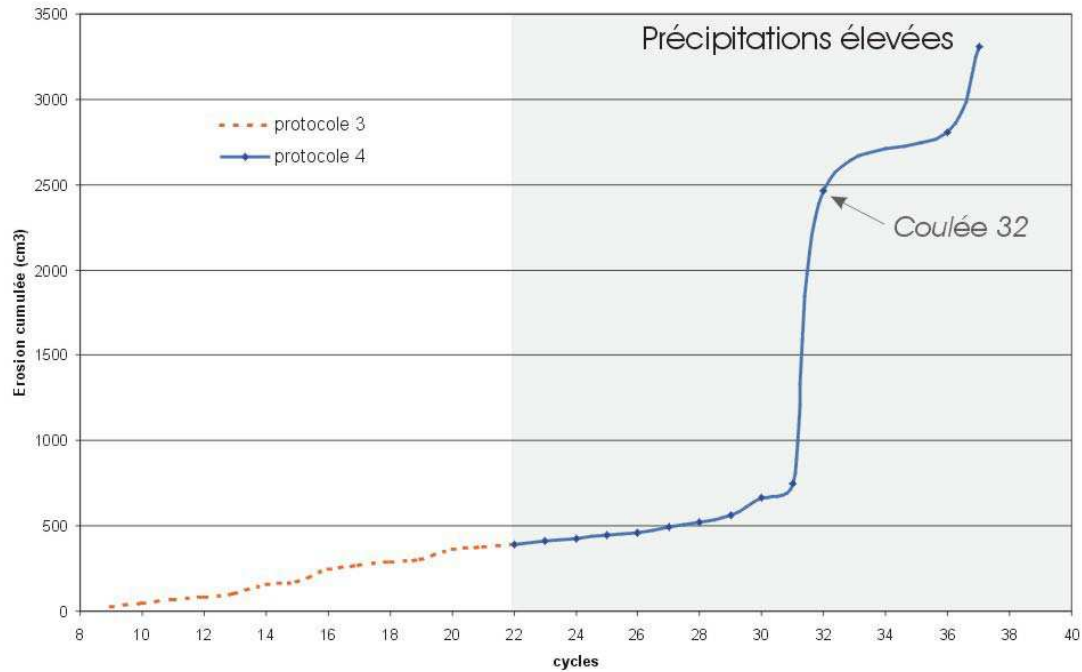


Figure V - 104 : Volumes cumulés de produits d'érosion (V4) ayant atteint l'exutoire du versant

Cumulated volume of material trapped at the outlet of the slope.

V-4-4- Bilan du protocole

Sur le versant régulier M2, les conséquences de l'augmentation de la durée des précipitations afin de simuler des pluies intenses, sont les suivantes :

- (i) la vitesse de déplacement du sol par gélifluxion à 5 cm de profondeur (environ 0,3 cm par cycle) varie peu mais on note une augmentation de la quantité de déplacement (environ 45 %) si l'on considère l'intégralité de l'épaisseur de la tranche de sol.
- (ii) Le versant régulier est beaucoup moins sensible aux pluies intenses qu'un versant avec rupture de pente. Si l'on excepte la déformation d'ensemble par gélifluxion, la dynamique du versant est avant tout liée à des phénomènes de type cryoexpulsion et ruissellement qui ne modifient que la rugosité de surface.
- (iii) Les phénomènes structurant majeurs type coulées de débris n'apparaissent qu'avec de fortes quantités de précipitations qui saturent la couche active. Le déclenchement d'une très volumineuse coulée de débris au dégel 32 (2500 cm³ environ), après 48 minutes de précipitation en est l'illustration. Ce phénomène fait suite à 10 cycles (21 à 31) sans aucune instabilité de pente malgré des durées de précipitations élevées (6 à 30 minutes). Initiée sur un versant régulier, la coulée de débris du cycle 32 présente l'ensemble des caractéristiques propres à ce type de processus, tant au plan morphologique (zone-source semi-circulaire, chenal de transport, dépôts latéraux et terminaux)

qu'au plan dynamique (initiation par glissement puis transport par écoulement après une liquéfaction de la masse en mouvement).

	Gonflement	PROCESSUS	
		Gélifluxion	Mouvements rapides
QUANTIFICATIONS	Stable (1,35 cm) depuis la fin du protocole 3 (cycle 21)	<p>Déplacements constants d'amont en aval</p> <p>(i) 0,3 cm de déplacement par cycle, à 5 cm de profondeur pour chaque pile soit</p> <p>(ii) 40 cm³ environ de matériau déplacé par cycle,</p>	<p>Une seule déstabilisation : volumineuse coulée de débris initiée au cycle 32 : taux d'érosion d'environ 1000 cm³ au cours de ce cycle ; incision supérieure à 6 cm.</p>
IMPACT MORPHOLOGIQUE	<p>(i) gélifraction des éléments grossiers de surface</p> <p>(ii) cryoexpulsion augmentant la rugosité de surface et modifiant la structure interne de la couche active</p>	Faible.	<p>Exclusivement lié à la morphologie de la coulée de débris 32 : une zone incisée, un large chenal et des dépôts latéraux.</p>

Figure V - 105 : Tableau récapitulatif de l'évolution morphologique du versant suite à l'application du protocole n°4.

Summary of the slope morphological evolution during protocol 4.

Conclusions

La modélisation physique menée au cours de ces travaux a permis de tester le rôle de processus d'érosion spécifiques (ou favorisés) au milieu périglaciaire dans l'évolution et la dégradation de versants. Les versants reconstitués, soumis à différents protocoles expérimentaux ont montré des comportements directement liés aux facteurs climatiques ou topographiques auxquels ils sont contraints. Dans un souci de clarté, les résultats marquants de cette expérimentation sont d'abord récapitulés et présentés (i) processus par processus puis (ii) en terme d'impact sur l'évolution morphologique du versant.

V-5-1- Les processus mis en jeu

La cryoexpulsion

Le phénomène de cryoexpulsion est observé à la surface du versant par l'accumulation d'éléments grossiers désolidarisés de la matrice du sol. Un pavage de surface est constitué ; il augmente la rugosité de surface du versant (principalement au cours du gel) et est responsable d'une ségrégation granulométrique au sein de la couche affectée par les alternances thermiques.

La gélifluxion

Les mouvements de sol par gélifluxion sont étudiés en 3 emplacements du versant : en amont, à mi-versant et en aval. Sur un versant régulier (topographie et épaisseur de sol constantes d'amont en aval) auquel on applique un régime pluviométrique modéré et constant au cours des cycles, les déplacements liés à la gélifluxion sont semblables en tout point du versant : environ 15 cm en surface (après 21 cycles) pour des vitesses moyennes de déplacement d'environ 0,3 mm/cycles à 5 cm de profondeur et de 17 cm³/cycle (si l'on considère la totalité de l'épaisseur de la couche active). Lorsque le régime pluviométrique s'accroît (durées de simulation 2 à 19 fois plus longues), le taux moyen de déplacement (en amont comme en aval) augmente d'environ 45% (en 13 phases de précipitation).

En revanche, le comportement en masse du sol diffère nettement d'amont en aval lorsque la topographie du versant est irrégulière. Le protocole consistant à mesurer l'efficacité du processus de gélifluxion en trois positions aux contextes topographiques différents, a en effet révélé l'existence d'un gradient de déplacement fournissant des taux s'étirant de 43 à 282 cm³/cycle d'amont en aval. Ces valeurs sont respectivement 2,5 et 16 fois plus élevées que celles mesurées dans les mêmes conditions climatiques sur le versant régulier. D'autre part, l'augmentation des précipitations (comprise entre 2 et 3 fois) n'entraîne pas de véritable perturbation du processus dont le taux reste constant dans la partie amont du versant.

Glissements de terrain et coulées de boue

Les processus d'érosion rapides ont été observés lors des protocoles expérimentaux mettant en jeu un versant dont la topographie est irrégulière (rupture de pente) et/ou un versant soumis à de longues précipitations. En revanche, un versant régulier auquel on applique des pluies modérées, n'est pas affecté par ce type de processus gravitaire.

Lorsque les pluies sont modérées, le déclenchement périodique des instabilités de sol s'observe uniquement en présence d'hétérogénéités topographiques locales (ruptures de pente abruptes) ou de pentes fortes (au moins égales à 45°).

Lorsque la durée du régime pluviométrique est allongée (2 à 3 fois), les coulées de débris s'intensifient et se systématisent à chaque phase de dégel si des ruptures de pente sont déjà présentes : le taux d'érosion lié aux coulées de débris est alors multiplié par 6. En revanche, sur un versant à pente régulière, une telle augmentation des précipitations ne perturbe en aucun cas le comportement du versant dont la surface n'est pas le siège de phénomènes gravitaires. Dans ces conditions topographiques, seule une augmentation de la durée des précipitations d'environ 16 fois, permet l'initiation d'une coulée de débris.

Un facteur déclenchant, (i) particulièrement omniprésent en contexte climatique périglaciaire et (ii) intervenant au cours de notre modélisation physique, vient perturber l'interprétation du rôle de la pente et de la pluviométrie dans la dégradation des versants : l'épaisseur de la couche active. Celle-ci (environ 4 cm) varie peu au cours des protocoles expérimentaux mais les faibles variations enregistrées semblent être à l'origine de modifications des taux d'érosion issus du lessivage et de petites déstabilisations. En effet, pour des précipitations modérées et constantes, la quantité de matériau sortie du versant est d'autant plus forte que l'épaisseur dégelée est faible. Lorsque l'épaisseur dégelée est faible, la saturation rapide des premiers cm de sol engendre en effet de petites déstabilisations locales alimentant en matière le flux d'eau lessivant la surface. Cette matière atteint l'exutoire du versant ce qui augmente le taux global d'érosion. De façon moins évidente, le déclenchement des phénomènes gravitaires massifs et rapides semblent sensible aux variations de la couche active : pour des précipitations données (modérées et constantes), une épaisseur critique est déterminée ; au-delà de cette épaisseur, la durée des pluies ne semble pas suffisante pour saturer et donc déstabiliser la partie dégelée du sol.

Enfin, le rôle du toit du pergélisol a pu être déterminé au cours des alternances gel/dégel imposés à nos versants expérimentaux. En effet, la quasi-totalité des coulées de débris observées lors des phases de dégel (i) mobilisent la totalité de l'épaisseur dégelée et (ii) s'initient et progressent sur le toit du pergélisol. En d'autres termes, la profondeur du toit du pergélisol contrôle l'épaisseur d'incision (au niveau de la zone-source) et le toit sert de surface de glissement aux coulées de débris.

V-5-2- L'évolution morphologique des versants

Parmi les différents processus érosifs mis en jeu au cours de notre modélisation, les coulées de débris et glissements de terrain sont ceux modifiant le plus la morphologie des versants qui évolue alors presque exclusivement au rythme de ces coulées et glissements. Il a

été mis en évidence que la morphologie du versant est sensible aux variations locales de pente. Un versant régulier ne modifie sa forme que lorsque une hétérogénéité locale vient perturber sa configuration initiale régulière. Dès qu'une rupture de pente, ne serait-ce que locale, vient affecter le versant, les déstabilisations gravitaires se densifient pour finalement progressivement « construire » au sein du versant, (i) une zone étroite à fortes pentes (corniche) délimitant une large surface (impluvium) et (ii) un couloir d'évacuation (chenal) transportant les produits d'érosion depuis leur site d'arrachement jusqu'à l'exutoire du versant (Figure V - 106).

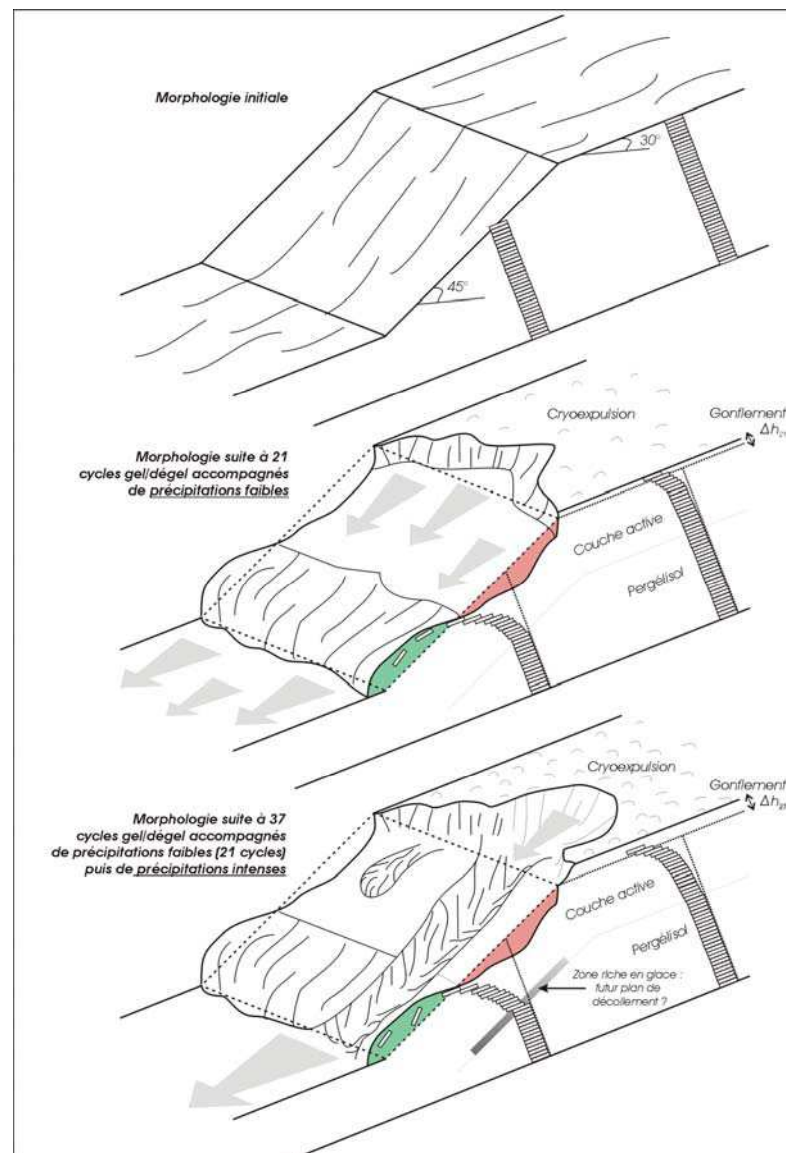
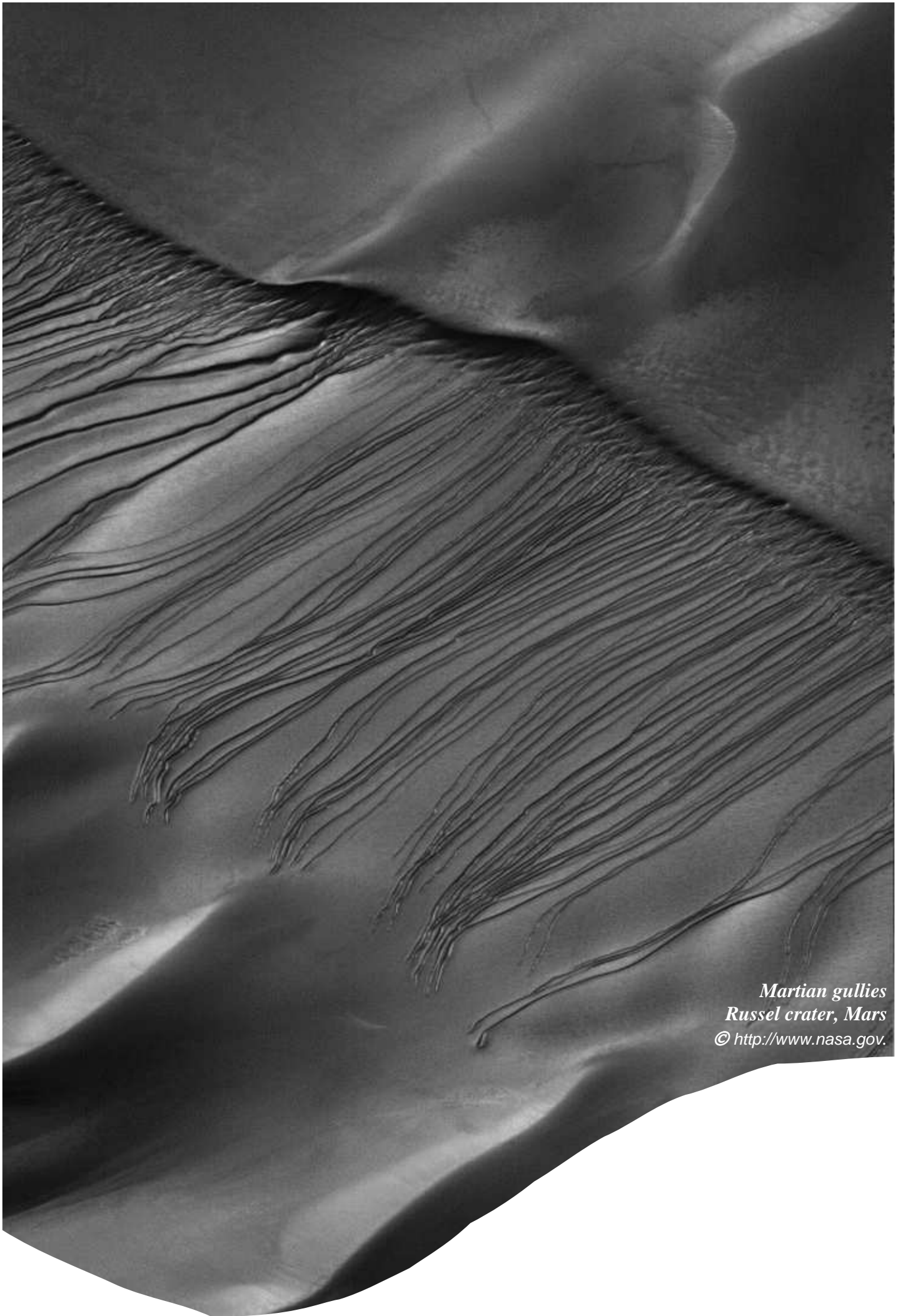


Figure V - 106 : Evolution morphologique d'un versant soumis à 30 cycles gel/dégel et à deux régimes hydriques différents.

Scheme of morphological evolution of experimental slope.

Une fois cette configuration adoptée, les coulées de débris se succèdent, au rythme des alternances thermiques. Elles entraînent une érosion régressive importante réduisant au final la pente moyenne global du versant d'environ 11° en plus de 30 cycles.



*Martian gullies
Russel crater, Mars*
© <http://www.nasa.gov>.

Chapitre VI

Des coulées de débris sur Mars

Origine et modélisation

Sommaire _____

INTRODUCTION	205
<hr/>	
VI- 1- DES GULLIES SUR LES VERSANTS MARTIENS	206
<hr/>	
VI-1-1- DISTRIBUTION	206
VI-1-2- MORPHOLOGIE ET DIMENSIONNEMENT	207
VI-1-3- AGE	209
VI-1-4- ORIGINE : LES HYPOTHESES	209
A- AQUIFERE D'EAU LIQUIDE	209
B- CO ₂ LIQUIDE	210
C- FONTE DE NEIGE	211
D- FONTE DE LA GLACE DE SURFACE	211
E- COULEES SECHES	212
VI-1-5- ANALOGUES TERRESTRES	212
<hr/>	
VI- 2- DES GULLIES SUR DES DUNES	213
<hr/>	
VI-2-1- LOCALISATION ET DISTRIBUTION	213
VI-2-2- MORPHOLOGIE, DYNAMIQUE ET RHEOLOGIE	213
VI-2-3- ORIGINE	216
<hr/>	
VI- 3- MODELISATION PHYSIQUE DES MARTIAN GULLIES DUNAIRES	218
<hr/>	
VI-3-1- OBJECTIFS DE LA MODELISATION	218
VI-3-2- DISPOSITIF EXPERIMENTAL	218
VI-3-3- PROTOCOLES EXPERIMENTAUX : LES HYPOTHESES TESTEES	220
VI-3-4- RESULTATS	222
A- MORPHOLOGIES DES GULLIES EXPERIMENTAUX	222
B- FACTEURS DE CONTROLE DE LA MORPHOLOGIE DES MARTIAN GULLIES	231
B1- Rôle du matériau composant le sol	231
B2- Rôle de la topographie.	233
B3- Rôle de l'épaisseur de la couche active.	233
B4- Rôle de l'apport en eau/neige	236
VI-3-5- BILAN DE LA MODELISATION	242
<hr/>	
CONCLUSIONS	245
<hr/>	
LABORATORY SIMULATIONS OF MARTIAN DEBRIS FLOWS	247
<hr/>	

Introduction

Comme on a pu le démontrer lors des chapitres précédents, les coulées de débris sont des phénomènes érosifs dont l'impact sur la morphologie des versants peut être considérable, et dont la fréquence et la taille sont accrues en contexte climatique périglaciaire. Les études rhéologiques et morphologiques (chapitres V) ont permis de définir les conditions de déclenchement et d'évolution de ces processus gravitaires.

Afin d'étendre la portée de cette étude expérimentale sur les coulées de débris, une modélisation physique a été menée sur un cas particulier de coulées observées à la surface de la planète Mars et dont l'origine reste mystérieuse. Cette modélisation a pour objectif de traiter expérimentalement un cas relativement énigmatique de ruissellements observés sur des dunes martiennes et assimilés à des coulées de débris (Mangold et al., 2003). Parmi les nombreuses formes de ruissellement récemment observées à la surface de Mars (Malin et Edgett, 2000), les morphologies présentes sur les dunes du *Russell crater* sont celles dont l'origine et la formation sont les plus controversées car n'ayant aucun analogue terrestre.

L'extension de ce travail de thèse au *martian gullies* est justifiée par le fait que (i) les morphologies observées sont supposées être associées à des coulées de débris et (ii) le sol martien contient un pergélisol (contexte climatique périglaciaire). La modélisation physique peut alors constituer une approche efficace pour tester les différentes hypothèses proposées et vérifier l'influence des différents paramètres considérés.

Dans notre approche, plusieurs modélisations ont été réalisées à partir d'une dune expérimentale constituée de matériaux fins et placée dans une chambre froide. Ces expériences permettent de discuter de la formation des figures érosives observées (*martian gullies*), nommées *gullies* ou ravins par la suite. Nous avons testé les rôles de l'épaisseur de la couche active et de la granulométrie du matériau dans la constitution de ce type de morphologies avec sur Mars des formes longues de plus de 2 km et larges d'une dizaine de mètres seulement (Mangold et al., 2003).

Cette étude révèle tout son intérêt et toute sa cohérence avec les travaux précédents d'un point de vue climatique. En effet, les *gullies* pourraient être issus d'un changement climatique à la surface de Mars provoqué par des augmentations récentes de l'obliquité de l'orbite martienne (Costard et al., 2002). Leur étude pourrait donc nous renseigner sur une des formes d'évolution des versants périglaciaires soumis à un réchauffement climatique.

VI- 1- Des gullies sur les versants martiens

La planète Mars est aujourd'hui un monde sec et aride, sur lequel, a priori, l'eau ne peut pas exister à l'état liquide, en raison de températures trop faibles (la température moyenne annuelle est d'environ -50°C) et d'une pression atmosphérique également très faible (6 à 9 hPa soit 100 fois moins que sur Terre). Cependant, les images rapportées par les différentes sondes (Mariner 9 en 1972) et orbiteurs (Viking en 1976 par exemple) nous suggèrent qu'il n'en a pas toujours été ainsi. Les images ont en effet révélé les marques évidentes de la présence d'eau liquide à la surface de Mars, dans un passé lointain, sous la forme de réseaux de vallées ou de vallées de débâcles. Plus récemment, la camera *Mars Orbiter Camera* (MOC), emportée à bord de la sonde *Mars Global Surveyor* (MGS) lancée en 1996 par la NASA, a acquis de nouvelles images de la surface martienne. Parmi ces images, certaines montrent d'étroites traces d'érosion potentiellement liées à un fluide (Malin et Edgett, 2000). Depuis cette découverte, le débat sur la possibilité et la validité d'une présence récente d'eau liquide à la surface de Mars est relancé.

L'acquisition et la réception des images issues de la caméra MOC commencent lors de son approche de la planète rouge au milieu de l'année 1997. L'acquisition quotidienne et systématique des images depuis mars 1999 a déjà fourni plus de 200 000 clichés de la surface. Les informations obtenues sont de différente nature, en fonction de la caméra utilisée, la sonde étant équipée d'un dispositif de 3 caméras : (i) une caméra à faible champ ($0,4^{\circ}$) permettant d'obtenir des images en noir et blanc haute résolution (1,5 à 12 m/pixels) et (ii) deux caméras grand angle (140°), rouge et bleue, permettant une acquisition journalière du contexte à 240m/pixel d'une part et à 7,5 km/pixel d'autre part (vue générale).

Parmi toutes les images obtenues, 200 environ présentent des traces longilignes et plus ou moins étroites pouvant correspondre à des écoulements d'eau liquide. Les premières traces ont été observées dès 1997, sur la paroi interne d'un cratère d'impact de 50 km de diamètre, dans la région de Noachis Terra. En 2000, Malin et Edgett, après avoir observé de nouvelles traces de ravinement sur des images à très haute résolution, mettent en évidence des formes similaires à celles de 1997. Le terme *martian gullies* est ainsi proposé pour la première fois pour ces écoulements associant débris et liquide (eau ?), principalement observés sur des parois de cratère d'impact et associés à des coulées de débris (Malin et Edgett, 2000).

VI-1-1- Distribution

Plus de 90 % des traces de ruissellement observées sont situées dans l'hémisphère sud. Parmi ces traces, 50 % sont situées sur la face sud des versants et 20 % sur la face nord. La combinaison de ces deux statistiques permet à Malin et Edgett (2000) d'affirmer dans un premier temps que les ravins sont 2,5 fois plus nombreux sur les versants exposés vers les pôles. A partir de nouvelles données, Heldmann et Mellon (2004) nuancent ces propos par la découverte d'orientations d'écoulement variables selon les latitudes. Par ailleurs, la majorité

des ravins se sont formés dans une bande latitudinale comprise entre 30°S et le pôle sud (Malin et Edgett 2000).

Heldmann et Mellon (2004) ont analysé pour leur part, les images obtenues par la caméra à faible champs et haute résolution lors d'une mission effectuée entre 1997 et 2000 par la sonde MGS, entre les latitudes de 30°S et 72°S. Sur les 6673 images de la mission, 106 montrent des formes nettes de ravin. La distribution latitudinale globale est comprise entre 30°S et 60°S avec une fréquence maximale entre 33 et 36 °S. Ceci est confirmé par Balme et al. (2006) à partir d'images de la sonde Mars Express (HRSC/MEX). Cette bande comprise entre 30 et 60°S, correspond par ailleurs à une zone particulièrement riche en dépôts récents riches en glace (Mustard et al., 2001). Cette même étude révèle d'autre part que les ravins se produisent sur une grande variété de terrains : 48 % sur les parois de cratère, 18 % sur les versants de vallées, 17 % dans les dépressions polaires et 17 % dans d'autres terrains : graben, escarpements, dunes...

Plus récemment, une nouvelle étude sur la distribution des *gullies* a été menée pour l'hémisphère sud martien (Dickson et al., 2007). Les conditions favorables au déclenchement des ravins sont les suivantes : (i) une altitude comprise entre - 5000 et + 3000 m, (ii) une pente supérieure à 10° et (iii) une orientation vers les pôles (83,8%).

VI-1-2- Morphologie et dimensionnement

De la même manière que les coulées de débris terrestres, chaque *gully* martien peut être divisé en 3 ensembles morphologiques distincts (Malin et Edgett, 2000) : une zone d'initiation souvent nommée alcôve, un chenal et une zone de dépôt souvent assimilée à un delta formé par l'accumulation des débris charriés (Figure VI- 1).

✓ L'alcôve en forme d'amphithéâtre correspond à la zone de départ de la déstabilisation à l'origine de l'écoulement. Selon les hypothèses de formation, cette zone peut correspondre à l'endroit d'où jaillit l'eau. Les données altimétriques exploitées par Heldmann et al. (2004) permettent de préciser que le sommet de l'alcôve est situé en moyenne à 200 m de la crête et sa base à 400 m ce qui donne des longueurs moyennes d'environ 200 m.

D'autre part, plus de la moitié des zones-source observées (53 %) ont une stratification consolidée, 30 % ont une structure beaucoup moins cohésive et 17 % une structure indéterminée (Heldmann et Mellon, 2004). Les alcôves sont également le siège de slumps ou de glissements internes formant de petits bourrelets de débris à leur base et qui pourront alimenter les coulées ; quelques blocs pluri-métriques sont aussi observés (Malin et Edgett, 2000).

✓ Le chenal commence à la base de la zone-source et se prolonge vers l'aval en incisant la surface. Sa principale caractéristique est une section en V. Les chenaux sont larges et profonds à leur départ, dans la zone topographique la plus élevée puis se réduisent vers l'aval. Bien que continue, leur course est souvent perturbée par des irrégularités de pente ou des obstacles (Malin et Edgett, 2000). Des réseaux anastomosés peuvent ainsi se créer à la transition alcôve/chenal. Dans le cas des dunes où les surfaces sont régulières et homogènes,

les chenaux sont beaucoup plus rectilignes et parallèles entre eux (cf § VI-2). Des dépôts latéraux symétriques les accompagnent sur leur bordures externes : il s'agit de levées identiques à celles que l'on trouve sur Terre dans les coulées de débris (Costard et al., 2002). Leur longueur est comprise entre 100 et 2500 m. Leur magnitude semble d'autant plus grande que leur localisation se rapproche de l'Equateur : les chenaux dont la longueur est supérieure à 800 m sont observés sur des pentes de 6 à 32° (Heldmann et Mellon 2004).

✓ La zone de dépôt, dont la surface peut prendre deux apparences distinctes (Malin et Edgett, 2000), termine la coulée :

(i) le dépôt peut être typiquement triangulaire et lisse à l'échelle décimétrique bien que possédant parfois des irrégularités et dépressions dans le sens de la pente. Ces dépôts, sous forme de cônes deltaïques sont parfois réincisés par des écoulements secondaires.

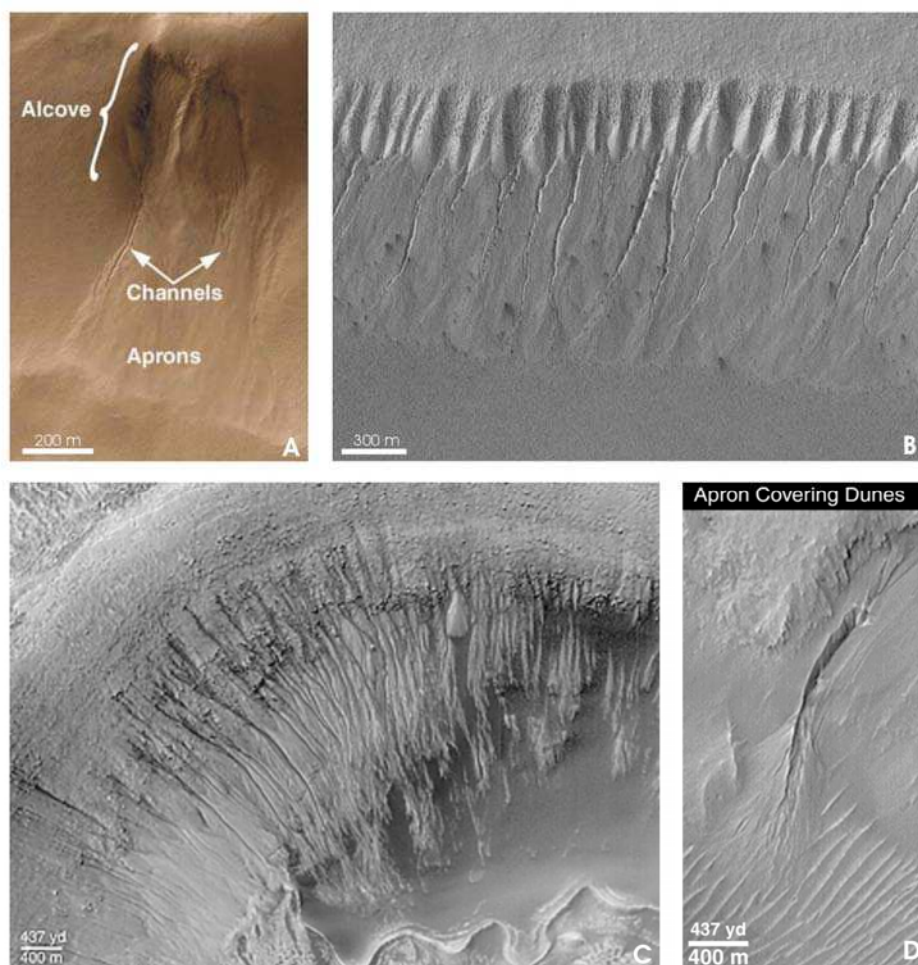


Figure VI-1 : Quelques exemples de Martian gullies.

Some martian gullies morphologies.

A : les 3 zones morphologiques d'un martian gully. Image MOC2-234 (22 juin 2000) localisée à 54,8°S et 342,5°W. Crédit Images : NASA/JPL/Malin Space Science Systems – **B** : Gullies avec larges alcôves. Image MOC2-237 (22 juin 2000) localisée à 70,8°S et 355,8°W. Crédit Images : NASA/JPL/Malin Space Science Systems – **C** : Image MOC2-242 (22 juin 2000) localisée à 41,1°S et 159,8°W. Crédit Images : NASA/JPL/Malin Space Science Systems – **D** : Image MOC2-244 (22 juin 2000) localisée à 29,4°S et 39,1°W. Crédit Images : NASA/JPL/Malin Space Science Systems –

(ii) Le dépôt peut dans d'autres cas correspondre à un réseau anastomosé de chenaux et de lobes superposés et d'épaisseur variable. Ce type de dépôt induit une répétitivité et une variabilité temporelle des coulées.

VI-1-3- Age

La présence des *gullies* sur des surfaces géologiques relativement jeunes, comme des dunes (Figure VI- 1-D) ou des versants d'éboulis, semble indiquer un âge de formation relativement récent, c'est à dire inférieur à quelques millions d'années (Malin et Edgett, 2000 ; 2001). L'absence de cratérisation semble d'autre part confirmer leur âge relativement jeune.

VI-1-4- Origine : les hypothèses

Depuis leur découverte, les *martian gullies* sont au cœur d'un débat controversé à propos de leur origine (paramètres et conditions d'apparition et de progression). Initialement, Malin et Edgett (2000) proposent que ces morphologies soient issues d'un écoulement en subsurface d'eau liquide. Depuis, différentes hypothèses ont été évoquées (Figure VI- 2) ; la majorité d'entre elles débattent de la source d'eau liquide, alors que les autres considèrent que les traces observées ne font pas intervenir d'eau mais du CO₂ et/ou de l'air. Ces hypothèses sont reprises dans les paragraphes suivants. Certaines propositions et théories ne seront pas détaillées ici car elles se réfèrent au cas particulier des *gullies* observés sur des dunes et seront donc présentées dans le paragraphe VI-2.

A- Aquifère d'eau liquide

Le premier modèle, proposé par Malin et Edgett (2000), puis repris par Mellon et Philips (2001) prend en compte la présence d'un réservoir d'eau souterraine (aquifère) formé sur un substratum imperméable situé à quelques dizaines ou centaines de mètres seulement sous la surface. A la faveur d'une incision ou d'une rupture de pente (paroi abrupte de cratère ou de grabben par exemple), cet aquifère affleurerait en surface. Des fuites et suintements sont alors envisagés. Ils seraient à l'origine d'une incision (effondrements, déstabilisations) pouvant s'étendre par rétrogression pour former progressivement des alcôves.

La présence de l'aquifère pourrait résulter d'un flux géothermique local maintenant l'eau à l'état liquide dans le sol (Mellon et Philips, 2001).

La distribution préférentielle sur les faces orientées vers les pôles peut indiquer une limitation de la percolation et de l'émergence de l'eau en surface par la présence d'une barrière (bouchon) de glace. Dans ce cas, un réservoir de liquide se formerait sous cette barrière qui libérerait épisodiquement (au rythme des fractures et explosions) une partie de son contenu se mélangeant aux débris et à la glace pour initier des coulées. Sur les faces exposées vers l'équateur, l'évaporation empêcherait le déclenchement de tels processus.

Auteurs	Hypothèses
Malin et Edgett (2000) Mellon and Phillips (2001) Marquez et al. (2005)	Eau liquide issue d'aquifères peu profonds
Mellon et Phillips (2001)	Présence et rôle du sel dans les aquifères
Gaidos (2001)	Eau liquide issue d'aquifères profonds
Hoffman (2000) Musselwhite et al. (2001)	CO ₂ liquide
Reiss et Jaumann (2002) Kossacki & Markiewicz (2004)	Fonte de glace au printemps
Andersen et al. (2002)	Activité géothermale
Costard et al. (2002) Gilmore et Phillips (2002) Mangold et al. (2003) Hartmann (2003)	Fonte de glace lors de périodes de fortes obliquités
Lee et al. (2001) Christensen (2003) Dickson et al. (2007)	Fonte de neige
Treiman (2003) Shrinbrot et al. (2004)	Écoulement sec (glissements de terrain)

Figure VI- 2 : Tableau récapitulatif des hypothèses formulées pour expliquer l'origine des martian gullies.

Summary of various assumptions to explain martian gullies formation.

L'étude comparée de la distribution et du contexte topographique des gullies (Marquez et al., 2005) semble aller dans le sens d'aquifère de sub-surface ; la distribution radiale des écoulements du *Newton crater* pourrait en effet laisser supposer qu'un aquifère « généralisé » déchargerait son contenu lorsque qu'il est entaillé (cratère, canyon...).

Gaidos (2001) met l'accent sur la décroissance du flux de chaleur en sub-surface. Celle-ci serait à l'origine d'une « solidification » de l'eau contenue dans la partie supérieure du sol ce qui aurait pour conséquences : (i) une augmentation de la pression dans les aquifères profonds et (ii) l'apparition de fractures au sein de cette couche nouvellement gelée. L'expulsion par les fractures de l'eau sous pression serait alors la cause de l'initiation des *gullies*.

B- CO₂ liquide

En raison des conditions de température et de pression régnant à la surface de Mars, Hoffman (2000) propose un modèle suggérant que le CO₂ soit l'agent principal des écoulements. Une théorie émise par Musselwhite et al. (2001) évoque la possibilité qu'un réservoir à dioxyde de carbone liquide fermé par un bouchon de gaz carbonique puisse libérer des quantités importantes de CO₂ liquide à la surface d'un versant et donc initier des *gullies*. La rupture saisonnière du bouchon, libérerait brutalement le liquide piégé et sous pression. En

revanche, l'instabilité du CO₂ à l'état liquide à la surface de Mars rend la théorie valable uniquement dans le cas d'une libération brutale offrant des quantités importantes de CO₂ liquide pendant quelques instants. D'autre part, la distribution et l'orientation des *gullies* observés sur l'ensemble de la surface martienne sont difficilement corrélables avec les sources de CO₂ liquide présentes dans le sous-sol (Heldmann et Mellon, 2004).

C- Fonte de neige

Lee et al. (2002) et Hartmann (2002), remarquant la forte similarité entre les ravins martiens et les incisions laissées par la fonte épisodique de neige dans l'Arctique canadien et en Islande, proposent pour leur part de prendre en compte la fonte de neige lors des fortes obliquités. L'accumulation de la neige en grande quantité aux latitudes moyennes pourrait provenir d'un transport massif depuis les pôles au cours des périodes de fortes obliquités (Christensen, 2003). Suite à cette accumulation, une fonte de la base de la couche de neige fournirait une quantité importante d'eau stable car (i) mélangée à de la poussière présente à la surface du sol et (ii) protégée par la couche de neige sus-jacente. Des écoulements et ravinements peuvent alors s'organiser. Ils seraient mis à jour après la fonte complète du manteau neigeux.

A partir d'une étude sur la distribution des *gullies* dans l'hémisphère sud mettant en évidence la fréquence élevée des écoulements sur des surfaces isolées et élevées, Dickson et al. (2007) se joignent aux propos de Christensen (2003) pour émettre l'hypothèse d'une fonte de neige lors de périodes de fortes obliquités.

D- Fonte de la glace de surface

Costard et al. (2002) proposent une théorie basée sur une fonte de la glace contenue dans le sol. La fonte de cette glace ne pouvant se réaliser que lorsque la température de subsurface atteint le point triple de l'eau (273 K), une corrélation avec les périodes de forte obliquité de la planète est évoquée. Car c'est seulement pendant ces périodes que de telles températures peuvent être atteintes en surface dans les moyennes et hautes latitudes (à partir de 30°S), sur les versants orientés vers le sud. Cette hypothèse ne serait néanmoins valide qu'en présence de sel (entre 15 et 40 %) dans la glace (Mellon et Philips, 2001).

Gilmore et Philipps (2002) considèrent que l'eau issue de la fonte de la glace de surface (lors de périodes de fortes obliquités) s'infiltrerait progressivement dans le sol jusqu'à atteindre une couche imperméable qui guiderait alors l'écoulement souterrain. Cette théorie permet d'expliquer la localisation régulière (mêmes altitudes) des zones de départ des *gullies* : en effet, l'écoulement mis en place au sommet de la couche imperméable conduit l'eau liquide jusqu'à une surface exposée.

En étudiant les cycles saisonniers de condensation et de sublimation de l'eau et du CO₂ au sein des ravins, Kossacki & Markiewicz (2004) ont montré que la glace accumulée dans les ravins au cours de l'hiver peut fondre après la sublimation totale du CO₂. En revanche, la quantité d'eau fournie semble insuffisante (0,2 kg/m²) pour déstabiliser le sol.

E- Coulées sèches

Treiman (2003) a relevé une corrélation entre la localisation des *gullies* et les zones de décélération du vent, zones privilégiées où se déposent les sédiments. Suite à cette sédimentation éolienne, l'initiation des *gullies* résulterait de déstabilisations (glissements ou avalanches) de matériau sec granulaire. Cette hypothèse explique néanmoins difficilement les sinuosités et connections entre chenaux d'une part et la forme en V de la section de ces mêmes chenaux d'autre part. Par ailleurs, la valeur des pentes des zones-source est inférieure à l'angle de repos d'un matériau de type sable éolien (Heldmann et Mellon, 2004) ce qui rend difficile la déstabilisation du matériau.

Shinbrot et al. (2004) ont également démontré que la morphologie des *gullies* pouvait être obtenue par un écoulement de matériau sec (coulées sèches), donc sans intervention de liquide, lorsque la vitesse des particules est relativement faible. Leur théorie pourrait expliquer certains *gullies* observés à la surface de Mars.

D'autre part, des analogies entre la morphologie de certains glissements lunaires et celle des *martian gullies* conduisent Bart (2007) à signifier que des glissements gravitaires de matériau sec (comme ceux déclenchés sur la Lune) peuvent construire des morphologies type alcôve/chenal/lobe.

VI-1-5- Analogues terrestres

Comme évoqué au cours des chapitres précédents, les coulées de débris sont des processus érosifs fréquents en contexte climatique périglaciaire. Dans ce type de milieu, leur initiation est favorisée par de fortes pluies, une fonte de neige ou de glace de surface. Les morphologies des *martian gullies* sont semblables à celles laissées par les coulées de débris terrestres, comme par exemple celles décrites par Costard et al. (2002) sur la cuesta est du Jameson Land au Groenland. Dans cette zone du globe terrestre, la température moyenne annuelle est de -8°C , l'épaisseur de la couche active d'environ 1 m et les morphologies des coulées de débris (alcôve, chenal unique, levées latérales et cône de dépôt) analogues aux *gullies* martiens.

VI-2- Des gullies sur des dunes

Parmi les nombreuses formes de ruissellement découvertes à la surface de Mars et regroupées sous le terme *martian gullies*, celles décrites par Mangold et al. (2003) sur une méga-dune intra-cratère sont les plus énigmatiques en raison de leur localisation et de leur morphologie particulière. La modélisation physique mise au point au cours de nos travaux tente de déterminer les conditions et paramètres climatiques et lithologiques qui contrôlent l'apparition de ces morphologies.

VI-2-1- Localisation et distribution

Les *gullies* modélisés au cours de cette étude ont été observés pour la première fois par Mangold et al. (2003) sur une méga-dune présente au cœur d'un cratère d'impact de 200 km de diamètre : le *Russell crater* (54°S, 347°W). Ce cratère (Figure VI- 3-C) est situé dans l'hémisphère sud, dans la région de Noachis Terra (Figure VI- 3-A & B).

A l'intérieur de ce cratère, un champ de dune s'est développé. Une dune se distingue particulièrement des autres par ces dimensions : 40 km de long, 200 m de large et environ 500 m d'altitude (Figure VI- 3-D). L'albédo très foncé de ces dunes laisse penser qu'elles sont constituées de sables volcaniques. A la surface de ces dunes, sur les flancs sud-ouest dont la pente moyenne est estimée à 10°, Mangold et al. (2003) ont découvert et dénombré plus de 300 ravins longs et étroits.

VI-2-2- Morphologie, dynamique et rhéologie

Les *gullies* ont une longueur moyenne de 2,5 km. Leur trajectoire est globalement rectiligne et semble suivre la ligne de plus grande pente. Les zones-source sont situées au sommet de la dune, quelques mètres seulement sous une crête à forte pente (entre 15 et 45°) mise en évidence par un ombrage prononcé. Leur espacement est régulier sur toute la longueur de la dune (Figure VI- 4-A & C).

A des zones-source rapprochées et régulières sont associés de nombreux *gullies*, très rapprochés et parallèles entre eux (Figure VI- 4-A). A l'instar des coulées de débris terrestres ou des autres *martian gullies*, ces écoulements présentent une morphologie tripartite : (i) une zone-source moyennement développée siège d'incision, (ii) un chenal très long et très étroit bordé de levées latérales régulières et (iii) un lobe terminal très peu prononcé (Figure VI- 4).

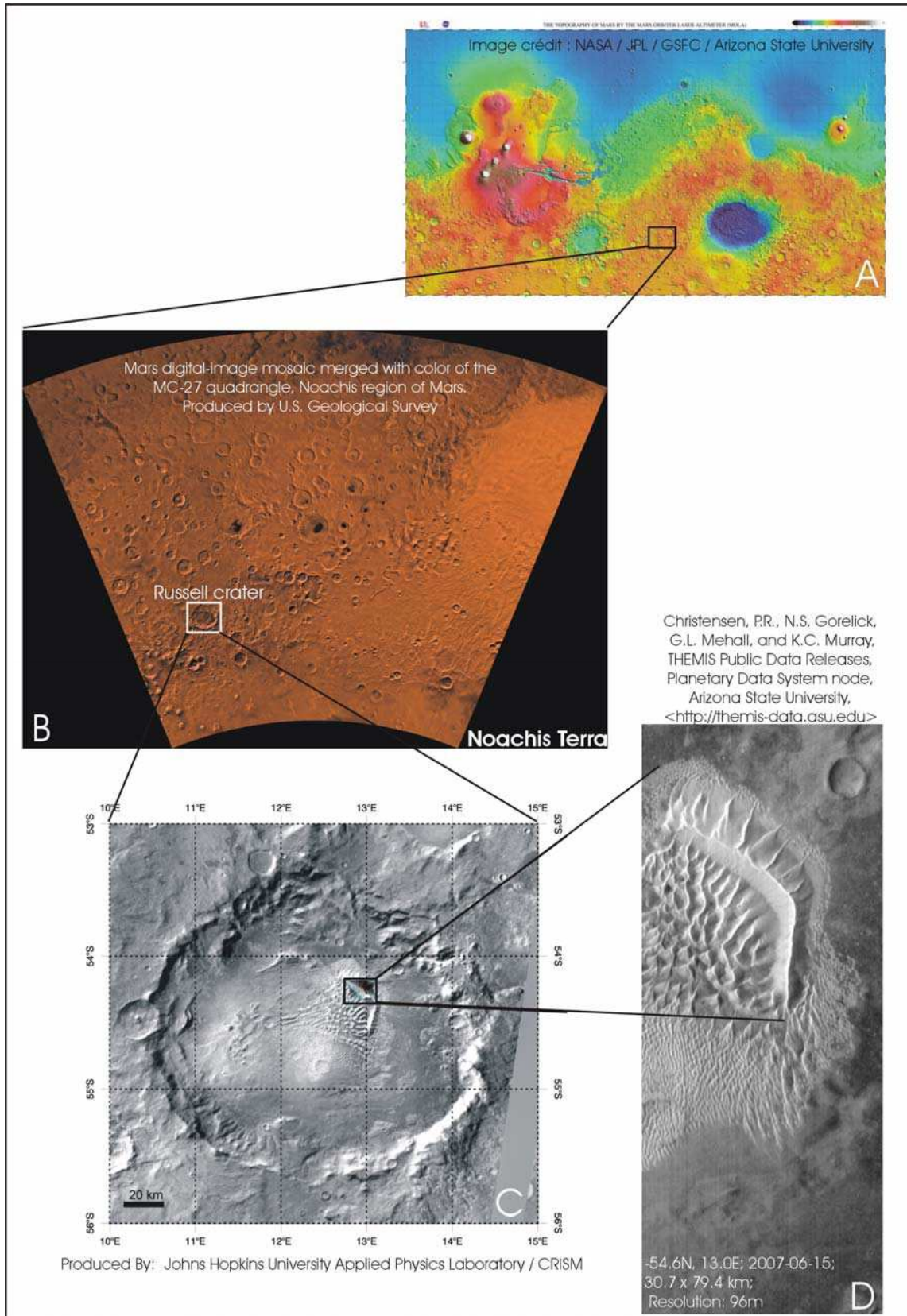


Figure VI- 3 : Localisation des dunes de sable à l'intérieur du Russell crater.

Sand dunes location into the Russell crater.

A : Carte topographique de l'hémisphère sud – B : Région de Noachis Terra – C : Russell crater – D : Mégadune à l'intérieur du cratère.

Image HIRISE PSP_001440_1255 (50 cm/pixel); Latitude (centered):-54.2 °; Credit: NASA/JPL/University of Arizona

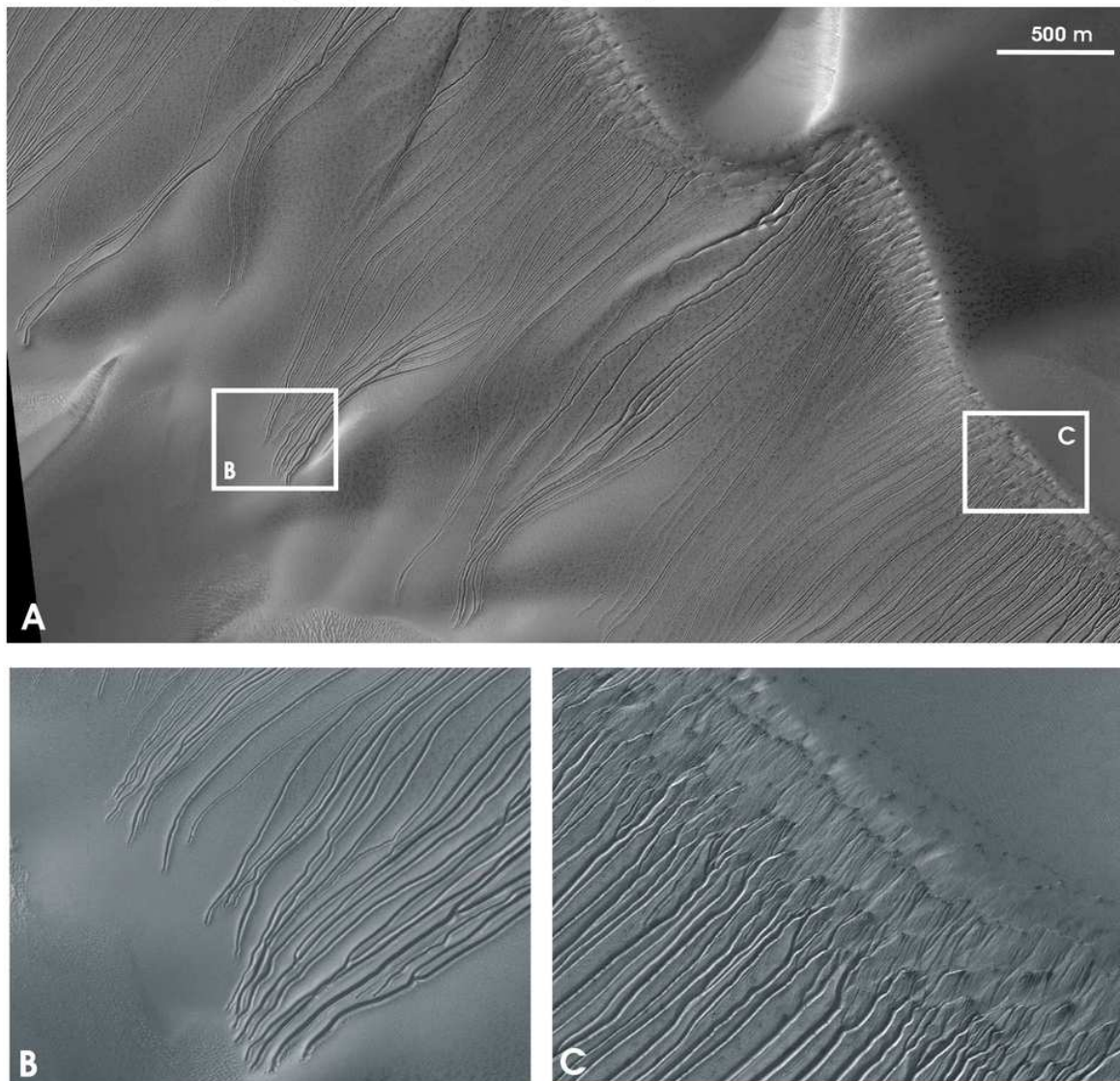


Figure VI- 4 : Image HIRISE de la méga-dune du Russell crater affectées de gullies.

Russell crater mega-dune with zoomed zones on down part (B) and upslope part (C) of gullies.

A : vue générale– B : partie terminale– C : zone de départ

L'étrangeté de ses morphologies réside (i) dans l'homogénéité de chaque *gully* (largeur constante d'amont en aval) et des *gullies* entre eux (même longueur), (ii) de la régularité de leur disposition (espacement régulier inférieur à 50 m) malgré leur grand nombre et (iii) leur rapport longueur/largeur particulièrement grand.

Enfin, deux autres particularités morphologiques (voire dynamiques) caractérisent ces ravins : en effet, des sinuosités d'une part et des connections entre ravins d'autre part apparaissent particulièrement dans la partie amont du versant (Figure VI- 5).

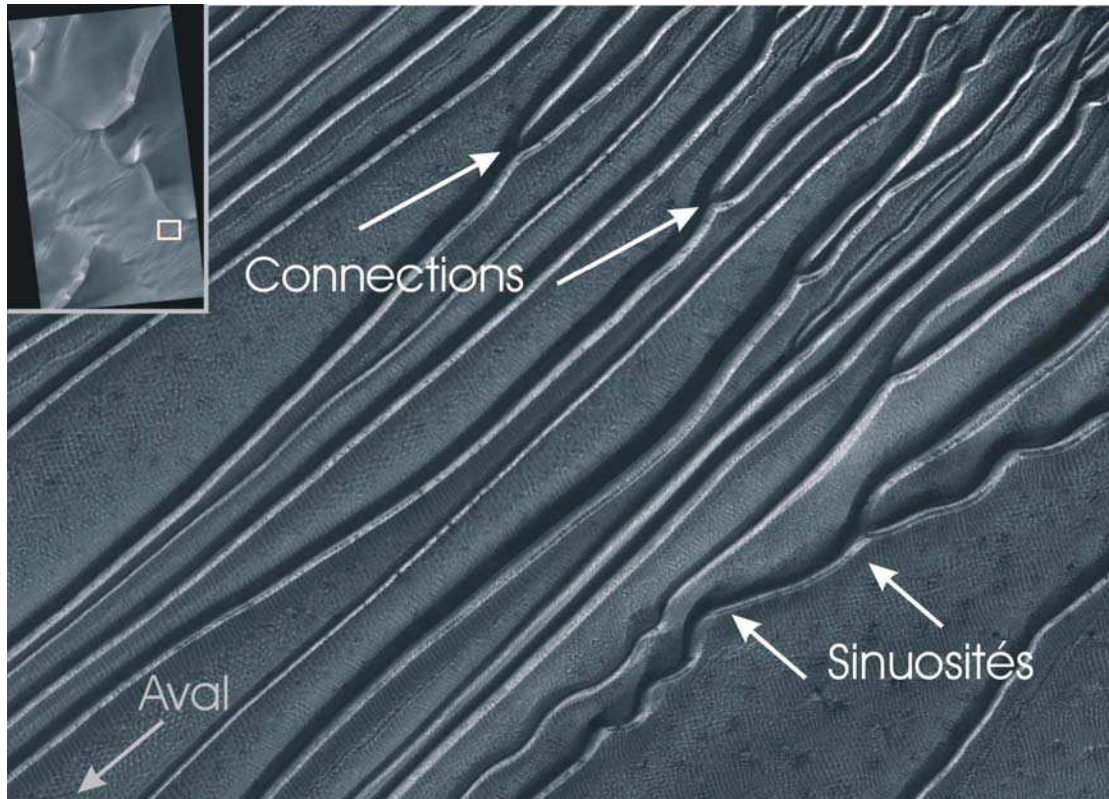


Figure VI- 5 : Image HIRISE illustrant les sinuosités et les connections entre gullies.

Winding and connections of the gullies.

Image HIRISE PSP_001440_1255 ; Crédit : NASA / JPL / University of Arizona
Largeur de l'image : environ 500 m

VI-2-3- Origine

La largeur des chenaux et des levées, le rayon de courbure des sinuosités et la prise en compte d'un modèle d'écoulement (Bingham ; cf chapitre V), ont permis à Mangold et al. (2003) d'estimer la limite d'élasticité, la vitesse et la viscosité des *gullies* (Figure VI- 6). Les résultats obtenus permettent aux auteurs de confirmer le processus de transport (coulée de débris) et de proposer une fonte du pergélisol comme processus à l'origine de la formation de ces ravinelements de surface. Dans ce cas, l'eau de fonte serait piégée par une couche indurée ou par le pergélisol lui-même, ce qui saturerait puis déstabiliserait finalement la couche dégelée.

Au delà de la théorie de Mangold et al. (2003), Reiss et Jaumann (2002, 2003) ont émis l'hypothèse d'une fonte saisonnière de glace (au printemps) suite à des observations annuelles des dunes du Russel crater. La fonte de glace libérerait alors des quantités d'eau suffisantes pour initier les *gullies*, l'eau pouvant rester à l'état liquide suffisamment longtemps pour « dévaler » la pente. Bridges et al. (2001) défendent la même théorie pour des *gullies* initiés sur des versants plus indurés que les dunes.

Propriété estimée	Paramètre intervenant	Mangold et al. (2003)	Miyamoto et al. (2004)
Limite d'élasticité K	H levee = 0,1 m	K = 100 Pa	
	H levee = 1 m	K = 1000 Pa	K = 10 ² Pa
	H levee = 7 m	K = 7000 Pa	
Vitesse d'écoulement V (à partir des sinuosités)		V = 1,3 à 7,3 m.s ⁻¹ Vmoy = 2,8 m.s ⁻¹	V = 0,5 m ³ .s ⁻¹
Vitesse d'écoulement V (à partir connections)		V = 0,85 à 7,2 m.s ⁻¹ Vmoy = 2,7 m.s ⁻¹	
Viscosité μ	V = 1,1 m.s ⁻¹	μ = 2,8 Pa.s	
	V = 2,8 m.s ⁻¹	μ = 740 Pa.s	μ = 10 ² Pa.s
	V = 7,3 m.s ⁻¹	μ = 46 000 Pa.s	

Figure VI- 6 : Propriétés physiques obtenues à partir de la morphologie des martian gullies (Mangold et al. 2003) ou par modélisation numérique (Miyamoto et al. 2004).

Physical characteristics of martian gullies get from morphological (Mangold et al., 2003) and numerical (Miyamoto et al., 2004) studies.

VI- 3- Modélisation physique des martian gullies dunaires

VI-3-1- Objectifs de la modélisation

La forme particulière et l'origine controversée des *martian gullies* du *Russell crater* en font un sujet d'étude pour lequel la modélisation physique est parfaitement adaptée. L'objectif de cette modélisation est avant tout de tester, de manière préliminaire, les contrôles climatiques et granulométriques sur le développement des *martian gullies* dunaires. Nous restons là dans le cadre de l'étude de la dynamique des versants en contexte périglaciaire.

VI-3-2- Dispositif expérimental

Afin de modéliser les *gullies* du *Russell crater*, un versant de dune expérimentale a été imaginé. Il a pris place dans un coffre de 2,5 m de long, 0,55 m de large et 0,4 m de hauteur (Figure VI- 7 & Figure VI- 8). Ce coffre est initialement incliné de 30° et comporte une paroi transparente (plexiglass) permettant d'observer le matériau en profondeur.

Plusieurs matériaux fins ont été utilisés pour reproduire la dune : du sable fin de Nemours, du limon argileux et un mélange des deux. Ces matériaux ont été choisis pour leur faible diamètre moyen (Figure VI- 9) et leur propriétés rhéologiques légèrement différentes, le limon étant beaucoup plus cohésif que le sable fin.

La morphologie de la dune est façonnée lors remplissage du coffre :

- ✓ en amont, une portion de versant, étroite (20 cm) et peu inclinée (environ 10°) surmonte une corniche abrupte (40° environ). C'est de cette surface que seront simulés les apports en eau ou en neige.
- ✓ A la base de la corniche débute le versant de la dune dont la pente est comprise entre 30° et 10° d'amont en aval.

Afin de soumettre le versant à des conditions climatiques périglaciaires et de constituer un pergélisol au cœur de la dune, le versant expérimental est placé dans une chambre froide qui génère des températures d'environ - 8°C. Le gel appliqué permet de geler entièrement la dune initialement saturée. Les parois basale et latérales étant isolées, le gel progresse par la surface. La progression des fronts de gel et de dégel est contrôlée par des capteurs de températures (thermocouples) régulièrement disposés sur toute l'épaisseur de matériau (Figure VI- 8).

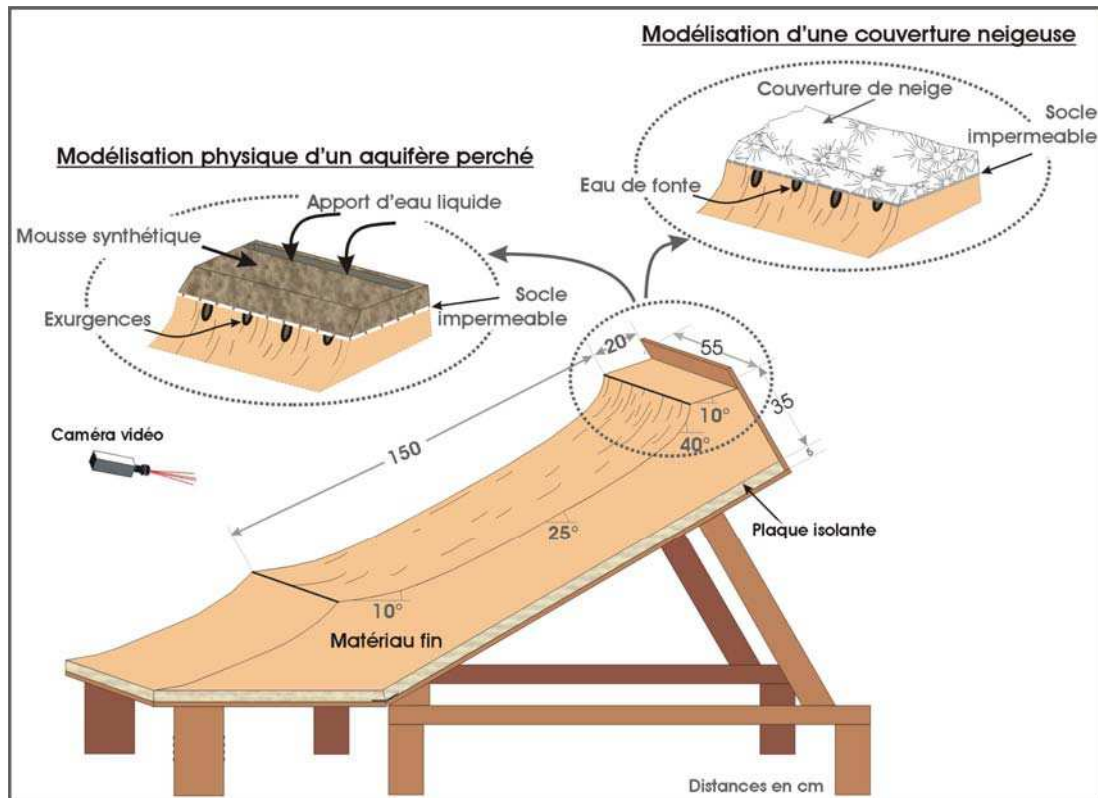


Figure VI- 7 : Dispositif expérimental : le versant dunaire.

Sketch of the dune slope model.

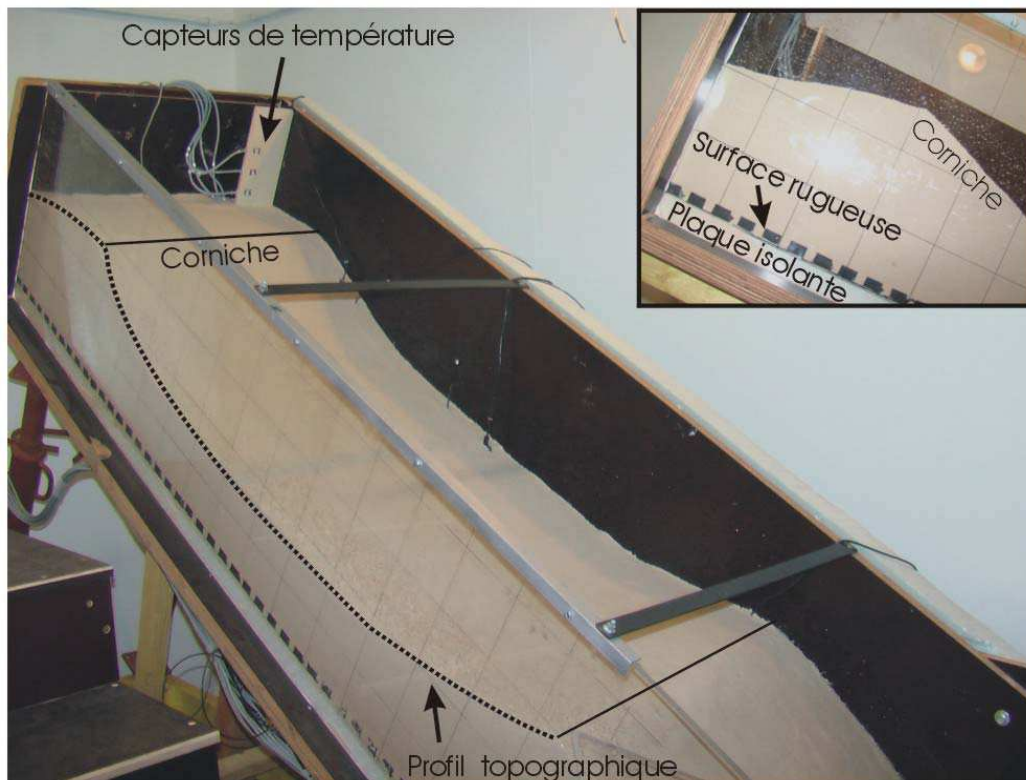


Figure VI- 8 : photographie du versant expérimental.

Dune-slope model photograph.

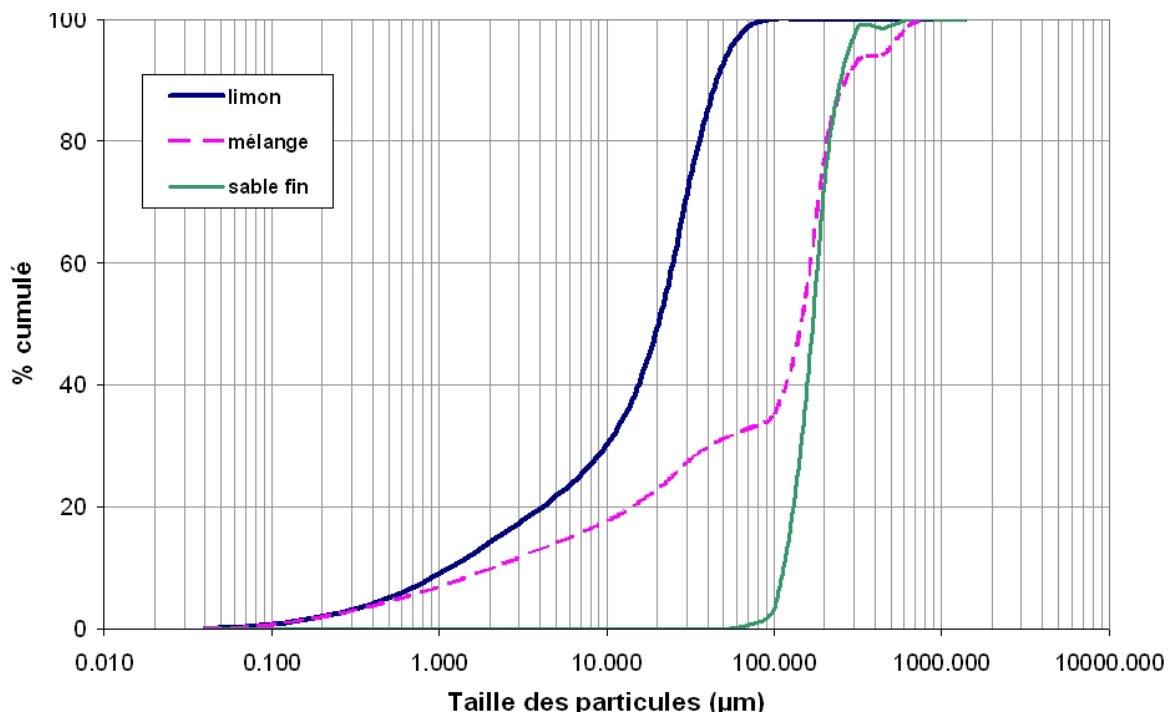


Figure VI- 9 : Granulométries des matériaux utilisés pour constituer la dune.

Granulometries of the various material used to model the dune slope.

Les différentes configurations mises au point pour apporter de l'eau liquide à la surface de la dune seront exposées dans le paragraphe VI -3-3 ; deux d'entre elles sont néanmoins déjà illustrées sur la Figure VI- 7.

VI-3-3- Protocoles expérimentaux : les hypothèses testées

Plus de 40 expériences ont été menées au cours de cette étude (Figure VI- 10) : les hypothèses testées sont celles proposées par Malin et Edgett (2000), Christensen (2003), Costard et al. (2002). Pour chacune d'elles, différents paramètres sont testés : la granulométrie du matériau utilisé, la pente du versant et l'épaisseur de la couche active (Figure VI- 10).

Deux configurations principales ont été adoptées pour alimenter en eau liquide le versant expérimental à partir d'une source située au-dessus de la corniche (Figure VI- 7) :

- ✓ d'une part, un bloc de mousse synthétique solide, dense, poreux et saturé en eau est utilisé pour simuler un aquifère d'eau liquide,
- ✓ d'autre part, une couverture de neige de quelques cm est déposée au sommet du versant.

Pour chacune de ces configurations, des variantes existent (Figure VI- 10). En ce qui concerne l'aquifère (Aquifère 1 à 8), plusieurs façons de saturer la mousse ont été testées. En ce qui concerne la neige (Neige 1 à 5), ce sont les vitesses de fonte et la surface de la couverture (partielle ou totale) qui changent.

N° Expérience	Matériau	Pente au sommet du versant	Configuration	Epaisseur dégelée
1a	Sable fin	30°	Aquifère 1	2,5 mm
1b	Sable fin	30°	Aquifère 1	6 mm
2a	Sable fin	30°	Aquifère 1	3 mm
3a	Sable fin	30°	Aquifère 1	< 0,5 mm
3b, 3c & 3d	Sable fin	30°	Aquifère 1	1 mm
4a & 4b	Sable fin	30°	Aquifère 2	> 5 mm
4c	Sable fin	30°	Aquifère 2	1 mm
5	Sable fin	30°	Aquifère 3	2 mm
6a	Mélange	30°	Aquifère 2	1 mm
6b & 6c	Mélange	30°	Aquifère 4	1 mm
7a	Mélange	30°	Aquifère 4	6 mm
7b	Mélange	30°	Aquifère 4	1,5 mm
8a & 8b	Mélange	30°	Aquifère 5	6 mm
8c	Mélange	30°	Aquifère 5	3,5 mm
9a	Mélange	30°	<i>Neige 1</i>	> 10 mm
9b & 9c	Mélange	30°	<i>Neige 2</i>	> 10 mm
9d	Mélange	30°	<i>Neige 3</i>	> 10 mm
10	Mélange	20°	<i>Neige 2 & 4</i>	> 10 mm
12a & 12b	Mélange	20°	<i>Neige 5</i>	3 mm
13a, 13b & 13c	Limon	20°	Aquifère 4	1 mm
13d	Limon	20°	Aquifère 4	10 mm
14	Limon	20°	Aquifère 6	1 mm
15	Limon	20°	Aquifère 7	1 mm
16a & 16b	Limon	20°	<i>Neige 2</i>	> 10 mm
17a	Limon	10°	Aquifère 4	2 mm
17b & 17c	Limon	10°	Aquifère 4	1 mm
18a & 18b	Limon	10°	Aquifère 8	1 mm

Figure VI- 10 : Tableau récapitulatif des protocoles appliqués lors de chaque expérience.

Summary of the protocols used to test the various assumptions of gullies formation.

Les différentes configurations sont illustrées dans la Figure VI- 11.

Quelle que soit la configuration adoptée, le protocole expérimental est le suivant : (i) saturation du matériau, (ii) mise en gel du versant expérimental (création d'un pergélisol), (iii) dégel de la couche active jusqu'à la profondeur désirée puis (iv) apport de l'eau liquide ou de la neige. Chaque phase de dégel accompagnée d'écoulement(s) est filmée grâce à une caméra vidéo. Cet enregistrement pourra permettre d'estimer des vitesses de déplacement et d'accéder aux propriétés rhéologiques de l'écoulement.

Plusieurs points sont à préciser à ce stade de l'étude :

- ✓ l'eau liquide est considérée comme stable à la surface de Mars comme cela a pu être considéré (Malin et Edgett, 2000 ; Costard et al., 2002 ; Christensen, 2003...) et démontré (Reiss et Jaumann, 2003),
- ✓ la gravité (environ trois fois plus faible sur Mars que sur Terre) n'est pas prise en compte,
- ✓ l'effet d'échelle (dimensionnement du caisson) n'est pas considéré comme un facteur limitant.

Le but est uniquement ici de tester les paramètres pouvant conduire à la création des *gullies* observés sur la méga-dune du *Russell crater*. Cette étude préliminaire tentera de déterminer les paramètres topographiques et les forçages climatiques à l'origine de ces morphologies relativement énigmatiques.

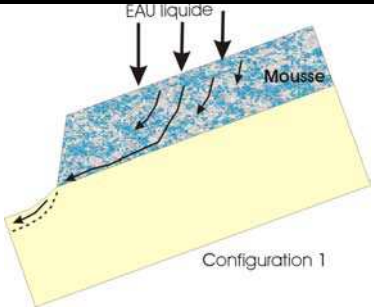

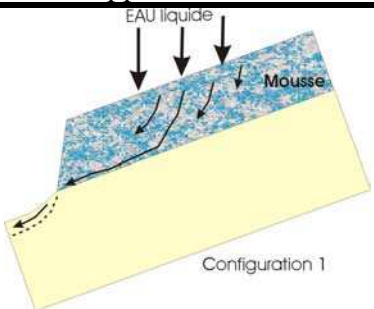

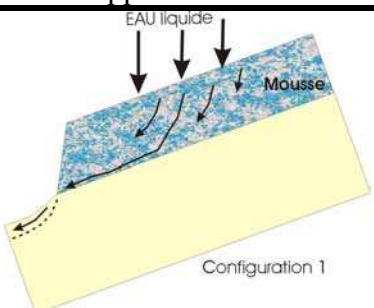

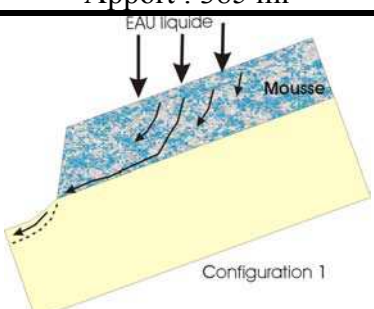
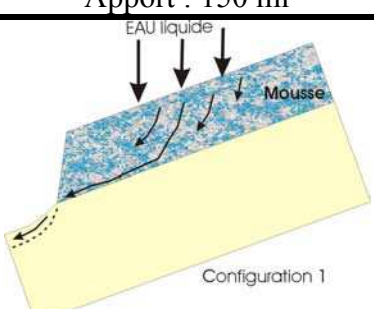

VI-3-4- Résultats

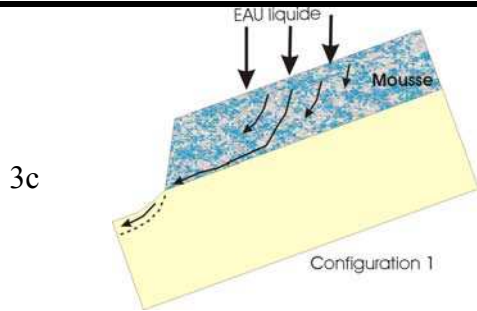
Environ 40 simulations ont été menées au cours de ce travail (Figure VI- 10). En raison de la conception des systèmes d'alimentation et de leur mise en œuvre, toutes les hypothèses émises au sujet de la formation des *gullies* du *Russell crater* n'ont pu être testées et en particulier les hypothèses du CO₂ et de l'aquifère profond sous-pression. Pour les autres, la démarche a consisté à fournir au versant des sources d'eau liquide afin d'initier une déstabilisation puis un écoulement dont les caractéristiques sont corrélées avec les protocoles expérimentaux.

L'analyse des résultats expérimentaux est basée sur la morphologie des écoulements simulés. Pour chaque expérience, un dimensionnement des coulées est réalisé. Les dimensions globales et les variations morphologiques sont corrélées avec les perturbations climatiques simulées (thermique et hydrique) et avec les modifications topographiques introduites.

A- Morphologies des gullies expérimentaux

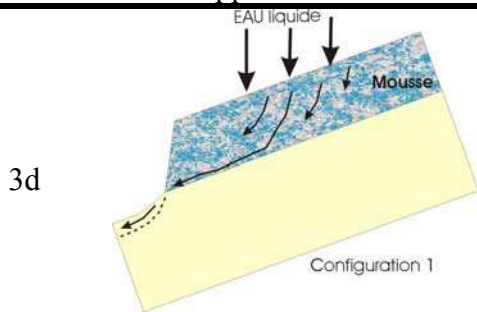
Les résultats de chaque expérience sont présentés dans un premier temps par le tableau synthétique ci-après (Figure VI- 11). A partir de ces résultats, le rôle de chaque paramètre sera discuté.

Exp. Système d'alimentation en eau	Descriptions / résultats	Photographies
<p>1a</p>  <p>Configuration 1</p> <p>Apport : 200 ml</p>	<p>Coulées peu structurées à lobes digitalisés larges et très épais. Incision profonde en amont.</p>	
<p>1b</p>  <p>Configuration 1</p> <p>Apport : 100 ml</p>	<p>Déstabilisations chaotiques. Absence de chenalisation.</p>	
<p>2a</p>  <p>Configuration 1</p> <p>Apport : 385 ml</p>	<p>4 coulées avec larges levées et lobes imposants.</p>	
<p>3a</p>  <p>Configuration 1</p> <p>Apport : 150 ml</p>	<p>Ruissellement diffus. Absence d'érosion localisée.</p>	<p>NEANT</p>
<p>3b</p>  <p>Configuration 1</p> <p>Apport : 260 ml</p>	<p>3 coulées dont 2 relativement longues et rectilignes. Présence de levées régulières et de lobes.</p>	



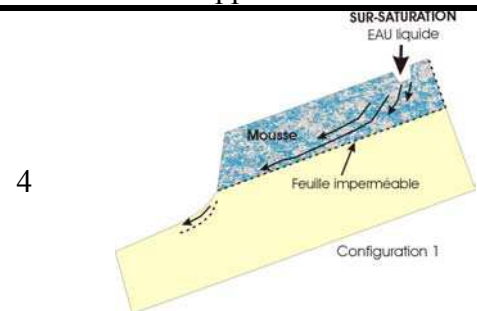
Apport : 205 ml

Réseau diffus et complexe de 5 coulées connectées. 3 coulées principales à départs multiples. Gros lobes terminaux et levées peu marquées.



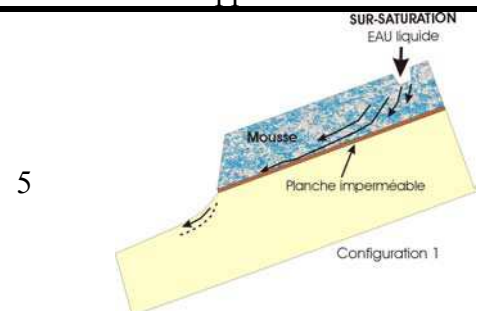
Apport : 240 ml

4 coulées dont 3 rectilignes assez larges. Incision faible.



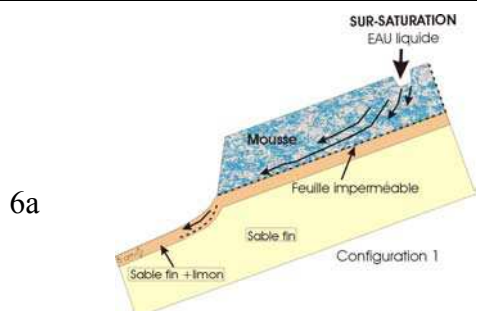
Apport : 220 ml

3 coulées principales à départs multiples, non rectilignes et avec levées dissymétriques et volumineuses. Présence de sinuosités et de lobes volumineux



Apport : 190 ml

Quelques coulées non rectilignes. Faible incision. Absence de levées.

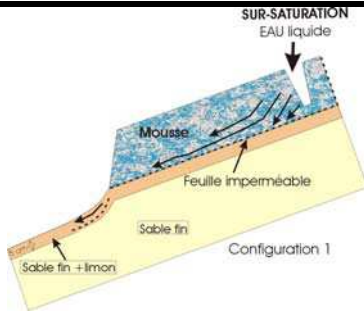


Apport : 340 ml (en 2 fois)

1 longue coulée principale alimentée par des coulées parallèles (connections) + 3 coulées rectilignes, et homogènes avec levées symétriques et lobe peu développé.



6b

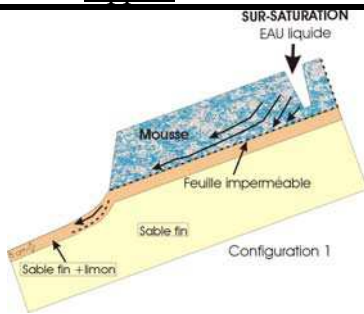


Apport : 300 ml

1 longue coulée principale à départs multiples puis 4 coulées rectilignes, étroites, et homogènes avec levées symétriques. Lobes peu volumineux.



6c

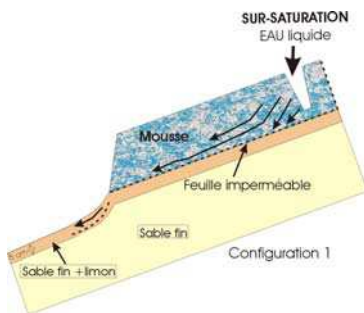


Apport : 350 ml

10 départs pour 7 coulées régulièrement espacées. Quelques connections en amont. Faible incision. Coulées rectilignes et homogènes.



7a

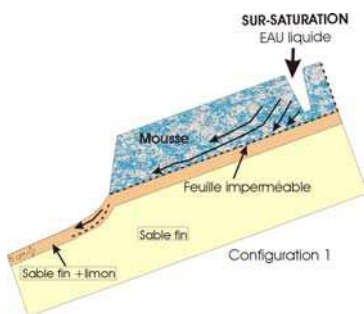


Apport : 483 ml

Ruissellement diffus avec glissement d'une portion de sol qui se transforme progressivement en coulée très peu incisée !! 2 autres coulées peu incisées et peu rectilignes.



7b

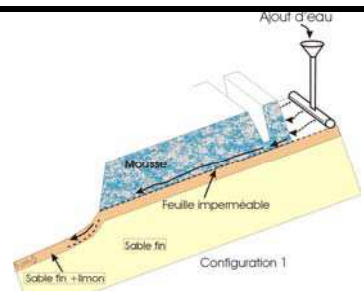


Apport : 325+150 ml

5 coulées longues et rectilignes dont 2 simultanées sur la gauche du modèle. Levées nettes, parfois asymétriques en présence de sinuosités !



8a

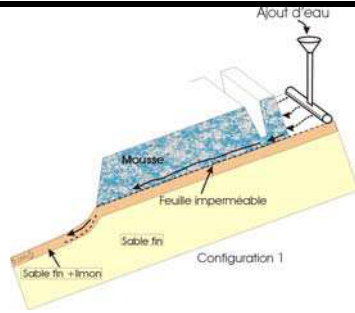


Apport : 400 ml par rampe

Nombreuses coulées (11) sur toutes la largeur du modèle. Coulées peu incisées, parfois diffuses. Nombreuses connections.



8b

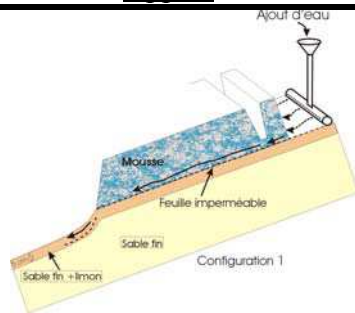


Apport : 280 ml

10 départs pour 5 coulées principales. Nombreuses connections dans les 20 premiers cm. Forte incision en amont d'où des levées très larges et épaisses.



8c

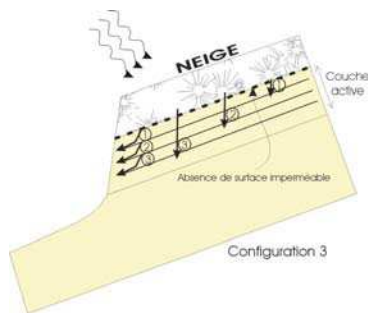


Apport : 240 ml

Écoulement en nappe non érodant mais saturant le matériau puis 6 coulées très petites mobilisant le matériau saturé. D'où incision forte et dépôts volumineux.



9a

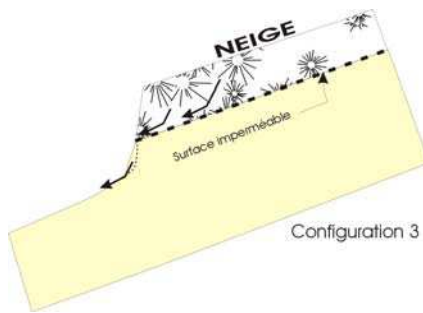


Apport : 6 litres de **neige**

- Aucune coulée par réchauffement diffus !
- Plusieurs coulées par réchauffement localisé et intense. Forte incision et mobilisation de la couche active épaisse en amont d'où levées et lobes imposants.



9b

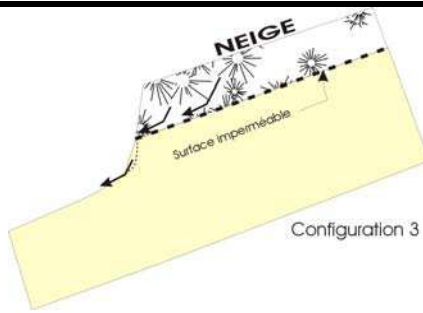


Apport : 0,72 litre de **neige**

Fonte naturelle : 4 départs dont 2 initiant des coulées de 30 cm de long. 1^{ère} coulée après 30 min de fonte. Une coulée significative avec levées et lobe digité. Une 2^{ème} coulée complexe très digitée



9c

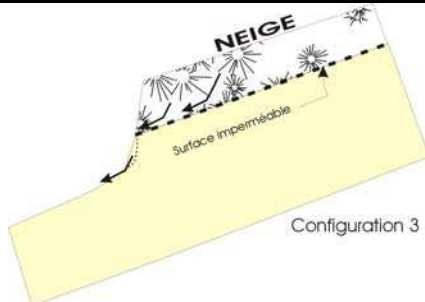


Apport : 2,32 litres de **neige**

1 seule coulée de 10 cm de long. Sinuosités.



9d

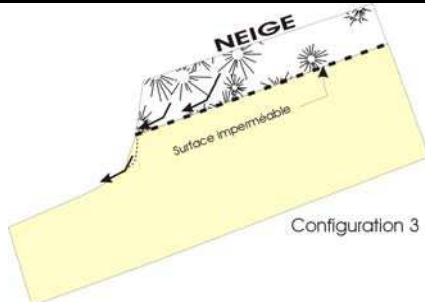


Apport : 1,24 + 1,165 litres de **neige**

1^{er} apport : aucune coulée (glace à -10°C)
2^{ème} apport : 4 coulées dès la mise en place de la glace moins froide (-2 à 0°C).
 Faible incision, levées rares.



10a



Apport : 1,02 litres de **neige**

Réchauffement diffus : une coulée sinueuse de 15 cm de long
Réchauffement localisé : 6 longues coulées mais *peu rectilignes* et *non homogènes* avec levées prononcées.



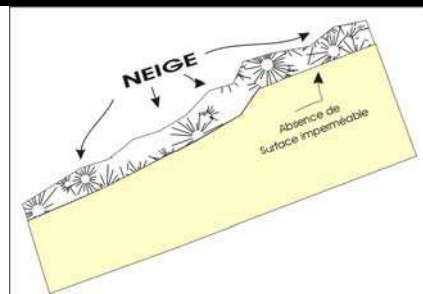
11

Apport (1L) directement sur la surface

Ruissellement en nappe ; aucune incision localisée significative malgré le fort apport d'eau.

NEANT

12



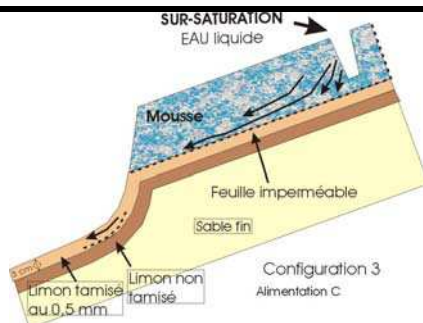
Apport : 3,44 litres de **neige** (à -10°C)

Sur toute la surface

Réchauffement diffus
 Saturation de la couche active mais aucune érosion visible.



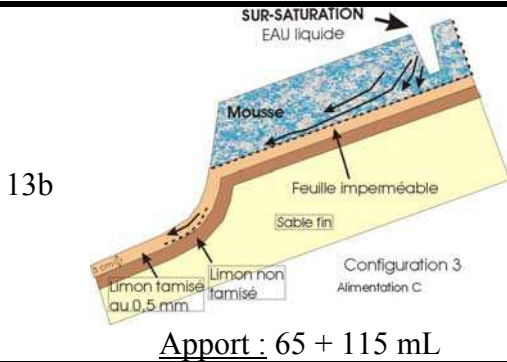
13a



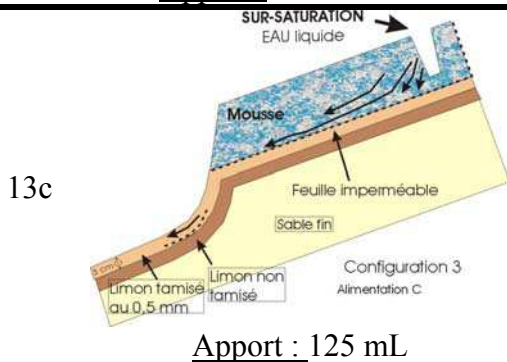
Apport : 392 mL

4 coulées dont 2 très longues rectilignes. Forte incision sur le départ : lobes développés et chenaux "surélevés". Sinuosités. Absence de levées dans la partie amont (30 cm).

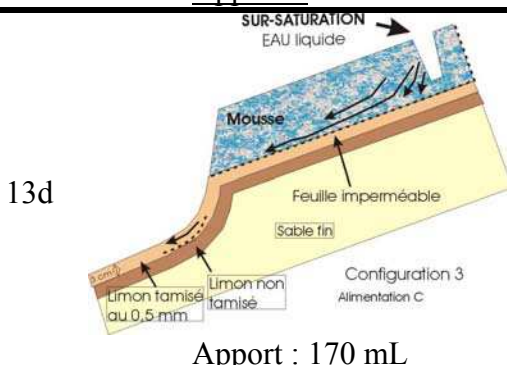




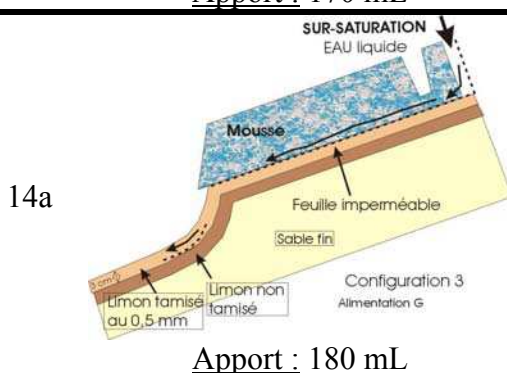
4 coulées assez longues dont 1 rectiligne, 1 sinueuse et 2 connectées. 2nd apport reprend les chenaux, d'où une digitation des lobes.



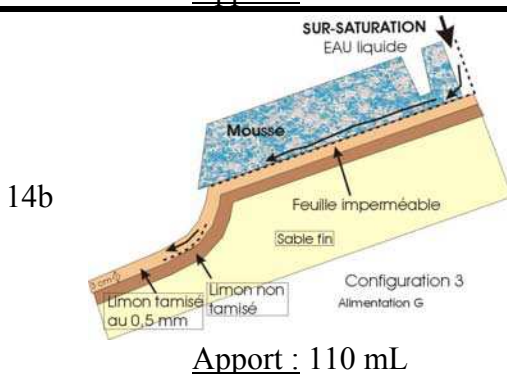
Un écoulement central uniquement avec départs multiples, d'où coulée et levées irrégulières. 5 coulées régulières, rectilignes et étroite par apports localisés.



3 coulées peu marquées : 1 centrale + 2 par apport local. Incision large, quasi nulle. Absence de chenalisation. Levées dans la partie avale.



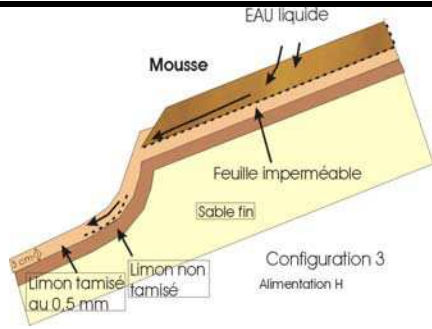
5 coulées : 1 grande coulée rectiligne, forte incision en amont, faibles sinuosités + 3 petites coulées similaires + 1 coulée étroite à incision faible.



5 coulées : 3 coulées étroites et régulières (levées symétriques) sur la droite. Puis 2 coulées se connectant en aval : débit fort, vitesse élevée.



15

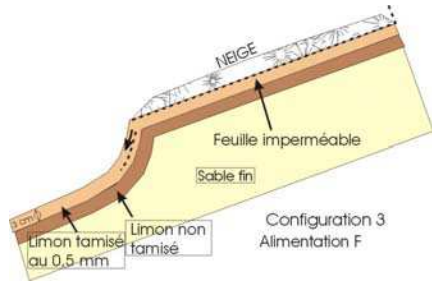


Aucun écoulement.



Apport : 1 L + 0,5L

16a

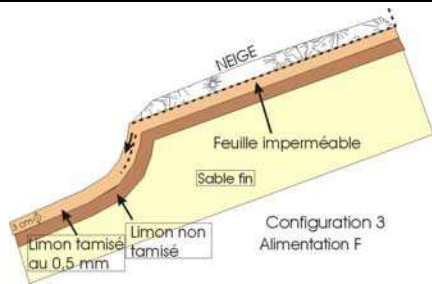


1 coulée bien rectiligne déclenchée après 2h de fonte. Suite à la saturation de la couche active initiation d'un glissement en masse d'une partie de la corniche.



Apport : 1 000 g de glace

16b

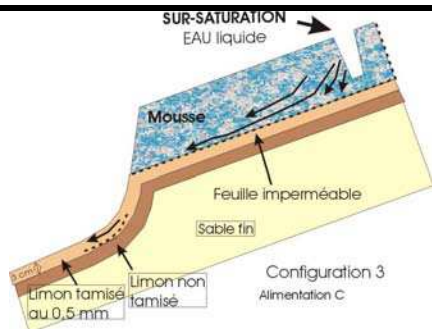


Départs multiples, très faible incision, faible chenalisation, nombreuses connections et sinuosités.



Apport : 700 g de glace

17a

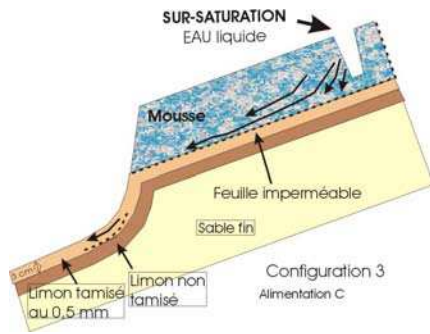


Départ simultané de 7 coulées. Incision faible, connections en amont et levées peu prononcées.



Apport : 410 mL

17b

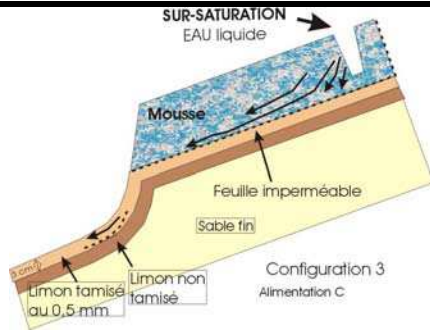


Apport : 260 mL

5 coulées dont 1 très longue. Chenaux assez larges avec levées irrégulières relativement larges. Lobes larges et imposants.



17c

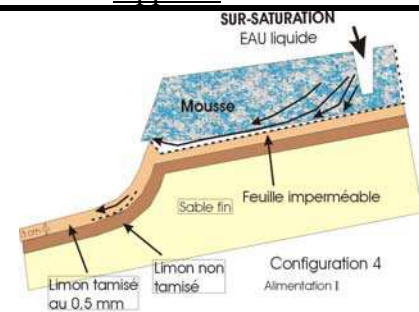


Apport : 260 mL

4 coulées sinueuses avec levées peu marquées



18a

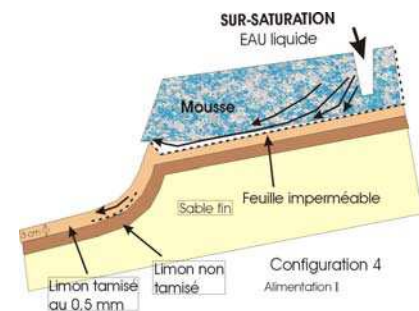


Apport : 270 mL

8 départs aboutissant à 5 coulées étroites et rectilignes. Les levées sont marquées et globalement régulières



18b



Apport : 210 mL

7 départs aboutissant à 5 coulées étroites et rectilignes. Levées larges et peu épaisses. Incision faible. 3 connections.



Figure VI- 11 : « Martian gullies » expérimentaux obtenus au cours des différentes modélisations.

Design, result and photograph of all the martian gullies simulations carried out.

Les conditions expérimentales de chaque expérience sont décrites sur la Figure VI- 10.

Toutes les expériences réalisées ne sont pas présentées en détail. Nous nous limiterons à celles pour lesquelles la variation d'un (seul) paramètre engendre une (forte) modification de la morphologie des *gullies*.

B- Facteurs de contrôle de la morphologie des martian gullies

Le rôle pris par chacun des paramètres testés, dans la morphologie des coulées de débris expérimentales, sera présenté séparément. Seront abordés : (i) le matériau, (ii) la pente, (iii) l'épaisseur de la couche active et (iv) l'apport en eau (son origine et sa quantité). Ce travail doit permettre de déterminer les conditions (combinaison de paramètres) les plus aptes à fournir des coulées dont la morphologie se rapproche de celle des *martian gullies* dunaires.

B1- Rôle du matériau composant le sol

Trois matériaux fins aux granulométries différentes ont été utilisés pour la constitution de la dune expérimentale. Selon le matériau, les *gullies* expérimentaux ont des morphologies différentes (Figure VI- 12, Figure VI- 13 & Figure VI- 14) :



Figure VI- 12 : Gullies expérimentaux obtenus avec trois matériaux différents.

Experimental gullies obtained with 3 kind of granulometry.

	Sable	Mélange	Limon
Zone de départ	Forte incision (> 1 cm)	Incision moyenne (~ 1 cm)	Faible incision (< 1 cm)
Chenal	Large et peu long Irrégulier	Etroit mais parfois irrégulier	Très étroit et régulier
Levées	Très irrégulières Parfois larges	Etroites et plutôt régulières	Très étroites et régulières
Lobe terminal	Large et épais	Peu volumineux	Presque inexistant

Figure VI- 13 : Description synthétique de la morphologie des gullies obtenus avec différents matériaux.

Summary of gullies morphologies from typical granulometry.

*L'ensemble de ces gullies ont été déclenchés sur un versant comportant une épaisseur dégelée d'1 mm environ.
L'alimentation en eau est réalisée par l'intermédiaire de la mousse synthétique.*

L'incision est plus forte avec le sable. Le matériau transporté par les coulées sableuses est relativement volumineux, ce qui explique la formation de larges levées et d'épais dépôts terminaux (Figure VI- 14-3c). L'incision plus intense s'explique par ailleurs par le fait que le sable, poreux et drainant, ne retient pas l'intégralité de l'eau apportée avant le gel. Au dégel, la teneur en eau de la couche active est très faible voire nulle (en raison également de l'évaporation et du dessèchement de surface lié au gel). L'eau provenant de l'aquifère s'infiltre alors instantanément dans la couche active pour s'écouler ensuite à l'interface couche active / pergélisol.

L'incision peut aussi être influencée par le débit d'eau à la sortie de l'aquifère. Malgré un apport maîtrisé dans la mousse, des chemins préférentiels se créent à l'intérieur de l'aquifère. Ces chemins contrôlent ainsi le nombre et la localisation des coulées s'initiant à la surface du versant.

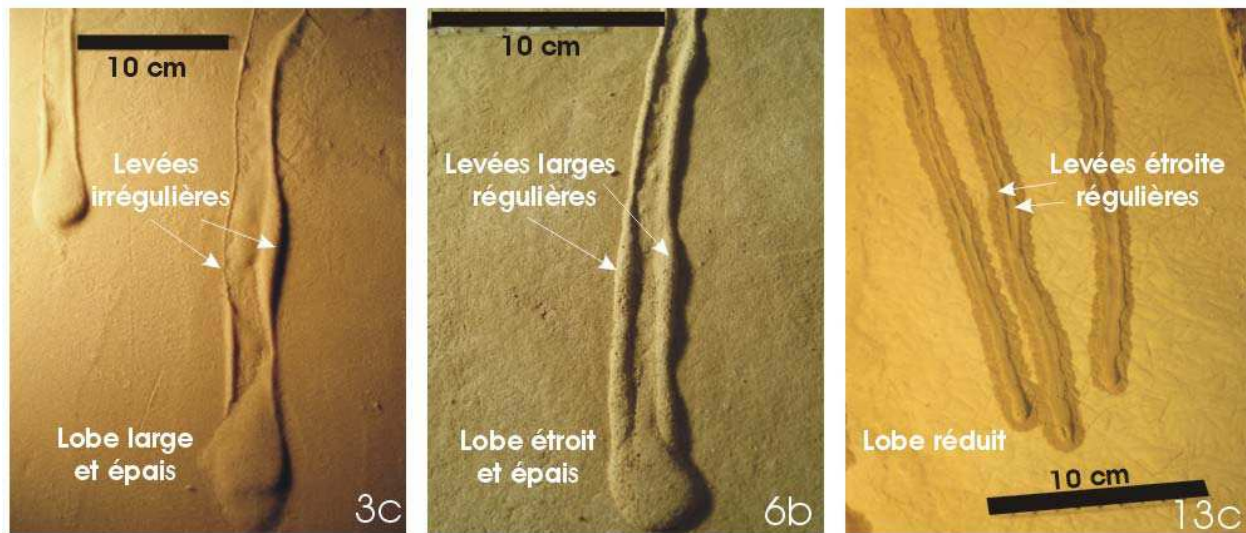


Figure VI- 14 : Morphologies comparées des chenaux, levées latérales et lobes terminaux.

Comparative morphologies (channels, levées and toes) for the 3 granulometries (3c: sand; 6b: mixture and 13c: silt).

3c : sable ; 6b : mélange & 13c : limon.

D'un point de vue morphologique, le matériau le plus fin (limon) est celui sur lequel les coulées présentent le plus d'analogies avec les *gullies* du *Russel crater*. Deux caractéristiques mettent en évidence ces analogies (Figure VI- 15) : le ratio longueur/largeur des coulées et la présence des levées. Plus le matériau est fin, plus le rapport longueur/largeur augmente ce qui le rapproche de celui des *gullies* in situ. De même, lorsque le matériau est fin, les levées latérales accompagnent plus longuement le chenal, à l'instar de celles bordant les *gullies* du *Russell crater*. Sans se risquer à des comparaisons d'ordre dimensionnel entre coulées expérimentales et *gullies* martiens (les similitudes d'échelles ne sont pas parfaitement respectées), il apparaît que les morphologies des coulées sont fortement dépendantes de la granulométrie du matériau mis en jeu.

Matériau	Rapport moyen longueur/largeur	Pourcentage moyen du chenal bordé de levées	Pourcentage moyen du chenal incisé.
Sable	23 (8 ; 52)	26 (6 ; 80)	34 (16 ; 72)
Mélange	44 (16 ; 80)	53 (29 ; 84)	34 (7 ; 91)
Limon	86 (20 ; 200)	63 (42 ; 100)	28 (10 ; 52)

Figure VI- 15 : Dimensionnement et caractéristiques des coulées expérimentales.

Sizing and characteristics of experimental flows. In brackets are minimum and maximum.

Données issues des expériences dont l'apport en eau est réalisé par l'intermédiaire de la mousse synthétique. Entre parenthèses, minimum ; maximum.

B2- Rôle de la topographie.

La majorité des expériences a été réalisée sur une dune dont la pente moyenne est de 30°. Un abaissement de la pente à 20° (à partir de l'expérience 10 ; Figure VI- 10) n'a pas entraîné de perturbation de la morphologie des coulées expérimentales. En revanche, deux comportements majeurs ont pu être mis en évidence au cours des nombreuses simulations :

- ✓ un élargissement du chenal lorsque la pente s'atténue (Figure VI- 16). Ceci concerne avant tout les coulées atteignant le pied de la dune (< 15°).
- ✓ une variation de la largeur des levées en fonction de la pente (Figure VI- 17). Cette caractéristique est également observée sur les *martian gullies* (Mangold et al., 2003) : la largeur des levées se réduit lorsque la pente augmente.

Ces deux comportements sont directement liés à la vitesse de progression du front de coulée.

B3- Rôle de l'épaisseur de la couche active.

L'épaisseur de la couche active est contrôlée par le temps de dégel. Au cours de nos simulations, l'épaisseur varie entre 1 et 10 mm environ selon l'expérience (Figure VI- 10). Pour des apports en eau identiques, l'épaisseur de la couche dégelée semble déterminer la morphologie des coulées. Selon le matériau impliqué, deux comportements différents sont observés :

- ✓ sur une dune sableuse et pour un débit d'eau donné, plus l'épaisseur dégelée est grande, plus l'incision est forte et plus la quantité de matériau mobilisé est grande ; ceci se traduit alors par une absence de levées latérales, la constitution de lobes terminaux épais et donc de coulées irrégulières, digitées et peu structurées (Figure VI- 18-1a).
- ✓ Sur une dune limoneuse et pour un débit d'eau donné, lorsque l'épaisseur dégelée est grande, l'incision est limitée voire inexistante. L'eau arrivant à la surface de la dune s'écoule en effet en nappe, de façon diffuse ce qui limite la localisation des écoulement. Ceci peut s'expliquer par la forte cohésion du limon (lorsqu'il est saturé) qui limite le pouvoir érosif de l'eau (Figure VI- 19-13d).

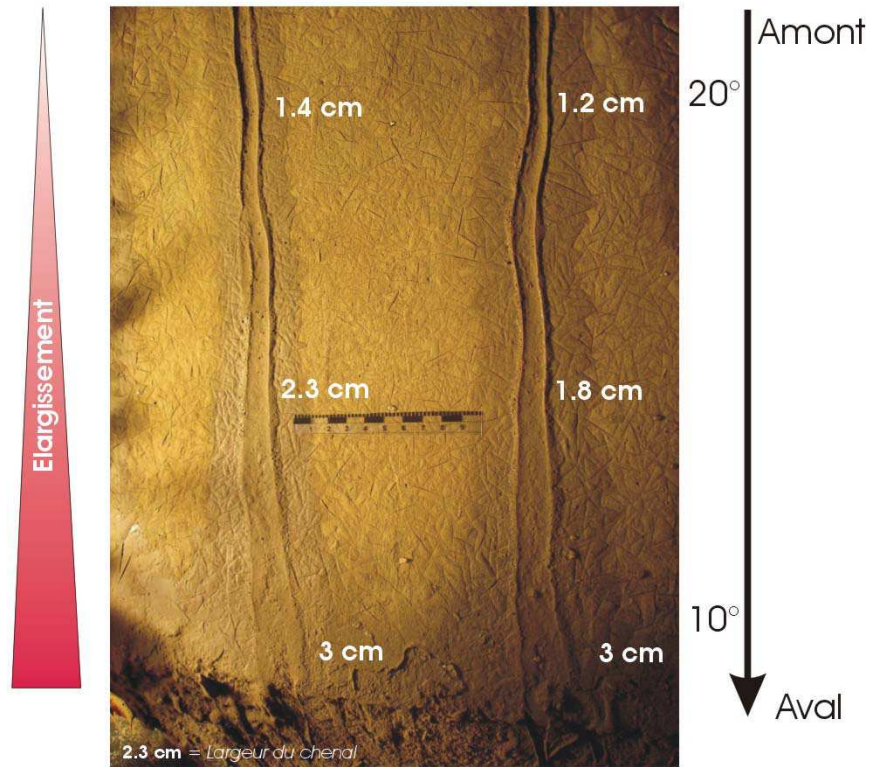


Figure VI- 16 : Elargissement du chenal lié à la réduction de la pente.

Flow enlargement induced by slope gradient decrease.

Coulées issues de l'expérience 16b.

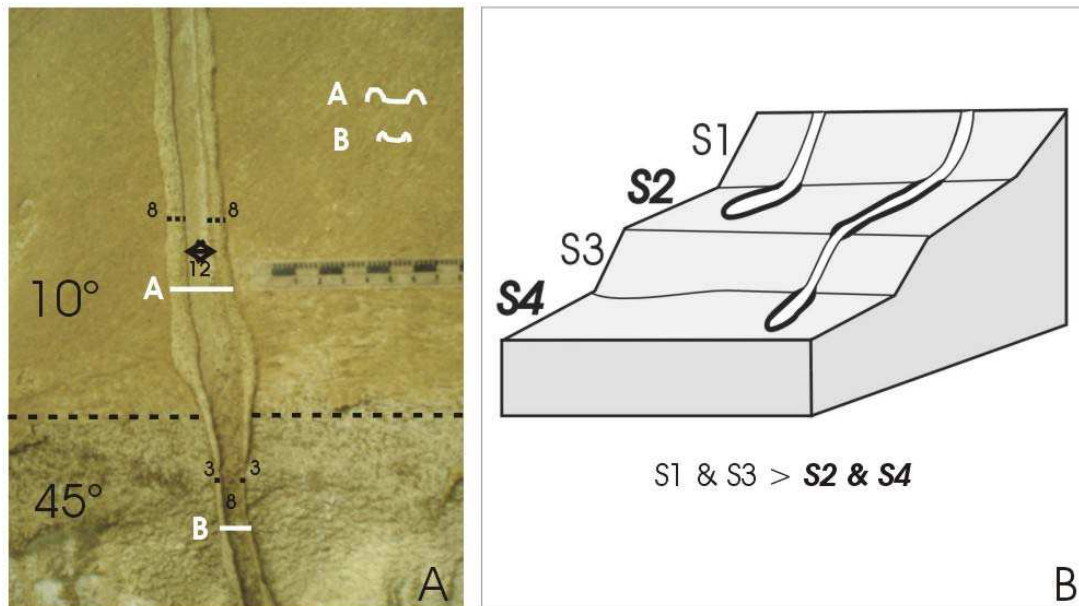


Figure VI- 17 : Variation de la largeur des levées en fonction de la pente du versant.

Levees width variations with slope gradient.

A : coulée expérimentale de l'expérience 6a – B : diagramme schématique illustrant les martian gullies du Russell crater pour différentes pentes (modifié d'après Mangold et al., 2003).

D'une manière générale, lorsque le toit du pergélisol est sub-affleurant (environ 1mm de profondeur), l'écoulement initié est maintenu et peut progresser vers l'aval. L'imperméabilité du pergélisol maintient relativement constante la quantité d'eau impliquée dans la coulée (infiltration limitée). En revanche, dans le cas du sable, la coulée est rapidement figée lorsque l'épaisseur dégelée est grande car l'eau s'infiltré dès les premiers cm d'écoulement.

La faible épaisseur de couche active favorise ainsi un écoulement chenalisé et donc indirectement la formation de longues coulées (Figure VI- 18-3d & Figure VI- 19-13c).

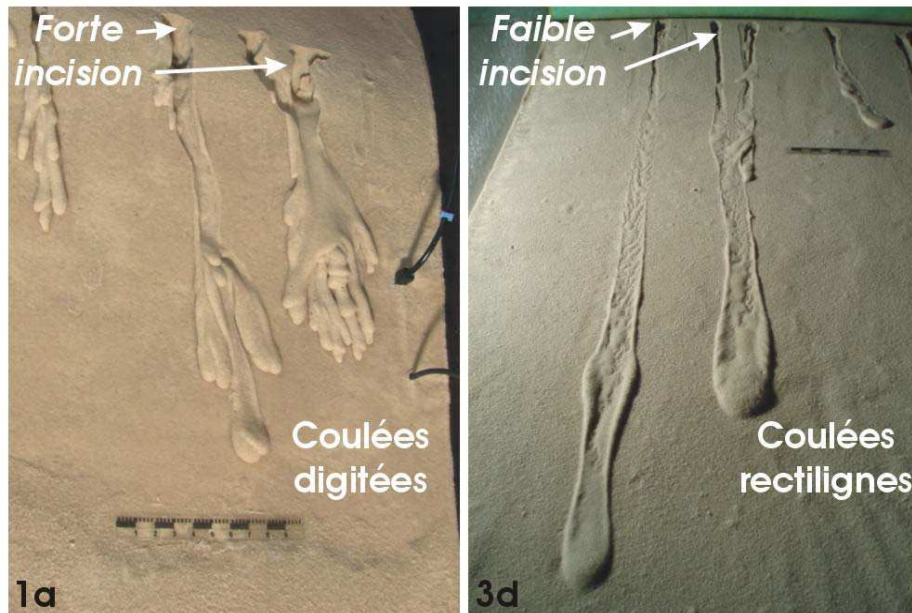


Figure VI- 18 : Morphologies de coulées sableuses en fonction de l'épaisseur de la couche active.

Sand gullie morphologies vs active layer thickness(alt). 1a: alt=2.5mm; 3d: alt=1 mm.

1a : épaisseur dégelée de 2,5 mm – 3d : épaisseur dégelée d'environ 1 mm.

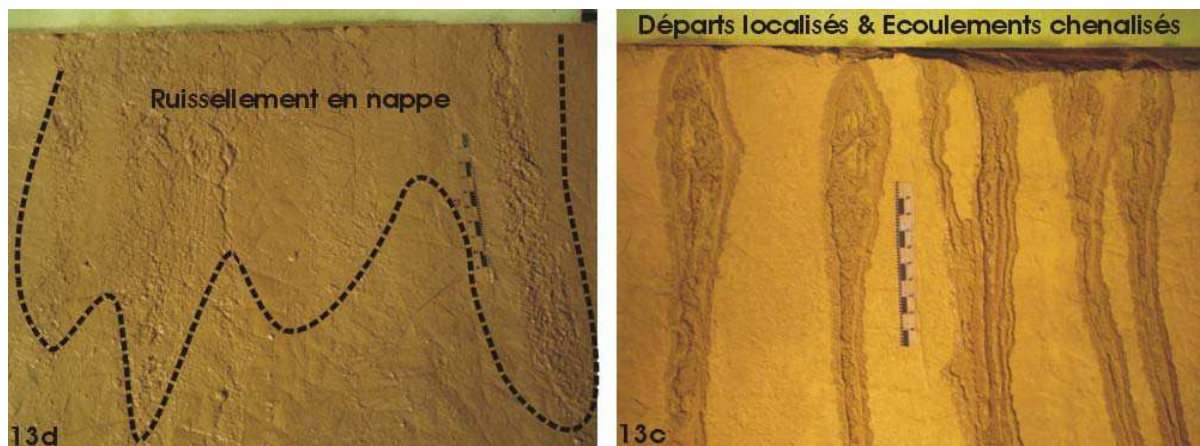


Figure VI- 19 : Morphologies de coulées limoneuses en fonction de l'épaisseur de la couche active.

Silt flow morphologies vs active layer thickness (alt). 13d: alt>10 mm; 13c: alt=1 mm.

13d : épaisseur dégelée > 10 mm – 13c : épaisseur dégelée d'environ 1 mm.

B4- Rôle de l'apport en eau/neige

o Coulées sèches

Le rôle de l'eau s'est révélé essentiel dans la modélisation des *gullies*. Des déstabilisations gravitaires de matériau sec ont néanmoins affecté le versant dunaire. En absence d'eau, le fluide impliqué dans l'écoulement est l'air. Ces écoulements se produisent lorsque la valeur de la pente de la corniche est supérieure à celle de l'angle de repos du matériau ; dans ce cas, des portions de la corniche perdent leur stabilité et s'écoulent à la surface du pergélisol (Figure VI- 20).

Les coulées engendrées (i) sont très larges (jusqu'à 5 cm) et assez courtes (inférieures à 20 cm), (ii) n'incisent pas le versant et (iii) sont assimilables à un unique et long lobe de dépôt. Ces derniers s'accumulent et se superposent au pied du versant, dès que la pente se réduit. Pour toutes ces raisons, cette morphologie est peu comparable à celle des *gullies* observés sur le *Russell crater*, d'autant plus qu'aucune connection ni sinuosité n'est observée.

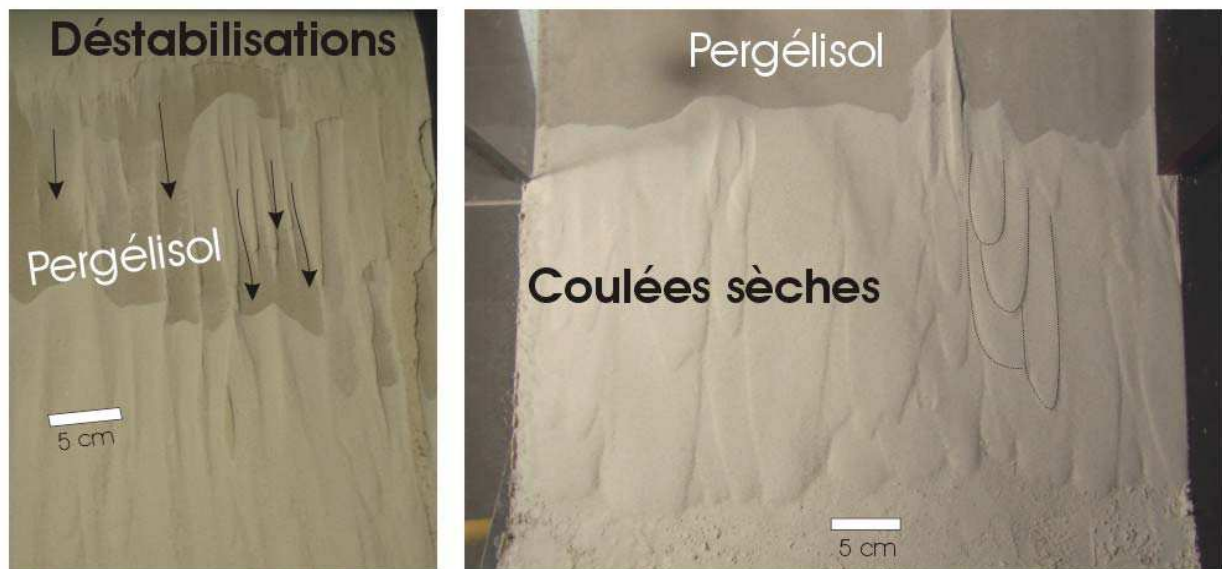


Figure VI- 20 : Coulées sèches expérimentales.

Small experimental dry landslides.

L'intervention d'un liquide plus visqueux que l'air apparaît donc essentielle, justifiant l'eau liquide ajoutée au versant dans nos expérimentations des *gullies* martiens.

Suite aux nombreuses simulations réalisées, le comportement et la morphologie des coulées se sont révélés très sensibles aux débits d'eau à l'origine de leur initiation. Les débits varient fortement selon le mode d'apport en eau et l'hypothèse testée. Les débits les plus faibles sont obtenus suite à la fonte d'une couverture de neige, les plus forts lors de la « vidange » de l'aquifère perché.

○ *Fonte de neige.*

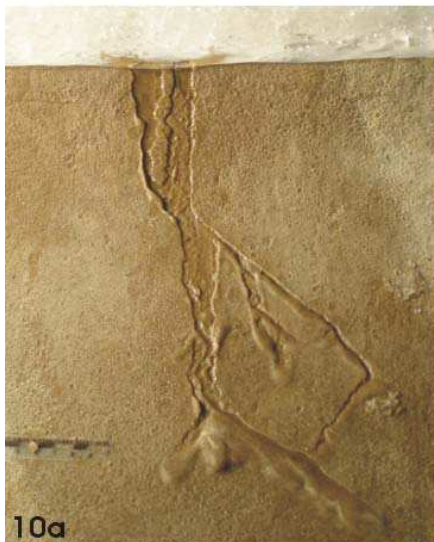
L'hypothèse des coulées initiées par la fonte de neige a été testée avec deux types de matériau, du limon et un mélange sable/limon et deux configurations différentes de répartition de neige. Les observations principales sont synthétisées dans la Figure VI- 21 ci-dessous.

Localisation de la neige	Fonte	Mélange sable/limon	Limon
Sommet de la corniche	Naturelle	Rares coulées courtes et digitées	Coulée longue et rectiligne
	Accélérée	Nombreuses coulées connectées	<i>Non testé</i>
Surface totale	Naturelle	Aucune coulée	<i>Non testé</i>

Characteristics and morphologies of gullies induced by snowmelt.

Dans le cas du mélange, deux points ont été mis en évidence :

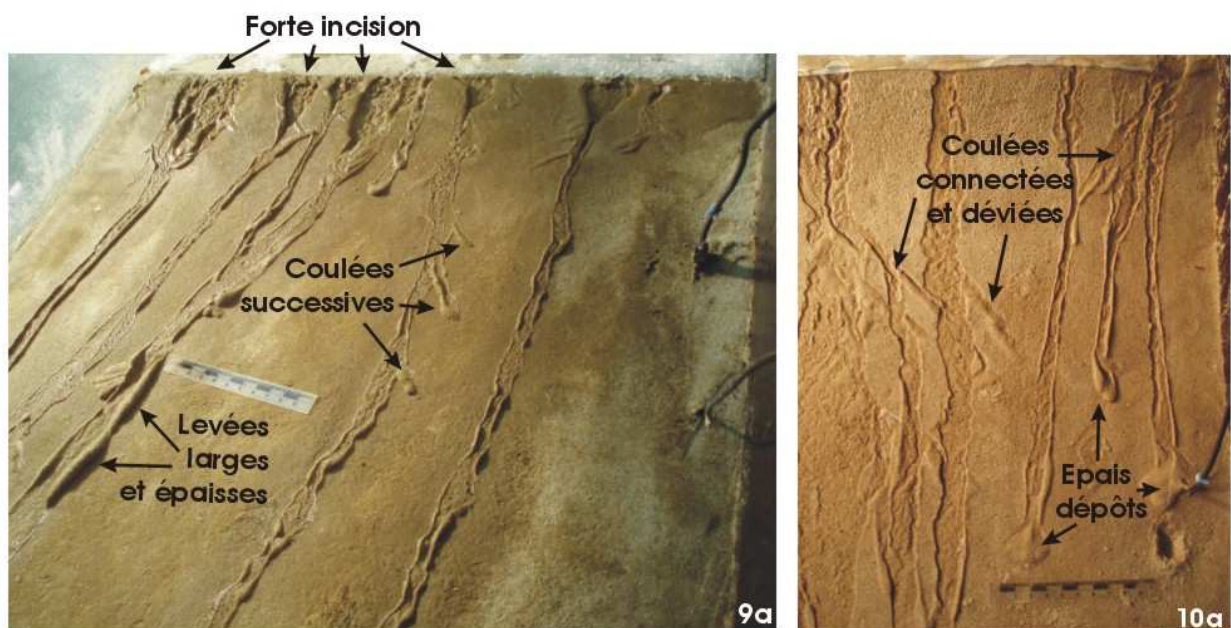
- ✓ Une fonte naturelle (à température ambiante) peut être à l'origine de coulées de faible magnitude lorsque la neige est concentrée au sommet du versant. Les rares coulées sont alors sinueuses et non homogènes car la progression de la coulée se fait au rythme de la fonte de la neige. L'apport en eau est donc irrégulier ce qui engendre le déclenchement de plusieurs petites vagues successives. Dans ces conditions, la progression d'une vague peut être perturbée par le dépôt issu d'une vague précédente déviant l'écoulement. Des formes digitées et connectées sont alors observées (Figure VI- 22).



Gullies induced by local snow cover melting.

- ✓ Pour une même localisation de la couverture neigeuse, une fonte rapide (accélérée par apport de chaleur localisé) est pour sa part beaucoup plus apte à fournir une quantité d'eau suffisante pour déclencher une coulée pouvant se développer sur une grande portion du versant. Bien que rapide, la fonte reste malgré tout discontinue ce qui induit des départs décalés et des coulées de débris par vagues successives. La conséquence de cela, en terme de morphologies de surface, est la formation de coulées non rectilignes, présentant de nombreuses connections (Figure VI- 23). D'autre part, le temps pris par la couverture neigeuse pour fondre engendre également une fonte de la glace du sol et donc un abaissement du toit du pergélisol (qui dépasse alors souvent 10 mm). Cette augmentation de l'épaisseur de la couche active est à l'origine d'une forte érosion dans la zone de départ des coulées (Figure VI- 23) se traduisant par une forte mobilisation du matériau et des dépôts importants.

Lorsque la couverture neigeuse s'étend sur toute la surface de la dune, aucune coulée n'est initiée (Figure VI- 24). L'apport en eau étant très diffus, l'eau de fonte s'infiltré lentement et progressivement dans la couche active sans atteindre le seuil de déstabilisation du matériau dégelé.



Gullies induced by local snow cover melting carried out by heat supply.



Figure VI- 24 : Comportement du versant dunaire complètement couvert de neige.

No movement observed on a full snow covered model.

A : versant couvert de neige – B : versant après 3h de fonte.

Dans le cas du limon, la fonte naturelle de la neige recouvrant la corniche peut déclencher des coulées. En effet, la cohésion du limon étant plus forte (et le pouvoir drainant plus faible) que celle du mélange, l'infiltration de l'eau de fonte est plus lente. Le débit de fonte étant identique d'une expérience à l'autre, l'eau non infiltrée s'écoule en surface, initiant des coulées peu érosives mais relativement longues. Deux cas se présentent alors : soit l'écoulement d'eau se localise dans la couverture neigeuse en cours de fonte (un seul exutoire) et alors une coulée rectiligne et proche des *martian gullies* s'initie (Figure VI- 25-A), soit la fonte diffuse fournit plusieurs sources d'eau et alors des coulées digitées et connectées se déclenchent (Figure VI- 25-B). La quantité d'eau initiale nécessaire au déclenchement de la coulée semble donc être ici un paramètre essentiel.

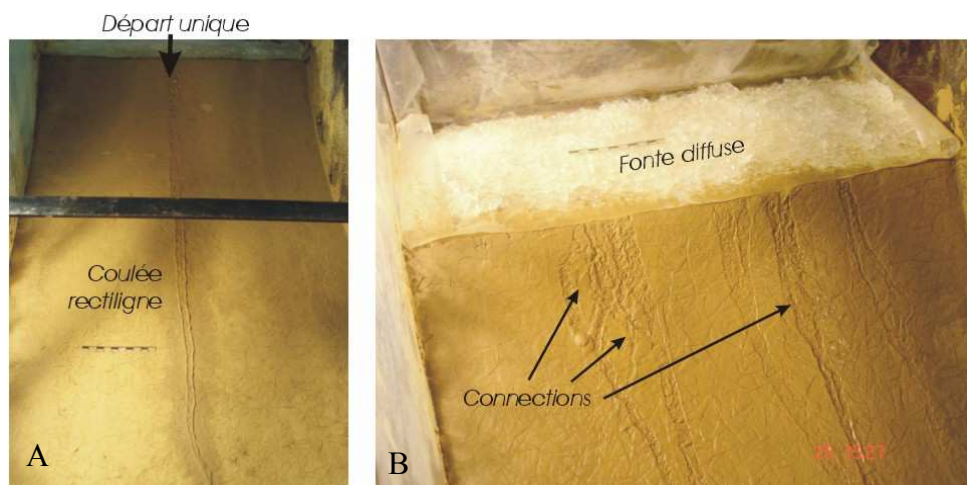


Figure VI- 25 : Coulées obtenues suite à la fonte naturelle de neige sur un versant limoneux.

Gullies on a silty slope, by snow cover melting.

A : expérience 16a – B : expérience 16b.

Lorsque l'écoulement ne se chenalise pas, une saturation progressive de la couche active se produit. Cette saturation peut exceptionnellement provoquer une déstabilisation en masse (glissement) de la couche dégelée (Figure VI- 26).

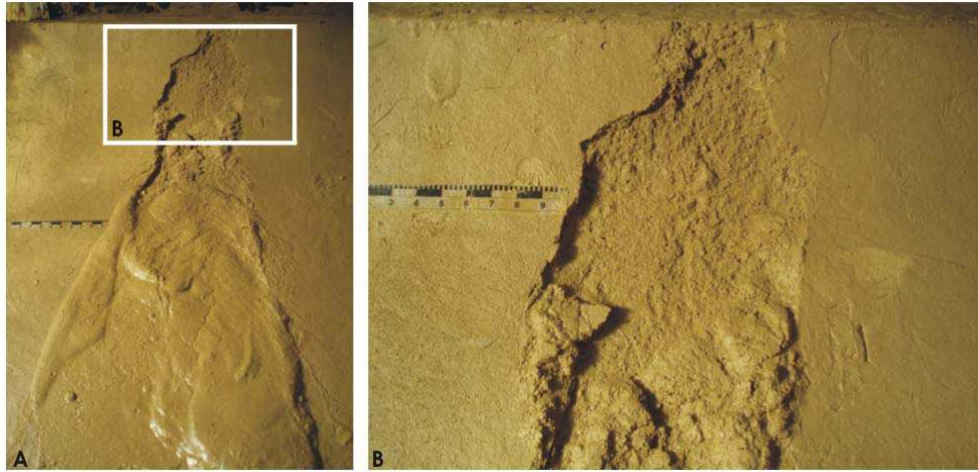


Figure VI- 26 : Glissement en masse sur le toit du pergélisol.

Rapid mass movement of the active layer, triggered upon permafrost.

Expérience 16a (matériau : limon)

○ *Décharge d'un aquifère*

Pour la majorité des simulations réalisées, l'apport en eau liquide est modélisé par la saturation puis la « vidange » d'un aquifère perché (Figure VI- 10). La mousse synthétique gorgée d'eau a été utilisée dans le but de fournir au versant dunaire plusieurs sources d'eau réparties sur toute la largeur du modèle. Véritable zone tampon régulant et répartissant l'eau, la mousse libère son contenu sur toute la largeur du versant, sous forme de pulses plutôt localisés et parfois répétés. Selon la nature de ce pulse, la morphologie de la coulée engendrée varie fortement. A partir des nombreuses expériences menées, les points suivants peuvent être notés :

✓ la quantité d'eau nécessaire à l'initiation d'une coulée de débris est directement liée à l'épaisseur de la couche active. Comme évoqué précédemment, l'épaisseur dégelée doit être faible pour que la coulée progresse longuement de façon homogène. Lorsque c'est le cas, la quantité d'eau provoquant un ruissellement localisé peut être relativement faible (< 200 ml) ; le toit imperméable du pergélisol limitant l'infiltration, l'eau à l'origine de l'écoulement progresse vers l'aval en maintenant son volume constant ce qui se traduit par une morphologie homogène d'amont en aval (Figure VI- 27-C).

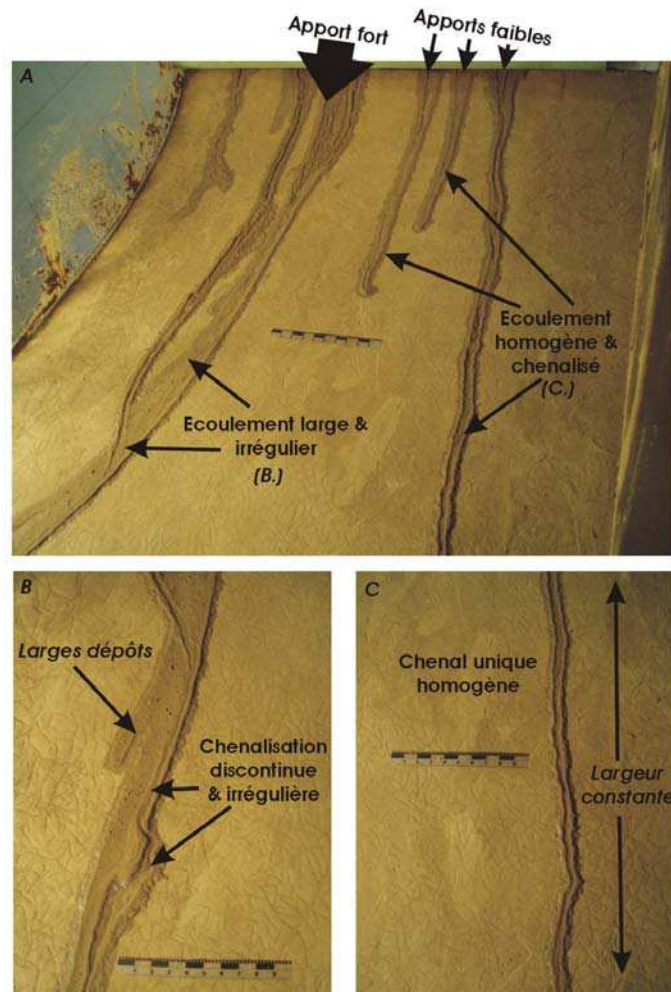


Figure VI- 27 : Rôle de la quantité d'eau à l'origine des coulées de débris dunaires.

Impact factor of the water supply volume in gullies morphologies.

Expérience 14b ; épaisseur dégelée = environ 1 mm.

Lorsque la quantité d'eau est trop grande, le ruissellement n'est plus localisé donc la morphologie de l'écoulement est irrégulière et n'est plus compatible avec la formation des *gullies* dunaires (Figure VI- 27-B).

✓ Le nombre de « vidanges locales » se succédant en un seul et même endroit contrôle la morphologie du chenal. Deux cas peuvent se présenter lors de la saturation de la mousse synthétique : soit la vidange est unique (un seul pulse), soit elle est multiple (plusieurs pulses successifs). Les conséquences sur la morphologie de l'écoulement sont importantes :

- dans le premier cas, la coulée est rectiligne et homogène (si l'épaisseur de la couche active est faible) (Figure VI- 27-C).
- Dans le deuxième cas, le passage successif de plusieurs vagues au sein du même chenal tend à détruire la morphologie laissée par la première vague : des contournements de lobe, des divagations, des superpositions de lobes sont alors observés (Figure VI- 28).

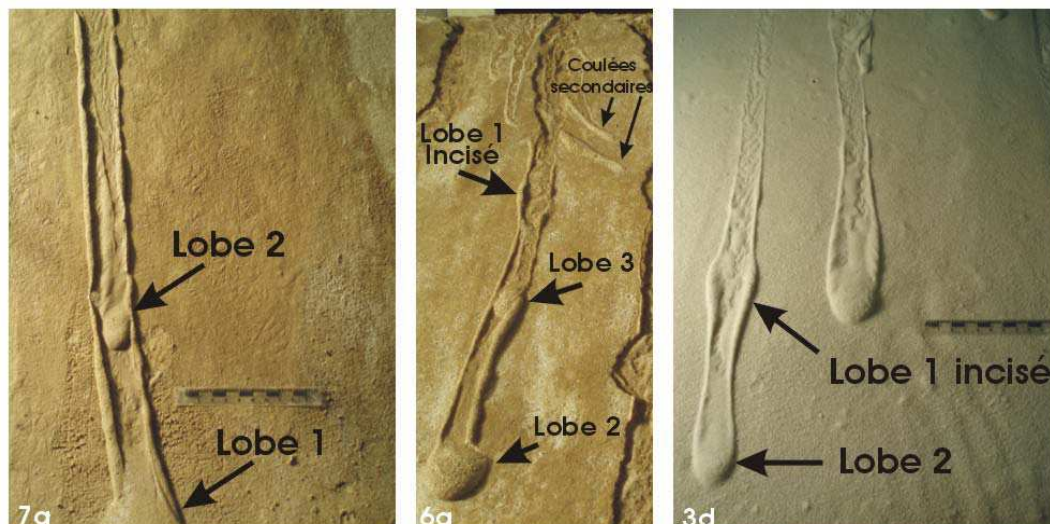


Figure VI- 28 : Coulées de débris expérimentales déclenchées en plusieurs vagues.

Morphologies of gullies triggered by successive waves.

Chaque vague est ponctuée d'un lobe de dépôt. Lorsque plusieurs vagues se succèdent, la cicatrice de chacun de ces lobes est (partiellement) préservée. Le lobe 1 est le plus ancien (le premier déposé), le lobe 3 le plus récent (le dernier déposé).

Afin de déclencher plusieurs coulées rectilignes les plus homogènes possibles (d'amont en aval), il semble donc qu'il faille fournir au processus de transport un seul et unique pulse d'eau. De plus, lorsque la couche active est faible, ce pulse peut solliciter une faible quantité d'eau qui s'écoule alors au sommet du pergélisol.

VI-3-5- Bilan de la modélisation

A partir des simulations réalisées, il a été possible (i) de reproduire des ravins dont la morphologie est très proche de celle des *gullies* du *Russell crater* et (ii) de déterminer les conditions les plus appropriées à leur déclenchement.

La morphologie type *gullies* est obtenue avec les conditions suivantes (Figure VI- 29):

- ✓ un matériau fin et non-drainant : le limon est le matériau le plus approprié.
- ✓ Une épaisseur de la couche active très faible, quelque soit le matériau utilisé. La présence d'un pergélisol sub-affleurant riche en glace est sous-entendue.
- ✓ Une source d'eau localisée et unique pour chaque coulée : un pulse déclenche une coulée.

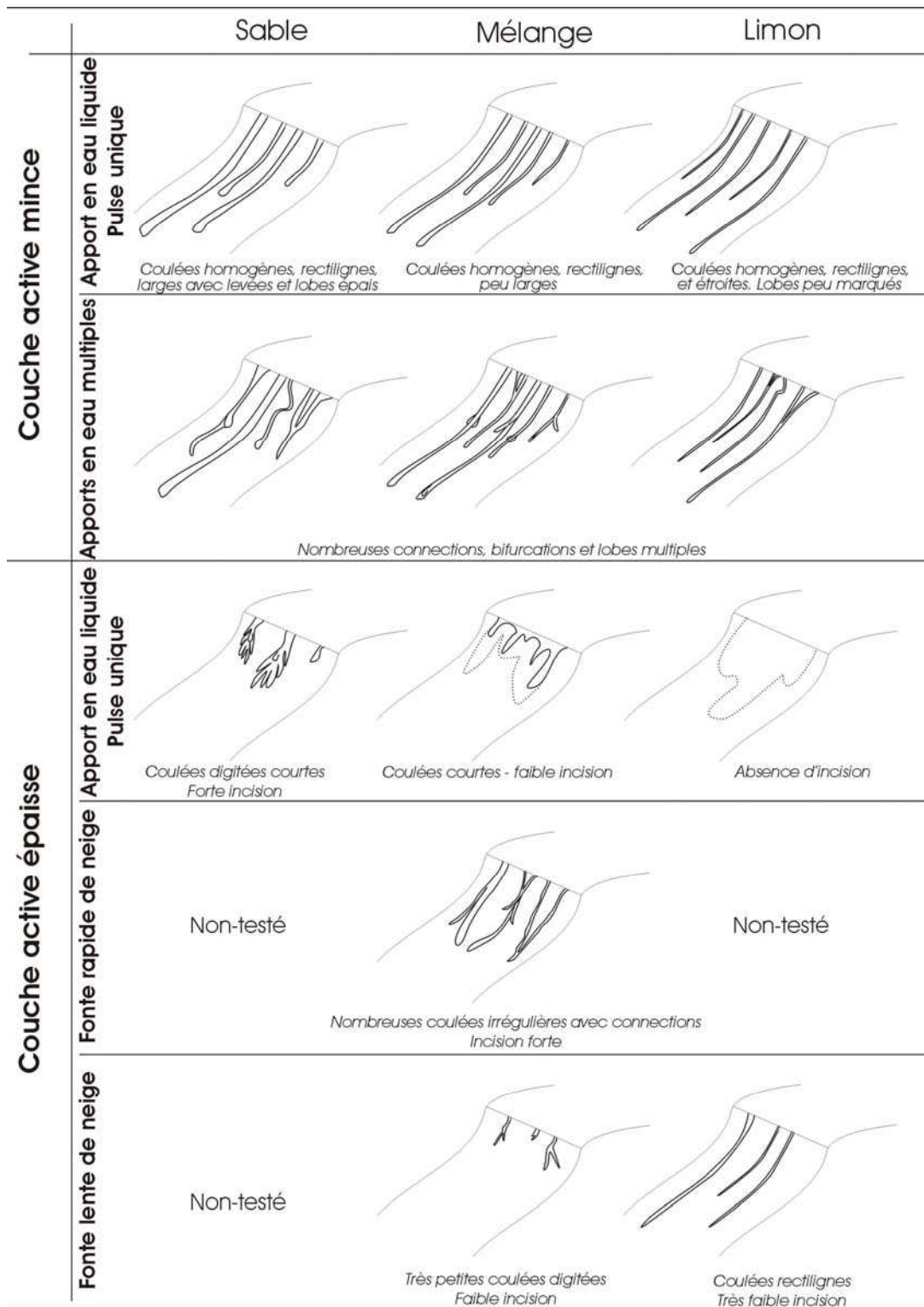


Figure VI- 29 : Morphologies des gullies expérimentaux déclenchés sous différentes conditions.

Summary sketch of experimental gullies morphologies, induced with the different protocols.

Ne sont pas représentées ici (i) les coulées sèches déclenchées sur du sable et (ii) l'absence de coulées lorsque la couverture neigeuse recouvre la totalité du versant.

A travers ces résultats expérimentaux préliminaires, les différentes hypothèses à l'origine de la formation des ravins dunaires peuvent être discutées.

(1) D'un point de vue lithologique, le matériau constituant la méga-dune du *Russell crater* doit être apte à contenir et maintenir une teneur en eau (glace) suffisante pour former un pergélisol riche en glace : un matériau cohésif peu drainant est donc envisageable.

(2) La présence d'un pergélisol sub-affleurant et riche en glace s'est révélée essentielle. Le toit sub-affleurant du pergélisol pourrait expliquer la magnitude élevée des coulées en l'absence d'infiltration. Un pulse d'eau initial provoque la formation d'une vague « boueuse » qui évolue alors librement selon la ligne de plus grande pente sur de longues distances jusqu'à finalement s'amortir plus en aval lors d'une réduction de la pente et/ou à une réduction de la teneur en eau par évaporation. La formation de ces ravins semble donc nécessiter des conditions climatiques périglaciaires. Cette conclusion préliminaire paraît compatible avec l'hypothèse de Costard et al. (2002) prenant en compte l'existence d'un sol riche en glace et évoquant la fonte de cette glace de surface comme initiateur des *gullies* martiens.

(3) Le dernier point important concerne la source d'eau. Notre modélisation ne nous permet pas de déterminer l'origine de cette eau liquide mais elle nous confirme l'aspect événementiel de chaque coulée. La formation d'une coulée résulte d'un pulse unique d'eau liquide. Ce dernier doit par ailleurs être localisé et suffisamment soudain pour déclencher l'écoulement. Mais il ne doit être ni catastrophique ni volumineux pour laisser le temps à l'écoulement de se chenaliser et de progresser de façon homogène. Cette autre conclusion préliminaire pourrait écarter l'hypothèse d'une fonte diffuse de neige (Christensen, 2003) qui ne fournit pas une quantité d'eau suffisante à l'initiation d'un écoulement de surface.

Conclusions

La découverte récente (Malin et Edgett, 2000) de traces de ruissellement à la surface des versants martiens, et plus particulièrement sur des dunes intra-cratère a réactivé le débat sur la présence récente d'eau liquide à la surface de la planète rouge. Les formes insolites observées et décrites par Mangold et al., (2003) à la surface des dunes du *Russell crater* présentent de nombreuses caractéristiques morphologiques laissant supposer qu'un ruissellement d'eau en surface aurait pu se déclencher relativement récemment (pas de cratérisation marquée). Cette étude préliminaire, au cours de laquelle plus de 40 simulations physiques ont été réalisées, a permis de tester les conditions favorables à l'apparition de ces ravins.

La comparaison entre les *gullies* martiens et les coulées expérimentales nous permet de confirmer que des conditions climatiques périglaciaires peuvent expliquer les formes particulièrement énigmatiques observées à la surface du *Russell crater*. Cette conclusion préliminaire majeure est tirée du fait qu'un pergélisol riche en glace et sub-affleurant exerce un contrôle marqué sur la linéarité, la longueur et l'homogénéité des ravinements de surface.

La nature du matériau constituant le sol semble également exercer un contrôle important sur la dynamique de l'écoulement chenalisé. Le matériau fin (limon) s'est révélé le plus approprié à la formation et à la dynamique de *gullies* étroits et réguliers.

Sur le problème de l'origine de l'eau (aquifère peu profond, aquifère profond, fontes de neige et/ou de glace), cette modélisation n'a pu clairement trancher. Il a néanmoins été démontré que chaque coulée est issue d'un seul et unique « pulse » d'eau liquide. Ceci induit un apport en eau soudain difficilement compatible avec une fonte directe et diffuse de neige (Lee et al., 2001 ; Christensen, 2003) et/ou de glace d'eau (Costard et al., 2002) ou de CO₂ (Reiss et Jaumann, 2002). Les théories prenant en compte l'existence d'un aquifère perché (Malin et Edgett, 2000 ; Mellon et Phillips, 2001) ou profond (Gaidos, 2001) s'appliquant assez mal au cas des dunes de sable, une fonte indirecte de neige et/ou de glace, c'est-à-dire une fonte alimentant (par infiltration) la partie superficielle de la dune lors des périodes de fortes obliquité, pourrait être envisagée (Figure VI- 30). L'infiltration de l'eau de fonte jusqu'à une surface imperméable peu profonde (couche indurée, pergélisol ?) permettrait d'accumuler des quantités d'eau en sub-surface, suffisantes pour initier des coulées lors de libérations locales et ponctuelles d'eau (pulses). Ce scénario, initialement proposé par Gilmore & Phillips (2002) et repris par Mangold et al. (2003), pourrait expliquer l'alignement des zones-source et reste le plus compatible avec nos simulations expérimentales. Dans tous les cas, une fonte de la glace contenue dans le pergélisol sub-affleurant, par exemple lors des périodes de fortes obliquités (Costard et al., 2002 ; Mangold et al., 2003), semble cohérente pour expliquer les morphologies découvertes sur certains versants de la méga-dune du *Russell crater*.

A partir de ces résultats préliminaires, il serait désormais intéressant (i) de tester de nouvelles hypothèses comme celle faisant intervenir du CO₂, (ii) de continuer à faire varier

les paramètres physiques comme la pente par exemple et (iii) de comparer les morphologies produites à la dynamique d'écoulement. Pour ce dernier point, deux évolutions techniques majeures (en cours de conception) sont nécessaires : une acquisition topographique précise et une acquisition vidéo très haute résolution permettant d'accéder aux propriétés rhéologiques de l'écoulement. Une fois opérationnels, ces dispositifs permettront de relier les morphologies et la dynamique des écoulements. Ces nouvelles données permettront alors de valider les processus d'écoulement et de les comparer à ceux proposés par Mangold et al., (2003).

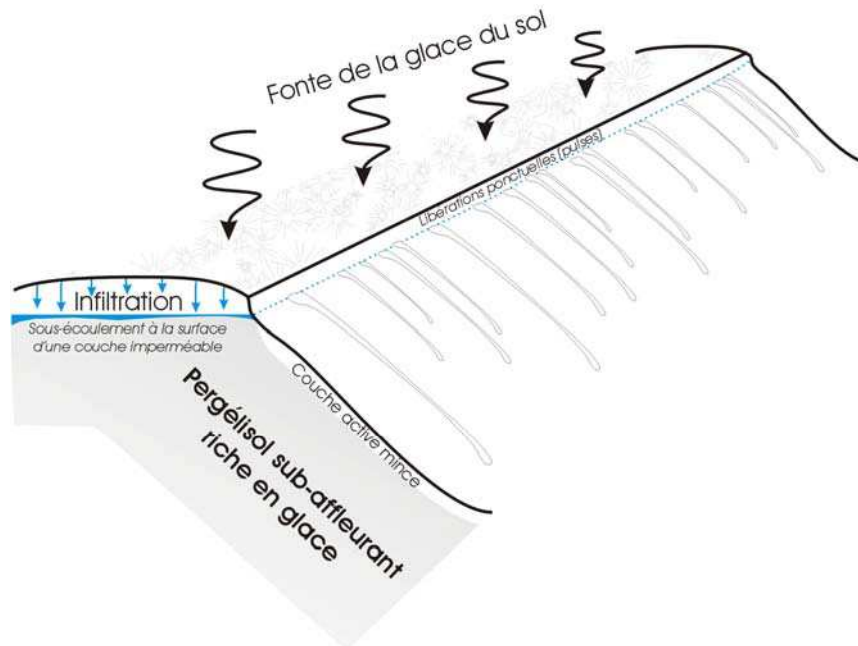


Figure VI- 30 : Schéma conceptuel de la formation des gullies du Russell crater.

Conceptual scheme of Russel crater gullies formation.

Replacée dans le cadre des travaux sur la dynamique des versants en contexte périglacière, cette étude expérimentale a permis de mettre à nouveau en évidence le rôle joué par le pergélisol dans le déclenchement et la progression des coulées de débris. Ceci démontre encore une fois que les environnements périglaciaires favorisent les processus d'érosion rapides.

La dernière partie de ce chapitre consiste en une synthèse des travaux expérimentaux menés au cours de cette étude sur les *martian gullies*. Ce document a été soumis à la 9^{ème} conférence internationale sur le pergélisol (Ninth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, U.S.A., June 29-July 3, 2008).

Laboratory simulations of Martian debris flows

Abstract

Small gullies observed on Mars could be formed by groundwater seepage from underground aquifer or may result from the melting of near surface ground ice at high obliquity. To test these different hypotheses, a laboratory simulation has been performed. The experimental slope was designed to simulate debris flows over sand dunes with various slope angles, different granulometry and permafrost characteristics. Preliminary results suggest that the typical morphology of gullies observed on Mars can be best explained by the formation of linear debris flows related to the melting of a near-surface ground ice with silty materials. This physical modelling highlights the role of the active layer during the debris flow formation.

Keywords: Mars, debris flows, gullies, physical modelling

Introduction

The recent discovery of groundwater seepage and surface runoff on Mars suggests the local occurrence of subsurface liquid water at mid and high latitudes during recent periods. They have been proposed to result of subsurface seepage of water (Malin and Edgett, 2000), brines (Andersen et al., 2002), near-surface ice melting at recent periods of high obliquity (Costard et al., 2002), snowmelt in more recent periods (Christensen, 2003), geothermal heating (Mellon and Phillips, 2001) or liquid CO₂ breakout (Musselwhite et al., 2001). Among this large variety of surface runoff features, an unusual example of debris flows over sand dunes retains our attention. They are characterized by (i) their localisation over sand dunes, (ii) a typical morphology with long and narrow channels and, (iii) the development of networks made of long and parallel down dip flows (Figure 1). The exact process of their formation still remains speculative. This study focuses on the formation of that typical morphology by means of various laboratory simulations within a cold room. According to these experiments, we discuss the possibility to explain these gullies over sand dunes as a consequence of surface and near-surface melt of volatile-rich material. In this study, we describe how the depth of the active layer helps to understand better the formation of Martian linear gullies observed in the Russell crater. Such interpretation has important consequences in terms of recent climate change on Mars. We show that the characteristics of these typical linear Martian gullies are consistent with some external processes triggered by seasonal melting at high obliquity.

Gullies on Mars

Morphological characteristics

The observation of small gullies on Mars was one of the more unexpected discoveries of the Mars Observer Camera (MOC) aboard the Mars Global Surveyor spacecraft Malin and Edgett (2000). Debris flow is the term used by Malin and Edgett (2000) to describe downslope flow of debris mixed with a significant amount of water within the walls of impact craters. They mostly occur in a latitudinal band higher than 30° with a preferential pole-facing gullies in the southern mid-latitudes (Balme et al., 2006). A large majority being sited on the inner walls of impact craters and occasionally found on central peaks of impact craters (Balme et al, 2006). They often become narrower and shallower down slope, are often slightly sinuous, and sometimes display complex morphologies such as levees, tributary and streamlining around obstacles.

The upper part of most debris flows has a steeper slope that is dissected by channels, often sinuous, whereas thick accumulations of debris cover the bases of escarpments. The upper part of the slopes (mostly south facing slopes in the southern hemisphere) exhibits alcoves. They are also characterised by their distinct V shaped channels with well-defined levees characterizes them. Individual channels exhibit low sinuosity and deep erosion down to the fans that bury the lower parts of the crater walls.

Most of the gullies observed on Mars are preferentially located at latitude higher than 30°. Therefore, they are located in regions where the Martian permafrost is supposed to contain ground ice in the near subsurface (Mellon and Phillips, 2001).

Perched aquifer

Various mechanisms have been proposed for the formation of gullies by water. According to Malin and Edgett (2000), debris flows would result from springs fed by shallow aquifers. Water usually emerges from the lower part of the slope producing springs. But, according to that hypothesis, under hydrostatic pressure, springs may occur in the upper part of hills or slopes. The sources of this water can freeze on the surface. When the hydrostatic pressure oversteps the lithostatic pressure, the discharge can occur. The main problem is the difficulty for a shallow aquifer to survive in equilibrium at such shallow depths under the cold ambient conditions. One possibility is to suppose a concentration of brines within the aquifer (Mellon et al., 2001).

CO₂ frost cover

Current seasonal defrosting has been proposed to explain gullies on hillslopes (Bridges et al., 2001) or over dunes (Reiss and Jaumann, 2002). Recent HIRISE images clearly show a blanketing of CO₂ frost covering the south flank of dunes. Dark spots observed on the top of the dunes are attributed to the sublimation of CO₂ (Mangold et al., 2003). The possibility of snowmelt is not excluded (Lee et al., 2001; Christensen, 2003).

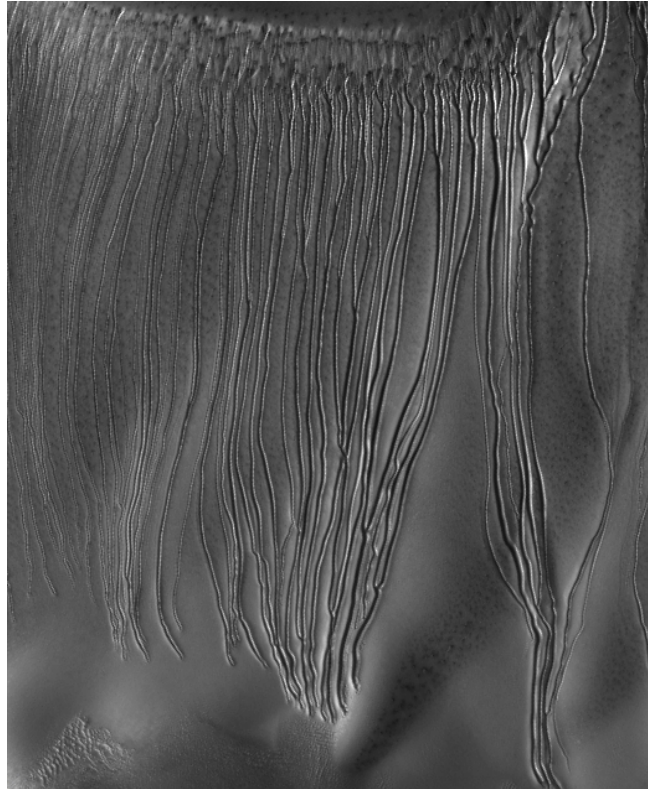


Figure 1. Linear gullies over sand dune in the inner part of the Russell crater on Mars. One can note the presence of sinuosity near the crest rim. HIRISE image PSP_002904_1255 (25 cm/pixel). Width of the image: 5 km. Light from the left. Credit: NASA/JPL/University of Arizona.

Ice rich deposit and obliquity scenario

This ground ice may represent one source of liquid water for the debris flows. However, this conclusion is contradictory with the usual consideration that liquid water can not exist at the surface because of the low pressure and temperatures. This implies either that the water ice is not pure or that climatic conditions were warmer in the recent past.

Water ice doped with salts or CO₂ clathrates has been reported in different ways (Hoffman, 2000; Ishii and Sasaki, 2004). At least, it could explain gullies of the south Polar regions, at 70°S, where temperatures are very cold, i.e. 190 K of mean annual temperatures. According to terrestrial analogs in periglacial regions, Costard et al. (2002) have discussed the possibility to explain some of these landforms by debris flows only due to surface and near-surface (<10 m) melt of volatile-rich material at high obliquities. Recent climatic changes may be possible considering the large pseudo-cyclic variations of the obliquity of the planet (Laskar et al., 2004). Variations of the orbital parameters is probably required to generate a subsurface melting of the supposed ice-rich permafrost or seasonal frost in these regions, thus allowing other processes to occur such as transient melting of water ice (Costard et al., 2002).

Terrestrial analogs

On Earth, debris flows occur in periglacial environments when soils begin to be heavily saturated with water after the melting of the snow cover and/or the ground ice (Coussot et al. 1998). The initiation process of flow is still not yet fully understood. This initiation can be

either due to water saturation by a peak intensity of rainfall events, or to a rapid snowmelt (or melting of ground ice) with subsequent saturation or to a seismic event. Field observations indicate that snow covers play an important role on the dynamic of these debris flows. The duration of these debris flows is extremely variable and may occur as a single or multiple waves. The deposition occurs along the narrow channel in levees of very coarse materials with boulders.

Gullies over sand dunes

Russell crater, a 200 km large crater located by 55°S and 347°W, exhibits various dune fields. One of them is relatively high (500 m) and covered by relatively low albedo volcanic sands. The SW flank of the megadune exhibits a few hundred of long and narrow linear gullies, first discovered by Mangold et al. (2003). Gullies are about 2.5 km in length and their mean slope is 10°. They start from regularly spaced small alcoves just under the crest of the dune, which is the steepest part of the dune (Figure 1). Individual gullies exhibit linear and narrow channels with sometime some connections.

Levees are observed on both sides of these channels as continuous and narrow ridges. These levees characterize to a flow with a yield strength (Coussot et al., 1998), which corresponds to the minimal shear strength before to flow. They are typically associated to flows containing 50 to 90% of solid particles (silt to pebble size).

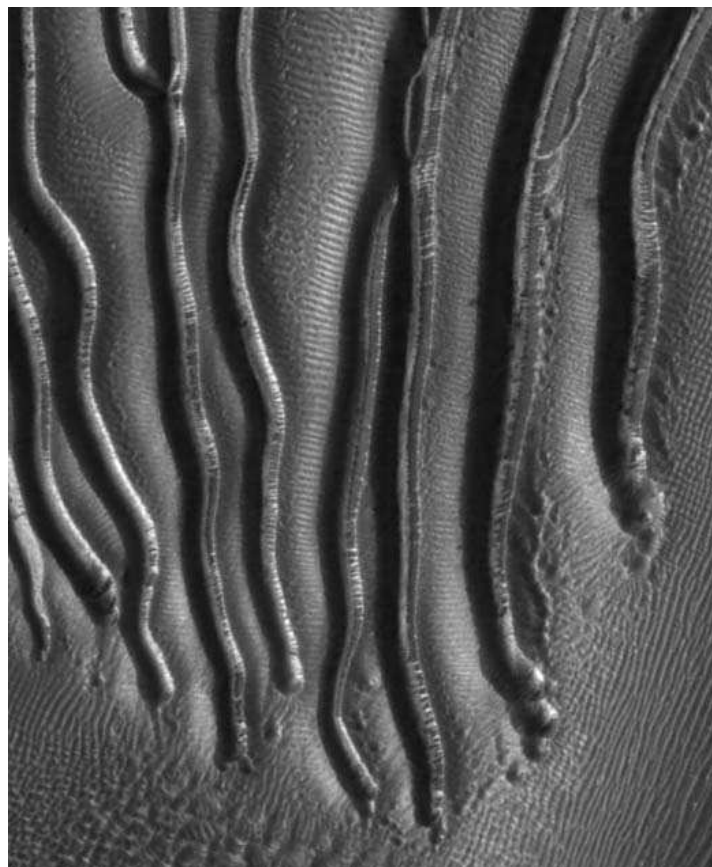


Figure 2: Close-up over the terminal part of gullies on the megadune. HIRISE image PSP_002904_1255 (25 cm/pixel). Width of the image: 1 km. Light from the left. Credit: NASA/JPL/University of Arizona.

Relatively small distal-lobes are found lower down at the end of the channels at the foot of hill slopes. But gullies without terminal deposits are especially visible on the flank of dunes in Russell craters (Figure 2). From high resolution HIRISE image (Figure 2), most of the terminal deposits do not exhibit terminal lobes, but rather a concentration of small pits of unknown origin (thermokarst process ?).

These dune gullies present sinuosity and connections with a geometry that allows the calculation of flow properties like the velocity and the viscosity (Mangold et al., 2003). But, the exact process of their formation over sand dunes still remains speculative.

Terrestrial analogs for these typical linear gullies are unknown justifying the use of laboratory experiments to try to understand the processes and conditions of formation of these gullies.

Laboratory simulations

Many factors work simultaneously in the triggering of debris flow and their interdependence makes their analysis very difficult. High resolution images are not completely appropriate to assess the main parameters affecting the dynamic of debris flow. Laboratory simulation studies provide the opportunity for more detailed monitoring than can be done from imagery. The purpose of that study is to test qualitatively the influence of different parameters on the formation of linear gullies

Methodology

Physical modelling has been developed in order to simulate the development of some typical gullies observed over Martian sand dunes in the Russell crater. The major purpose of the experiment was to examine the respective effects of slope angle, material, and permafrost. To simulate a periglacial environment these experiments require a cold room, wide enough to receive an experimental slope (Figure 3). We used the facility at the University of Caen/CNRS, France in a laboratory dedicated to physical modelling in geomorphology (Font et al., 2006).

Experimental setup

Our small-scale experiment is composed of a rectangular box of 2.5 m by 0.55 m wide and 0.50 m depth in which reconstituted debris from fine sand or silt materials was saturated with water (Figures 3 and 5). Morphologies are tested, with a median slope gradient of 15° whereas the top and bottom slope gradients are constant (8° and 50° respectively). In order to simulate the periglacial environment, the slope was frozen from the surface and permafrost was created at depth (0.50 m) with a temperature of -10°C.

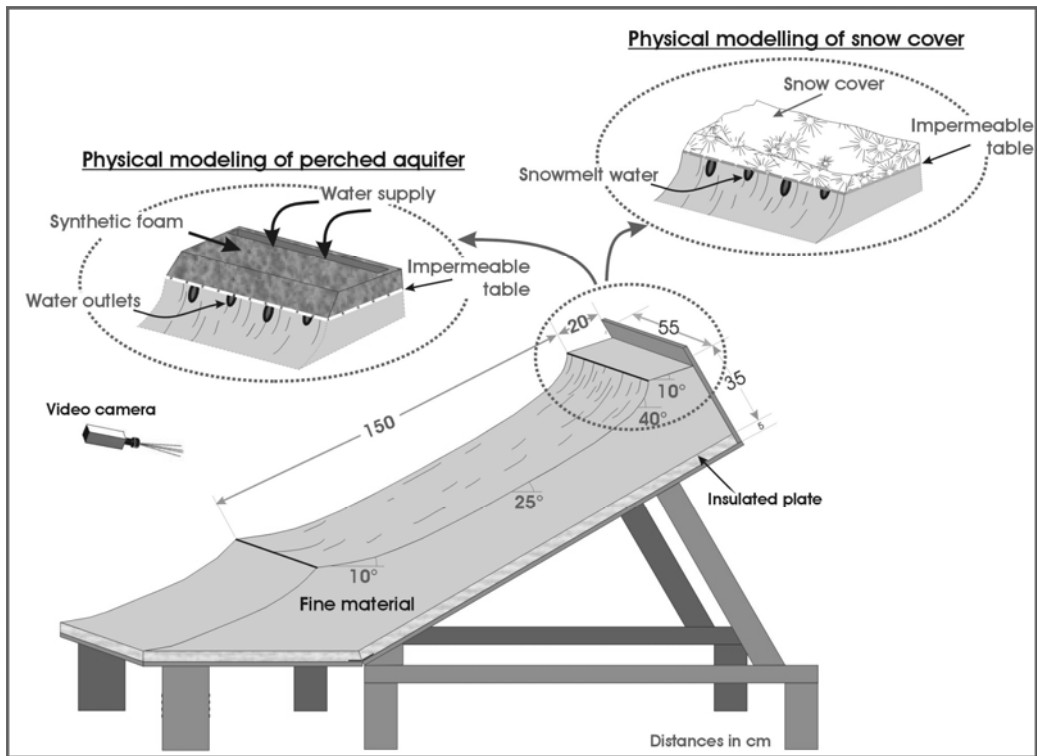


Figure 3. Global overview of the experimental setup and experimental configurations for two types of water supply (perched aquifer and snow cover).

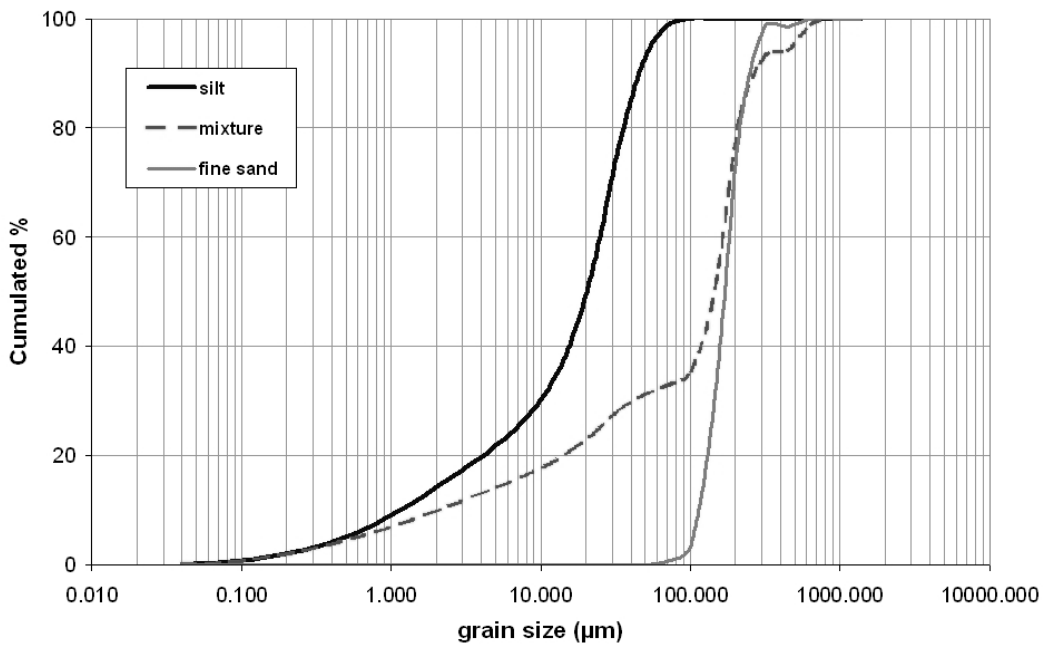


Figure 4. Grain size distribution of materials used for the experiment.

The experiment procedure allowed the simulation of natural water supply for the debris flow formation. Two types of water supply were tested (Figure 3):

1. To simulate perched aquifer, a solid and porous synthetic foam was placed on the top of the rim crest. Then during thawing, controlled water supply was injected into the foam.
2. Inflowing snowmelt water during thawing was simulated using fine particles of ice (< 1 mm) covering all the upper part of the slope.

Ice rich permafrost and control of the active layer

For each experiment, the material was initially saturated just before freezing. The thermal stability of the experiment was controlled by means of 10 thermocouples at various depths. After freezing, the surface of the frozen soil is then progressively (and naturally) warmed to induce a controlled active layer formation. Thawing of the upper few millimetres permafrost was done with an average air temperature of 18°C , giving rise to an active layer of 1 mm to 1 cm thick. Figures 3 and 5 outline the experiment.



Figure 5. Close-up of the apparatus used in the physical modeling of debris flows.

Here, we suppose that liquid water was stable on the surface of Mars. The Martian gravity wasn't taken into account and we supposed that the scale effect wasn't a limited factor. Our cold room is not a climatic chamber, so we do not control the atmospheric pressure and the thermodynamical aspect of the debris flow process. Here, the objective was mainly to simulate linear gullies as those observed on Mars in order to evaluate the respective influence of different parameters in term of the efficiency of different parameters on the formation of these typical linear gullies.

Results

We carried out 42 experiments over two years. Data from a few tens of experimental gullies formation are presented here. They attest to the efficiency of periglacial processes that control both erosion and changes in gully morphology: (i) near-surface permafrost leads to a

rather low sinuosity of the channel; (ii) effects of silty material lead to increase the length/width ratio of the channel.

Blanket of snow or effect of the active layer ?

From the experiment, the melting of the snow and the interstitial ice leads to the saturation level is reached within the layer of weathered debris. The decrease of the shear strength of the debris by water saturation is probably responsible for repeated debris flow episodes. According to Christensen hypothesis (2003), gullies were created by trickling water from melting snow packs, not underground springs or pressurized flows. We did several simulations with a blanket of snow all over the slope. The subsequent melting of snow deposits all over the slope has no effect on the gully formation (Figure 6 B). But, underground springs or pressurized flows (either by a simulated perched aquifer or by inflowing snow melt water from the rim crest: figure 3), both induced the melting of near surface permafrost and the subsequent formation of linear gullies (Figure 7 B). To obtain such linear gullies, we need a clean pulse of water; the melting of the blanket of snow has a too spreading effect to trigger this kind of pulse.

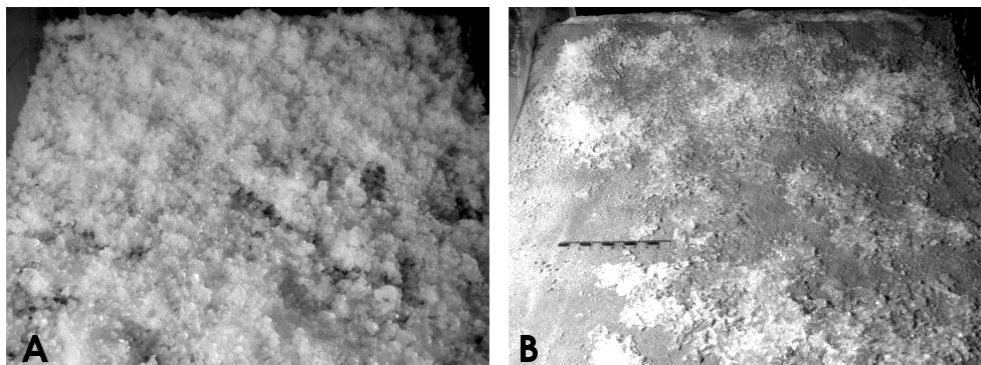


Figure 6. Experimental slope before (A) and after (B) snowmelt. In that laboratory simulation, the snow blanket is covering **all** the slope. In that typical situation, no debris flows are observed probably because the snow blanket has a too spreading effect during the melting.

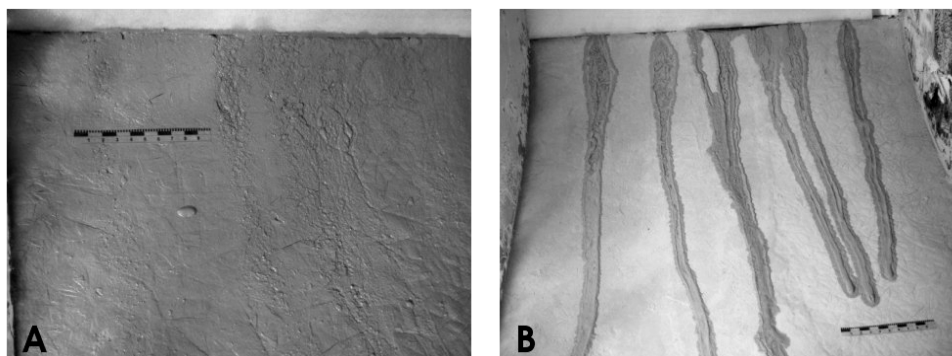


Figure 7. Effect of active layer thickness in a permafrost environment. **A** : diffused flow on surface with an active layer up to 10 mm. **B** : localized debris flows with an active layer of 1 mm thick. A relatively thin active layer strongly favors the formation of long and narrow linear gullies like those observed on Mars. Here, narrow gullies are preferentially formed by the water supply in the debris from the progressive thawing of the ice rich permafrost which occurs along a significant length of the flow.

Longitudinal variation and width/length ratio of gullies

According to Johnson (1970), debris flows deposits exhibit a variation of their morphologies in agreement with successive waves of debris. Plan view of the experiment (figure 8) shows the supposed waves and deposits formed by successive waves of debris. Figure 9, shows a comparative study between a terminal lobe from our laboratory simulation and a high resolution image of the terminal lobe of two gullies on the megadune.

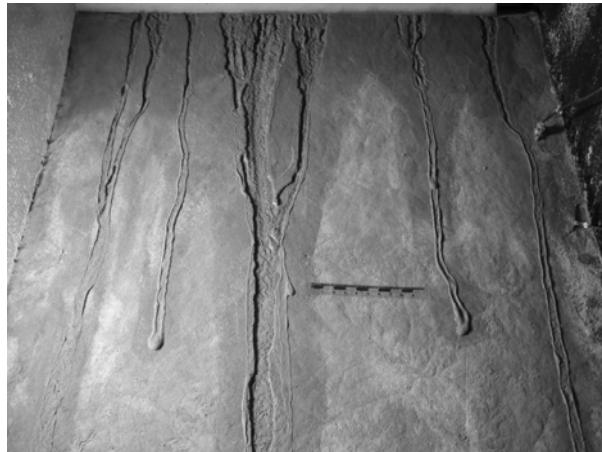


Figure 8: Narrow gullies with lateral levees and relatively small terminal lobes. The morphological characteristics of these gullies on sand are similar to those found on Mars in the crater Russell. On the top : sinuous channels on the rim crest (like those observed on Mars). In the middle : connections between gullies and variation of their growth by successive wave of debris due to several pulses of water from the rim crest. The analogy with Figures 1 and 2 is striking.

From various experiments with both silt and fine sand frozen material, carried out with the same volume of water supply and similar active layer thickness, it appears that silt material strongly favours the total length of debris flows (tableau 1). The implication for Mars is to suppose that martian dunes in the Russell crater are made of silty materials. This interpretation is in agreement with the low albedo, which should be volcanic sands. The composition of these debris flows over sand dunes supposes finer particles than usual terrestrial debris flows (Mangold et al, 2003). In our experiment, the existence of linear gullies implies the incorporation of meltwater in the debris. This is only possible if thawing of the ground occurs along a significant length of the flow.

Material	Length/width	% of length incised	% of levees
Sand	23	34	26
Sand/silt mixture	41	34	48
Silt	86	32	66

Tableau 1. Morphological properties of experimental debris flows obtained by the thaw of the ice rich permafrost (protocol using synthetic foam).

Levees and channel connections

Figure 9 shows a comparative study between a terminal lobe from our laboratory simulation and a high resolution image of the terminal lobe of two gullies on the megadune.

The morphological change of the levees (Figure 10) is related to the variation of velocities which results from the small change in slope gradient. This observation is in agreement with, both characteristics of Martian gullies (Mangold et al., 2003) and rheological properties of terrestrial debris flows (Johnson and Rodine, 1984).

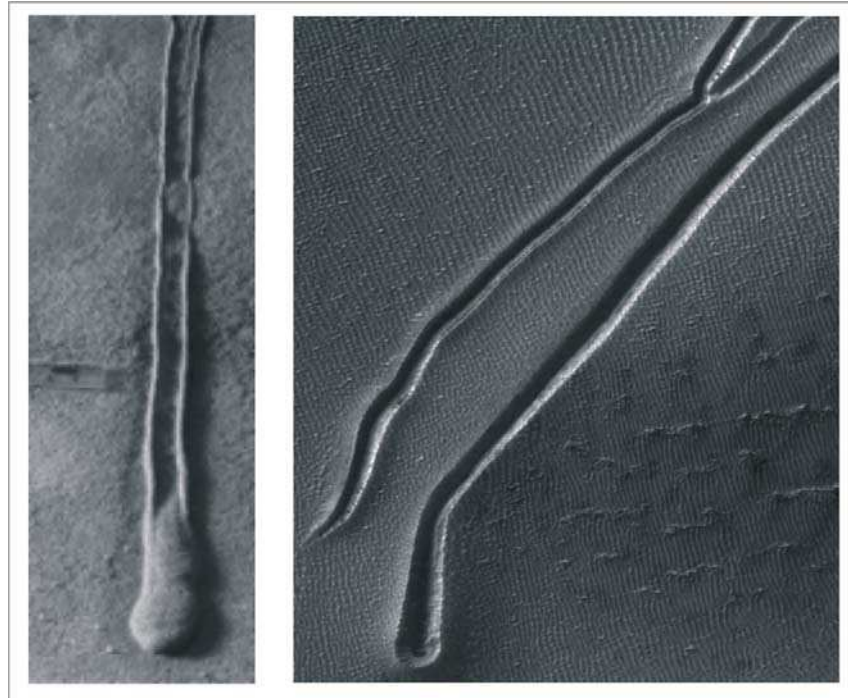


Figure 9: Comparative study of the development of lateral levees and terminal lobe between our experiment (left) and on Mars (right : HIRISE image PSP_002904_1255 (25 cm/pixel). Width of the image : 500 m. Light from the left. Credit: NASA/JPL/University of Arizona.

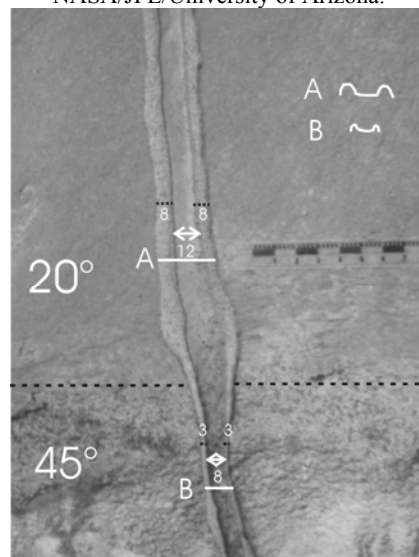


Figure 10. Variations of levees width in relation with slope angle. Like on Martian gullies, levees are larger on the lowest slope. Laboratory simulation with fine sand.

Conclusion

Laboratory experiments have been undertaken to explore processes involved in gully formation over a sand dune in the Russell crater. Debris flows over dunes involve either water formation from external processes (Mangold et al, 2003) or subsurface aquifers. The

comparison between Martian and laboratory simulations leads to the conclusion that a periglacial environment could explain many of the described features in the Russell crater. More than 40 laboratory simulations have been proposed in order to understand the formation of gullies over sand dunes on Mars. We used various materials (sand, silt), different slope angles and different depths of active layers.

Our experiments suggest that morphology of gullies found on Mars implies the presence of ice rich permafrost with a relatively thin active layer. In any case (whatever be the origin of the water : melting of snow, perched aquifer, or melting of permafrost), the active layer together with the permafrost, controls the typical morphology of these linear gullies

The best analogy was observed with an experimental permafrost made of silty materials with a very thin active layer (higher length/width ratio and % of total length limited by levees : Table 1).

This preliminary work shows that a periglacial environment and the presence of a near surface permafrost could explain the formation of the Martian gullies. This hypothesis is consistent with some external process triggered by seasonal melting at high obliquity.

In the near future, we plan to test other debris flows formation with lower slope angle in agreement with both slopes from Russell crater and Martian gravity.

François Costard

UMR 8148 IDES Interactions et Dynamique des Environnements de Surface, Université Paris-Sud 11, 91405 Orsay France

Emeric Védie, Marianne Font and Jean-Louis Lagarde

UMR CNRS 6143 "M2C" Université de Caen, 2-4, rue des Tilleuls, 14 032 CAEN Cedex, France

References

- Balme, M, N. Mangold, D. Baratoux, F. Costard, M. Gosselin, Ph. Masson, P. Pinet, G. Neukum (2006) Orientation and distribution of recent gullies in the souther hemisphere of Mars: Observations from HRSC/MEx and MOC/MGS data, 111, E05001.
- Christensen, P.R. (2003). Formation of recent Martian gullies through melting of extensive snow deposits. *Nature*. Vol. 163, No. 8, Feb. 22, p. 116.
- Costard, F. F. Forget, N. Mangold, J.-P. Peulvast (2002) Formation of recent Martian debris flows by melting of near-surface ground ice at high obliquity, *Science*, 295, 110-113.
- Cousot, P., D. Laigle, M. Arattano, A. Deganutti, and L. Marchi, Direct determination of rheological characteristics of debris flow, *J. Hydraul. Eng.*, 124, 865–868, 1998.
- Font M., Lagarde J.-L., Amorese D., Coutard J.-P., Dubois A., Guillemet G., Ozouf J.-C. and Védie E. 2006. Physical modelling of fault scarp degradation under freeze/thaw cycles. *Earth Surf. Process. Landforms*, Vol. 31, Issue 14, pp. 1731-1745, DOI: 10.1002/esp.1371.
- Johnson, A. M., *Physical Processes in Geology*, 576 pp., W. H. Freeman, New York, 1970.
- Johnson, A. M., and J. R. Rodine, Debris flow, in *Slope Instability*, edited by D. Brundsen and D. B. Prior, pp. 257–361, John Wiley, New York, 1984.
- Hoffman, N., *White Mars: A New Model for Mars' Surface and Atmosphere Based on CO₂*, *Icarus*, 146, 326342, 2000.
- Laskar, J., Correia, A., Gastineau, M., Joutel, F., Levrard, B., Robutel, P.: 2004. Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars. *Icarus*, 170, 343-364.
- Lee, P., C. S. Cokell, M. Marinova, C. P. McKay, and J. W. Rice Jr., (2001) Snow and ice melt flow features on Devon Island, Nunavut, Arctic Canada as possible analogs for recent flow features on Mars (abstract 1809), *Lunar. Planet. Sci. Conf.* 32th.

- Ishii, T. and S. Sasaki (2004) Formation of recent Martian gullies by avalanches of CO₂ frost. Lunar Planet. Sci. Conf., 35 th , #1556.
- Malin, M. C., and K. S. Edgett (2000) Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars, *Science*, 288, 2330-2335.
- Mangold, N., F. Costard, and F. Forget (2003) Debris flows over sand dunes on Mars: evidence for liquid water, *J. Geophys. Res.*, 108.
- Mellon, M. T., and B. M. Jakosky (1993) Geographic variations in the thermal and diffusive stability of ground ice on Mars, *J. Geophys. Res.*, 98, 3345–3364,
- Mellon, M.T., and R.J. Phillips. 2001. Recent gullies on Mars and the source of liquid water. *J. Geophys. Res.* 106: 23165-23180.
- Musselwhite, D. S., T. D. Swindle, J. I. Lunine (2001) Liquid CO₂ breakout and the formation of recent small gullies on Mars, *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, N. 7, 1283–1286.
- Piqueux, S., S. Byrne, M. I. Richardson (2003) Sublimation of Mars' southern seasonal CO₂ ice cap and the formation of spiders, *Journal of Geophysical Research* 108, 3.
- Reiss, D., and R. Jaumann (2002). Spring defrosting in the Russell crater dune field—Recent surface runoff within the last Martian year. (abstract 2013), Lunar Planet. Sci. Conf. 33th.
- Schorghofer, N. and K. S. Edgett (2006) Seasonal surface frost at low latitudes on Mars, *11 Icarus*, 180, 321-334.
- Stewart, S. T. and F. Nimmo (2002) Surface runoff features on Mars: Testing the carbon 14 dioxide formation hypothesis, *J. Geophys. Res.*, 107 (E9), 5069.
- Treiman, A. H. (2003) Geologic settings of Martian gullies: Implications for their origin, *J. 17 Geophys. Res.*, 108 (E4), 8031.

Acknowledgments

This program is supported by “ Programme Reliefs de la Terre ” INSU, CNRS, France, and GDR « mutations polaires: société et environnement ».



*Coulée de débris
Haute-Dordogne
© Emeric Védie.*

Chapitre VII

*Discussion &
conclusions générales*

Processus d'érosion périglaciaire et dynamique des versants

Les formes du relief et les systèmes géomorphologiques sont fortement influencés par les effets des processus climatiques qui amplifient l'érosion continentale et la dégradation des reliefs. Parmi les processus d'érosion, les processus périglaciaires semblent particulièrement efficaces (Matsuoka, 2001; Font et al., 2006). Ils opèrent en bordure des calottes glaciaires et en Europe au dessus de 2500 m.

Au plan des objectifs, ce travail a été focalisé sur la dynamique des versants en contexte périglaciaire. Plusieurs raisons justifient ce choix :

(1) de nombreux travaux ont montré que les versants subissaient une forte érosion en conditions périglaciaires. Les importants volumes de produits d'érosion qui transitent sur les pentes en témoignent (Watson et Watson, 1970 ; Van Steijn, 1995 ; Font et al., 2002).

(2) La dynamique des versants périglaciaires est, pour partie, attribuable à des processus d'érosion lents type gélifluxion (Harris, 1981 ; Harris et al, 2003 ; Matsuoka, 2001 ...). Toutefois les observations de terrain (Blair & McPherson, 1998 ; Font et al., 2006) ont montré des formes de surface caractéristiques d'empilement de coulées de débris. La modélisation physique en enceinte de gel est ici une méthodologie particulièrement adaptée pour analyser l'impact des différents processus d'érosion périglaciaires sur les formes du relief.

(3) Le réchauffement climatique global, actuellement mesuré, a des effets marqués sur l'érosion en contexte périglaciaire. Il amplifie significativement les quantités d'eau durant les fontes printanières en raison à la fois d'une augmentation des précipitations mais aussi de la fonte du pergélisol (Osterkamp & Romanovsky, 1999). Les effets du réchauffement climatique sur l'érosion des versants périglaciaires sont difficilement quantifiables sur le terrain, sur un pas de temps court. Les apports de la modélisation physique sont ici aussi déterminants.

Au plan méthodologique, ce travail est basé sur une modélisation physique en laboratoire. Dans la mesure où les conditions aux limites sont connues, la modélisation physique permet de préciser (i) les processus d'érosion interactifs, (ii) les morphologies de surface associées aux processus d'érosion, (iii) les variations des taux d'érosion en fonction des types de sols, de pentes, des températures et du régime hydrologique.

Les résultats de ce mémoire sont principalement issus du suivi de 2 versants expérimentaux soumis à une trentaine de cycles climatiques gel-dégel. Ces versants sont constitués de sols naturels reconstitués à partir de dépôts de pente prélevés sur le terrain en Normandie. La pente est conforme aux pentes moyennes mesurées sur le terrain. Par contre les dimensions limitées de la boîte (~2 m²) ont des conséquences en termes d'effet de bord et de confinement qui ne nous permettent de considérer que ces modèles sont à l'échelle 1.

Au plan des résultats, les données issues de ce travail montrent que les changements thermiques et hydrologiques influencent à la fois les taux d'érosion et la morphologie des versants. Deux cas de figure ont été distingués.

(1) Lorsque les apports d'eau, lors du dégel, sont limités (pluies modérées, couche active peu épaisse) on note les points suivants :

- les processus contribuant à l'érosion sont (i) la cryoexpulsion qui modifie la structure interne et la rhéologie du sol, (ii) la gélifluxion qui induit une déformation lente et progressive de la couche active, (iii) les mouvements gravitaires qui sont ici limités à des glissements de terrain impliquant de gros volumes de matériel mais sur de très courtes distances.

- Les changements dans la morphologie des versants associés à ce premier protocole expérimental sont caractérisés par (i) l'initiation d'un réseau de drainage qui se développe par érosion régressive du talus à forte pente, (ii) la formation d'une ligne de crête qui migre progressivement vers le haut du versant.

- Les taux d'érosion mesurés sont d'abord élevés, lors de l'activation des premiers glissements de terrain (cycles 2 à 7). Ils décroissent ensuite fortement lors de l'adoucissement de la topographie (cycles 8 à 21).

(2) Lorsqu'on change les conditions hydrologiques et que l'on applique des pluies intenses au dégel, les processus d'érosion sont réactivés et les morphologies de surface du versant sont fortement dégradées.

- Les processus d'érosion gravitaires deviennent largement prédominants. Ils s'accompagnent de coulées gravitaires qui prennent naissance sur les zones à forte pente du talus. Ces coulées sont des mélanges visqueux débris-eau (coulées de boue et de débris).

- Des formes de surface caractéristiques accompagnent les coulées gravitaires. Il s'agit de ravinements marqués avec du haut vers le bas (i) une zone source fortement érodée, (ii) un chenal profond, (iii) un prisme de dépôts grossiers au pied de la coulée. La modélisation physique permet de montrer que le déclenchement des coulées est contrôlé par la topographie du versant (zone source au niveau de la ligne de crête) et par la présence d'un pergélisol en profondeur qui limite l'infiltration d'eau et joue le rôle de surface de glissement.

- Les taux d'érosion les plus élevés sont mesurés lors de ces épisodes de pluies intenses. Les surfaces érodées atteignent 1000 cm²/cycle et l'incision maximale atteint 4 à 8 cm ce qui correspond à une augmentation de 100% lors des pluies intenses.

De manière plus générale, ces travaux montrent que les versants avec pergélisol sont très sensibles aux changements climatiques et en particulier aux apports d'eau en période de dégel. Ce type d'expérimentation permet de mieux comprendre le comportement et la dynamique des versants périglaciaires lorsque le réchauffement climatique augmente à la fois la fonte du pergélisol et la quantité d'eau disponible lors du dégel.

Le rôle des coulées de débris dans la dynamique des versants

Un des résultats importants de ce travail est de montrer que les glissements gravitaires rapides et localisés ont un impact très marqué sur la morphologie de surface des versants périglaciaires. La fréquence élevée de ces événements leur donne un pouvoir structurant fort dans les paysages périglaciaires.

Les différents protocoles expérimentaux utilisés ont permis d'identifier un certain nombre de facteurs qui, en favorisant le déclenchement des coulées de débris, interviennent directement sur la dynamique des versants.

(1) Épaisseur de la couche active et profondeur du toit du pergélisol

L'épaisseur de la couche active joue un rôle important dans le déclenchement et la taille des coulées de débris. Une couche active trop épaisse limite la possibilité de saturation en eau du sol et réduit les déclenchements de coulées.

Chaque déstabilisation majeure de sol a mobilisé la totalité de l'épaisseur dégelée au moment des précipitations soit en moyenne 3 à 6 cm. Ce point indique que le toit du pergélisol est une surface de glissement privilégiée qui contrôle aussi la profondeur maximale d'incision lors de tels détachements de sol.

Au niveau de l'interface couche active/pergélisol permanent (~13 cm de profondeur), dans la zone la plus pentée du versant (45°), la gélifluxion s'accompagne d'une zone de cisaillement avec décalage des marqueurs. Cette zone, qui est associée à une forte concentration en lentilles de glace, peut favoriser la déstabilisation (Matsuoka, 2001) et le détachement de l'ensemble de la couche active. Un tel phénomène a été démontré expérimentalement (Harris et al., 2008) et in situ (Lewkowicz & Harris, 2005a).

(2) Structure interne de la couche active et lithologie du matériau

Les processus d'érosion spécifiques aux milieux périglaciaires (cryoexpulsion, gélifraction, gélifluxion, cryo-reptation) ont un effet sur la structure interne et la déformation de la couche active : (i) ils contribuent à la constitution de glace de ségrégation dans le sol associée à un gonflement en surface, (ii) ils modifient la structure interne de la couche active (tri granulométrique) ce qui réduit sa cohésion et sa stabilité lors du dégel, (iii) ils permettent la création de zones de faiblesse au sein de la couche active avec diminution de la résistance au cisaillement et favorisent l'initiation des coulées de matériau saturé en eau.

L'accumulation de glace de ségrégation est facilitée par l'apport d'eau mais aussi par la présence de matériaux qui réduisent le pouvoir drainant et la perméabilité de la couche active. Cela permet de conserver plus longtemps l'eau d'infiltration et d'enrichir progressivement le sol en eau. Le tri granulométrique associé à la cryoexpulsion contribue à réduire la perméabilité en profondeur. La présence de limons a le même effet. L'accumulation d'eau se fait préférentiellement à l'interface couche active/pergélisol (effet de cryosuction). Elle se traduit par la constitution de lentilles de glace dont la présence est révélée par l'augmentation régulière du gonflement cryogénique mesuré en surface tout au long de l'expérience.

La relation entre faible perméabilité, glace de ségrégation et gonflement puis coulées de débris a été observée par Boelhouwers et al. (2000) sur l'île Marion (South Indian ocean). Le nombre de cycles nécessaires pour obtenir un déclenchement de coulées exprime, pour partie, le délai nécessaire à la structuration interne du matériau de la couche active.

(3) Rôle de la pente

Les deux versants expérimentaux, dont la pente initiale était différente, ont montré deux comportements radicalement distincts, bien que les protocoles expérimentaux aient été les mêmes. Le versant M1, présentant initialement une rupture de pente (30 ; 45° et 30°), a été rapidement affecté par des déstabilisations de surface avec formation de coulées. Par contre il a fallu attendre 32 cycles gel/dégel pour déclencher une déstabilisation sur le versant M2 dont la pente initiale était régulière (30°). Cette observation montre que, dans les mêmes conditions hydriques et thermiques, l'augmentation de pente favorise la dégradation du versant sous l'effet du climat.

Lorsque le versant présente des hétérogénéités (comme ce fut le cas sur le versant M1), la localisation du déclenchement des coulées de débris est contrôlée par les ruptures de pente. La totalité des instabilités de pente modélisées ont pris naissance aux abords d'une « crête » matérialisant une rupture de pente. Ceci a par ailleurs été démontré par Larsson (1982) lors d'une étude sur les coulées de débris affectant certains versants (Longyear Valley) du Spitzberg.

(4) Précipitations

L'augmentation de l'intensité des précipitations avait pour but de simuler le régime de pluies pouvant accompagner un réchauffement climatique dans les hautes latitudes. Son effet a été immédiat sur la dynamique des versants. Alors que les morphologies de surface semblaient stabilisées après 21 dégels en conditions de pluies modérées, l'intensification des pluies s'est instantanément accompagnée du déclenchement de coulées de débris.

Pour une même épaisseur de couche active, l'augmentation des précipitations accroît la quantité d'eau apportée à la tranche de sol dégelé, favorise sa saturation en eau et diminue sa stabilité.

Inversement, pour un taux de pluie constant, l'érosion issue des détachements de sol dégelé s'est révélée d'autant plus forte que l'épaisseur dégelée était faible. Cela signifie que l'eau précipitée sature plus rapidement le sol lorsque la couche active est plus mince.

Evolution morphologique des versants

L'impact des coulées de débris sur la morphologie des versants est directement lié à leur taille et à leur fréquence.

La relation magnitude/fréquence des coulées de débris a été souvent discutée (Innes, 1985; Osterkamp et al., 1986 ; Zimmermann et al, 1997 ; Hungr et al., 2007...) et démontrée (Van Steijn, 1996 ; Helsen et al., 2002) dans le but de prédire la période de retour des événements. Cependant cette relation ne semble pas s'appliquer systématiquement à tous les versants : dans le Glacier National Park (Montana) par exemple, Wilkerson & Schmid (2003) démontrent que la magnitude des événements n'est pas fonction de leur fréquence mais des conditions hydrologiques et plus particulièrement de l'intensité des phénomènes orageux. De la même manière, Zimmermann et al. (1997) démontrent que la magnitude est principalement contrôlée par les caractéristiques (sources de débris) du versant amont. La relation magnitude/fréquence ne s'applique que lorsque le versant est pauvre en matériau mobilisable

et qu'un délai est nécessaire à la constitution d'un stock important (éboulisation, gélifraction...).

Aucune relation magnitude/fréquence n'a été observée au cours de nos expériences. Deux raisons peuvent expliquer cela : (i) la présence en permanence d'un stock de matériau mobilisable et (ii) le rôle prépondérant de facteurs tels que l'épaisseur de la couche active, la pente et l'intensité des précipitations.

Les changements dans la morphologie de surface des versants expérimentaux sont fortement liés aux conditions climatiques simulées :

(1) lorsque des pluies modérées sont simulées lors du dégel on note l'initiation d'un réseau de drainage qui se développe par érosion régressive à partir du talus à forte pente (45°). Les facteurs qui favorisent cette érosion régressive sont à la fois la présence d'une rupture de pente à la base du versant et la relativement grande perméabilité du matériau. Ce type d'érosion a été observé expérimentalement par Wang et Sassa (2003) et Lourenço et al. (2006) lorsque le matériau impliqué est grossier. Il a également été décrit in situ sur des versants à pente relativement faible (< 45°) où existe un pergélisol (Lewkowicz, 1986 ; Harris et Gustafson, 1988).

(2) Lorsque les pluies sont intenses, les formes de surface des versants sont caractérisées par des ravinements issus du passage de coulées gravitaires.

Dans le cas d'un versant régulier avec un pergélisol sub-affleurant, les formes associées aux coulées de débris sont caractérisées par une zone-source semi-circulaire, un chenal bordé de levées régulières et un lobe de dépôt. Ce type de morphologie a été décrit sur des versants du Spitzberg (Larsson, 1982) ou encore sur certains versants dunaires martiens (Mangold et al., 2003).

Lorsqu'un ravin pré-existe, il concentre les ruissellements et il peut être à l'origine d'instabilités sur ses parois ou de coulées en amont empruntant le chenal pré-existant. Dans ce cas, les dépôts latéraux ne sont enregistrés que lorsque l'épaisseur de la coulée est supérieure à la profondeur du chenal pré-existant. Des vallées progressivement incisées par des coulées de débris ont été décrites par Harris et Gustafson (1988).

Lorsque les pentes sont fortes, les coulées se produisent à la fois au fond (en amont) de la « vallée » en formation et sur ses flancs pentus. De très longues vallées peuvent ainsi être progressivement créées. Le large chenal profond formé au sein du versant expérimental M1 en est une illustration expérimentale. Il résulte de plus de 30 cycles gel/dégel et au moins autant de coulées de débris.

Ces observations démontrent que les mouvements rapides de sol (glissement de terrain et coulées de débris) ont un rôle majeur sur l'évolution des formes des versants. Sur le terrain les taux de dénudation issus de l'accumulation de coulées de débris peuvent être importants : les valeurs in situ estimées sont comprises entre 1 mm pour un bassin versant de 6,8 km² situé au Spitzberg (Larsson, 1982) et 11 mm pour un versant de 5,5 km² situé en Suède (Rapp & Nyberg, 1981).

Rôle du réchauffement climatique

Les recherches présentées ici avaient aussi pour but d'estimer l'impact du réchauffement climatique sur les versants qui sont les sources principales des produits de l'érosion. L'impact en domaine fluvial où s'observent à la fois une érosion thermique et mécanique n'a pas été abordé ici. Ce problème est largement traité dans l'UMR 8148 IDES tant au plan des données de terrain (Costard et al., 2003 ; Costard et al., 2007) qu'au plan de la modélisation physique (Randriamazaoro et al., 2007).

Concernant la dynamique des versants, un réchauffement climatique va agir sur l'épaisseur de la couche active et sur la quantité d'eau apportée au dégel. Or ces deux modifications, comme indiqué précédemment, peuvent avoir des effets opposés sur les versants.

(1) L'augmentation de l'intensité des précipitations, liée au réchauffement climatique, va accroître la fréquence mais aussi la taille des déstabilisations de sol avec coulées et/ou glissements de terrain.

Ce point est apparu très clairement sur les versants expérimentaux. Il a également été décrit sur le terrain par Larsson (1982) au Spitzberg, Rebetez et al. (1997) dans les Alpes suisses, Kotarba (1997) en Pologne (High Tatra Mountain), Fisher et al. (2007) et Chiarle et al. (2007) dans les Alpes suisses ou encore Geertsema et al. (2006) au Canada (British Columbia) dont les analyses s'étendent sur les 15 à 30 dernières années.

(2) Le réchauffement climatique se traduit aussi par la dégradation du pergélisol avec une migration de son toit en profondeur et une libération de l'eau initialement piégée dans la glace.

Dans les modélisations physiques, l'augmentation de l'épaisseur de la couche active, pour un taux de pluie constant, ralentit la saturation en eau du sol. L'eau précipitée ne saturant plus la couche active, l'érosion issue des détachements de sol dégelé diminue sensiblement. En termes de dynamique des versants, l'augmentation de l'épaisseur de la couche active peut donc avoir des effets opposés à ceux de l'intensification des pluies, en limitant la déstabilisation des sols.

Dans la nature la dégradation des pergélisols, lorsqu'elle reste superficielle, peut malgré tout réduire la stabilité des pentes (Huscroft et al., 2003 ; Davies et al., 2001 ; Harris et al., 2001 ; Nelson et al., 2002 ; Pissart, 2005).

Huscroft et al. (2003) mettent en évidence l'augmentation des déclenchements des coulées de débris, dans le territoire du Yukon (Canada), suite à une fonte rapide, liée au feu, d'un pergélisol riche en glace et peu profond. Ce type de fonte rapide, mais superficielle, libère une quantité importante d'eau. La profondeur d'incision lors des coulées est ici, comme dans les modélisations, directement corrélée à l'épaisseur de la couche active.

La dégradation climatique du pergélisol peut s'accompagner dans les régions montagneuses d'un retrait des glaciers. Le réchauffement global à l'origine de ce retrait met à nu de grandes quantités de matériau non-consolidé. A la faveur de pluies intenses ou de vidange de lacs glaciaires le matériau découvert peut être mobilisé dans de très volumineuses coulées de débris (Chiarle et al., 2007).

Plus généralement, les données préliminaires issues des modélisations montrent que les versants avec pergélisol sont très sensibles aux changements climatiques et en particulier aux apports d'eau en période de dégel. Ceci est en accord avec les données de terrain qui montrent que la dégradation des sols périglaciaires (coulée de débris, détachement de couche active, thermokarstifications) est de plus en plus répandue depuis quelques dizaines d'années.

Perspectives

(1) Validation terrain

L'étape suivante doit maintenant être la validation terrain des résultats de la modélisation. Ceci doit passer par des missions d'observation et de mesures sur un terrain actuellement en conditions périglaciaires.

Cette validation pourrait se faire dans le bassin du Loven (Spitzberg). Ce terrain d'étude, extrêmement sensible aux changements globaux actuels, peut être un site de recherche pour les processus d'érosion et de transport de sédiments en contexte périglaciaire.

Les attendus d'un projet de ce type, avec instrumentation d'un site observatoire de référence, concernent la connaissance de l'impact du réchauffement climatique sur les versants périglaciaires. L'approche comparative entre la modélisation physique de l'érosion d'un versant et les données de terrain devrait conduire à une meilleure connaissance de l'évolution des morphologies de surface tant au plan de l'identification des processus qu'au plan de la quantification de la dégradation des reliefs.

Dans la même démarche, une étude alliant sédimentologie et prospection géophysique des heads du Cotentin pourrait nous indiquer le rôle joué par les processus d'érosion rapide dans la mise en place de ces dépôts pléistocènes.

D'un point de vue mécanique et rhéologique, le rôle de la glace de ségrégation et de la cryoexpulsion sur les propriétés physiques d'un matériau hétérogène, contraint aux cycles gel/dégel, doit être appréhendé. L'étude réalisée dans ce sens n'ayant pu être exploitée suite à plusieurs difficultés techniques, la détermination des modifications rhéologiques de la couche active doit à nouveau être entreprise. L'utilisation d'un matériau homogène (sable fin par exemple) pourrait constituer un élément de comparaison idéal.

(2) Modélisation physique

Pour ce qui concerne l'aspect technique, plusieurs améliorations sont envisageables et souhaitables. Certaines d'entre elles ont été pensées au cours de l'expérience et sont en cours de conception : c'est le cas (i) de thermomètre(s) à pergélisol permettant de connaître précisément la profondeur du toit du pergélisol, (ii) d'un système d'acquisition topographique précis (< 1 mm en vertical) conçu à partir de l'association d'une nappe laser et d'une caméra très haute résolution et (iii) d'un système d'acquisition vidéo (à 2 ou 3 caméras très haute résolution) permettant d'accéder aux vitesses surfaciques et indirectement aux propriétés rhéologiques et dynamiques des coulées de débris. D'autres capteurs permettant de déterminer la teneur en eau et la pression interstitielle du sol par exemple permettraient de contraindre et prédire les conditions favorables à la rupture.

A partir du système d'acquisition vidéo, une étude systématique de la dynamique des coulées de débris déclenchées sur les versants expérimentaux apporterait de précieuses informations sur la dynamique des écoulements en fonction de la nature du matériau, de la pente ou encore de son volume. Ces données pourraient être confrontées à celles apportées par l'acquisition topographique ce qui pourrait permettre de relier la dynamique des coulées à leur morphologie.

Les paramètres à l'origine du déclenchement des coulées de débris sont nombreux et n'ont pu être tous testés au cours de ces travaux.

Un des objectifs à venir de la modélisation physique sera d'essayer de caractériser avec précision le comportement et la dynamique des versants périglaciaires lorsque le réchauffement climatique augmente à la fois la fonte du pergélisol et la quantité d'eau disponible lors du dégel, deux phénomènes dont on a pu montrer les effets opposés.



*Coulée de boue
Les Vaches noires, Normandie
© Emeric Védie.*

Références bibliographiques

A

- Addison K. (1987).** Debris flow during intense rainfall in Snowdonia, north Wales : a preliminary survey. *Earth Surface Processes and Landform*, 12. 561-566.
- Aleotti P. (2004).** A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology*, 73. 247-265.
- Andersson J. G. (1906).** Solifluction; a component of subaerial denudation. *Journal of Geology*, 81. 5-14.
- Andersen D.T., Pollard W.H., McKay C.P. & Heldmann J. (2002).** Cold springs in permafrost on earth and Mars. *Geophysical Research Letters*, 107(E3). Doi: 10.1029/2000JE001436.
- André M.F. (1990c).** Frequency of debris flows and slush avalanches in Spitsbergen : a tentative evaluation from Lichenometry. *Polish Polar Research*. 345-363.
- Arattano M. & Marchi L. (2000).** Video-derived velocity distribution along a debris flow surge. *Phys. Chem. Earth (B)*, 25 (9). 781-784.
- Arctic Council (15 leading contributing authors).** 2005. Arctic Climate Impact Assessment (ACIA Scientific Report). Cambridge University Press. Pp. 1042 (disponible sur <http://www.acia.uaf.edu/pages/scientific.html>).

B

- Bacchini M. & Zannoni A. (2003).** Relations between rainfall and triggering of debris-flow: case study of Cancia (Dolomites, Northeastern Italy). *Natural Hazards and Earth system Sciences*, 3. 71-79.
- Balme M., Mangold N., Baratoux D., Costard F., Gosselin F., Masson P., Pinet P. & Neukum G. (2006).** Orientation and distribution of recent gullies in the southern hemisphere of Mars: observations from High Resolution Stereo Camera/Mars Express (HRSC/MEX) and Mars Orbiter Camera/Mars Global Surveyor (MOC/MGS) data. *Journal of Geophysical Research*, 111. E05001.
- Bardou E. (2002).** Méthodologie de diagnostic des laves torrentielles sur un bassin versant alpin. *Thèse n°2479*, EPFL, Lausanne.
- Bart G.D. (2007).** Comparison of small lunar landslides and Martian gullies. *Icarus*, 187. 417-412.
- Bauling H. (1956).** Pénéplaines et pédiplaines. *Bull. Soc. Belge Et. Géogr.*, 25. 25-58.
- Benedict J.B. (1970).** Downslope soil movement in a Colorado alpine region. *Arctic and Alpine Research*, 2, 3. 165-226.
- Berger A. (1988).** Milankovitch theory of climate. *Review of Geophysics*, 26(4). 624-657.
- Berger A., Loutre M.F. & Laskar J. (1992).** Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for paleoclimates studies. *Science*, 255. 560-566.
- Berti M., Genevois R., Simoni A. & Tecca P. (1999).** Field observations of a debris flow event in the Dolomites. *Geomorphology*, 29. 265-274.
- Berti M., Genevois R., LaHusen R., Simoni A. & Tecca P.R. (2000).** Debris flow monitoring in the Acquabona Watershed on the Dolomites (Italian Alps). *Physics and Chemistry of the Earth (B)*, 25(9): 707-715.
- Bertran P. & Texier J.P. (1994).** Structure sédimentaire d'un cône de flot de débris (Vars, Alpes françaises méridionales). *Permafrost and Periglacial Processes*, 5. 155-170.
- Bertran P. & Coussot P. (2004).** Coulées de débris. In *Dépôts de pente continentaux, dynamique et faciès. International Journal of the French Quaternary Association, Hors série n°1*. 132-151.

- Bertran P., Francou B. & Texier J.P. (1995).** Stratified slope deposits : the stone-banked sheets and lobes Model. *Steepland Geomorphology*. 147-169.
- Beskow G. (1935).** Tjalbildningen och tjallyf-ningen. *Sveriges Geol. Undersokning, serie C, 375. Arbok 26(3)*. Pp 242.
- Blair T.C. & McPherson J.G. (1998).** Recent debris flow processes and resultant form and facies of the Dolomites alluvial fan, Owens valley, California. *Journal of sedimentary research*, 68(5). 800-818.
- Blijenberg H.M. (1998).** Rolling stones ? Triggering and frequency of hillslope debris flows in the Bachelard Valley, southern French Alps. *KNAG/Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen Universiteit Utrecht, Utrecht. Netherlands Geographical studies*, 246. Also: PhD thesis, Utrecht University.
- Blikra L.H. & Nemeč W. (1998).** Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and paleoclimatic record. *Sedimentology*, 45. 909-959.
- Boelhouwers J., Duiker J.M.C. & Van Duffelen E.A.. (1998).** Spatial, morphological and sedimentological aspects of recent debris flows in Du Toit's Kloof, Western Cape. *Sud African Journal of Geology*, 101 (1). 73-89.
- Bolley S. & Oliaro P. (1999).** Analisi dei debris flows in alcuni bacini campione dell'Alta Val Susa. *Geoingegneria Ambientale e Mineraria, Marzo*. 69-74.
- Bridges N.T., Herkenhoff K.E., Titus T.N & Kieffer H.N. (2001).** Ephemeral dark spots associated with Martian gullies. *Abstract 2126. Lunar Planet. Sci. Conf. 32th*.
- Brown R.J.E. (1970).** Permafrost in Canada: its influence on Northern development. *University of Toronto Press, Toronto*. 234 pp.
- Brunsdon D. (1979).** Mass Movements. In Embleton, C and Thornes, J; Editors ; *Process in geomorphology*. London : Edward Arnold: 130-186.

C

- Caine N. (1980).** The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler*, 62A: 23-27.
- Calmels F. & Coutard J.-P. (2000).** Expérience en laboratoire sur la mobilisation par cryoreptation d'un dépôt de pente schisteux, grossier et hétérométrique. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11. 207-218.
- Campbell R.H. (1975).** Soil slips, debris flows, and rainstorms in the Santa Monica Mountains, Nepal. *Professional paper, 851 USGS, Washington*. Pp 50.
- Cancelli A. & Nova R. (1985).** Landslides in soil and debris cover triggered by rainfall in Valtellina (Central Alps-Italy), *Proc. 4th Int. Conf. & Field Workshop on Landslides, Tokyo*. 267-272.
- Cannon S.H. & Ellen S.D. (1985).** Rainfall that resulted in abundant debris flows activity during the storm, landslides, floods, and marine effects of the storm of January 3-5, 1982, in the S. Fransisco Bay Region, California, in: *U.S. Geological Survey Professional Paper, edited by: Ellen, S.D. and Wierczorek G.F., 1434*. 27-33.
- Ceriani M., Lauzi S. & Padovan N. (1994).** Rainfall thresholds triggering debris-flows in the alpine area of Lombardia region, central Alps – Italy, *Proc. Man and Mountain, I Conv. Intern. Per la Protezione e lo Sviluppo dell'ambiente montano, Ponte di Legno (BS)*. 123-139.
- Chambers M.J.G. (1967).** Investigations of patterned ground at Signy Island, South Orkney Islands. 2: temperatures regimes in the active-layer. *Bulletin, British Antarctic Survey*, 10. 71-83.
- Chappell J. & Schakleton N.J. (1986).** Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324. 137-140.

- Chen H. (2000).** The geomorphological comparison of two debris flows and their triggering mechanisms. *Bulletin of Engineering Geology and Environment*, 58(4). 297-308.
- Chiarle M., Iannotti S., Mortara G. & Deline P. (2007).** Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps. *Global and Planetary Change*, 56. 123-136.
- Christensen P.R. (2003).** Formation of recent martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits. *Nature*, 422. 45-48.
- Costa J.E. (1984).** Physical geomorphology of debris flows, In J.E Costa and P.J Fleisher. *Developments and applications of geomorphology, chap.9.* 268-317.
- Costa J.E. (1994).** Multiple flow processes accompanying a dam-break flood in a small upland watershed, Centralia, Washington. *U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report, 94.* 4026-4050.
- Costard F., Forget F., Mangold N. & Peulvast J.P. (2002).** Formation of recent martian debris flows by melting of near-surface ground ice at high obliquity. *Science*, 295. 110-113.
- Costard F., Dupeyrat L., Gautier E. & Carey-Gailhardis E. (2003).** Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank : application to the Lena River (central Siberia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 28(12). 1349-1359.
- Costard F. Gautier E., Brunstein D., Hammadi J., Fedorov A., Yang, D. & Dupeyrat L. (2007).** Impact of the global warming on the fluvial thermal erosion over the Lena River in Central Siberia. *Geophysical Research Letters*, 34, L14501, doi:10.1029/2007GL030212.
- Coussot P. & Meunier M. (1996).** Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth Sciences reviews*, 40. 209-227.
- Coutard J.-P. & Mûcher H.J. (1985).** Deformation of laminated silt loam due to repeated freezing and thawing cycles. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10. 309-319.
- Coutard J.-P., Van Vliet-Lanoe B. & Auzet A;-V. (1988).** Frost heaving and frost creep on an experimental slope: results for soil structures and sorted stripes. *Zeitschrift fur Geomorphologie, suppl. Bd. 71.* 13-23.
- Coutard J.-P. & Van Vliet-Lanoe B. (1994).** Cryoexpulsion et cryoreptation en milieu limono-argileux. Expérimentation en laboratoire. *Biuletyn Peryglacjalny*, 33. 5-20.
- Coutard J.-P. & Ozouf J.C. (1996).** Modalité de la cryoreptation dans les massifs du Chambeyron et de la Mortice, Haute-Ubaye, Alpes françaises du sud. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7. 21-51.
- Coutard S., Lautridou J.-P., Rhodes Ed & Clet M. (2006).** Tectonic, eustatic and climatic significance of raised beaches of Val de Saire, Cotentin, Normand, France. *Quaternary Science Reviews*, 25. 595-611.
- Curry R.R. (1966).** Observations of alpine mudflows in the Tenmile Range, Central Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 77. 771-777.

D

- D'Ambrosio D., Di Gregorio S., Iovine G., Lupiano V., Rongo R. & Spataro W. (2003a).** First simulations of the Sarno debris flows through Cellular Automata modelling. *Geomorphology*, 54. 91-117.
- D'Ambrosio D., Di Gregorio S. & Iovine G. (2003b).** Simulating debris flows through a hexagonal cellular automata model: SCIDDICA S3-hex. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3. 545-559.
- Dangard L. & Milon Y. (1928).** Sur l'importance des phénomènes de solifluxion en Bretagne pendant le Quaternaire. *C. R. Acad. Des Sciences*, 187. 136-138.
- Davies M.C.R., Hamza O. & Harris C. (2001).** The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12. 137-144.

- Decaulne A. (2000).** Etude d'un épisode à débris flows en Islande du nord-ouest. *Bulletin de l'Association Française du Périglaciaire*, 7. 53-63.
- Decaulne A. (2001).** Les débris flows : une dynamique de versant azonale ? *Association Française du Périglaciaire*, 8. 45-61.
- Decaulne A. (2002).** Coulées de débris et risques naturels en Islande du Nord-Ouest. *Géomorphology : relief, processus, environnement*, 2. 151-164.
- Denlinger R.P. & Iverson R.M. (2001).** Flow of variability fluidised granular masses across three dimensional terrain 2. Numerical predictions and experimental test. *Journal of Geophysical Research*, 106 (B1). 553-566.
- Dickson J.L., Head J.W. & Kreslavky M. (2007).** Martian gullies in the southern mid-latitudes of Mars: evidence for climate-controlled formation of young fluvial features based upon local and global topography. *Icarus*, 188. 315-323.

E

- Everet D.H. (1967).** Mass wasting in the Taseriaq area, West Greenland. *Meddelser om Grönland*, 165. 1-32.

F

- Fahey B.D. (1974).** Seasonal frost heave and frost penetration measurements in the Indian Peaks region of the Colorado Front range. *Arctic and alpine Research*, 5. 269-281.
- Font M. (2002).** Signature géomorphologique des déformations en domaine intarplaque : applications à la Normandie. Thèse de l'Université de Caen, 482 pp.
- Font M., Lagarde J.L., Amorèse D., Coutard J.P., Dubois A., Guillemet G., Ozouf J.C. & Védie E. (2006).** Physical modelling of fault scarp degradation under freeze-thaw cycles. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31. 1731-1745.
- Fourie W.J.F., Barnes D.L. & Shur Y. (2006).** The formation of ice from the infiltration of water into a frozen coarse grained soil. *Cold Regions Science and Technology*, 48 (2). 118-128.
- Francou B. & Bertran P. (1997).** A multivariate analysis of clact displacement rates on stone-banked sheets, Cordillera Real, Bolivia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8. 371-382.
- Franke R. (1982).** Smooth interpolation of scattered data by local thin plate splines. *Computing and Maths with Applications*, 8(4). 237-281.
- French H.M. (1976).** The Periglacial environment. Second impression 1983, Longman Inc, New York. 310 pp.
- French H.M. (2007).** The Periglacial environment. Third edition. *John Wiley & Sons, Ltd. The Atrium, Southern Gate, Chichester*. 458 pp.
- French H.M. & Egginton (1973).**
- Fryxell and Horbet**
- Fuchu D., Lee C.F. & Siging W. (1999).** Analysis of rainstorm-induced slide-debris flows on natural terrain of Lantan Island, Hong Kong. *Engineering Geology*, 51. 279-290.

G

- Gabet E.J., Burbank D.W., Putkonen J.K., Pratt-Sitaula B.A & Ojha T. (2004).** Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal. *Geomorphology*, 63. 131-143.
- Gaidos E.J. (2001).** Cryovolcanism and the recent flow of liquid water on Mars. *Icarus*, 153. 218-223.

- Geertsema M., Clague J.J., Schwab J.W. & Evans S.G. (2006).** An overview of recent catastrophic landslides in northern British Columbia, Canada. *Engineering Geology*, 83. 120-143.
- Genevois R., Galgaro A. & Tecca P.R. (2001).** Image analysis for debris flow properties estimation. *Phys. Chem. Earth (C)*, 26 (9). 623-631.
- Giannecchini R. (2005).** Rainfall triggering soil slips in the southern Apuan Alps (Tuscany, Italy). *Advances in Geosciences*, 2. 21-24.
- Giannecchini R., Naldini D., D'Amato Avanzi G. & Puccinelli A. (2007).** Modelling of the initiation of rainfall-induced debris flows in the Cardoso basin (Apuan Alps, Italy). *Quaternary international*, 171-172. 108-117.
- Gilmore M.S. & Phillips E.L. (2002).** The role of aquicludes in the formation of the martian gullies. *Geology*, 30. 1107-1110.
- Glaze L.S. & Baloga S.M. (2003).** DEM flow path prediction algorithm for geologic mass movements. *Environmental & Engineering Geosciences*, IX (3). 225-240.
- Godt J.W. & Coe J.A. (2007).** Alpine debris flows triggered by a 28 July 1999 thunderstorm in the central Front Range, Colorado. *Geomorphology*, 84. 80-97.
- Gregoretto C. (1999).** Experimental evidence from the Triggering of debris flow along a granular slope. *Phys. Chem. Earth*, 25(4). 387-390.

H

- Hall K. (2007).** Evidence for freeze-thaw events and their implications for rock weathering in northern Canada: II. The temperature at which water freezes in rock. *Earth surface processes and Landforms*, 32. 249-259.
- Harris C. & Lewkowicz A.G. (1993).** Form and internal structure of active-layer detachment slides, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 3. 1708-1714.
- Harris C. (1981).** Periglacial mass-wasting: a review of research. *BGRG Research Monograph*, Geobooks, Norwich. Pp 204.
- Harris C., Gallop M. & Coutard J.-P. (1993).** Physical modelling of gelifluction and frost creep : some results of a large-scale laboratory experiment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18. 383-398.
- Harris C., Davies M.C.R. & Coutard J.-P. (1995).** Laboratory simulation of periglacial solifluction : significance of porewater pressures, moisture contents and undrained shear strengths during soil thawing. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6. 293-311.
- Harris C., Davies M.C.R. & Coutard J.-P. (1997).** Rates and Processes of Periglacial Solifluction : an experimental approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22. 849-868.
- Harris C., Rea B. & Davies M.C.R. (2001).** Scaled modelling of mass-movement processes on thawing slopes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12. 125-135.
- Harris C., Davies M.C.R. & Etzelmuller B. (2001).** The assessment of potential geotechnical hazards associated with mountain permafrost in a warming global climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12. 145-156.
- Harris C., Davies M.C.R., Rea B. (2003).** Gelifluction: viscous flow or plastic creep? *Earth Surface Processes and Landforms*, 28. 1289-1301.
- Harris C., Luetsch M., Davies M.C.R., Smith F. & Christiansen H.H. (2007).** Field instrumentation for real-time monitoring of periglacial solifluction. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18. 105-114.

- Harris C., Smith J.S., Davies M.C.R. & Rea B. (2008)** An investigation of periglacial slope stability in relation to soil properties based on physical modelling in the geotechnical centrifuge. *Geomorphology*, 93. 437-459)
- Harris S.A. & Gustafson C.A. (1988)**. Retrogressive slumps, debris flows and river gully development in icy, unconsolidated sediments on hills and mountains. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 32(4). 441-455.
- Harris S.A. & Gustafson C.A. (1993)**. Debris flow characteristics in a area of continuous permafrost, St Elias Range, Yukon territory. *Zeitschrift fur geomorphologie*, 37(1). 41-56.
- Harris S.A. & McDermid G. (1998)**. Frecency of debris flows on the Sheet Mountain fan, Kluane Lake, Yukon Territory. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 42: 159-175.
- Hartmann W.K. (2003)**. Martian hillside gullies and Icelandic analogs. *Icarus*, 162. 259-277.
- Heldmann J.L. & Mellon M.T. (2004)**. Observations of martian gullies and constraints on potential formation mechanisms. *Icarus*, 168. 285-304.
- Helluin M., Coutard J.-P., Helluin-Quinejure E. & Ozouf J.-C. (1979)**. Vérification expérimentale d'une hypothèse de mise en mouvement de blocs sur une pente soumise à des alternances gel-dégel. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du CNRS, Caen*, 24. 165-176.
- Helsen N.M., Koop P.J.M. & Van Steijn H. (2002)**. Magnitude-frequency relationship for debris flows on the fan of the Chalance torrent, Valgaudemar (French Alps). *Earth Surface Processes and Landforms*, 27. 1299-1307.
- Hoffman N. (2000)**. White Mars: a new model for Mars' surface and atmosphere based on CO₂. *Icarus*, 146. 326-342.
- Hungr O., McDougall S., Wise M. & Cullen M. (2007)**. Magnitude-frequency relationships of debris flows and debris avalanches in relation to slope relief. *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorphology.2007.03.020.
- Huscroft C.A. (2003)**. Permafrost and landslide activity : case studies from southwestern Yukon Territory. *Yukon Geological survey*: 107-119.

I

- Inaba H., Itakura Y. & Kasahara M. (2000)**. Surface velocity computation of debris flows by vector field measurements. *Phys. Chem. Earth (B)*, 25 (9). 741-744.
- Innes J.L. (1983)**. Debris flows. *Progress in Physical Geography*, 7-4. 469-501.
- Innes J.L. (1985)**. Magnitude-frequency relations of debris flows in Nortwest Europe. *Geografiska Annaler*, 67A. 23-32.
- Iverson R.M., Costa J.E. & LaHusen R.G. (1992)**. Debris flow flume at H.J. Andrews Experimental Forest, Oregon, U.S. Geol. Surv. *Open File Rep.*, 92-483, 2pp.
- Iverson R.M. (1997)**. The physics of debris flows. *Reviews of geophysics*, 35(3). 245-296.
- Iverson R.M. (2000)**. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7). 1897-1910.

J

- Jenness J. S. (2002)**. Surface areas and ratios from elevation grid (surfgrids.avx) extension for ArcView 3 x, v. 1.2. Jenness Entreprises.
- Jenness J. S. (2004)**. Calculating landscape surface area from digital elevation models. *Wildlife Society Bulletin*, 32(3). 829-839.

- Jin, H., Yu Q., Lü L., Guo D., He R., Yu S., Sun G. & Li Y. (2007).** Degradation of permafrost in the Xing'anling Mountains, Northeastern China. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18. 245-258.
- Johnson A.M. & Rahn P.H. (1970).** Mobilization of debris flows. *Zeitschrift für geomorphologie, Suppl.* Bd 9. 168-186.
- Johnson A. & Rodine J.R. (1984).** Debris flows. In *Slope instability* edited by D. Brunsten & D.B. Prior, John Wiley and son. 257-361.
- Journaux A. (1976).** Les grèzes litées du Châtillonnais. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 3-4. 123-138.

K

- Kääb A., Chiarle M., Raup B. & Schneider C. (2007a).** Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Global and Planetary Change*, 56. vii-ix.
- Kääb A., Frauenfelder R. & Roer I. (2007b).** On the response of rock-glacier creep to surface temperature increase. *Global and Planetary Change*, 56. 172-187.
- Kaplar C.W. (1974a).** Phenomena and mechanism of frost heaving. *Highway Res. Rec.*, 304. 1-13.
- Kossacki K.J. & Markiewicz W.J. (2004).** Seasonal melting of surface water ice condensing in martian gullies. *Icarus*, 171. 272-283.
- Kotarba A. (1997).** Formation of high-mountain talus slopes related to debris flow activity in the High Tatra Mountain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8: 191-204.
- Kvaemo S. H. & Oygarden L. (2006).** The influence of freeze-thaw cycles and soil moisture on aggregate stability of three soils in Norway. *Catena*, 67. 175-182.

L

- Larsson S. (1982).** Geomorphological effects on the slopes of Longyear valley, Spitzbergen, after a heavy rainstorm in July 1972. *Geografiska Annaler*, 64A: 105-125.
- Lautridou J.-P. (1971).** Conclusions générales des expériences de gélifraction expérimentale. *Bull. du Centre de Géomorphologie*, 10. 65-79.
- Lautridou J.-P. & Ozouf J.-C. (1982).** Experimental frost shattering : 15 years of research at the Centre de Géomorphologie du CNRS. *Progress in Physical Geography*, 6. 215-231.
- Lautridou J.-P. (1985).** Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du nord-ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse d'habilitation. Pp. 908.
- Lavigne F. & Thouret J.C. (2003).** Sediment transportation and deposition by rain-triggered lahars at Merapi Volcano, Central Java, Indonesia. *Geomorphology*, 49. 45-69.
- Lebret P., Dupas A., Clet M., Courbouleix S., Coutard J.-P., Garcin M., Lautridou J.-P., Levy M. & Van Vliet-Lanoë. (1996).** Modélisation de la profondeur du pergélisol au cours du dernier cycle glaciaire en France. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167(1). 169-179.
- Lee P., Cokell C.S., Marinova M., McKay C.P. & Rice Jr J.W. (2001).** Snow and ice melt flow features on Devon Island, Nunavut, Arctic Canada as possible analogs for recent flow features on Mars (abstract 1809). *Lunar. Planet. Sci. Conf.* 32th.
- Lewkowicz A.G. (1986).** Rate of short-term ablation of exposed ground ice, Banks Island, Northwest Territories. Canada. *Journal of Glaciology*, 32(112). 511-519.
- Lewkowicz A.G. (1992).** Factors influencing the distribution and the initiation of active-layer detachment slides on Ellesmere Island, Arctic Canada. *Periglacial geomorphology, Proceedings of the 22th Annual Binghampton Symposium in Geomorphology*, J.C. Dixon et A. d. Abrahams (eds.), Wiley. 223-250.

- Lewkowicz A.G & Harris C. (2005a).** Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada. *Geomorphology*, 69. 275-297.
- Lewkowicz A.G & Harris C. (2005b).** Active-layer detachment slides in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada : frequency and magnitude. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16. 115-130.
- Lewkowicz A.G & Harris C. (2007).** Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada. *Geomorphology*, 69. 275-297.
- Lewkowicz A.G. (2007).** Dynamics of active-layer detachment failures, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(1). 89-103.
- Liu X. & Lei J. (2003).** A method for assessing regional debris flow risk: an application in Zhaotong of Yunnan province (SW China). *Geomorphology*, 52. 181-191.
- Lorenzini G. & Mazza N. (2004).** Debris flow. Phenomenology and rheological modelling. *Wit Press, Southampton, Boston*. pp 202.
- Lourenço S.D.N., Sassa K. & Fukuoka H. (2006).** Failure process and hydrologic response of a two layer physical model: implications for rainfall-induced landslides. *Geomorphology*, 73. 115-130.
- M**
-
- Ma W., Niu F., Akagawa S. & Jin D. (2006).** Slope instability phenomena in permafrost regions of Qinghai-Tibet Plateau, China. *Landslides*, 3. 260-264.
- MacDonald G.A. (1972).** Volcanoes. *Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs*. Pp 510.
- Mackay J.R. (1966).** Segregated epigenetic ice and slumps in permafrost, Mac Kenzie Delta area, N.W.T. *Geogr. Bull.*, 8. 59-80.
- Mackay J.R. (1970).** Disturbances of the tundra and forest tundra environment of the western Arctic. *Canad. Geotech. Jnl*, 7. 420-432.
- Mackay J.R. (1981).** Active-layer slope movement in a continuous permafrost environment, Garry Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18. 1666-1680.
- Major J.J. (1997).** Depositional processes in large-scale debris flow experiments. *Journal of geology*, 105. 345-366.
- Major J.J. (1998).** Pebble orientation on large experimental debris flow deposits. *Sedimentary Geology*, 117. 151-164.
- Major J.J. & Iverson R.M. (1999).** Debris flow deposition : effects of pore-fluid pressure and friction concentrated at flow margins. *Geological Society of America Bulletin*, 111(10). 1424-1434.
- Malaurie J.M. (1960).** Gelifraction, éboulis et ruissellement sur la côte nord-ouest du Groenland. *Zeitschrift fur Geomorphologie, suppl. Bd 1*. 59-68.
- Malet J.P., Remaitre A. & Maquaire O. (2004).** Runout modeling and extension of the threatened area associated with muddy debris flows. *Geomorphologie*, 3. 195-210.
- Malet J.P., Laigle D., Remaitre A. & Maquaire O. (2005).** Triggering conditions and mobility of debris flows associated to complex earthflows. *Geomorphology*, 66 (1-4). 215-235.
- Malin C. & Edgett K.S. (2000).** Evidence for Recent Groudwater Seepage and Surface Runoff on Mars. *Science*, 288: 2330-2335.
- Malin C. & Edgett K.S. (2001).** Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera; Interplanetary cruise throught primary mission. *Journal of Geophysical Research*, 106(E10). 23429-23570.

- Mangold N., Costard F. & Forget F. (2003).** Debris flows over sand dunes on Mars : Evidence for liquid water. *Journal of Geophysical Research*, 108(E4): 5027.
- Marquez A., Angel de Pablo M., Oyarzun R. & Viedma C. (2005).** Evidence of gully formation by regional groundwater flow in the Gorgonum-Newton region (Mars). *Icarus*, 179. 398-414.
- Matsuoka N. (1998).** Modelling frost creep rates in an alpine environment. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9. 397-409.
- Matsuoka N. (2001).** Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, 55. 107-133.
- Matsuoka N., Abe M. & Ijiri M. (2003).** Differential frost heave and sorted patterned ground : field measurements and a laboratory experiment. *Geomorphology*, 52. 73-85.
- Mellon M.T. & Phillips B.M. (2001).** Recent gullies on Mars and the source of liquid water. *J. Geophys. Res.* 106. 23165-23179.
- Meunier M. (1991).** Eléments d'hydraulique torrentielle. Etudes du Cemagref, série Montagne n°1, Cemagref, Anthony, 278 pp.
- Miyamoto H., Dohm J.M., Baker V., Beyer R.A. & Bourke M. (2004).** Dynamics of unusual debris flows on Martian sand dunes. *Geophysical Research Letters*, 31. L13701. doi: 10.1029/2004GL020313.
- Muller S.W. (1945).** Permafrost and perennially frozen ground and related engineering problems. *United States Geological Survey Special Report, Strategic Engineering Study*, 62. 2nd Edition. 231 pp.
- Murton J. B., Coutard J.-P., Lautridou J.-P., Ozouf J.-C., Robinson D.A., Williams R.B.G., Guillemet G. & Simmons P. (2000).** Experimental design for a pilot study on bedrock weathering near the permafrost table. *Earth surface processes and Landforms*, 25. 1281-1294.
- Murton J. B., Coutard J.-P., Lautridou J.-P., Ozouf J.-C., Robinson D.A. & Williams R.B.G. (2001).** Physical modelling of bedrock brecciation by ice segregation in permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12. 255-266.
- Murton J.B., Peterson R. & Ozouf J.C. (2006).** Bedrock fracture by ice segregation in cold regions. *Science*, 314. 1127-1129.
- Musselwhite D.S., Swindle T.D., Lunine J.I. (2001).** Liquid CO₂ break-out and the formation of recent small gullies on Mars. *Geophysical Research Letters*, 28. 1283-1285.
- Mustard J.F., Cooper C.D. & Rifkin M.K. (2001).** Evidence for recent climatic change on Mars from the identification of youthful near-surface ground ice. *Nature*, 412. 1283-1285.

N

- Naruse H. & Masuda F. (2006).** Visualisation of the internal structure of the massive division in experimental sediment-gravity-flow deposits by mapping of grain fabric. *Journal of Sedimentary Research*, 76. 854-865.
- Nelson F.E., Anisimov O.A. & Shiklomanov N.I. (2002).** Climate change and hazard zonation in the Circum-Arctic Permafrost Regions. *Natural Hazards*, 26. 203-225.
- Nemec W. & Kazanci N. (1999).** Quaternary colluvium in West-central Anatolia : sedimentary facies and paleoclimatic significance. *Sedimentology*, 46. 139-170.
- Nieuwenhuijzen M.E. & Van Steijn H. (1990).** Alpine debris flows and their sedimentary properties. A case study from the French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1. 111-128.
- Niu F., Cheng G., Ni W. & Jin D. (2005).** Engineering-related slope failure in permafrost regions of the Qinghai-Tibet Plateau. *Cold Regions Science and Technology*, 42. 215-225.

O

- Okada Y & Ochiai H. (2007).** Flow characteristics mobilised in downslope granular mass by means of model flume tests. *Engineering Geology*. Doi: 10.1016/j.enggeo.2007.10.004.
- Orense R.P., Shimoma S., Maeda K. & Towhata I. (2004).** Instrumented model slope failure due to water seepage. *Journal of Natural Disaster Science*, 26(1). 15-26.
- Osterkamp W.R., Hupp C.R. & Blodgett J.C. (1986).** Magnitude-frequency of debris flows, and areas of hazard on mount Shasta, Northern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper 1396-C*.
- Osterkamp T.E. & Romanovsky V.E. (1999).** Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10(1). 17-37.

P

- Palacios D., Parrilla G. & Zamorano J.J. (1999).** Paraglacial and postglacial debris flows on a little Ice age terminal moraine : Jamapa glacier, Pico de Orizaba (Mexico). *Geomorphology*, 28. 95-118.
- Parsons J.D., Whipple K.X. & Simoni A. (2001).** Experimental study of the grain-flow, fluid-mud transition in debris flows. *The Journal of Geology*, 109. 427-447.
- Perez F.L. (1998).** Talus fabric, clast morphology and botanical indicators of slope processes on the chaos crags (California cascades), USA. *Géographie physique du quaternaire*, 52(1). 47-68.
- Peterson T.C. et al. (2002).** Resent changes in climate extremes in the Caribbean region. *Journal of Geophysical Research*, 107(D21), 4601, doi:10.1029/2002JD002251.
- Péwé (1969).** The periglacial environment. In: Péwé, T.L., ed., *The Periglacial Environment*. McGill-Queen's University Press, Montreal. 1-9.
- Pierson T.C. (1980).** Erosion and deposition by debris flows at Mt Thomas, North Canterbury, New Zeland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 5. 227-247.
- Pierson T.C. & Costa J.E. (1987).** A rheological classification of subaerial sediment-water flows. Debris flows/avalanches : process, recognition and mitigation, *J.E. Costa & G.F. Wleczonek (eds.), Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, 7. 1-12.
- Pissart A. (1987).** Geomorphologie périglaciaire. *Belsische Franqui Leerstoel (eds.)*. pp 135.
- Pissart A. (2005).** Pergélisol et réchauffement climatique : la glace du sol, le CO₂ des sols arctiques et les hydrates de méthane. *Bulletin de la Classe des Sciences, Académie Royale de Belgique, 6^{ème} série, Tome XVI*. 289-321.
- Prick A., Pissart A. & Ozouf J.C. (1993).** Variation dilatométriques de cylindres de roches calcaires subissant des cycles gel-dégel. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4. 1-15.
- Prior D.B., Stephens N. & Douglas G.R. (1970).** Some examples of modern debris flows in north-east Ireland. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 14. 275-288.
- Pudasaini S.P., Wang Y. & Hutter K. (2005).** Modelling debris flows down general channels. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5. 799-819.

Q

- Qi J., Vermeer P.A. & Cheng G. (2006).** A review of the influence of freeze-thaw cycles on soil geotechnical properties. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17. 245-252.
- Qi J., Ma W. & Song C. (2007).** Influence of freeze-thaw on engineering properties of a silty soil. *Cold Regions Science and Technology*. Doi: 10.1016/j.coldregions.2007.05.010.

R

- Randriamazaora R., Dupeyrat L., Costard F. & Carey Gailhardis E. (2007).** Fluvial thermal erosion : heat balance integral method. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32 (12). 1828-1840.
- Rapp A. (1960).** Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, north Scandinavia. *Geografiska Annaler*, 42A. 73-200.
- Rapp A. (1974).** Slope erosion due to extreme rainfall, with examples from tropical and arctic mountains. *Nachr. Akad. Wis. Göttingen*, 29. 118-136.
- Rapp A. & Nyberg R. (1981).** Alpine debris flows in northern scandinavia. *Geografiska Annaler*, 63A: 183-196.
- Rapp A. (1985).** Extreme rainfall and rapid snowmelt as causes of mass movements in High latitude Mountain, Field and Theory. *Lectures in Geocryology*. 36-55.
- Rebetez M., Lugon R. & Baeriswyl P.-A. (1997).** Climatic change and debris flows in High Mountain Regions: the case study of the Ritigraben Torrent (Swiss Alps). *Climatic change*, 36. 371-389.
- Remaitre A., Malet J.P. & Maquaire O. (2005).** Morphology and sedimentology of a complex debris flow in a clay-shale basin. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30. 339-348.
- Reiss D. & Jaumann R. (2002).** Spring defrosting in the Russell crater dune field – Recent surface runoff within the last Martian year ? *Abstract 2013, Lunar Planet. Sci. Conf. 33th*.
- Reiss D. & Jaumann R. (2003).** Recent debris flows on Mars : seasonal observations of the Russell Crater dune field. *Geophysical Research Letters*, 30(6). 1321.
- Repelewska-Pekalowa J. & Pekala K. (1993).** The influence of local factors on solifluction rates, Spitzbergen, Svalbard. *Solifluction and climatic variation in the Holocene*, B. Frensel (ed.), European Science Foundation, G. Fisher, Stuttgart. 251-266.
- Rickmers W.R. (1913).** The Duab of Turkestan. *Cambridge Univ. Press*, Cambridge, UK, Pp 563.

S

- Sandersen F., Bakkehoi S. & Lied K. (1996).** The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows, rockfalls, rockslides and rockmass stability. In: *Senneset (Ed.): Landslides*. Balkema, Rotterdam. 97-114.
- Sauret B. (1987).** Coulées boueuses. Laves torrentielles. 1. Coulées de débris canalisées. Compte-rendu bibliographique. *Bulletin de liaison des laboratoires des Ponts et Chaussées*, 150-151. 65-77.
- Schakleton N.J. (1987).** Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Sciences Review*, 6. 183-190.
- Selby M.J. (1993).** Hillslope materials and processes. *Oxford University Press*, Oxford, pp 451.
- Sharpe C. F. S. (1938).** Landslide and related phenomena. *Columbia Univ. Press*, New York, pp 137.
- Shinbrot T., Duong N.H., Kwan L., Alvarez M.M. (2004).** Dry granular flows can generate surface features resembling those seen in Martian gullies. *Proc. Natl Acad Sci USA*. 101(23). 8542-8546.
- Siska P.P., Goovaerts P., Hung I-K. & Bryant V.M. (2005).** Predicting ordinary kriging errors caused by surface roughness and dissectivity. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30. 601-612.
- Sosio R., Crosta G.B. & Frattini P. (2007).** Field observations, rheological testing and numerical modelling of e debris flow event. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32. 290-306.
- Starkel L. (1979).** The role of extreme meteorological events in the shaping of mountain relief. *Geographica Polonica*, 41. 13-20.
-

T

- Takahashi T. (1978).** Mechanical characteristics of debris flow. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*. 104. 1153-1169.
- Takahashi T. (1980).** Debris flow on prismatic open channel. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*. 106. 381-396.
- Takahashi T. (1981).** Debris flow. *Annual reviews of fluid mechanics J. a. L. J. L. Van Dyke M. Wehansen*. 13. 57-77.
- Tejero R., Gonzalez-Casado J.M., Gomez-Ortiz D. & Sanchez-Serrano F. (2006).** Insights into the “tectonic topography” of the present-day landscape of the central Iberian Peninsula (Spain). *Geomorphology*, 76. 280-294.
- Terzaghi K. (1950).** Mechanism of landslides. Application of Geology to Engineering Practice. *Geological Society of America, Sydney*. 83-123.
- Terzaghi K. (1967).** Soil mechanisms in engineering practice. *Wiley*, 729 pp.
- Toshiyuki M. & Makoto H. (2003).** Rainfall analysis of debris flow occurrence in 2003, Minamata, Japan. *Asia Oceania Geosciences Society*, abstract 56-OTH-M136.
- Treiman A.H. (2003).** Geologic settings of martian gullies; implications for their origins. *Geophysical Research Letters*, 108. DOI: 10.1029/2002JE001900.
- Tricart J. (1968).** Periglacial landscapes. In : Fairbriges, R. W., ed., *Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold, New York. 829-833.
- Tricart J. & Cailleux A. (1967).** Le modelé des régions périglaciaires. *Traité de géomorphologie (tome II)*. SEDES, Paris, 512 pp.

U

- Uddin M.S., Inaba H., Yoshida Y., Itakura Y. & Kasahara M. (2001).** Large motion estimation by gradient technique – Application for debris flow velocity field. *Phys. Chem. Earth (C)*, 26 (9). 633-638.

V

- Van Vliet Lanoë B. (1985).** Frost effects in soils. In: Soils and Quaternary Landscape Evolution. Edited by J. Boardman. 117-158.
- Van Vliet Lanoë B. (1989).** Dynamics and extent of Weichelian permafrost in western Europe (substage 5e to stage 1). *Quaternary International*, 3-4. 109-113.
- Van Vliet Lanoë B. (2005).** La planète des glaces. Histoire et environnements de notre ère glaciaire. *Ed. Vuibert, Paris*. 470 pp.
- Van Steijn H. & Coutard J.P. (1989).** Laboratory experiments with small debris flow : physical properties related to sedimentary characteristics. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14: 587-596.
- Van Steijn H. (1988).** Morphological and mechanical aspects of debris flows in parts of the French Alps. *Zeitschrift für geomorphologie*, 32(2). 143-161.
- Van Steijn H. (1992).** Temporal patterns of debris flow frequency in the Alps and in northwest Europe. *Bulletin de l'association des géographes français*, 3. 253-256.
- Van Steijn H., Bertran P., Francou B., Héту B. & Texier J.-P. (1995).** Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits: a review. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6. 125-146.

- Van Steijn H. (1996).** Debris-flow magnitude-frequency relationship for mountainous regions of Central and Northwest Europe. *Geomorphology*, 15. 259-273.
- Van Steijn H., Boelhouwers J., Harris S. & Héty B. (2002).** Recent research on the nature, origin and climatic relations of blocky and stratified slope deposits. *Progress in Physical Geography*, 26(4). 551-575.
- Varnes D.J. (1978).** Slope movement. Types and processes. *Landslides. Analysis and control*, National Academy of sciences, Washington, Special report 176. 11-33.
- Viklander P. & Eigenbrod D. (2000).** Stone movements and permeability changes in till caused by freezing and thawing. *Cold regions Science and Technology*, 31. 151-162.
- Von Lozinski W. (1909).** Uber die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemassigten Klima. *Bulletin international de l'Académie des Sciences de Cracovie class des sciences mathématique et Naturelles*, 1. 1-25.

W

- Wang G. & Sassa K. (2003).** Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and particle content. *Engineering Geology*, 69. 109-125.
- Wang G., Sassa K. & Fukuoka H. (2003).** Downslope volume enlargement of debris slide - debris flow in the 1999 Hiroshima, Japan, Rainstorm. *Engineering geology*, 69: 309-330.
- Washburn A.L. (1947).** Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, Arctic Canada. *Geol. Soc. Am. Memoir#22*. Pp 142.
- Washburn A.L. (1979).** Geocryology, a survey of periglacial processes and environments. *E. Arnold Ltd*. pp 406.
- Watson E. & Watson S. (1970).** The coastal periglacial deposits of the Cotentin peninsula. *Int. Brit. Geogr. Trans. Papers*, 49. 125-144.
- White S.E. (1976).** Is frost action really only hydration shattering? A review. *Arctic and alpine research*, 8 (1). 1-6.
- Wieczorek G.F. (1987).** Effect of rainfall intensity and duration on debris flows in central Santa Cruz mountains, California. In: Costa J.E., Wieczorek G.F. (Eds.), *Debris flows/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation*. U. S. Geological Society of America, *reviews of Engineering Geology*, 7. 93-104.
- Wilkerson F.D. & Schmid G.L. (2003).** Debris flows in Glacier National Park Montana : geomorphology and hazards. *Geomorphology*, 55. 317-328.
- Williams G.P. & Guy H.P. (1971).** Debris avalanches- A geomorphic hazard. In *Coates, D., (Eds) 1971. Environmental Geomorphology*. 25-45.

Y

- Yarbasi N., Kalkan E., Akbulut S. (2007).** Modification of the geotechnical properties, as influenced by freeze-thaw, of granular soils with waste additives. *Cold Regions science and Technology*, 48. 44-54.

Z

- Zimmermann M., Mani P. & Romang H. (1997).** Magnitude-frequency aspects of alpine debris flows. *Eclogae geol. Helv.*, 90. 415-420.



*Coulée pierreuse
Monts d'Arrée, Bretagne
© Emeric Védie.*

Liste des figures

Chapitre II

<i>Figure II- 1</i> : Versants adret et ubac	9
<i>Figure II- 2</i> : Coupe d'un sol périglaciaire	10
<i>Figure II- 3</i> : Coupe Nord-Sud à travers le Canada illustrant les différents types de pergélisol.	11
<i>Figure II- 4</i> : Diagramme schématique illustrant les limites du domaine périglaciaire. (French 2007)	12
<i>Figure II- 5</i> : Carte de répartition du pergélisol dans le monde.	13
<i>Figure II- 6</i> : Carte des anomalies de température relevées à différentes profondeurs dans le sol canadien au cours de l'année 1998. Illustration du réchauffement du sol suite au changement climatique actuel.	14
<i>Figure II- 7</i> : Comportement du pergélisol lors d'un réchauffement climatique	15
<i>Figure II- 8</i> : Cyclicité du dernier Glaciaire, d'après la courbe du $\delta^{18}O$.	16
<i>Figure II- 9</i> : Cartes de l'extension du pergélisol il y a 20 000 ans (maximum glaciaire), 7 000 ans (lors du plus chaud de notre interglaciaire) et à l'actuel.	17
<i>Figure II- 10</i> : Carte de limite du pergélisol en France.	18
<i>Figure II- 11</i> : A- Lentilles de glace dans un bloc de calcaire gélifracté (issu des expériences de Murton et al. 2006) ; B- Fente de dessiccation (plage de Pors ar Vag – Finistère).	20
<i>Figure II- 12</i> : A- Ségrégation de glace dans un matériau fin (d'après Beskow 1935) ; B- Constitution d'une lentille par l'effet de la cryosuccion.	20
<i>Figure II- 13</i> : Fractures et glace de ségrégation générées au sein de blocs soumis à un gel bidirectionnel (A à D) et unidirectionnel (E à H).	21
<i>Figure II- 14</i> : Taux de gonflement moyen d'un sol selon sa composition granulométrique.	22
<i>Figure II- 15</i> : Phénomène de cryoexpulsion	23
<i>Figure II- 16</i> : Relation entre la taille des marqueurs utilisés et leur vitesses de cryoexpulsion.	23
<i>Figure II- 17</i> : Etude expérimentale de la cryoexpulsion (Viklander & Eigenbrod, 2000).	24
<i>Figure II- 18</i> : Versant (expérimental) dont la surface est constituée d'éléments cryoexpulsés désolidarisés de la matrice du sol (après 1 à cycles gel/dégel).	25
<i>Figure II- 19</i> : Déplacement d'une particule soumise à l'effet combiné de la cryoreptation et de la gélifluxion.	26
<i>Figure II- 20</i> : Différents types de déplacement par cryoreptation et gélifluxion en profondeur.	28
<i>Figure II- 21</i> : Formes liées à la solifluxion.	29
<i>Figure II- 22</i> : Relation entre les températures et la pression interstitielle au sein d'un bloc de roche riche en glace soumis à des cycles gel/dégel.	30
<i>Figure II- 23</i> : a- bloc gélifracté (Sancy, Massif Central) ; b- parois calcaire gélifractée (Luc sur mer, Normandie) ;c- substrat gréseux gélifracté (Ecalgrain, Normandie).	31
<i>Figure II- 24</i> : Critères utilisés pour la classification des mécanismes de transport de sédiment.	32
<i>Figure II- 25</i> : Classification des processus de transport de sédiment en fonction de leur teneur en eau et en matériau solide.	33
<i>Figure II- 26</i> : Classification rhéologique des transports de sédiment.	33
<i>Figure II- 27</i> : Cicatrices morphologiques laissées par les mouvements rapides de terrain.	34
<i>Figure II- 28</i> : Morphologie-type d'une coulée de débris.	36
<i>Figure II- 29</i> : Zone-source de la coulée des Egravats (15 janvier 2004), vallée de la Haute Dordogne.	37
<i>Figure II- 30</i> : Chenal laissé par une coulée de débris au cœur du site des Egravats, vallée de la Haute Dordogne.	37
<i>Figure II- 31</i> : Levées latérales bordant le chenal des coulées de débris.	38
<i>Figure II- 32</i> : Section transversale d'un chenal bordé de levées latérales.	38
<i>Figure II- 33</i> : Lobe de dépôt avec front pierreux.	39
<i>Figure II- 34</i> : Schéma d'une vague boueuse poussant un front pierreux.	39

<i>Figure II- 35</i> : Vagues successives composant une coulée de débris.	40
<i>Figure II- 36</i> : Profils transversaux des vitesses de déplacement d'une coulée de débris.	40
<i>Figure II- 37</i> : Données de dimensionnement des différentes coulées de débris étudiées in situ.	43
<i>Figure II- 38</i> : Variabilité des dimensions atteintes par les coulées de débris observées in situ.	43
<i>Figure II- 39</i> : Représentation des forces exercées sur un solide par la gravité.	44
<i>Figure II- 40</i> : Forces pilotant le déclenchement d'une instabilité de pente.	45
<i>Figure II- 41</i> : Déstabilisation de la couche active en milieu périglaciaire.	47
<i>Figure II- 42</i> : Deux configurations topographiques différentes à l'origine de coulées de débris.	48
<i>Figure II- 43</i> : Head de la baie d'Ecalgrain (Cotentin, Normandie).	50
<i>Figure II- 44</i> : Différents faciès des heads d'Herquemoulin. Mise en évidence des variations latérales et verticales de faciès.	51

Chapitre IV

<i>Figure IV- 1</i> : Schéma du modèle expérimental	58
<i>Figure IV- 2</i> : Etapes de la réalisation des versants expérimentaux utilisés au cours de notre étude.	59
<i>Figure IV- 3</i> : Base du coffre expérimental. Charnière étanche entre les parties amont (30°) et aval (2-3°).	60
<i>Figure IV- 4</i> : Paroi latérale en plexiglass.	61
<i>Figure IV- 5</i> : Bases rugueuses du coffre expérimental.	61
<i>Figure IV- 6</i> : Système de récupération d'eau et de matériau érodé.	62
<i>Figure IV- 7</i> : Photos de la base du coffre expérimental équipé du serpentín frigorifique.	63
<i>Figure IV- 8</i> : Système automatisé de précipitation.	64
<i>Figure IV- 9</i> : Test de répartition spatiale des précipitations.	65
<i>Figure IV- 10</i> : Site de prélèvement : heads de La Roche (Cotentin, France).	66
<i>Figure IV- 11</i> : Granulométrie du matériau prélevé à La Roche, comparée à celles d'autres sites proches (Cotentin).	66
<i>Figure IV- 12</i> : Profils topographiques initiaux des versants expérimentaux.	67
<i>Figure IV- 13</i> : Courbes de température de deux cycles gel-dégel successifs.	69
<i>Figure IV- 14</i> : Protocole expérimental complet incluant l'ensemble des phases de mesures réalisées au cours du dégel.	70
<i>Figure IV- 15</i> : Relations Intensité (I) / durée (D) des précipitations ayant engendrées l'initiation de glissements et/ou coulées de débris.	71
<i>Figure IV- 16</i> : Intensité des pluies à l'origine de coulées de débris ou de glissements, en milieux périglaciaires ou non.	72
<i>Figure IV- 17</i> : Apports en eau aux versants expérimentaux.	73
<i>Figure IV- 18</i> : Régimes hydriques appliqués à chaque versant au cours de 37 cycles de l'expérience.	73
<i>Figure IV- 19</i> : Relations Intensité (I) / Durée (D) des précipitations ayant engendrées l'initiation de glissements et/ou coulées de débris.	74
<i>Figure IV- 20</i> : Acquisition topographique : positionnement du dispositif à ultrasons.	75
<i>Figure IV- 21</i> : Acquisition topographique : obtention des Modèles Numériques de Terrain.	76
<i>Figure IV- 22</i> : Localisation des marqueurs de déplacement en profondeur.	78
<i>Figure IV- 23</i> : Positions des sondes de température dans le modèle M1.	79
<i>Figure IV- 24</i> : positions des sondes de température dans le modèle M2.	79
<i>Figure IV- 25</i> : Sonde ECH2O-10 utilisée pour estimer la teneur en eau du matériau.	80
<i>Figure IV- 26</i> : Positions des sondes de teneur en eau dans le modèle M1.	80
<i>Figure IV- 27</i> : positions des sondes de teneur en eau dans le modèle M2.	81
<i>Figure IV- 28</i> : Positions des systèmes d'acquisition photo et vidéo.	82

Chapitre V

<i>Figure V - 1</i> : Protocoles expérimentaux appliqués au cours de la modélisation.	86
<i>Figure V - 2</i> : Rappel des conditions expérimentales liées au protocole 1.	89
<i>Figure V - 3</i> : Surface du versant après 20 cycles gel/dégel	91
<i>Figure V - 4</i> : Briquettes cryoexpulsées	91
<i>Figure V - 5</i> : Zone de calcul du gonflement cryogénique	92
<i>Figure V - 6</i> : Gonflement moyen cumulé enregistré sur la partie amont du versant M1.	93
<i>Figure V - 7</i> : Position des marqueurs de déplacement de la pile aval, initialement (à gauche) et après 18 cycles gel/dégel (à droite).	94
<i>Figure V - 8</i> : Déplacements et vitesses moyennes relevés en surface après les 22 premiers cycles gel/dégel.	94
<i>Figure V - 9</i> : Déplacements enregistrés au cours des 22 premiers cycles gel/dégel pour trois positions au sein du versant (en aval : en haut ; au milieu : au milieu et en amont : en bas)	95
<i>Figure V - 10</i> : Déplacements et vitesses moyennes relevés à 5 cm de profondeur après les 22 premiers cycles gel/dégel	96
<i>Figure V - 11</i> : Les 3 zones-type de déplacement de sol pour les 3 piles de briquettes (1 : aval ; 2 : milieu ; 3 : amont).	97
<i>Figure V - 12</i> : Profils de déplacement après 22 cycles gel/dégel pour les 3 piles de marqueurs.	97
<i>Figure V - 13</i> : Profils de déplacement de la pile de briquettes aval au cours des 22 premiers cycles.	98
<i>Figure V - 14</i> : Déformation continue par cisaillement simple.	99
<i>Figure V - 15</i> : Photographie et schéma d'un glissement gravitaire (dégel 6).	100
<i>Figure V - 16</i> : Photographie et schéma d'une coulée de débris (dégel 11).	101
<i>Figure V - 17</i> : Localisation des surfaces érodées par des processus d'érosion rapides pour chaque cycle de gel/dégel.	102
<i>Figure V - 18</i> : Tableau récapitulatif décrivant sommairement les processus érosifs rapides mis en jeu au cours de chaque dégel.	103
<i>Figure V - 19</i> : Surface du versant (cm ²) où l'érosion, au cours du dégel, est supérieure à 1 cm.	104
<i>Figure V - 20</i> : Relation entre l'épaisseur de la couche active et le nombre d'évènements « catastrophiques ».	106
<i>Figure V - 21</i> : Localisation de la zone-source de la coulée de débris déclenchée au cycle 16.	107
<i>Figure V - 22</i> : Coupe schématique des zones-source située de part et d'autre de la corniche.	107
<i>Figure V - 23</i> : Comparaison entre l'état initial du versant (A) et sa morphologie au cycle 8 (B).	108
<i>Figure V - 24</i> : Comparaison entre les morphologies du versant au cycle 8 (A) et au cycle 20 (B).	108
<i>Figure V - 25</i> : Erosion régressive illustrée par des photos du versant aux cycles 3 (A), 5 (B) et 6 (C).	109
<i>Figure V - 26</i> : Evolution des pentes du versant au cours des 8 premiers cycles.	110
<i>Figure V - 27</i> : Evolution du profil topographique longitudinal central du versant au cours des cycles.	111
<i>Figure V - 28</i> : Evolution des pentes du versant des cycles 9 à 21.	112
<i>Figure V - 29</i> : morphologie d'un coulée de débris initiée au cours de la phase P2 (cycle 14).	113
<i>Figure V - 30</i> : Profils topographiques transversaux du versant aux gels 1, 8 et 20 au centre du talus.	114
<i>Figure V - 31</i> : Cartes des zones en érosion (rouge) et en sédimentation (vert) après 8 et 21 cycles (à gauche et à droite respectivement).	115
<i>Figure V - 32</i> : Profondeurs d'incision au cours des cycles gel/dégel	116
<i>Figure V - 33</i> : Volumes de matériau quantifiés au cours de l'expérience.	118
<i>Figure V - 34</i> : Bloc diagramme schématique illustrant les différents volumes quantifiés au cours de l'expérience.	118

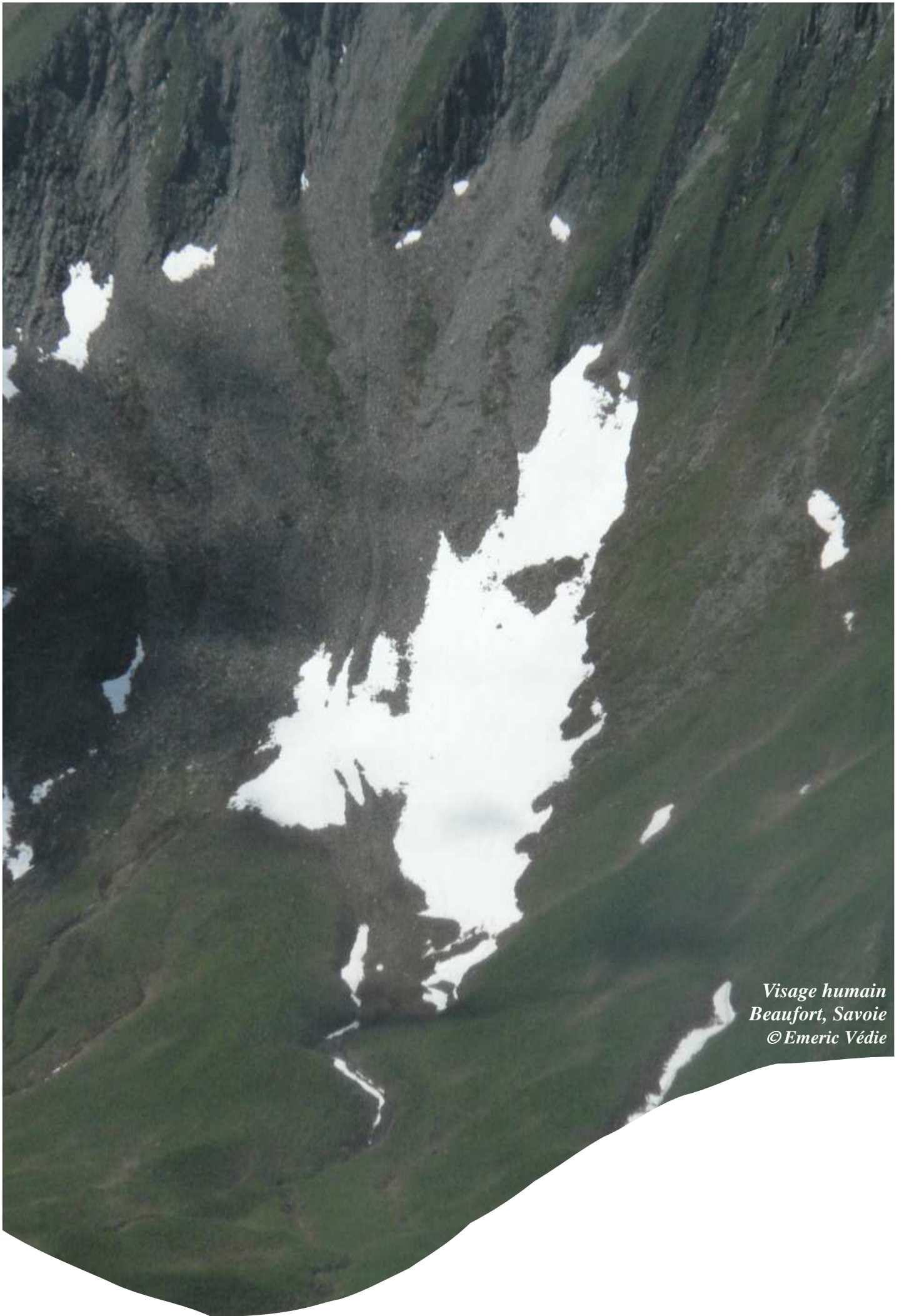
<i>Figure V – 35</i> : Volumes érodés et déplacés cumulés au cours des 21 premiers cycles de l'expérience.	119
<i>Figure V - 36</i> : Taux de déplacement (en cm ³ par cycle) issus de la gélifluxion, enregistrés pour les trois piles de marqueurs.	119
<i>Figure V - 37</i> : Tableau des taux d'érosion (en cm ³ par cycle) issus de coulées et glissements.	120
<i>Figure V - 38</i> : Volumes de matériau érodé par les coulées de débris (V2) et collecté en aval (V4).	120
<i>Figure V - 39</i> : Tableau des taux de dépôt (en cm ³ par cycle) issus des volumes de matériau collectés.	121
<i>Figure V - 40</i> : Relation entre l'épaisseur de la couche active et le volume de matériau récolté à l'exutoire du versant.	121
<i>Figure V - 41</i> : Relation entre l'épaisseur de la couche active et les quantités (surface et volume) de matériau arraché au versant au niveau des zones-source des coulées de débris.	122
<i>Figure V - 42</i> : Tableau récapitulatif de l'évolution morphologique du versant suite à l'application du protocole n°1.	123
<i>Figure V - 43</i> : Rappel des conditions expérimentales liées au protocole 2.	124
<i>Figure V - 44</i> : Gonflement cryogénique mesuré au cours des cycles 21 à 36.	125
<i>Figure V - 45</i> : Déplacements et vitesses moyennes relevés à 5 cm de profondeur entre les cycles 22 et 37 (protocole 2) comparés aux mesures du protocole 1.	126
<i>Figure V - 46</i> : Déplacements enregistrés au cours des cycles du protocole 2 (cycles 22 à 37) en comparaison des déplacements survenus au cours du premier protocole (surface rouge).	127
<i>Figure V - 47</i> : Profils de déplacement pour les 3 piles de marqueurs.	128
<i>Figure V - 48</i> : Interprétation du profil de solifluxion expérimental à partir des profils proposés par Matsuoka, 2001.	128
<i>Figure V - 49</i> : Tableau récapitulatif décrivant sommairement les processus érosifs rapides déclenchés au cours de chaque dégels du protocole n°2.	130
<i>Figure V - 50</i> : Localisation des surfaces érodées par des processus d'érosion rapide pour chaque cycle gel/dégel du protocole 2.	131
<i>Figure V - 51</i> : Photographies des zones-source des coulées de débris initiées au cours des cycles du protocole n°2.	132
<i>Figure V - 52</i> : Surface du versant où l'érosion, au cours du dégel, est supérieure à 1 cm.	133
<i>Figure V - 53</i> : Morphologie-type d'une coulée de débris : exemple du cycle 28.	134
<i>Figure V - 54</i> : dispositif expérimental mis au point pour la détermination de la dynamique des coulées de débris.	136
<i>Figure V - 55</i> : La technique de soustraction d'images.	137
<i>Figure V - 56</i> : Localisation des zones en mouvement lors d'une coulée de débris (dégel 25).	138
<i>Figure V - 57</i> : Répartition amont/aval des surfaces occupées par la coulée à t= 13,24 s après son initiation.	138
<i>Figure V - 58</i> : Relation entre l'épaisseur de la couche active et la quantité de pluie nécessaire au déclenchement des coulées de débris (cycles 22 à 32).	140
<i>Figure V - 59</i> : Profil topographique longitudinal aux gels 31 et 32.	140
<i>Figure V - 60</i> : Localisation des zones érodées par la coulée de débris du dégel 28 sur une image 3D de la topographie du versant.	141
<i>Figure V - 61</i> : MNT du versant pour chaque cycle du protocole 2.	142
<i>Figure V - 62</i> : Image 3D de la surface du versant à la fin de l'expérience (dégel 37).	143
<i>Figure V - 63</i> : Evolution de la moyenne des pentes de la partie aval du versant.	144
<i>Figure V - 64</i> : Profil topographique longitudinal central pour l'ensemble des cycles du protocole n°2.	144
<i>Figure V - 65</i> : Profil topographique longitudinal central à la fin de chacun des protocoles	145
<i>Figure V - 66</i> : Sections transversales à deux niveaux du versant.	146
<i>Figure V - 67</i> : Recul de la rupture de pente principale du versant, qualifiée de corniche.	146

<i>Figure V - 68</i> : Volumes de matériau érodés et déplacés au cours des 2 protocoles.	147
<i>Figure V - 69</i> : Tableau des taux moyen de déplacement issus de la gélifluxion.	148
<i>Figure V - 70</i> : Tableau des taux moyens d'érosion issus des coulées de débris.	148
<i>Figure V - 71</i> : Volumes V2 et V4 mesurés au cours des cycles du protocole 2 (cycles 22 à 36).	149
<i>Figure V - 72</i> : Distribution granulométrique du matériau érodé (V4).	149
<i>Figure V - 73</i> : Tableau récapitulatif de l'évolution morphologique du versant suite à l'application du protocole n°2.	150
<i>Figure V - 74</i> : Rappel des conditions expérimentales liées au protocole 3.	172
<i>Figure V - 75</i> : Indice de rugosité mesuré à la surface du versant M2 pour les 21 premiers cycles.	173
<i>Figure V - 76</i> : Ruissellement localisé à la surface du versant M2.	174
<i>Figure V - 77</i> : Gonflement cumulé pour le modèle M2 (protocole 3).	174
<i>Figure V - 78</i> : Déplacements enregistrés au cours des 22 premiers cycles gel/dégel pour trois positions au sein du versant (aval, milieu et amont).	176
<i>Figure V - 79</i> : Profils de déplacement pour les 3 piles de marqueurs.	177
<i>Figure V - 80</i> : Déplacements et vitesses moyennes relevés à 5 cm de profondeur au cours du protocole 3.	177
<i>Figure V - 81</i> : Illustrations des deux déstabilisations gravitaires majeures déclenchées au cours des 21 cycles du protocole 3.	178
<i>Figure V - 82</i> : Volume cumulé de matériau collecté à l'exutoire (V4) pour les 21 cycles du protocole 3	179
<i>Figure V - 83</i> : Part prise par les processus érosifs dans la dégradation du versant	180
<i>Figure V - 84</i> : Relation entre l'épaisseur de la couche active et le volume de matériau évacué (V4).	180
<i>Figure V - 85</i> : Taux de déplacement (en cm ³ par cycle) issus de la gélifluxion.	181
<i>Figure V - 86</i> : Volumes cumulés de matériau déplacé par gélifluxion.	181
<i>Figure V - 87</i> : Tableau récapitulatif de l'évolution morphologique du versant suite à l'application du protocole n°3.	182
<i>Figure V - 88</i> : Rappel des conditions expérimentales liées au protocole 4.	183
<i>Figure V - 89</i> : Tableau récapitulatif des conditions pluviométriques appliquées au versant au cours du protocole 4	183
<i>Figure V - 90</i> : Indice de rugosité mesuré à la surface du versant M2 pour les cycles 22 à 32.	184
<i>Figure V - 91</i> : Gonflement cryogénique mesuré au cours des cycles 22 à 36	185
<i>Figure V - 92</i> : Déplacements et vitesse moyennes relevées à 5 cm de profondeur pour l'ensemble des protocoles.	185
<i>Figure V - 93</i> : Déplacements enregistrés au cours des cycles du protocole 4 (cycles 22 à 37).	186
<i>Figure V - 94</i> : Illustrations de la coulée de débris n°32.	188
<i>Figure V - 95</i> : Schéma de la cicatrice d'arrachement laissé par la coulée de débris du cycle 32.	189
<i>Figure V - 96</i> : Schéma de la partie terminale de la coulée du cycle 32 : chenal, levées et lobe de dépôt.	189
<i>Figure V - 97</i> : Topographie du versant (à gauche) et modifications morphologiques liées à la coulée de débris du cycle 32 (à droite).	190
<i>Figure V - 98</i> : Caractéristiques morphologiques des levées latérales : dissymétrie et granoclassement inverse.	191
<i>Figure V - 99</i> : Profils topographiques longitudinaux au centre du versant (profil 5) et légèrement excentré (profil 6) pour les cycles 31 et 32.	191
<i>Figure V - 100</i> : Photos des zones d'initiation des coulées de débris (B) et glissements de terrain (A) affectant le versant au cours des cycles 36 et 37.	193
<i>Figure V - 101</i> : Taux de déplacement issus de la gélifluxion.	194
<i>Figure V - 102</i> : Volumes cumulés déplacés par gélifluxion (V1) au cours des protocoles 3 et 4.	195
<i>Figure V - 103</i> : Distribution granulométrique du matériau érodé (V4) pour plusieurs cycles du protocole 4.	196

<i>Figure V - 104</i> : Volumes cumulés de produits d'érosion (V4) ayant atteint l'exutoire du versant.	197
<i>Figure V - 105</i> : Tableau récapitulatif de l'évolution morphologique du versant suite à l'application du protocole n°4.	198
<i>Figure V - 106</i> : Evolution morphologique d'un versant soumis à 30 cycles gel/dégel et à deux régimes hydriques différents.	201

Chapitre VI

<i>Figure VI- 1</i> : Quelques exemples de Martian gullies.	208
<i>Figure VI- 2</i> : Tableau récapitulatif des hypothèses formulées pour expliquer l'origine des martian gullies.	210
<i>Figure VI- 3</i> : Localisation des dunes de sable à l'intérieur du Russell crater.	214
<i>Figure VI- 4</i> : Image HIRISE de la méga-dune du Russell crater affectées de gullies.	215
<i>Figure VI- 5</i> : Image HIRISE illustrant les sinuosités et les connections entre gullies.	216
<i>Figure VI- 6</i> : Propriétés physiques obtenues à partir de la morphologie des martian gullies (Mangold et al. 2003) ou par modélisation numérique (Miyamoto et al. 2004).	217
<i>Figure VI- 7</i> : Dispositif expérimental : le versant dunaire.	219
<i>Figure VI- 8</i> : photographie du versant expérimental.	219
<i>Figure VI- 9</i> : Granulométries des matériaux utilisés pour constituer la dune.	220
<i>Figure VI- 10</i> : Tableau récapitulatif des protocoles appliqués lors de chaque expérience.	221
<i>Figure VI- 11</i> : « Martian gullies » expérimentaux obtenus au cours des différentes modélisations.	230
<i>Figure VI- 12</i> : Gullies expérimentaux obtenus avec trois matériaux différents.	231
<i>Figure VI- 13</i> : Description synthétique de la morphologie des gullies obtenus avec différents matériaux.	231
<i>Figure VI- 14</i> : Morphologies comparées des chenaux, levées latérales et lobes terminaux.	232
<i>Figure VI- 15</i> : Dimensionnement et caractéristiques des coulées expérimentales.	233
<i>Figure VI- 16</i> : Elargissement du chenal lié à la réduction de la pente.	234
<i>Figure VI- 17</i> : Variation de la largeur des levées en fonction de la pente du versant.	234
<i>Figure VI- 18</i> : Morphologies de coulées sableuses en fonction de l'épaisseur de la couche active.	235
<i>Figure VI- 19</i> : Morphologies de coulées limoneuses en fonction de l'épaisseur de la couche active.	235
<i>Figure VI- 20</i> : Coulées sèches expérimentales.	236
<i>Figure VI- 21</i> : Résultats des expériences réalisées avec une couverture neigeuse.	237
<i>Figure VI- 22</i> : Coulées issues de la fonte naturelle d'une couverture de neige localisée.	237
<i>Figure VI- 23</i> : Coulées obtenues suite à la fonte localisée de la couverture neigeuse.	238
<i>Figure VI- 24</i> : Comportement du versant dunaire complètement couvert de neige.	239
<i>Figure VI- 25</i> : Coulées obtenues suite à la fonte naturelle de neige sur un versant limoneux.	239
<i>Figure VI- 26</i> : Glissement en masse sur le toit du pergélisol.	240
<i>Figure VI- 27</i> : Rôle de la quantité d'eau à l'origine des coulées de débris dunaires.	241
<i>Figure VI- 28</i> : Coulées de débris expérimentales déclenchées en plusieurs vagues.	242
<i>Figure VI- 29</i> : Morphologies des gullies expérimentaux déclenchés sous différentes conditions.	243
<i>Figure VI- 30</i> : Schéma conceptuel de la formation des gullies du Russell crater.	246



*Visage humain
Beaufort, Savoie
© Emeric Védie*

Annexes

Annexe II-1

Missions de prospection électrique menées sur les heads du Cotentin.

Plusieurs missions de prospections géophysiques ont été menées sur les heads d'Herquemoulin afin de caractériser la signature électrique des heads. La location des profils réalisés est présentée sur les figures 1 et 2.



Figure 1 : Photographie des heads d'Herquemoulin et location des profils.

Les missions ont consisté à réaliser des profils classiques Schlumberger vertical et quelques trainées de résistivité Wener (profils AB, CD et EF). Quelques structures (stratifications) ont pu être distinguées sans pouvoir être vraiment interprétées. Les résultats sont présentés sur les figures 3 et 4.

Une interprétation préliminaire permet néanmoins de discuter certaines données. Pour les profils AB et CD par exemple (situés au bord de la falaise), trois couches principales sont distinguées : (i) une couche de 40 à 50 cm en surface (sol) puis (ii) une couche d'environ 4 m d'épaisseur de faible résistivité (argiles, limon) et enfin (iii) une couche à forte résistivité de 20 m d'épaisseur (heads grossiers ?).

D'une manière générale, les contrastes de résistivité étant assez faibles (excepté pour les profils AB et CD), l'interprétation en terme de lithologie est difficile.

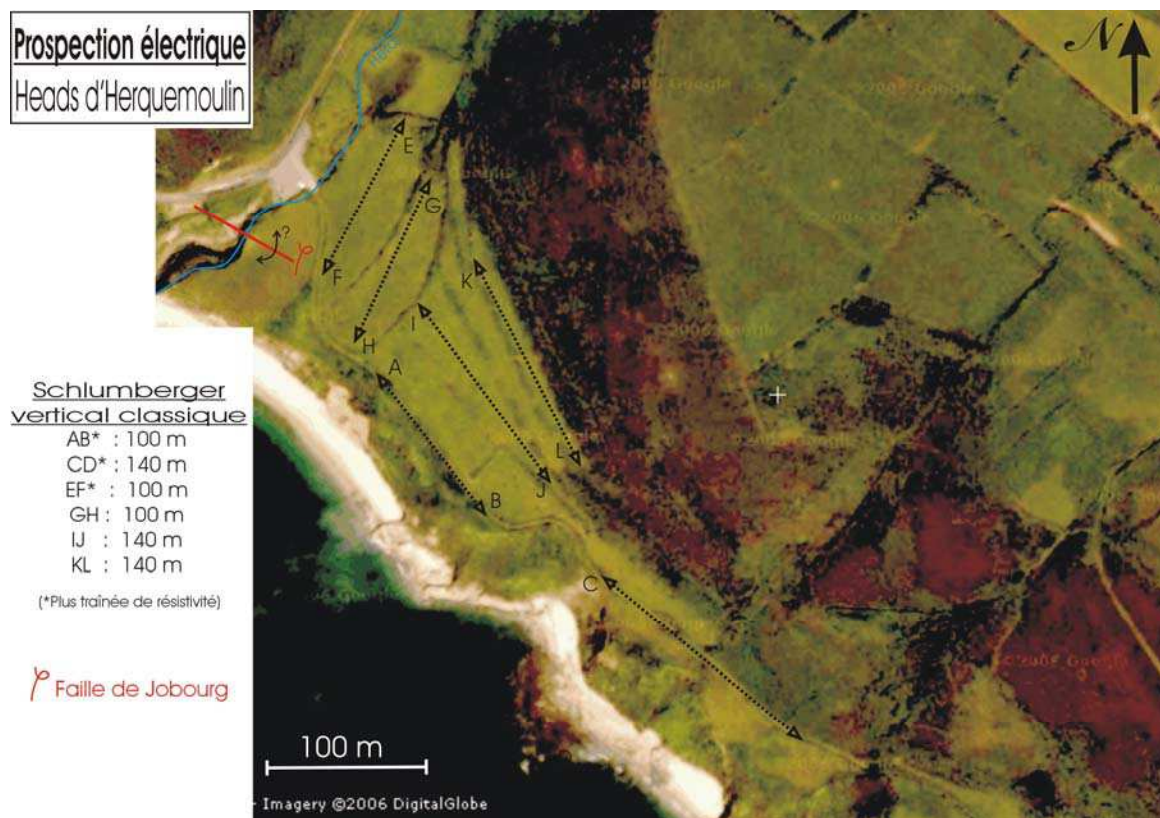


Figure 2 : Image satellite des heads d'Herquemoulin et location des profils.
(Image « Google Earth »).

Profil	AB		CD		EF		GH		IJ		IJ	
Indice/stabilité	3.5		0.64		0.21 ; stable		0.61		0.35		0.35	
Couches	Ep (m)	Resistivité	Ep	Resistivité	Ep	Resistivité	Ep	Resistivité	Ep	Resistivité	Ep	Resistivité
	0.48	500	0.35	143	0.44	240.1	0.28	641.1	0.54	439.3	0.55	438.7
	3.5	20.2	4.13	40.2	1.96	48.8	1.09	120.6	1.71	127.7	1.2	121.6
	inf	1344	20.95	638.2	5.47	100.8	12.43	86.1	7.72	205	6.97	186.1
			inf	87.3	inf	236.1	1.53	343.9	inf	433.1	inf	426.2
							inf	313.2				
Localisation	GR 223 En bordure de falaise		GR 223 En bordure de falaise		Fond vallée (parallèle à vallée)		Bord de vallée (parallèle à vallée)		Entre trait de cote et pied de versant		Au pied du versant (parallèle au trait de cote)	

Figure 3 : Données issues des profils classiques Schlumberger classique vertical.

Profil	AB	CD	EF
Distance	AB/3 = 10 m	AB/3 = 30 m	AB/3 = 10 m
1	67.5	290.8	127.6
2	77.0	263.7	120.5
3	28.9	253.1	123.5
4	84.9	234.2	126.3
5	36.6		125.1
6	36.3		134.2
7	140.3		126.9
8	64.4		133.0
9	80.8		

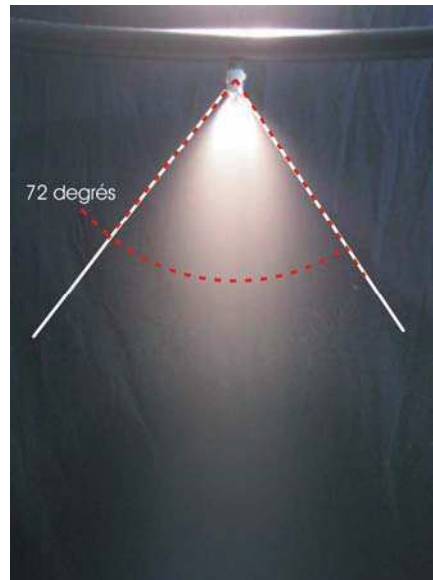
Figure 4 : Données issues des traînes de résistivité Wener

Annexe IV-1

Tests de précipitation.

Caractéristiques du système de précipitation

Cônes de vaporisation des buses : 72° environ pour l'intensité désirée



Tests de répartition des précipitations :

Plus de 30 configurations ont été testées afin de déterminer la meilleure répartition des précipitations. L'ensemble de ces tests nous ont permis de mettre au point une rampe latérale de précipitation de 10 buses, située 40 cm au-dessus du versant.

Sont présentés ici les tests finaux illustrant la répartition des apports en eau.

✓ *Précipitations verticales*

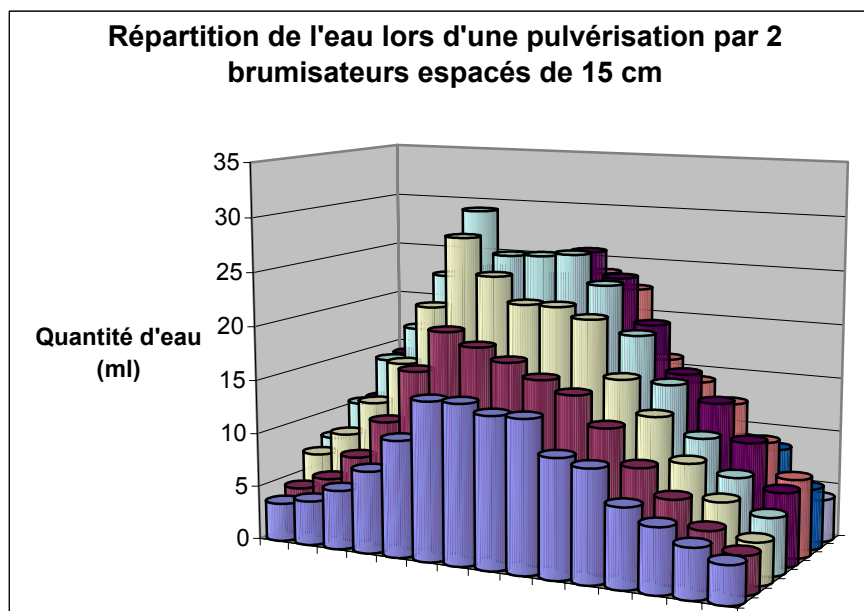
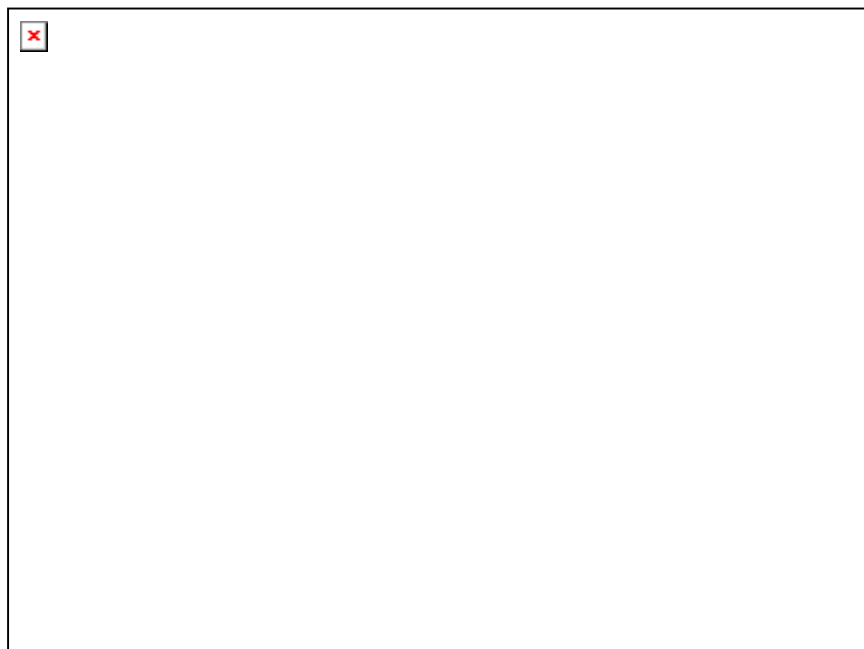
Utilisation de 120 piluliers de 3.7 cm de diamètre

Réseau de 15 × 8 piluliers soit une surface de 55.5 cm × 29.6 cm

Hauteur de pulvérisation : **58 cm**

Durée de pulvérisation : **5 minutes**

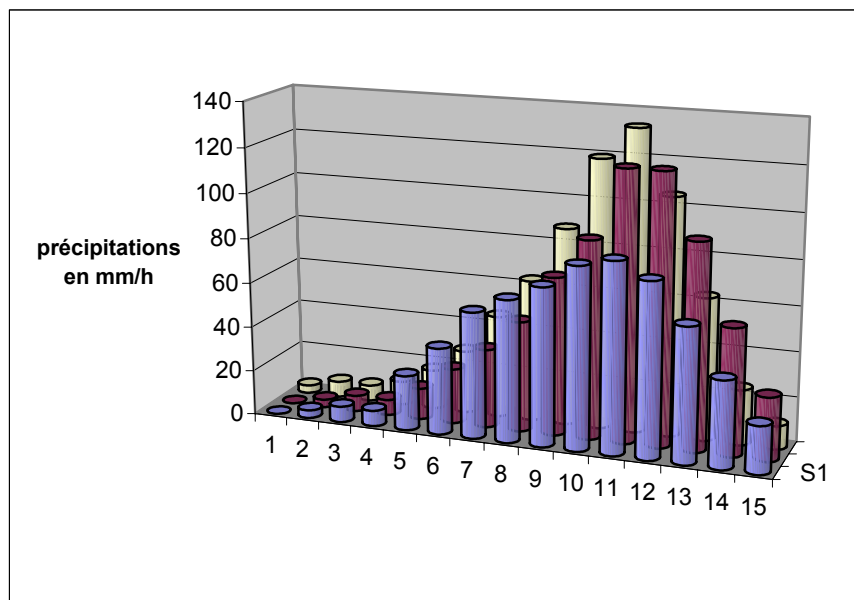
2 brumisateurs espacés de 15 cm



✓ *Précipitations obliques*

Répartition de la pulvérisation avec une seule rampe de 10 buses espacées de 20 cm chacune.

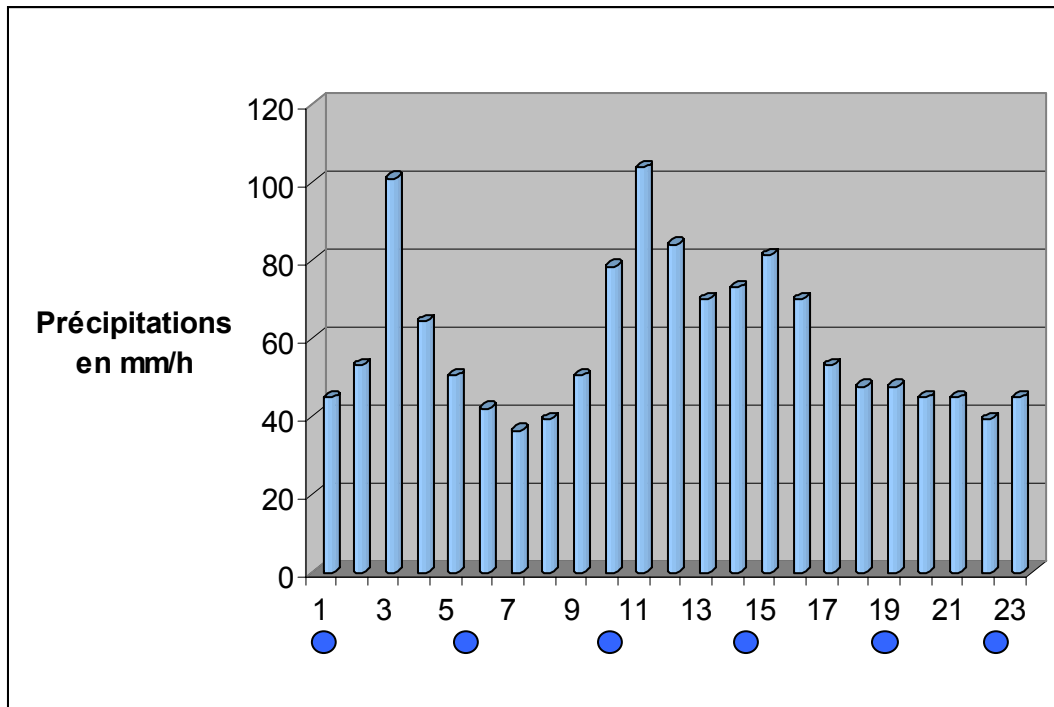
- Hauteur d'arrosage (entre buse et haut de bassine = **39 cm**)
- Angle de brumisation = **47°** avec l'horizontale.
- Utilisation du tube PVC percé.
- Sélection des buses donnant un débit proche
- Durée de brumisation = 8 minutes



✓ *Précipitations obliques « in situ »*

Répartition de la pulvérisation avec une seule rampe de 10 buses espacées de 20 cm chacune.

- Hauteur d'arrosage (entre buse et haut de bassine = **40 cm**)
- Angle de brumisation = **45°** environ avec l'horizontale.
- Utilisation du tube PVC percé.
- Sélection des buses donnant un débit proche
- Durée de brumisation = 10 minutes.



Annexe IV-2

Planning de l'expérience sur la dégradation des versants périglaciaires.

Calendrier 2006

JANVIER	FEVRIER	MARS	AVRIL	MAI	JUIN
1 D JOUR de l'AN	1 M Ella	1 M Andres	1 S Gues	1 L du TRAVAIL	1 J Justin
2 L Basile	2 J Présentation	2 J Charles le B.	2 D Andrine	2 M Vis	2 V Andine
3 M Geneviève	3 V Aise	3 V Anolé	3 L Hard	3 M l., Jacq.	3 S Vin
4 M Odilon	4 S onique	4 S 4 Simir	4 M dore	4 J vain	4 D TECOTE
5 J Edouard	5 D 1 the	5 D ye	5 M ne	5 V dith	5 L or 23
6 V Epiphanie	6 L ston	6 L ette	6 J cellin	6 S udence	6 M bert
7 S Raymond	7 M génie	7 M cité	7 V B. de la S.	7 D éie	7 M bert
8 D Lucien	8 M aveline	8 M n de Dieu	8 S 9 e	8 L 13 TOUTRE 45	8 J dard
9 L Alix	9 J poline	9 J ngoise	9 D meaux	9 M côme	9 V éne
10 M Guillaume	10 V eaud	10 V en	10 L bert	10 M ange	10 S ndry
11 M Paulin	11 S D. Lourdes	11 S sine	11 M nislas	11 J elle	11 D rnabé
12 J Tatiana	12 D ix	12 D 5	12 M es	12 V an.-d'Arc	12 L y 24
13 V Yvette	13 L atrice	13 L rigrue	13 J e	13 S lande	13 M toine de P.
14 S Nina	14 M 2 entin	14 M childe	14 V ndredi Saint	14 D thias	14 M sée
15 D Rémi	15 M aude	15 M ise	15 S 10 erne	15 L nise	15 J rmaine
16 L Marcel	16 J enne	16 J édicate	16 D QUES	16 M noré	16 V r. Régis
17 M Roseline	17 V xis	17 V rrice	17 L 11 de PAQUES	17 M scal	17 S rvé
18 M Prisca	18 S nadette	18 S 6 ille	18 M fait	18 J c	18 D des Pères
19 J Marius	19 D bin	19 D eph	19 M ma	19 V as	19 L 16 muald 25
20 V Sébastien	20 L née	20 L NTEMPS	20 J ette	20 S nardin	20 M vère
21 S Agnès	21 M Damien	21 M rmence	21 V elme	21 D nstantin	21 M E
22 D Vincent	22 M 3 belle	22 M 7	22 S xandre	22 L 14 ile	22 J an
23 L Barnard	23 J care	23 J orien	23 D orges	23 M dier	23 V drey
24 M Fr. de Sales	24 V deste	24 V h. de Suè.	24 L èle	24 M natien	24 S an-Bapt.
25 M Conv. S. Paul	25 S méo	25 S nciation	25 M rc	25 J CENSION	25 D spper
26 J Paul	26 D stor	26 D issa	26 M da	26 V renger	26 L helme 26
27 V Angèle	27 L norine	27 L oib	27 J a	27 S gustin	27 M nand
28 S Th. d'Aquin	28 M rdi-Gras	28 M rtran	28 V 12 air du Souv.	28 D des Mères	28 M née 17
29 D Gildas		29 M adys	29 S h. de Si.	29 L mar	29 J rre, Paul
30 L Martine		30 J édée	30 D bert	30 M rdinand	30 V rtial
31 M Marcelle		31 V jamin		31 M itation	

GEL n°
DEGEL

2006

Calendrier 2006

JUILLET	AOUT	SEPTEMBRE	OCTOBRE	NOVEMBRE	DECEMBRE
1 S terry	1 M honse	1 V es	1 D ér. de l'E.	1 M USSAINT	1 V rence
2 D rtinien	2 M en-Eym.	2 L grid	2 L rger	2 J unt	2 S riane
3 L 18 omas	3 J die	3 D 25 goire	3 M rard	3 V bert	3 D ent
4 M rent	4 V M. Vianney	4 L 36 alie	4 M d'Assise	4 S arles	4 L rbara 49
5 M coine	5 S al	5 M issa	5 J eur	5 D lvie	5 M rald
6 J riette	6 D 21 nfiguration	6 M rtrand	6 V uno	6 L rtille	6 S colas 45
7 V 7 oul	7 L étan	7 J rine	7 S rge	7 M rine	7 J nbroise
8 S abault	8 M inique	8 V 26 vité N.-D.	8 D rlagie	8 M offroy	8 V n. Concept.
9 D andine	9 M our	9 S in	9 L nis	9 J 31 éodore	9 S rre Fourier
10 L ich	10 J 28 urent	10 D 29 s	10 M islain	10 V on	10 D rmaric
11 M noît	11 V ire	11 L 37 elphe	11 M min	11 S 11 MISTICE 18	11 L iniel 50
12 M vier	12 S rrisse	12 M ollinaire	12 J lfried	12 D ristian	12 M an. Fr.-Ch.
13 J 19 nri, Joël	13 D 22 polyte	13 M 27 né	13 V raud	13 L ce	13 M cie
14 V 14 TE NAT.	14 L 22 ard	14 J 33 Ste Croix	14 S ste	14 M oine	14 J ille
15 S nald	15 M 15 SOMPTION	15 V and	15 D ér. d'Avila	15 M bert	15 V non
16 D 16 Mt-Carmel	16 M nel	16 S 16 th	16 L 42 eige	16 J rguerite	16 S ce
17 L arlotte	17 J acinthe	17 D 17 gaud	17 M udoin	17 V sabeth	17 D él 34
18 M déric	18 V ène	18 L 38 ège	18 M c	18 S de	18 L tien 51
19 M sène	19 S an-Eudes	19 M ille	19 J né	19 D nquy	19 M bain
20 J rina	20 D 20 rard	20 M 28 vy	20 V eline	20 L 47 mond	20 M rraham
21 V tor	21 L 21 ristothe	21 J 34 thieu	21 S line	21 M s. Marie	21 J rre C.
22 S rie-Mad.	22 M rrice	22 V urice	22 D 22 die	22 M cile	22 V VER
23 D 23 gitte	23 M se de L.	23 S 23 TOMNE	23 L an de C.	23 J iment	23 S mand
24 L ristine	24 J 30 thélemy	24 D 24 sde	24 M rrentin	24 V ra	24 D éle
25 M cques	25 V 23 Luis	25 L 39 rmann	25 M épin	25 S th. L.	25 L 25 EL 35
26 M ne, Joach.	26 S 23 tacha	26 M 38 me, Dam.	26 J rmitri	26 D rist Roi	26 M enne
27 J thalie	27 D 27 nique	27 M c. de P.	27 V eline	27 L verin	27 M an
28 V mson	28 L 28 gustin	28 J 35 nceslas	28 S mon, Jude	28 M cq. de la M.	28 J ncents
29 S rthe	29 M 29 bine	29 V 29 hel	29 D 30 rdisse	29 M turnin	29 V vid
30 D 30 ette	30 M 30 cre	30 S 30 ôme	30 L 44 envenue	30 J dré	30 S rger
31 L ace de L.	31 J 31 stide		31 M rrentin		31 D 31 vestre

GEL n°
DEGEL

2006

Annexe IV-3*Protocole type.***Manipe MORPHO****CYCLE 18 ; Date : 05 et 06/07/06**

	M1	M2
Heure d'arrêt de la chambre	05/07/06 à 14h20	
Heure d'extraction de données	16h45	
Heure d'acquisition topographique 1	14h10	14h40
Heure & Quantité d'eau pulvérisée (ml)	05/07 à 15h20 ; 500 ml	05/07 à 15h15 ; 500 ml
Heure & Quantité de glace pilée ajoutée (g)	15h50 1300 g	15h50 1300 g
Epaisseur dégelée avant pulvérisation	HAUT : 5.5 à 6 cm MILIEU : 4 à 5 cm	HAUT : 5 à 7 cm MILIEU : 3.5 cm
Heure de déclenchement	06/07 à 10h50	06/07 à 11h05
Débit de pulvérisation	70 L/h	
Durée de pulvérisation	3 minutes	
Quantité d'eau récupérée en aval (ml)	4496 ml	4674 ml
Quantité de matériau sorti du système	28 g	30 g
Mesures de briquettes (oui/non)	06/07/06 à 15h10	06/07/06 à 15h10
Heure d'acquisition topographique 2	06/07 13h35	06/07 14h00
Heure & Quantité d'eau pulvérisée (ml)	15h30 500 ml	15h30 500 ml
Heure de mesure des teneurs en eau (echo 10)	15h45	
Teneurs en eau (mV)	Echo9 = 404 Echo10 = 445 Echo11 = 631 Echo12 = 494	Echo1 = 436 Echo2 = 427 Echo3 = 751 Echo4 = 609
Epaisseur dégelée avant nouveau gel (cm)	HAUT : 10 cm MILIEU : 5 à 7 cm	HAUT : 10-12 cm MILIEU : 6 à 6.5
Heure de mise en marche de la chambre	15h50	
Commentaires	<u>Aucune évolution morphologique significative du versant</u>	<u>Aucune évolution morphologique significative du versant</u>
Bilan d'eau	(+) 1304 ml	(+) 1126 ml

Annexe V-1

Mesures des teneurs en eau du sol.

Teneur en eau du matériau mesurées à la fin de chaque dégel

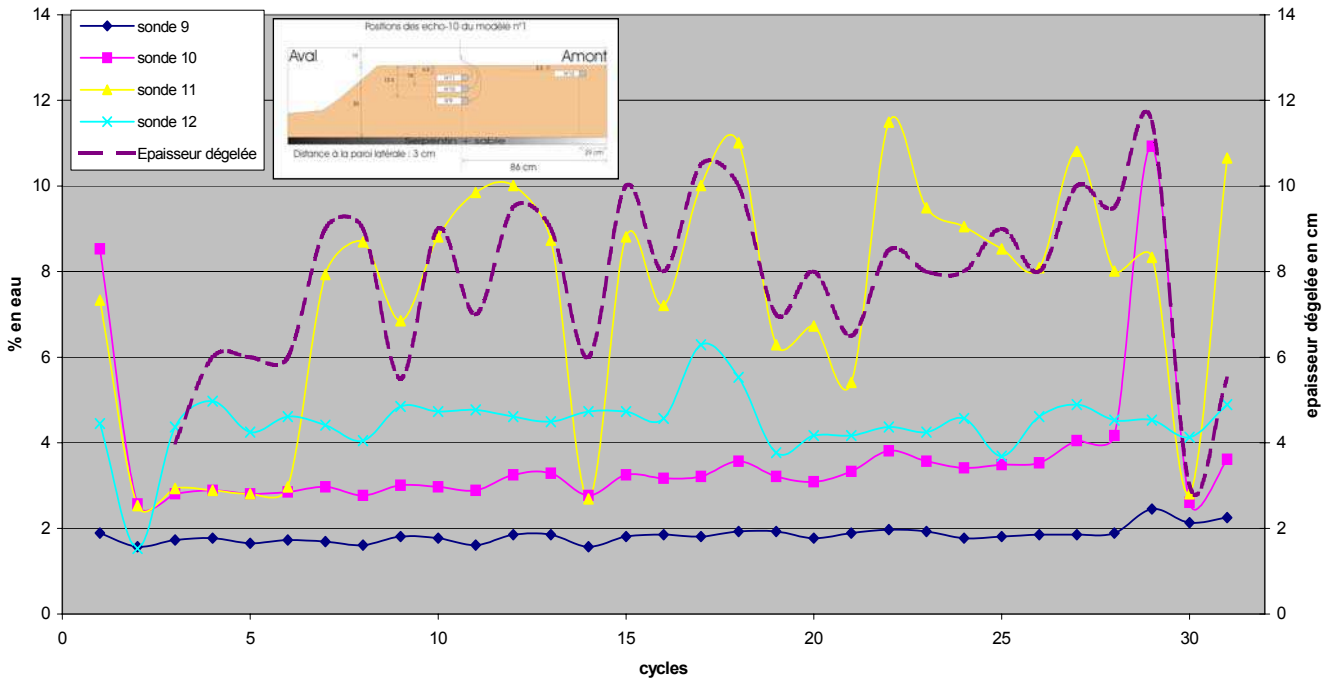


Figure 1 : Données du modèle M1

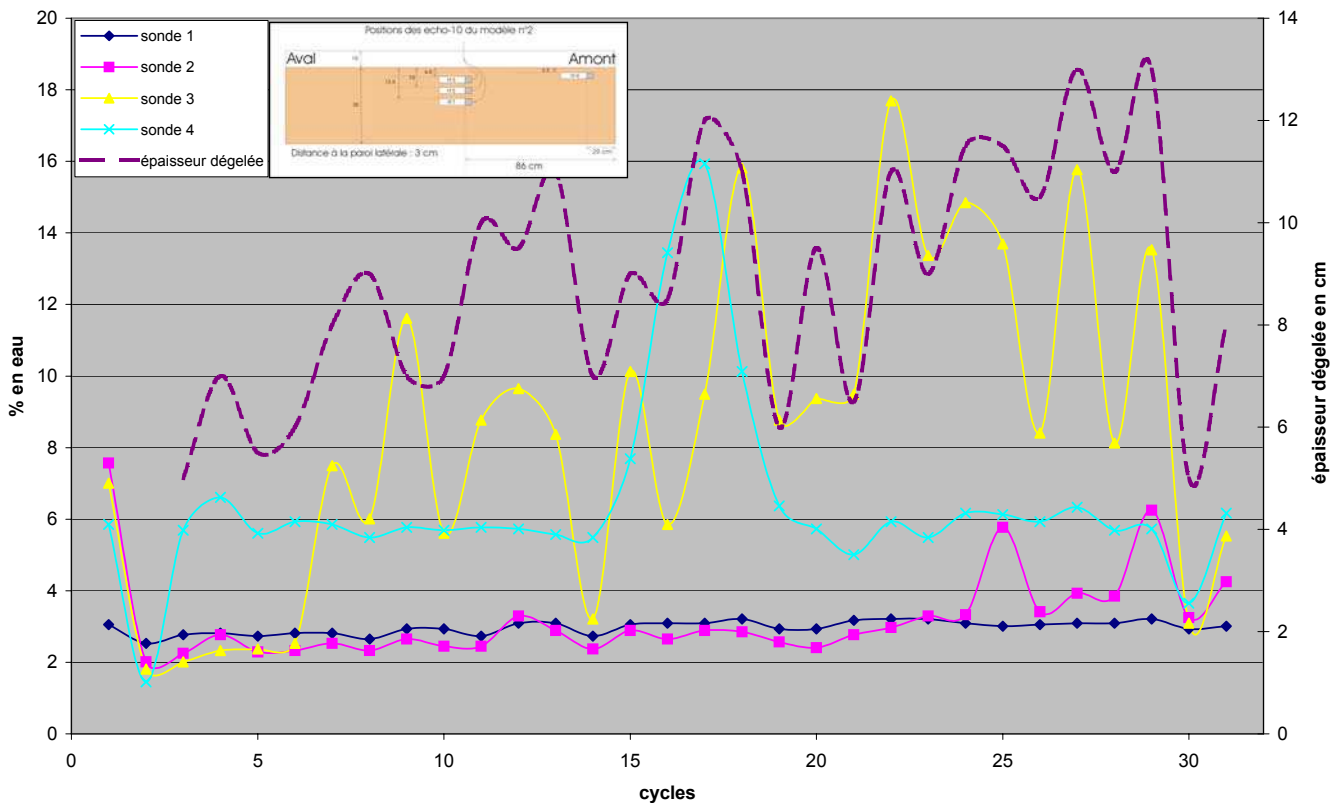


Figure 2 : Données du modèle M2

Annexe V-2

Etude de la cryoexpulsion.

Objectifs

L'objectif est de déterminer l'influence des cycles gel/dégel sur la structure interne d'un sol hétérométrique par l'intermédiaire d'une étude sur les variations de la granulométrie du sol. Le rôle de la teneur en eau sur l'efficacité du processus de migration des éléments grossiers du sol, est également considéré.

Protocole expérimental

Des échantillons du sol utilisé pour constituer les grands versants expérimentaux, sont placés dans des boîtes (9.9 x 19.8 x 9 cm) et contraints à des cycles gel/dégel. Trois séries de 12 boîtes sont constituées (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). Pour chaque série, la teneur en eau du matériau est différente :

- ✓ Série A : 15 %
- ✓ Série B : 10 %
- ✓ Série C : 5 %



Figure 1 : Trois séries (A, B et C) de 12 bacs chacune.

Pour chaque série, des boîtes-test sont réalisées. Elles contiennent deux capteurs de température et un capteur de teneur en eau (*Figure*). Ces boîtes-test sont placées dans les mêmes conditions et permettent de suivre les front de gel et de dégel d'une part et la teneur en eau de l'échantillon d'autre part. L'objectif est ici de maintenir constante la teneur en eau du matériau au cours de l'expérience et des cycles gel/dégel.

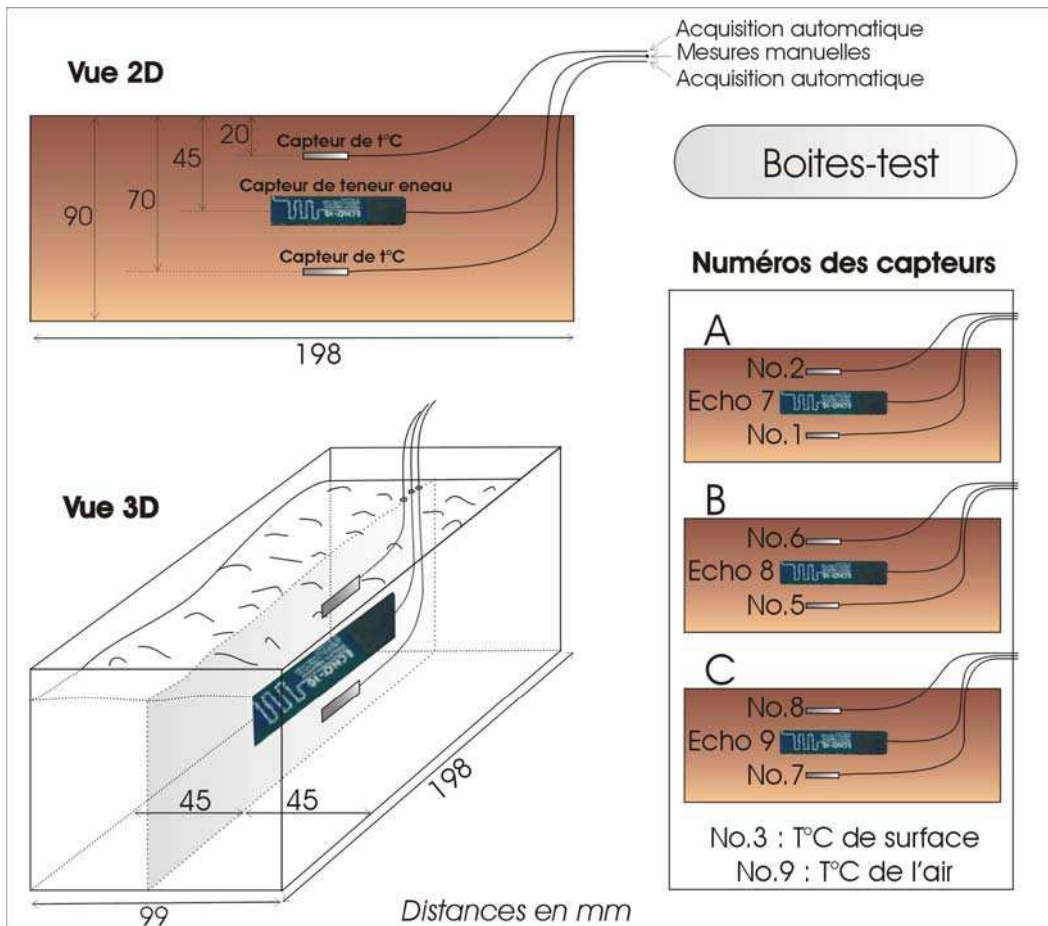


Figure 2 : Capteurs équipant les boites-test.

Le protocole consiste à effectuer des granulométries à différentes profondeurs dans la boîte. Pour cela, les boîtes de chaque série sont scier en trois tranches de 3 cm, lorsque le matériau est encore gelé, tous les 5 cycles (cycles 5, 10, 15...) (Figure).

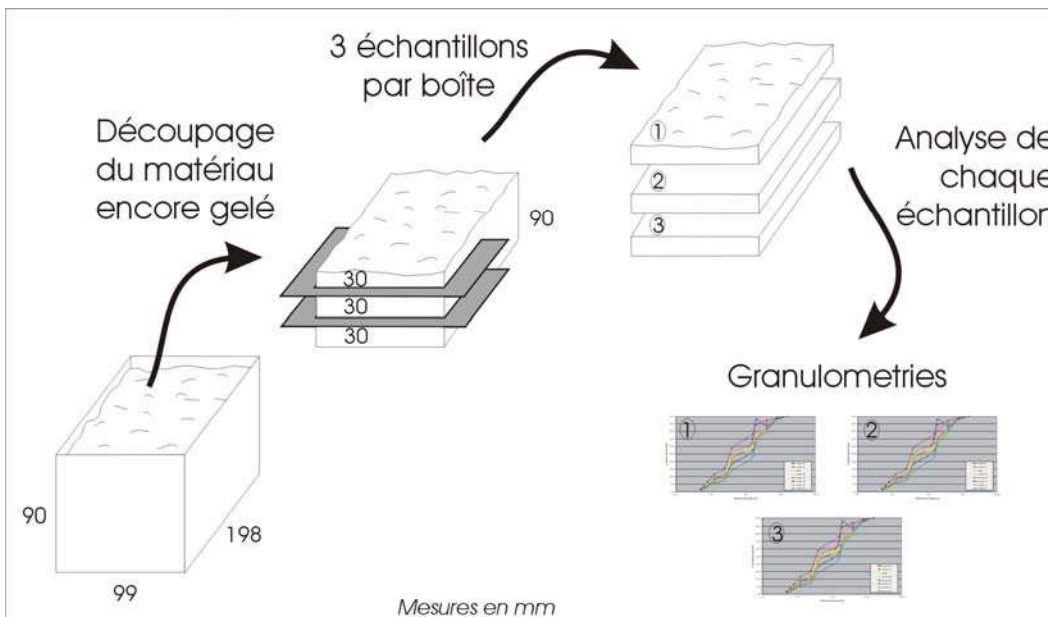


Figure 3 : Protocole de découpage des échantillons.



Figure 3 : Tranches de matériau découpées dans les boîtes

Initialement, chaque bac (quelque soit la série) est rempli d'une même quantité de matériau (2486 g). Le volume occupé par le matériau est le même pour l'ensemble des boîtes. Le poids du bac étant de 114 g le poids total du bac est de 2600 g. En revanche, le poids d'eau varie d'une série à l'autre (Série A : 375 g ; Série B : 250 g ; Série C : 125 g). Au final on a un poids total (à maintenir constant au cours des cycles) :

- ✓ Série A (15%) : 2975 g
- ✓ Série B (10%) : 2850 g
- ✓ Série C (5%) : 2725 g

Au cours de l'expérience, des photos de la surface sont prises régulièrement.

Résultats

Les comportements du sol sont nettement différents d'une série à l'autre. Les observations majeures sont faites :

1. Un tassement se produit dès le premier cycle de gel. Il est d'autant plus important que la teneur en eau de l'échantillon est forte. Il atteint 2 cm après 20 cycles pour l'échantillon dont la teneur est de 15%.
2. L'accumulation des éléments grossiers à la surface des échantillons est très nette. Elle est d'autant plus marqué que la teneur en eau du matériau est faible (figure 5).



Surfaces des bacs 6A, 6B et 6C après 10 cycles

Figure 5 : surface des échantillons après 10 cycles gel/dégel.

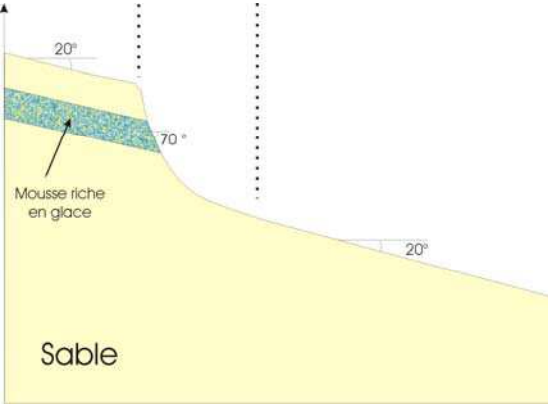

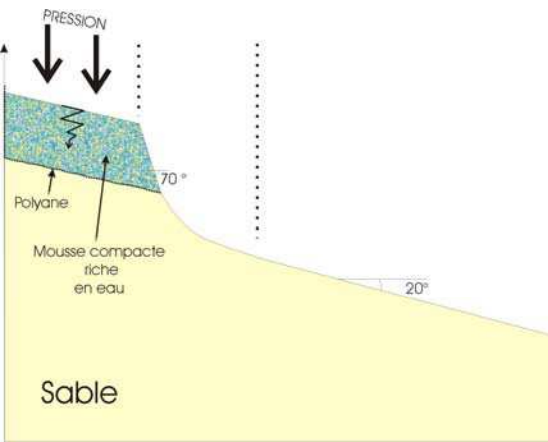

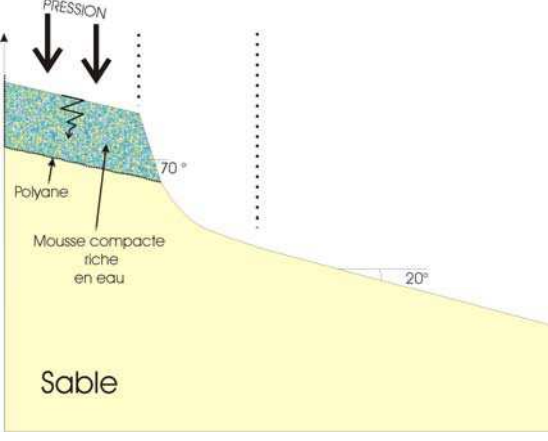

Ces résultats visuels sont très marquants. En revanche les données de granulométrie n'ont pu être exploitées pour le moment suite à l'action importante de la gélifraction (figure 5) perturbant de manière significative les données granulométriques. Les données restent malgré tout en cours de traitement.

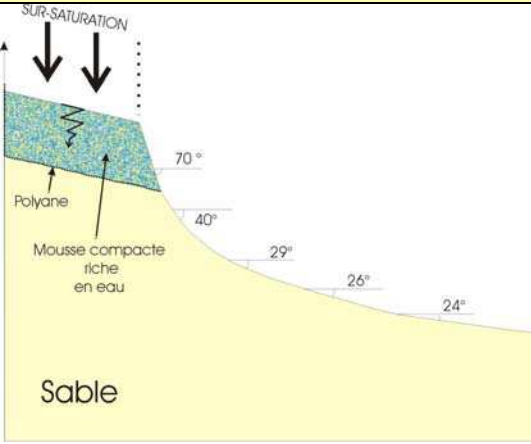

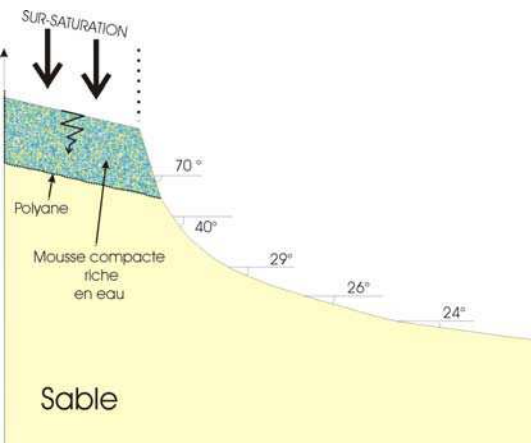

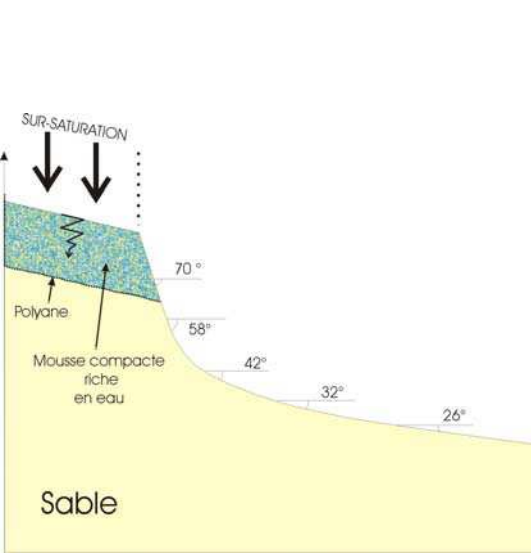



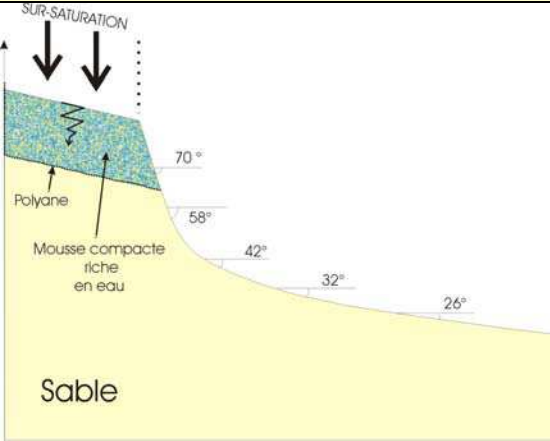

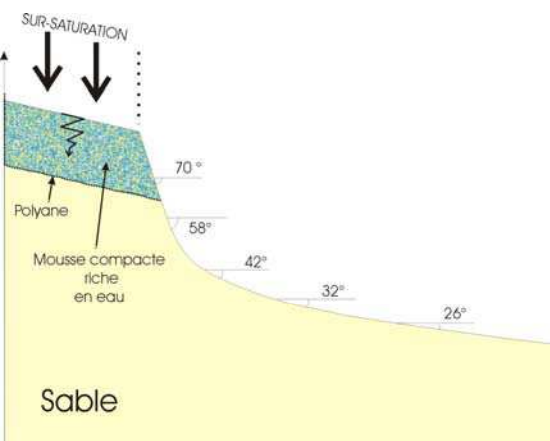

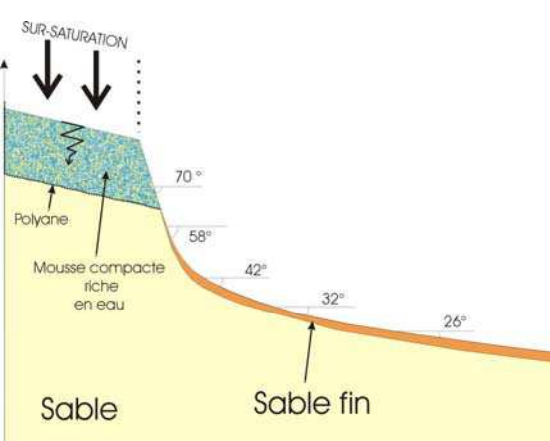

Figure 5 : gélifraction des éléments grossiers à la surface de l'échantillon.

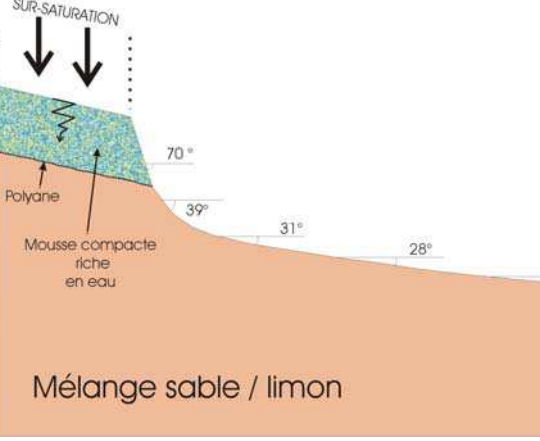

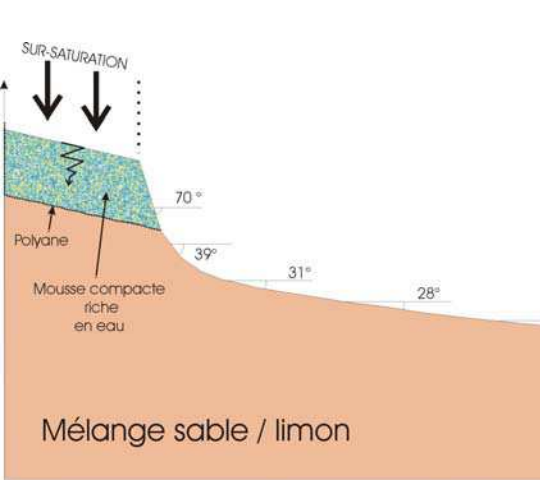

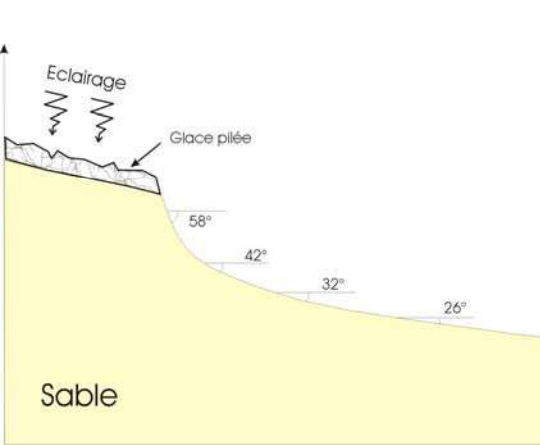

Annexe VI-1

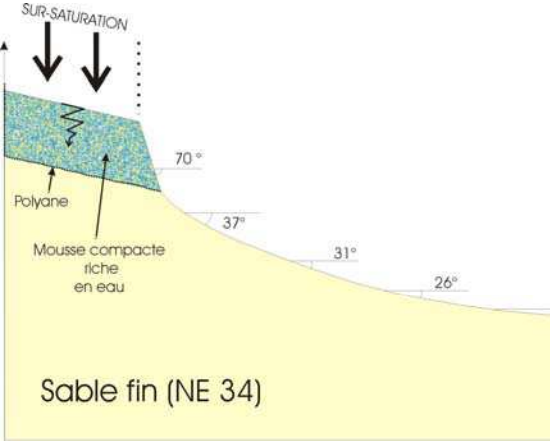

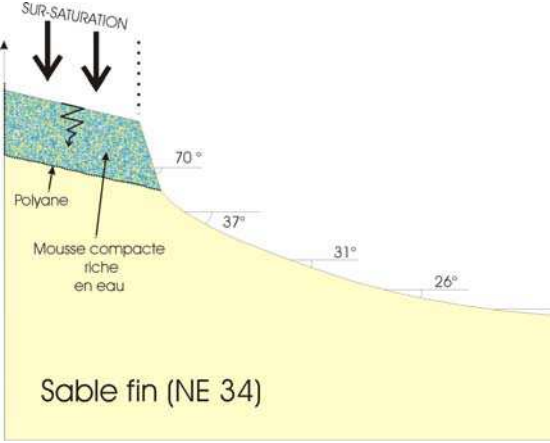

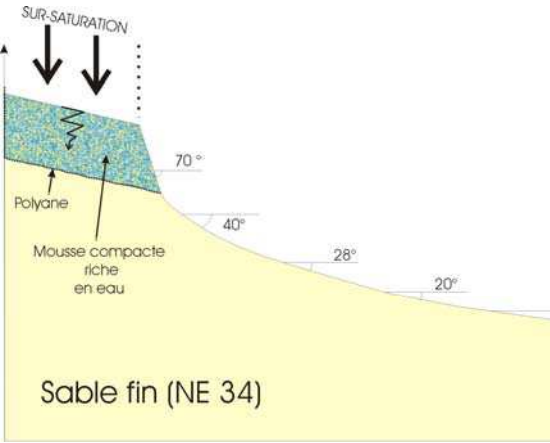
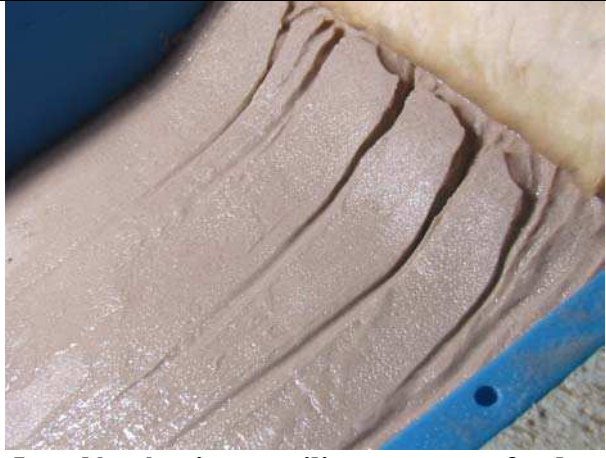
Bilan des expériences préliminaires menées sur les martian gullies.

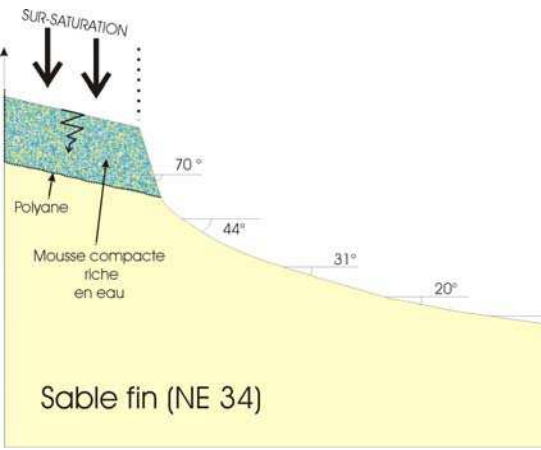
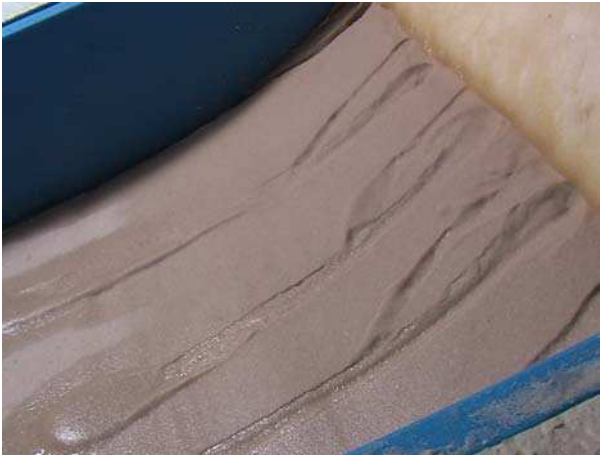
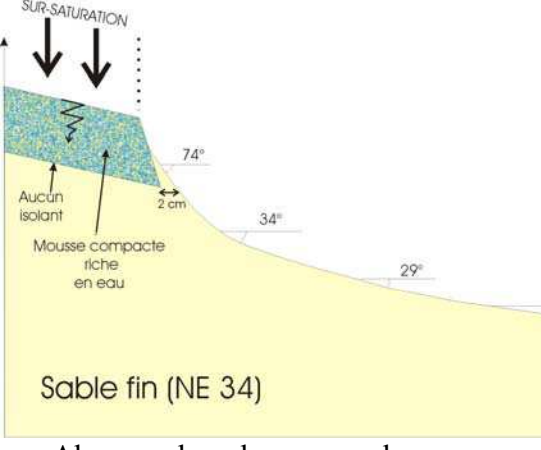

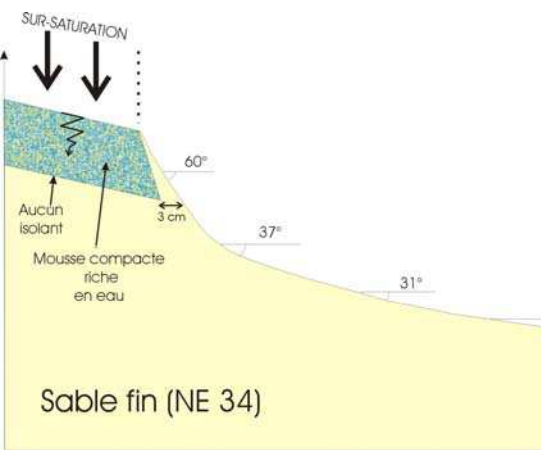

Expérience	Matériau	Topo/morphologie	Type de déclenchement
1	Sable de Bayeux		 <p>Aucun déclenchement !!! Seulement de la fonte de glace et de l'infiltration d'eau</p>
2	Sable de Bayeux		 <p>3 à 4 coulées non rectilignes initiées à la base de la mousse. Incision de 2 à 4 cm et formation de lobes volumineux.</p>
3	Sable de Bayeux		 <p>3 coulées individualisées, rectilignes sur toute la longueur du modèle. Présence de levées nettes</p>
	Sable de		

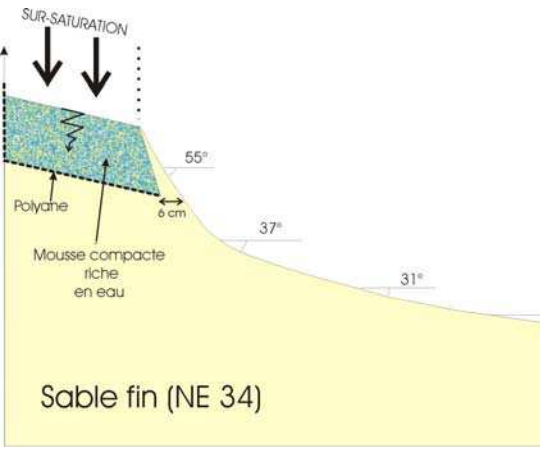

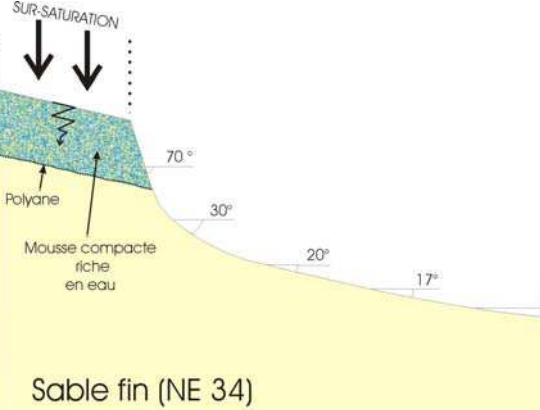

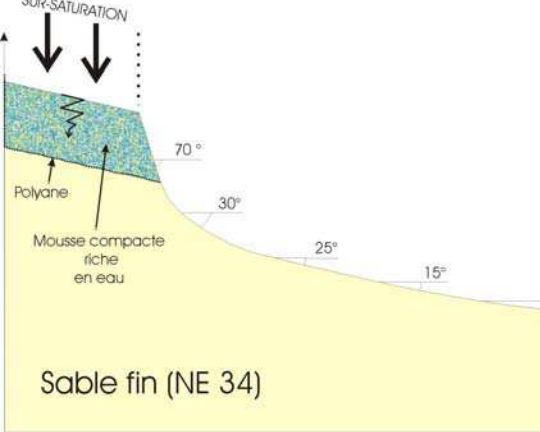
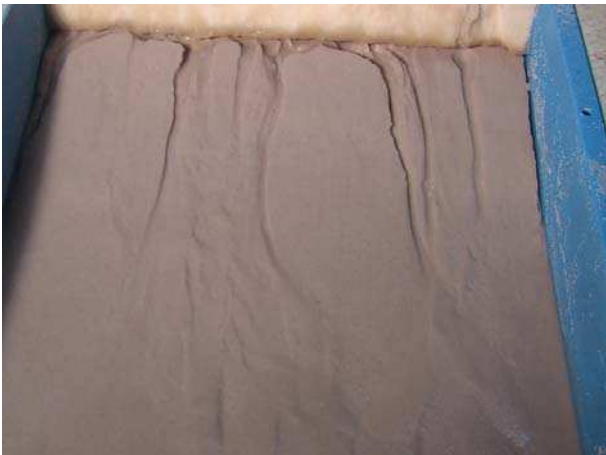
Expérience	Matériau	Topo/morphologie	Type de déclenchement
4	Bayeux	 <p data-bbox="494 616 702 649">Pente forte : 40°</p>	 <p data-bbox="893 638 1592 745">Coulées diffuses sur toute la largeur du modèle. Elles convergent pour ne former plus qu'une seule coulée 2 cm en aval de la corniche</p>
5	Sable de Bayeux	 <p data-bbox="534 1225 670 1258">Eau froide</p>	 <p data-bbox="893 1243 1592 1317">Coulées diffuses peu profondes initiées sur toute la largeur du modèle. Coulées entrecroisées avec levées</p>
6	Sable de Bayeux	 <p data-bbox="494 1908 702 1942">Pente forte : 60°</p>	 <p data-bbox="933 1803 1592 1881">Quelques coulées au départ rectiligne puis convergentes. Incision de 2 cm. Coulées digitées</p>
7	Sable de Bayeux		

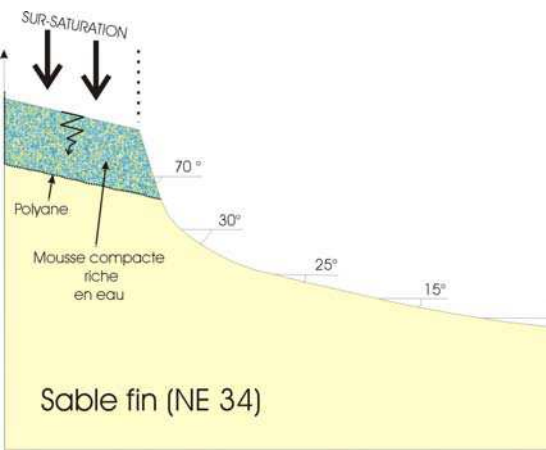

Expéri ence	Matériau	Topo/morphologie	Type de déclenchement
			 <p data-bbox="922 636 1592 743"><u>2 coulées parfaitement rectilignes</u>, peu profondes, avec <u>levées et lobe terminal</u> puis qq <u>coulées rectilignes plus courtes</u></p>
8	Sable de Bayeux	 <p data-bbox="367 1263 836 1303">Test de reproductibilité de l'essai 7</p>	 <p data-bbox="909 1276 1596 1352"><u>3 coulées peu rectilignes</u>, peu profondes, avec <u>levées et lobe terminal</u>.</p>
9	Sable de Bayeux	 <p data-bbox="338 1823 868 1908">Saupoudrage de 3 mm de sable fin NE 34</p>	 <p data-bbox="1117 1836 1394 1877"><u>Très grosse incision</u></p>

Expérience	Matériau	Topo/morphologie	Type de déclenchement
10	Mélange sable de Bayeux (2/3) et limon (1/3)		 <p><u>4 coulées très étroites et rectilignes avec levées symétriques lobes terminal quasi-absent</u></p>
11	Mélange sable de Bayeux (2/3) et limon (1/3)	 <p>Test de reproductibilité</p>	 <p><u>coulées étroites et rectilignes avec levées symétriques lobes terminal quasi-absent</u></p>
12	Sable de Bayeux	 <p>250 ml de glace déposée sur Corniche</p>	 <p><u>La fonte de la glace est trop lente</u> donc l'apport d'eau est insuffisant</p>

Expérience	Matériau	Topo/morphologie	Type de déclenchement
13	Sable fin NE 34	 <p>Sable fin (NE 34)</p>	 <p>Plusieurs coulées très volumineuses avec forte incision en amont et aucune incision en aval. Très gros lobes complexes. Epaisseur dégelée est trop grande d'où une trop forte mobilisation de sable</p>
14	Sable fin NE 34	 <p>Sable fin (NE 34)</p>	 <p>7 coulées étroites rectilignes peu profondes. Pas ou peu de levées ; Lobes très larges</p>
15	Sable fin NE 34	 <p>Sable fin (NE 34)</p>	 <p>5 coulées étroites rectilignes peu profondes. Aucune levée ; Lobes très diffus quasi inexistant. Le sable est sur-saturé donc trop glacé en surface.</p>

Expéri ence	Matériau	Topo/morphologie	Type de déclenchement
16	Sable fin NE 34	 <p>Sable fin (NE 34)</p>	 <p>3 coulées principales rectilignes avec levées et lobes frontaux</p>
17	Sable fin NE 34	 <p>Sable fin (NE 34)</p> <ul style="list-style-type: none"> - Absence de polyane sous la mousse - paroi de mousse recouverte de sable 	 <p>1 coulée très diffuse + ruissellement diffus sur toute surface du sable. Sable trop gelé et trop glacé</p>
18	Sable fin NE 34	 <p>Sable fin (NE 34)</p> <p>Epaisseur de sable plus épaisse au niveau de la mousse.</p>	 <p>Aucune coulée !! Infiltration de l'eau sous la mousse en l'absence de polyane</p>

Expérience	Matériau	Topo/morphologie	Type de déclenchement
19	Sable fin NE 34	 <p>SUR-SATURATION</p> <p>55°</p> <p>6 cm</p> <p>37°</p> <p>31°</p> <p>Polyane</p> <p>Mousse compacte riche en eau</p> <p>Sable fin (NE 34)</p> <p>plastique imperméable sous la mousse</p>	 <p>Aucune coulée !! sous-écoulement latéral</p>
20	Sable fin NE 34	 <p>SUR-SATURATION</p> <p>70°</p> <p>30°</p> <p>20°</p> <p>17°</p> <p>14°</p> <p>Polyane</p> <p>Mousse compacte riche en eau</p> <p>Sable fin (NE 34)</p>	 <p>4 coulées rectilignes avec levées Lobes assez volumineux</p>
21	Sable fin NE 34	 <p>SUR-SATURATION</p> <p>70°</p> <p>30°</p> <p>25°</p> <p>15°</p> <p>Polyane</p> <p>Mousse compacte riche en eau</p> <p>Sable fin (NE 34)</p>	 <p>3 coulées peu profondes sans levées mais avec lobes très larges et diffus. Coulées limpides</p>

Expérience	Matériau	Topo/morphologie	Type de déclenchement
22	Sable fin NE 34		 <p data-bbox="890 824 1374 864">Réseau de coulées avec connections.</p> <p data-bbox="991 898 1517 938">Très petites levées et légères sinuosités</p>

Exp	Matériau	Morpho	Syst. Alim.	Prof. Couch active (mm)	Qté d'eau apportée (ml)	Nbre de coulées > 5cm	Chenal (cm)						Levées (cm)						Lobes (cm)				Conn- e- ctions	Sinu- osité					
							Long. Totale	Larg. Moy	Surf tot	Incision			Haut.	Larg.	Long.	Surf	Vol	Epais	Long.	Larg.	Surf	Vol							
										Larg.	Prof	Long.													Vol				
8a	+ limon (1/3)	2	D	4 à 10	360	7	28	0,8	22,4	0,1	9	1	0,15	0,15	20	3	0,45	0,15	1	1	1	0,2	N	N					
							>170	2,9	"	0,4	32	37	0,05	0,05	25	1,25	0,06	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	
							48	1,2	57,6	0,2	9	2	0,15	0,15	17	2,55	0,08	0,2	6	1,9	11,4	2,0	6	1,9	11,4	2,0	N	O	
							46	1,2	55,2	0,2	4	1	0,1	0,1	15	1,5	0,05	0,15	3,1	1,6	4,86	0,7	1,6	4,86	0,7	N	N		
							16	1	16	0,2	10	2	0,15	0,15	8	1,2	0,08	0,15	1,7	1,5	2,55	0,4	1,5	2,55	0,4	O	O		
							40	1	40	0,4	25	10	0,2	0,2	25	5	1,00	0,2	1,5	1,4	2,1	0,4	1,4	2,1	0,4	O	O		
							95	2	190	0,4	25	20	0,25	0,25	80	28	7,00	0,3	3,6	3	10,8	3,2	3,6	10,8	3,2	N	O		
							36	1,3	46,8	0,2	8	2	0,2	0,2	15	1,75	0,75	0,3	2,8	1,6	4,48	1,0	1,6	4,48	1,0	N	N		
							130	2,8	364	0,5	50	70	0,2	0,2	101	25,25	5,05	0,3	12	2,5	3,0	9	0,3	12	2,5	3,0	9	O	O
							60	0,4 à 1,5	60	0,3	14	4	0,2	0,2	40	14	2,80	0,3	4,1	1,2	4,92	1,5	1,2	4,92	1,5	N	N		
8b	Sable (2/3) + limon (1/3)	2	D	2 à 10	280	7	130	3,2	416	0,4	49	67	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"					
							41	2,2	90,2	0,4	14	12	0,4	0,4	23	3,2	3,68	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"		
							38	2,1	79,8	0,35	16	12	0,2	0,2	25	5,25	1,05	0,3	2,2	2,2	4,84	1,5	2,2	4,84	1,5	N	N		
							82	2,1	172	0,35	30	22	0,3	0,3	58	28	6,70	0,3	3,3	1,6	5,28	1,6	3,3	1,6	5,28	1,6	N	N	
							42	2,2	92,4	0,25	22	12	0,3	0,3	16	7,2	2,16	0,4	5	3,6	18	7,2	5	3,6	18	7,2	N	O	
							53	2,6	138	0,35	25	27	0,225	0,225	23	6,9	1,55	0,5	6,1	7,2	43,9	2,2	6,1	7,2	43,9	2,2	N	O	
							41	"	"	0,4	10	"	0,2	0,2	3	0,75	0,15	0,2	1,7	1,7	2,89	0,6	1,7	1,7	2,89	0,6	N	O	
							57	1,2	68,4	0,6	7	5	0,2	0,2	28	5,6	1,12	0,15	1,5	1,5	2,25	0,3	1,5	1,5	2,25	0,3	N	O	
							37	1,4	51,8	0,6	4	3	0,15	0,15	13	1,95	0,29	0,15	4,2	2,5	10,5	1,6	4,2	2,5	10,5	1,6	N	O	
							8c	Sable (2/3) + limon (1/3)	2	D	2 à 5	240	6	9	1,1	3,9	0,6	1,5	1	0,15	0,15	2	0,3	0,05	0,15	1	1	1	0,2
44	0,7 à 2,9	79,2	0,6	8	9	0,4								0,4	37	16,65	6,66	0,4	5	5,5	27,5	11	5	5,5	27,5	11	O	O	
36	1,2	43,2	0,6	8	6	0,2								0,2	5	1	0,20	0,3	3	3	9	2,7	3	3	9	2,7	O	O	
>100	1,8	"	0,6	10	11	0,35								0,35	90	31,5	11,02	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	
12	0,8	9,6	0,25	11	2	"								"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	
6	0,8	4,8	0,2	4,5	1	"								"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	
23	0,9	20,7	0,3	4	1	0,2								0,2	15	3	0,60	0,25	6,1	3,5	21,4	5,3	6,1	3,5	21,4	5,3	N	N	
11,7	0,7	8,19	0,2	5	1	"								"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	"	
46	1,25	57,5	0,1	22	3	0,2								0,2	26	5,2	1,04	0,15	1,2	1,2	1,44	0,2	1,2	1,2	1,44	0,2	N	O	
8d	Sable (2/3) + limon (1/3)	2	F	?	720	3								139	2,1	292	0,1	47	10	0,25	0,25	99	29,7	7,47	0,3	6	4,5	27	8,1
							44	1,3	57,2	0,1	15	2	0,1	0,1	18	2,7	0,27	0,2	1,4	1,4	1,96	0,4	1,4	1,96	0,4	N	O		
							29	1,2	34,8	0,2	20	5	0,2	0,2	4	1,6	1,20	0,2	4	2,2	8,8	1,8	4	2,2	8,8	1,8	N	O	

Esp	Matériau	Morpho	Syst. Alim.	Prof. Couch active (mm)	Qté d'eau apportée (ml)	Mbre de coulées > 5cm	Chenal (cm)				Levées (cm)				Lobes (cm)				Conn- e- tion s	Sinu- osité					
							Long. Totale	Larg. Moy	Surf tot	Incision		Haut.	Larg.	Long.	Surf.	Vol.	Epais.	Long.			Larg.	Surf.	Vol.		
							Larg.	Prof	Long.	Vol															
9d	Sable (2/3) + limon (1/3)	2	F	1	1165	6	46	1.25	57.5	0.1	22	3	0.2	0.2	26	5.2	1.04	0.15	1.2	1.44	0.2	N	O		
							139	2.1	292	0.1	47	40	0.25	0.3	99	29.7	7.43	0.3	6	4.5	27	0.0	N		
							44	1.3	57.2	0.1	15	2	0.1	0.15	18	2.7	0.27	0.2	1.4	1.96	0.4	N	O		
							29	1.2	34.8	0.2	20	5	0.2	0.4	15	6	1.20	0.2	4	2.2	8.8	1.8	N	O	
							146	4.2	613	0.05	22	5	"	"	"	"	####	0.2	10	8	80	16	N	N	
10a	"	3	F	1	1021	1	80	1.3	104	0.05	10	1	0.1	0.1	51	8.1	0.51	0.2	2.8	7.84	1.6	N	N		
							40	0.2 à 1.8	40	0.1	19	2	"	"	"	"	"	0.2	12	4	48	3.6	0.0	O	
							70	0.75	52.5	2	0.1	30	6	0.1	0.25	30	7.5	0.75	0	0	0	0	O	O	
13a	loess tamisé à 0,5mm	3	C	0.5	392	4	130	0.75	87.5	3	0.1	30	9	0.1	0.35	85	28.75	2.88	0.1	15	8	120	12	O	O
							130	0.75	87.5	2.5	0.05	25	3	0.15	0.15	60	9	1.35	0.15	20	4	80	12	N	0.0
							34	0.5	17	1.5	0.1	10	2	0.1	0.1	29	2.9	0.29	0.2	6	0.75	4.5	0.9	N	O
13b	loess tamisé à 0,5mm	3	C	1	65 + 115	4	108	0.7	75.6	1	0.05	25	1	0.1	0.15	83	12.45	1.25	0.1	10	4	40	4	N	O
							84	0.5	42	0.5	0.05	25	1	0.1	0.15	60	9	0.80	0.15	3	2	6	0.9	N	O
							85	0.45	38.7	0.4	0.05	25	1	0.1	0.15	50	7.5	0.75	0.1	4	1	4	0.4	0.0	0.0
							85	0.45	38.7	0.2	0.05	25	0	0.1	0.15	50	7.5	0.75	0.1	4	1	4	0.4	0.0	0.0
13c	loess tamisé à 0,5mm	3	C	<1	125	6	71	1	71	3	0.15	21.5	10	0.15	0.2	45	9	1.35	0.2	6	0.8	4.8	1	N	O
							63	1	63	3	0.1	30	9	0.1	0.2	20	4	0.40	0.1	13	1.3	16.9	1.7	N	O
							120	2	240	2	0.15	40	12	0.1	0.2	100	20	2.00	0.15	17	7	119	18	O	N
							40.5	0.9	36.5	2	0.1	20	4	0.05	0.05	17	0.85	0.04	0.2	8	0.7	5.6	1.1	N	N
							41.5	0.8	33.2	2	0.15	14	4	0.1	0.15	20	3	0.30	0.1	10	0.89	8.9	0.9	N	N
							40	0.8	32	1.25	0.15	20	4	0.1	0.1	37	3.7	0.37	0.15	3	0.6	1.8	0.3	N	O
							21	0.45	34.5	0.5	0.1	6	0	0.1	0.2	21	4.2	0.42	0.1	2	1.5	3	0.3	O	O
							42	0.5	21	0.6	0.05	5	0	0.05	0.15	29	4.35	0.22	0.15	1.3	1	1.3	0.2	O	O
14a	loess tamisé à 0,5mm	3	G	<1	180	5	29	0.4	11.6	0.4	0.05	10	0	0.05	0.1	29	2.9	0.15	0.1	1	0.5	0.5	0.1	N	O
							100	0.5	50	0.5	0.15	10	1	0.15	0.25	100	25	2.75	0.2	6	1.5	9	1.8	O	0.0
							43	0.4	17.2	1	0.1	5	1	0.1	0.15	43	6.45	0.65	0.15	2	1	2	0.3	O	0.0
							22	0.3	6.6	0.3	0.15	5	0	0	0	0	0	0.00	0	0	0	0	0	0.0	
							65	0.35	22.8	0.5	0.2	17	2	0.175	0.25	65	16.25	2.04	0.2	Lobe non dév.	###	###	###	0.0	
14b	loess tamisé à 0,5mm	3	G	<1	110	6	90	1.3	117	4	0.1	17	7	0	0	0	0	0.00	0.1	1.3	1.5	1.95	0.2	N	N
							29	0.8	23.2	1	0.15	7	1	0.05	0.05	29	14.5	0.07	0.1	1.3	1.5	1.95	0.2	N	N

Exp	Matériau	Morpho	Syst. Alim.	Prof. Couch active (mm)	Qté d'eau apportée (ml)	Nbre de coulées > 5cm	Chenal (cm)						Levées (cm)					Lobes (cm)				Conn e-ction s	Sinu-osit é			
							Long. Totale	Larg. Moy	Surf tot	Incision			Haut.	Larg.	Long.	Surf.	Vol.	Epais.	Long.	Larg.	Surf.			Vol.		
										Larg.	Prof	Long.													%/	
16a	Ss tamisé à 0,5	3	F	5	1000	1	20	0.8	46	Non-visible			0.1	0.1	20	2	0.20	0.1	3	0.8	2.4	0.2	N	N		
							67	1	67	1	0.15	22	3	0.125	0.2	62	42.4	1.65	0.15	4	1	4	0.6	0	0.0	N
							90	1	90	3	0.2	17	10	0.15	0.2	61	42.2	1.63	0.15	4	1	4	0.6	0	0.0	N
13d	loess tamisé à 0,5mm	3	C	10	170	3	50	2.5	425	2.5	0	10	0	0	0	0.00	0	0	0	0	0	0	N	N		
							115	5	575	15	0.15	60	125	0.15	0.2	35	7	1.05	0.2	3	1	0.2	0.2	1.2	N	
							65	3	195	3	0	20	0	0	0	0	0	0.00	0	0	0	0	0	0	0	0
16b	loess tamisé à 0,5mm	3	F	3	700	3	110	1.2	132	2.5	0.5	99	24	0.2	0.5	110	55	11.00	0.2	3	2	6	1.2	N	0.0	
							70	2	140	1.4	0.1	40	6	0.1	0.25	55	13.75	1.20	0	0	0	0	0	0	0	N
							70	2	140	1.2	0.2	43	10	0.1	0.25	65	16.25	1.63	0	0	0	0	0	0	0	0
17a	loess tamisé à 0,5mm	4	C	2	410	7	110	2	220	0.5	0.1	25	7	0.1	0.15	80	42	1.20	0.15	3	45	6.8				
							100	1.5	150	1.5	0.1	25	4	0.1	0.1	70	7	0.70	0.1	15	6	9.0	9			
							85	2	170	0.5	0.1	25	7	0.1	0.1	65	6.5	0.65	0.2	10	3	3.0	6			
17b	loess tamisé à 0,5mm	4	C	<1	260	5	95	1.5	143	1.5	0.1	25	4	0.1	0.2	70	14	1.40	0.2	6	3	18	3.6			
							80	1.5	120	1	0.1	25	3	0.15	0.15	60	9	1.05	0.2	2	1	2	0.4			
							45	0.5	22.5	0.5	0.15	20	2	0.05	0.2	20	4	0.20	0.1	23	2	4.6	4.6	0	0	
17c	loess tamisé à 0,5mm	4	C	<1	210	4	140	2	280	1.5	0.5	25	19	0.1	0.3	100	30	3.00	0.2	19	7	13.7	2.7	N		
							30	0.3	9	0.3	0.05	18	0	0	0	0	0	0.00	0.05	9	1.5	13.5	0.7	N		
							80	1	80	1	0.1	2	0	0.1	0.2	45	9	0.90	0.1	9	2.5	22.5	2.3	0	0	
							80	1.25	100	1	0.15	25	4	0.1	0.2	55	11	1.10	0.05	4	1	4	0.2	N		
							40	0.7	28	0.7	0.1	23	2	0.15	0.2	20	4	0.60	0.1	16	2.5	4.0	4	N		
							140	1	140	1	0.25	30	0	0.15	0.3	115	34.5	6.18	0.1	20	6	13.0	1.2	N		
							85	1	85	1.5	0.15	20	5	0.1	0.2	85	17	1.70	0	0	0	0	0	N		
							85	0.5	42.5	0.7	0.1	25	2	0.1	0.2	85	17	1.70	0	0	0	0	0	N		

Exp	Matériau	Morpho	Sgst. Alim.	Prof. Couche active (mm)	Qté d'eau apportée (ml)	Nbre de coulées > 5cm	Chenal (cm)						Levées (cm)					Lobes (cm)				Connexions	Sinuosité			
							Long. Totale	Larg. Moy	Surf tot	Larg.	Prof	Long.	Yol	Haut.	Larg.	Long.	Surf.	Yol	Epais.	Long.	Larg.			Surf.	Yol	
18a	loess tamisé à 0,5mm	4	I	< 1	270		48	1	48	0.5	0.2	28	2	0.1	0.25	23	5.75	0.58	0.1	10	2	20	2	00	0	
							120	1.3	166	1.3	0.3	30	42	0.2	0.3	100	30	6.00	0.15	12	2	24	3.6	0	0	0
							120	1	120	1	0.2	35	7	0.2	0.35	100	35	7.00	0.15	12	2	24	3.6	0	0	0
							105	1	105	0.5	0.3	25	4	0.15	0.4	100	40	6.00	0.2	5	1.5	7.5	1.5	0	0	0
							80	0.8	64	0.5	0.25	35	4	0.15	0.2	65	17	1.05	0.1	10	3	30	3	N	0	0
18b	loess tamisé à 0,5mm	4	I	< 1	210		40	0.5	20	0.5	0.05	18	0	0.1	0.25	20	5	0.50	0.05	12	1.5	18	0.8	N	0	
							41	0.5	20.5	0.5	0.1	20	1	0.1	0.25	23	5.75	0.58	0.1	12	2.5	30	3	N	0	
							80	1	80	0.5	0.15	28	2	0.15	0.3	68	20.4	3.06	0.15	7	2	14	2.1	0	0	0
							73	1	73	0.3	0.15	28	1	0.15	0.2	38	7.6	1.14	0.1	15	1.5	22.5	2.3	0	N	0
							120	1.4	168	0.5	0.3	26	4	0.15	0.2	70	14	2.10	0.15	30	6	180	27	0	0	0
19a	loess tamisé à 0,5mm	4	J	< 1	230		90	1.25	107	1	0.2	25	5	0.1	0.2	52	10.4	1.04	0.1	18	1	18	1.8	0	0	
							90	1.75	160	1.5	0.1	25	4	0.1	0.3	45	10.5	1.05	0.1	2.5	1	2.5	0.3	00	00	
							135	2	270	2	0.3	20	42	0.1	0.5	90	45	4.50	0.2	22	7	154	31	00	0	
19b	loess tamisé à 0,5mm	4	J	< 1	250		110	2	220	2	0.2	20	6	0.1	0.3	55	16.5	1.65	0.15	23	5.5	127	19	000	0	
							130	2.5	325	4	0.1	30	42	0.1	0.4	60	24	2.40	0.1	25	3.5	67.5	8.8	00	0	
							138	2	276	8	0.1	25	20	0.1	0.5	75	37.5	3.75	0.2	23	7	167	32	000	0	
125	1.5	180	5	0.3	20	30	0.1	0.4	50	20	2.00	0.15	40	4	160	24	0	N								

Résumé

La modélisation physique en enceinte de gel est utilisée pour analyser les impacts du réchauffement climatique sur l'évolution des paysages en contexte périglaciaire. Les données expérimentales nous montrent (i) l'importance des conditions de saturation de la couche active dans le déclenchement des mécanismes lents et rapides des sols et (ii) l'impact des perturbations des régimes thermiques et hydriques du sol qui modifient à la fois les taux d'érosion et la dynamique des versants périglaciaires.

- Lors de précipitations modérées, cryoexpulsion, cryoreptation/gélifluxion et glissements gravitaires sont autant de processus intervenant dans la modification de la morphologie du versant (érosion régressive).

- Lors de précipitations intenses, les processus d'érosion rapide type coulées de débris deviennent prédominants, accélérant la dégradation du versant. Ils s'initient systématiquement (i) au niveau des pentes les plus fortes et (ii) en présence d'un pergélisol qui limite l'infiltration de l'eau en profondeur et joue le rôle de plan de glissement. Les taux d'érosion les plus forts sont enregistrés au cours des précipitations les plus intenses.

Ces résultats devraient (i) constituer une aide précieuse pour établir une méthodologie de mesure in situ des systèmes périglaciaires et (ii) améliorer la connaissance sur l'évolution morphologique des versants, lorsque le réchauffement climatique augmente à la fois la profondeur du toit du pergélisol et la quantité d'eau apportée aux versants lors des dégels de printemps. Le travail doit désormais se focaliser sur le contrôle exercé par la dynamique de saturation du sol sur les processus d'érosion de versant.

Mots-clés : Géomorphologie ; Périglaciaire ; Sols gelés ; Sols--Erosion ; Avalanches de débris ; Modèles en géologie ; Réchauffement de la Terre ; Mars (planète) ; Martian gullies.

Abstract

Slope morphodynamics in periglacial environments: data from physical modelling.

Physical modelling in cold room is used here to constrain the impact of climate changes on landscape evolution, in periglacial environments. Experimental data attest (i) the role of active layer moisture regime on slow and rapid slope processes and (ii) that changes in thermal and moisture regimes influence both erosion rate and slope morphodynamics.

-When rainfall is moderate, cryoexpulsion, frost creep/gelifluction and gravity slides processes modify the slope morphology (progressive upward erosion).

- When heavy rainfall is applied to the model, rapid slope processes prevail leading to the more marked slope degradation. Their triggering is controlled by (i) topography and particularly by steeper slopes and (ii) by the occurrence of a permafrost at deep which minimizes water infiltration and plays the role of a slip surface. The highest erosion rates are related to heavy rainfall.

These experiments bring new data showing that slopes with permafrost are particularly sensitive to changes in thermal and moisture regime. They should (i) constitute a precious help for establishing an in situ measuring methodology for periglacial systems and (ii) improve the knowledge of landscape evolution in periglacial environments, when climate warming increases both the thaw of the permafrost and the abundance of water during spring thawing. This study must be now focalised on the control exerted by soil saturation dynamics on slope erosion processes.

Key-words: Geomorphology; Frozen ground; Soil erosion; Debris avalanches; Geological modelling; Global warming; Mars (Planet); Martian gullies.

Discipline: Terre, Océan, Espace

UMR CNRS 6143 "M2C", Université de Caen/Basse-Normandie, 2-4 rue des Tilleuls, 14032 Caen