UNIVERSITE LILLE 1 – UFR SCIENCES DE LA TERRE
ECOLE DOCTORALE SCIENCES DE LA MATIERE, DU RAYONNEMENT ET DE L'ENVIRONNEMENT

N° ORDRE : 40154

THESE

présentée par

Aurélien LACOSTE

GLISSEMENTS DE TERRAIN, SURPRESSIONS DE FLUIDE ET INCISIONS : CARACTERISATION GEOLOGIQUE ET MODELISATION

EXEMPLE DU COMPLEXE DE WAITAWHITI, NOUVELLE-ZELANDE

en vue de l'obtention du grade de :

DOCTEUR EN SCIENCES DE LA TERRE DE L'UNIVERSITE LILLE 1

Soutenue le 3 décembre 2009, devant la commission d'examen :

Michel LOPEZ	Université de Montpellier II	Président
Peter COBBOLD	Université de Rennes 1	Rapporteur
Michel JABOYEDOFF	Université de Lausanne	Rapporteur
Virginie GAULLIER	Université de Perpignan	Examinatrice
Francis ODONNE	Université de Toulouse III	Examinateur
Bruno VENDEVILLE	Université de Lille 1	Directeur de thèse
Lies LONCKE	Université de Perpignan	Co-directrice de thèse

“Someday you will find me,
caught beneath a landslide”

Noel Gallagher, Champagne Supernova

Remerciements

Quatre années de travail prennent fin, et, si cette immersion au sein du milieu de la recherche universitaire fut si enthousiasmante à mes yeux, je le dois en grande partie à mes encadrants. Bruno et Lies, votre façon d'appréhender la recherche et votre vision de la direction de thèse m'ont fourni les conditions idéales de travail. Merci Bruno pour tes qualités humaines tout d'abord, et pour m'avoir initié à la modélisation, et à la recherche de la tournure syntaxique anglaise qui fait la différence. Je te remercie également d'avoir toujours su piocher les moments nécessaires à l'avancée de cette thèse dans un emploi du temps véritablement ministériel, et d'avoir tout mis en œuvre pour que rien n'entrave son bon déroulement. Lies, ton soutien et ton implication indéfectibles sont ce qu'un thésard (un comme moi, au moins…) peut rêver de mieux. Merci pour tes remarques, toujours pertinentes, qui m'ont permis de repousser les limites de mes raisonnements souvent trop expéditifs, et pour l'énergie inépuisable dont tu as fait preuve sur le terrain. Ces 5 semaines d'exploration en NZ furent très enrichissantes, et plaisantes (Oh, tu crois qu'on peut y aller, là ? Mais oui…).

Un grand merci également à Frank Chanier, géologue de terrain par excellence, qui a su me faire comprendre (au moins dans les grandes lignes) la géologie néo-zélandaise et m'avoir fait partager, bien que ce fut court, sa passion du terrain, que ce soit en terre Kiwi ou, moins exotique mais tout aussi intéressant, dans le Jura, au cours d'un stage de carto dont je ris encore…

Je tiens à exprimer ma gratitude à toutes les personnes qui ont collaboré à ce travail, ne serait-ce qu'au détour d'une conversation dans les couloirs du SN5. Un merci spécial à Julien Bailleul tout d'abord, sans qui la stratigraphie du Miocène supérieur du bassin de Tawhero serait restée un mystère pour moi, puis, sans ordre particulier, à Jacky Ferrière, Jean-Luc Potdevin, Viviane Bout-Roumazeilles, Jean-Yves Reynaud, Vincent Caron (merci pour les échantillons !) et bien sûr au personnel technique, Léa-Marie, Sandra, Deny (« mets ton masque ! »), Sylvie, et Pascal, dont la contribution informatique est essentielle. Le travail de laboratoire n'étant pas restreint à la partie scientifique, j'adresse un grand merci à Monique (même les corvées administratives sont simples avec toi), Mercedes, et Christine.

Le nomadisme scientifique de Lies m'a amené à visiter plusieurs laboratoires, à Amiens, Corte et Perpignan. Je remercie toutes les personnes que j'ai rencontrées à ces occasions et qui m'ont toujours réservé un excellent accueil, en particulier Geoffroy Mahieux, Jean (merci pour le bouquin) et Michelle Ferrandini, et Pierre Giresse.

Je suis également reconnaissant à Jian-Fu Shao de m'avoir permis de réaliser les essais mécaniques au Laboratoire de Mécanique de Lille. Merci à Xie Shouyi pour toute son aide et ses explications lors de la réalisation de ces essais, que je n'aurai pu effectuer sans le coup de main (c'est un euphémisme) des doctorants Zheng He, Dawei Hu, et Tao Zeng.

Field work in Aotearoa was a great experience to me. I was very lucky to meet such kind people in the Pongaroa district. Thank you George and Pauline for the great and peaceful accommodation at Glenross, and for everything. Hope to see you very soon. I am greatly indebted to the Richardson and Wright families for giving me access to their fields at the Waitawhiti and Inverell stations. Thank you so much Phyl and Neil for welcoming me, and for the good times we spent ("you're damn right!"). Many thanks to Sharon and the kids for introducing me to the kiwi way of life during one day. That was great. If Pongaroa is the way to go, this is in

part because you're never in need of anything there, thank you Glenn & Tam from the general store for providing me everything I could need. Finally, I am grateful to Grant Dellow, from the GNS, for accepting visiting me in the field, welcoming me in Lower Hutt, and for the constructive discussions we had.

Et puis, la thèse, c'est aussi une belle ribambelle de joyeux lurons qui se sont révélés être plus que de simples compagnons de labo. Riko, cher vieux Amiéno-Grolando-Ardennais, je t'avoue que cette coloc' va me manquer… Retrouverais-je un jour un voisin au goût si léché en matière de décoration ? Prends soin du haricot… Rooki-Tomato, merci pour toutes ces conversations à propos de tout (le pourquoi de notre existence) ou de rien (t'as crashé combien à Burnout ?) Allez, courage pour la fin ! ; je vais vous dire une chose, monsieur Pitaksit Ditbanjong : khop khun krab (je apprends la langue) ; Yannick, râleur en chef du bureau 229, ton aide pour les manips était précieuse ; a los latinamericanos : Melesio (ah, il sait tout faire…), Brenda (hasta luego en Venezuela y ¡ánimo!), Dr. Jean-Carlos (ça y est, félicitations !), Rodrigo (obrigado pour ton aide), Erika, Maria ; Ousmane (j'ai même envie d'écrire Monsieur Wane ! à bientôt à Bamako) ; Zhenxuan (Li pour les intimes, courage !) ; Bénoichalix (tu seras toujours le bienvenu, fiston, même mal rasé) ; Christian-Andry ; les ex-thésards ou étudiants : Bruno, Vincent, Marie, Thomas, Manu (pour m'avoir expliqué le fonctionnement de la cocotte) et les nouveaux, Biniou, Jean-Fi… et puis les étudiants croisés en cours ou sur le terrain.

Mes années étudiantes touchent à leur fin, et le plaisir que j'en ai tiré vous est dû : Yves et Dodo Millochinard (ça va faire drôle de pas vous voir pendant un moment, mais je sais que vous êtes partout), Karo (Seandapaul m'a dit de te dire Merci, avec la majuscule, et yagayo), Lionel (argh, maudit coup-franc) et Charlotte (et puis Samuel aussi, bienvenue dans la vie !), Vlad (vieux 11, ça fait longtemps, et ça manque…), Milla (good morning, would you prefer a cup of tea or a rendez-vous with Morrisex ?), Jess et Jim (de mon Bonneuil, j'ai vu Matours, et le meilleur de ce que la Vienne peut nous donner), Mixay (B-Man n'est plus, mais le mégamix tient bon), Thomas (Ela malaka !), Sarah et Layla, Jean le Baptiste (bonne chance pour la fin, keep it up !), Lara (et les cocos), Amandine, Tranber, Barbara, Jérôme le Havrais (ça sent la fin, allez !!), Sandra ; à vous, vieille bande de flmgistes, Serbe, Djé, Jréjori, Zmell, Yan (Bonchamp fever !), Franche, Mary, Gégèn et tous les autres… Ben voilà, ça y est, je ne suis plus étudiant ! Merci pour ces innombrables souvenirs, la distance n'est que kilométrique. Et puis à tous ceux que je n'ai pas encore cités, Yril, el Talutador, Mélanie, Sandra et Romain les savoyards, Floriane, et les autres breizhous, meuniots, et chtimis que j'aurais par mégarde oubliés, Maître Gazonga et l'international Chalal, Dominique Rocheteau et les Verts, etc.

A la familia, en Mayenne et en Ariège, à Jeannot et Dédette qui m'ont toujours soutenu, même si mes idées leurs paraissent parfois saugrenues… Je ne vous oublie pas non plus, oncles et tantes, cousins, cousines, et toi non plus, ptite filleule, même si je ne vous ai pas beaucoup vu ces derniers temps… A Francis Sr. et Marie-Angèle, qui aurait certainement apprécié lire ce manuscrit.

Enfin, à toi Violetta, qui as su me soutenir et me 'blooster'. Ta persévérance, ta rigueur, et ton infatigable volonté de donner le maximum m'ont permis de comprendre comment tirer le meilleur de moi-même, et de m'y essayer. Si j'y ai un tant soit peu réussi, c'est grâce à toi, Merci.

TABLE DES MATIERES

RESUME / ABSTRACT

INTRODUCTION

PARTIE I – GENERALITES, DONNEES ET METHODES

CHAPITRE 1: GLISSEMENTS DE TERRAIN EN DOMAINE DE MARGE ACTIVE 7

I.1.1 Types de mouvements 7
I.1.1.1 Chutes, basculements et coulées
I.1.1.2 Etalements
I.1.1.3 Glissements
I.1.2 Facteurs de contrôle. Etat des connaissances 11
I.1.3 Domaines d'application de l'étude des mouvements de terrain 13
I.1.3.1 Applications académiques
I.1.3.2 Risques humains et matériels

CHAPITRE 2: GENERATION DE SURPRESSIONS DE FLUIDE 16

I.2.1 Notion de surpression de fluides 16
I.2.2 Genèse des surpressions 16
I.2.3 Influence des surpressions de fluide sur la stabilité des édifices sédimentaires 18
1.2.3.1. Cas des fluides ascendants (d'origine profonde)
1.2.3.2. Cas des fluides descendants (météoriques)

CHAPITRE 3: DONNEES ET METHODES 22

I.3.1 Télédétection 22
I.3.1.1 Choix et acquisition des données
I.3.1.2 Traitement des données
I.3.1.3 Analyse spatiale et interprétation
I.3.2 Terrain 32
I.3.3 Caractérisation des roches 33
I.3.3.1 Sédimentologie
I.3.3.2 Géotechnique
I.3.4 Datation des glissements 39
I.3.5 Modélisation analogique 40
I.3.5.1 Principe
I.3.5.2 Dispositif expérimental
I.3.5.3 Limites méthodologiques

PARTIE II – CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET GEOLOGIQUE DU COMPLEXE GLISSE DE WAITAWHITI

CHAPITRE 1: LA MARGE ACTIVE HIKURANGI **47**

II.1.1 Configuration actuelle **47**
II.1.2 Evolution géodynamique **49**
II.1.3 Activité tellurique **52**

CHAPITRE 2: LA CHAINE COTIERE DE L'ILE DU NORD DE NOUVELLE-ZELANDE **55**

II.2.1 Géologie et structures majeures **55**
II.2.2 Présence de fluides **57**
II.2.3 Géomorphologie de la Chaîne Côtière **59**
II.2.3.1. Effets du climat
II.2.3.2 Végétation et influence anthropique
II.2.3.3 Dynamique fluviatile

PARTIE III – MORPHOLOGIE ET ANALYSE GEOLOGIQUE DU COMPLEXE DE WAITAWHITI

CHAPITRE 1: RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS **66**

III.1.1 Présentation du complexe glissé de Waitawhiti **66**
III.1.1.1 Caractéristiques morphologiques et structurales
III.1.1.2 Activité des glissements de Waitawhiti
III.1.1.3 Datation des glissements
III.1.1.3 Dynamique de l'incision fluviatile
III.1.1.4 Présence de gaz thermogéniques
III.1.2 Caractéristiques sédimentologiques et géotechniques des roches impliquées **76**
III.1.2.1 Stratigraphie de la zone d'étude
III.1.2.2 Caractéristiques sédimentologiques des roches impliquées
III.1.2.3 Etude diagénétique
III.1.2.4 Tests mécaniques
III.1.2.5 Caractéristiques principales et implications des roches dans les glissements
III.1.3 Mécanismes de déformation proposés **86**
III.1.3.1 Précipitations et végétation
III.1.3.2 Activité tectonique et sismique
III.1.3.3 Incision fluviatile et surpressions de fluide

CHAPITRE 2: MORPHOLOGY AND STRUCTURE OF A LANDSLIDE COMPLEX IN AN ACTIVE MARGIN SETTING: THE WAITAWHITI COMPLEX, NORTH ISLAND, NEW ZEALAND (article publié dans *Geomorphology* 109, 184-196) **89**

PARTIE IV – INTERACTIONS ENTRE SURPRESSIONS DE FLUIDE ET INCISION. MODELISATION EXPERIMENTALE ET APPROCHE ANALYTIQUE

CHAPITRE 1: RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS **104**

IV.1.1 Problématique **104**
IV.1.2 Analyse qualitative (article soumis au *Journal of Structural Geology* le 11 septembre 2009) **104**
IV.1.3 Glissements en présence de surpressions de fluide et d'incision en bas de pente. Approches expérimentale et analytique (article à soumettre au *Journal of Geophysical Research – Surface Processes*) **105**

CHAPITRE 2: INFLUENCE OF COMBINED INCISION AND FLUID OVERPRESSURE ON SLOPE STABILITY: EXPERIMENTAL MODELLING AND NATURAL APPLICATIONS (article soumis au *Journal of Structural Geology* le 11 septembre 2009) **108**

IV.2.1 Introduction **109**
IV.2.2 Scaling **110**
IV.2.3 Experimental set-up **112**
IV.2.3.1 Non-incised models (series 'A')
IV.2.3.2 Incised models (series 'B' and 'C')
IV.2.4 Results **114**
IV.2.4.1 Series 'A' (Non-incised models)
IV.2.4.2 Series 'B' (Continuously incised models)
IV.2.4.3 Series 'C' (Non-continuous incision)
IV.2.5 Interpretation – Discussion **122**
IV.2.5.1 Impact of incision on landsliding
IV.2.5.2 Landslides structure and evolution
IV.2.5.3 Influence of the basal slope
IV.2.6 Applications: Onshore landsliding, the Waitawhiti landslides **125**
IV.2.7 Conclusions **127**
IV.2.8 References **128**

CHAPITRE 3: GRAVITATIONAL INSTABILITIES TRIGGERED BY FLUID OVERPRESSURE AND DOWNSLOPE INCISION – INSIGHTS FROM ANALOG AND ANALYTICAL MODELLING (article à soumettre au *Journal of Geophysical Research, Earth Surface*). **131**

IV.3.1 Introduction **132**
IV.3.2 Experimental modelling **133**
IV.3.2.1 Previous modelling
IV.3.2.2 Evolution of the sliding sheet length with respect to the fluid pressure applied at the base of a potentially mobile cover, in the absence of any downslope buttress
IV.3.3 Forces in presence and analytical expression of the sliding sheet length **137**
IV.3.4 Analytical results **141**
IV.3.5 Discussion **144**

IV.3.5.1 Sliding processes in models subjected to fluid overpressure
IV.3.5.2 Comparison between experimental and analytical models
IV.3.5.3 Influence of the cover cohesion
IV.3.6 Conclusions **147**
IV.3.7 References **148**

PARTIE V – SYNTHESE ET CONCLUSIONS

V.1 Apports de l'approche analytique : évolution de la longueur de glissement et paramètres agissant sur la stabilité de systèmes en surpression-incision **151**

V.2 Apports de la modélisation expérimentale : Mécanismes de glissement, structures et évolution de la déformation **153**

V.3 Application au cas du complexe de Waitawhiti **156**
V.3.1 Rappel des spécificités du complexe
V.3.2 Processus de glissement dans le complexe de Waitawhiti
V.3.3 Autres paramètres de contrôle potentiels – Discussion

V.4 Applications à d'autres contextes **162**
V.4.1 Cas des canyons sous-marins
V.4.2 Cas des marges transformantes

V.5 Conclusions et Perspectives **166**

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES **168**

ANNEXES

A. Création de Modèles Numériques de Terrain sous GEOimage **190**

B. Système d'information Géographique **195**

C. Humidité relative des échantillons soumis à des tests mécaniques – Protocole expérimental **198**

D. Role of fluid overpressure and river incision on landslides: Field work and experimental modelling (article publié dans le *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata Special Issue, International Geological Modelling Conference, 22-24 September 2008, Florence, Italy)* **199**

RESUME

Les glissements de terrain sont un des principaux facteurs d'érosion des chaînes de montagne. L'étude des facteurs de déclenchement et des paramètres contrôlant l'évolution des instabilités gravitaires est donc un enjeu très important dans la compréhension des processus de dénudation des reliefs et dans la prévention du risque naturel associé. De nombreuses instabilités gravitaires affectent la Chaîne Côtière de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande. L'analyse détaillée du complexe glissé de Waitawhiti, situé au cœur du synclinal de Tawhero, a permis de mettre en évidence un mécanisme de glissement original dans ce domaine émergé de marge active.

Les glissements du complexe sont bordés en bas de pente par des vallées profondément incisées, dont la direction est perpendiculaire à la direction de mouvement des glissements. Trois zones d'échappement de fluides, mettant en évidence la migration vers la surface de gaz thermogéniques, ont été découvertes dans la région. Ces fluides peuvent se trouver confinés à la base de niveaux silteux peu perméables, et ainsi entrer en régime de surpression. De telles surpressions réduisent de façon critique la résistance au cisaillement de ces niveaux peu perméables et facilitent alors le glissement de la couverture sus-jacente. De plus, les fortes incisions fluviatiles érodent les butoirs distaux et éliminent ainsi toute force résistant au mouvement en bas de pente des glissements.

Des modélisations analogiques ont montré que la combinaison de surpressions de fluide et d'incision favorise le déclenchement de glissements, même le long de faibles pentes basales. Des failles normales se forment le long des flancs de la vallée, et se propagent ensuite de façon rétrogressive vers le haut de pente. L'étendue de la déformation augmente avec l'augmentation de la pression de fluide et/ou de l'angle de base. Nous avons également développé un modèle analytique de glissement afin de détailler les forces mises en jeu et l'impact de la pression de fluide sur l'évolution des glissements en l'absence d'un butoir distal. Les résultats analytiques montrent, à l'instar des modèles expérimentaux, que le mouvement peut être initié dans ce cas lorsque de faibles pressions sont appliquées à la base de la couverture potentiellement mobile. La longueur de glissement augmente quand la pression de fluide augmente.

L'incision fluviatile conduisant à la mise à l'affleurement de niveaux soumis à des surpressions de fluide et dont la résistance au cisaillement est réduite, et à l'absence de résistance en bas de pente, est identifiée ici comme un facteur important de déclenchement d'instabilités gravitaires de grande ampleur.

ABSTRACT

Landsliding is a major erosional factor in mountain ranges. The study of the triggering factors and of the parameters controlling the evolution of gravitational instabilities is therefore an important stake in the understanding of the processes leading to the denudation of reliefs and in the prevention of the associated natural hazard. Multiple gravitational instabilities affect the Coastal Ranges of the North Island of New Zealand. The detailed analysis of the Waitawhiti sliding complex, located in the core of the Tawhero syncline, permits to reveal an original sliding mechanism in this emerged active margin setting.

In this complex, the landslides are bounded downslope by deep-incised valleys having directions perpendicular to the sliding directions. Three gas seeps, evidencing upward migration of thermogenic gases to the surface have been discovered in the area. These fluids might be confined at the base of low-permeability siltstone layers, and be overpressured. Such fluid overpressure critically decrease the shear strength of these low-permeability layers and facilitate sliding of the overlying cover. Furthermore, deep fluvial incisions erode downslope buttresses, therefore removing any force resisting sliding at the base of the slope.

Analogue modelling show that combined fluid overpressure and incision promote sliding, even on low-angle basal slopes. Normal faults form on the valley flanks, and propagate retrogressively upslope. The extent of the deformation increases with increasing fluid pressure and/or basal slope angle. We have also developed an analytical model of gravity sliding in order to detail the forces in presence and the influence of fluid pressure on the evolution of landslides in the absence of any downslope buttress. The analytical results show, as observed in the experimental models, that sliding might be triggered in this case where low pressures are applied at the base of the potentially mobile cover. The sliding-sheet length increases with increasing fluid pressure.

Fluvial incision, leading to the exposure of mechanically weak layers subjected to fluid overpressure and to the removal of the force resisting sliding at the base of the slope, is identified in this study as an important triggering factor for large-scale gravitational instabilities.

INTRODUCTION

La morphologie et l'évolution des chaînes de montagnes des marges actives résultent d'une compétition entre des processus tectoniques, conduisant à la surrection de ces chaînes, et des processus érosifs, tendant à les détruire. Les glissements de terrain comptent, avec l'incision fluviatile et l'érosion glaciaire, parmi les agents de dénudation les plus actifs (Burbank, 2002), et représentent un risque naturel menaçant les populations installées dans les régions montagneuses. Néanmoins, la contribution des mouvements de terrain à l'érosion d'un relief en termes de bilans de masse reste difficile à quantifier. Afin d'analyser l'impact des instabilités gravitaires sur l'évolution d'un relief et réduire les pertes humaines et matérielles causées par ces instabilités, il est essentiel de connaître et comprendre leur origine et les processus de glissement associés. Dans le cas des glissements à terre, l'infiltration des eaux de pluie (Rogers et Selby, 1980 ; Binet *et al.*, 2007) et les secousses sismiques (Keefer, 1984, 2002) sont classiquement décrites comme paramètres déclenchants. En mer, l'activité sismiques et les surcharges sédimentaires sont des facteurs de déclenchement communément identifés. Si l'infiltration d'eaux météoriques est par définition un paramètre absent en domaine marin (hormis en domaine de plate-forme), la présence de surpressions de fluide à la base de niveaux peu perméables peut également mener à la déstabilisation de grands édifices sédimentaires (Mourgues et Cobbold, 2003, Mourgues *et al.*, 2009). Dans les domaines émergés, la migration de gaz d'origine profonde vers la surface, mise en évidence notamment par la présence de volcans de boue, peut conduire à la génération de telles surpressions. Cependant, la relation entre glissements à terre et surpressions de fluides d'origine thermogénique n'a que très peu été évoquée dans la littérature.

L'objectif de la présente étude est de caractériser le rôle de surpressions de fluides sur la distribution et le déclenchement d'instabilités gravitaires dans un contexte de marge active. Nous avons choisi de focaliser notre étude sur la Chaîne Côtière de Nouvelle-Zélande, plus haute ride, émergée, du prisme de subduction Hikurangi. En effet, de nombreux glissements de terrain affectent ces reliefs et des zones d'échappements de fluides (huiles et gaz) ont été identifiées dans toute la Chaîne Côtière (Lillie, 1953 ; Field *et al.*, 1997). L'analyse d'images satellite a permis de retenir le complexe glissé de Waitawhiti comme objet d'étude en raison des grandes dimensions des glissements le constituant, de leur position spécifique au cœur du synclinal de Tawhero et de leurs multiples directions de mouvement. Les observations morphologiques et structurales du complexe glissé, les analyses sédimentologiques et géotechniques des roches impliquées dans les glissements, et les modélisations analytiques et

expérimentales réalisées ont permis de proposer l'incision fluviatile combinée à des surpressions de fluide comme facteur déclenchant des instabilités gravitaires du complexe de Waitawhiti.

La première partie de ce manuscrit présente dans un premier chapitre la nomenclature en usage des glissements de terrain et les principaux facteurs de déclenchement associés. Le chapitre 2 introduit la notion et les mécanismes à l'origine de surpressions de fluide, et décrit les conséquences de telles surpressions sur la stabilité des édifices sédimentaires. Le troisième chapitre de cette première partie expose les données et méthodes utilisées lors de cette étude.

La deuxième partie consiste en une présentation du contexte géodynamique et géologique du complexe de subduction Hikurangi (chapitre 1) et de la Chaîne Côtière de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande (chapitre 2).

Le complexe glissé de Waitawhiti est présenté dans la troisième partie. Le premier chapitre de cette partie regroupe les principaux résultats des observations morphostructurales des glissements et des analyses sédimentologiques et mécaniques des roches impliquées dans ces glissements. Le premier article rédigé dans le cadre de cette thèse et publié à *Geomorphology* en juin 2009 constitue le second chapitre de cette partie. Cet article présente en détail les caractéristiques morphologiques, structurales et stratigraphiques des glissements principaux du complexe de Waitawhiti (glissements Nord, Centre, Ouest et Sud-Est). Les facteurs potentiels de déclenchement de ces instabilités sont ensuite discutés.

La quatrième partie du manuscrit est consacrée au volet modélisation de cette thèse. Le deuxième article, soumis au *Journal of Structural Geology* en septembre 2009, présente les modèles analogiques réalisés en vue de comprendre l'influence combinée de surpressions de fluide et d'incision en bas de pente sur le déclenchement, la structure et l'évolution d'instabilités gravitaires. Des modèles, soumis à l'injection d'air comprimé à leur base, ont été effectués en présence ou non d'une incision en bas de pente. L'influence des différents paramètres sur l'évolution de la déformation dans les modèles a ensuite été discutée. Ces modèles ont enfin été comparés aux exemples naturels des glissements de Waitawhiti. Le troisième article, dont la soumission est prévue au *Journal of Geophysical Research* détaille les forces mises en jeu et l'impact de la pression de fluide sur la longueur des glissements dans le cas d'instabilités provoquées par des surpressions de fluide associées à l'absence d'un butoir distal. Un modèle analytique de glissement a été établi et vérifié par des modélisations expérimentales.

La synthèse de tous ces résultats et la conclusion de cette étude sont développées dans la cinquième partie. Des facteurs de déclenchement et des mécanismes d'évolution sont

proposés pour les glissements de Waitawhiti. Les perspectives d'application de ces processus dans d'autres contextes que les marges actives sont enfin envisagées. Les références bibliographiques reprennent toutes les références utilisées lors de la rédaction de ce manuscrit, y compris celles des articles.

PARTIE I

GENERALITES, DONNEES ET METHODES



Glissement superficiel, Tawhero

CHAPITRE 1 : GLISSEMENTS DE TERRAIN EN DOMAINE DE MARGE ACTIVE

Le terme mouvement de terrain désigne un certain nombre de types de mouvements de roches, débris ou sols le long d'une pente, sous l'effet de la gravité (Varnes, 1978 ; Cruden, 1991). Ces différents types sont caractérisés par leurs morphologies, les matériaux impliqués, les mécanismes et les vitesses de déplacement (Hutchinson, 1988). On distingue parmi ces instabilités gravitaires les chutes de roches, les basculements, les étalements, les coulées et les glissements.

I.1.1 Types de mouvements

I.1.1.1 Chutes, basculements et coulées

Les chutes de roches sont des détachements ponctuels de matériel depuis des versants à forte pente ou des falaises (Figs. I.1.1A et B ; Cruden et Varnes, 1996 ; Dikau *et al.*, 1996). Les chutes peuvent être des mouvements de blocs massifs ou bien de débris et sont généralement très rapides (>0.05 $m.s^{-1}$; Cruden et Varnes, 1996).

Les basculements consistent en une rotation vers l'avant d'une masse rocheuse autour d'un point (une charnière) situé sous le centre de gravité de cette masse rocheuse (Fig. I.1.1C ; Cruden et Varnes, 1996). Les basculements ont des vitesses variables, selon les contextes.

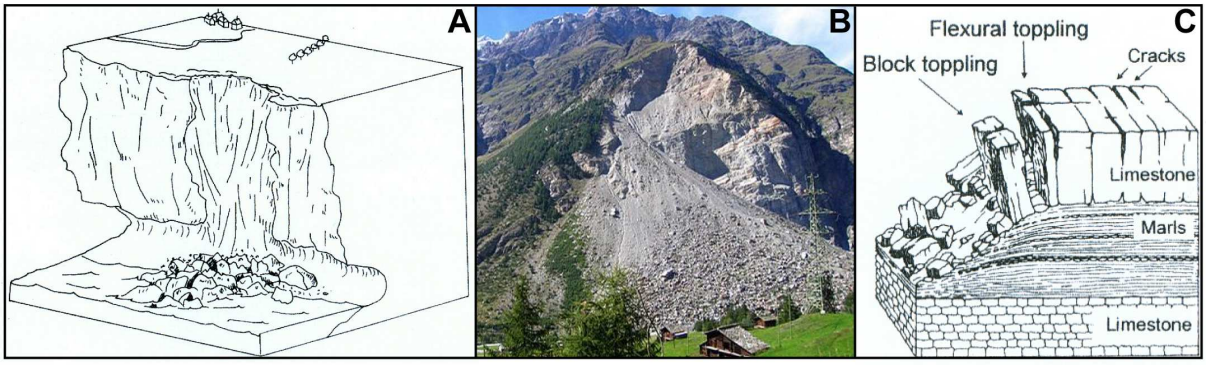


Figure I.1.1 : Chutes et basculements de roches. A : Schéma d'une chute de roches le long d'une falaise érodée à la base. B : Photographie de la chute de roches de Randa (Suisse). C : Bloc-diagramme illustrant un basculement (Dikau *et al.*, 1996).

Les coulées sont des mouvements non cohésifs, très rapides (plusieurs $m.s^{-1}$; Cruden et Varnes, 1996), et impliquant tous types de matériels, depuis de fines particules jusqu'à des

blocs plurimétriques. Les coulées marquent souvent l'évolution ultime de mouvements en masse tels chutes, basculements et glissements (Cruden et Varnes, 1996 ; Dikau *et al.*, 1996).

I.1.1.2 Etalements

Le terme « étalement » désigne l'extension latérale d'une masse rocheuse cohésive, ou d'un sol, au dessus d'un niveau de faible résistance, typiquement de type argileux (Cruden et Varnes, 1996 ; Dikau *et al.*, 1996). Ce type de mouvement peut donc être décrit dans divers contextes. L'étalement de masses rocheuses intervient suite à la déformation ou à la mobilisation des roches ductiles sous-jacentes (Fig.I.1.2 ; Dikau *et al.*, 1996). Ces mouvements sont généralement très lents (<16 mm.an^{-1} ; Cruden et Varnes, 1996).

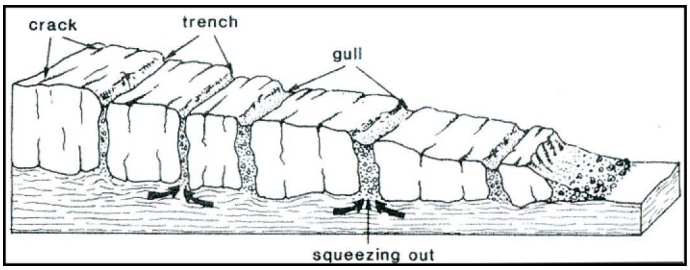


Figure I.1.2 Bloc-diagramme d'un étalement de roches sur une couche ductile (Dikau *et al.*, 1996).

I.1.1.3 Glissements

Les mouvements de roches faisant l'objet de la présente étude sont des glissements de terrain. Le terme « glissement » est utilisé pour désigner le mouvement de matériel cohérent le long d'une surface de cisaillement, appelée « détachement », « décollement » ou « surface ou plan de rupture ». On distingue deux types de glissements : (1) rotationnels ou (2) translationnels (Cruden et Varnes, 1996 ; Dikau *et al.*, 1996).

Glissements rotationnels

Ces mouvements impliquent la rotation de matériel le long d'une surface de rupture incurvée et concave (Varnes, 1978). L'extension en surface de tels mouvements varie de quelques mètres carrés (glissements de sols) à plusieurs kilomètres carrés (Dikau *et al.*, 1996). Les glissements rotationnels de sols ont des vitesses pouvant être très rapides, de l'ordre de plusieurs mètres par seconde, alors que les glissements de roches sont généralement plus

lents, se déplaçant après leur initiation de quelques centimètres par an (Varnes, 1958). L'infiltration et la circulation d'eau le long du plan de rupture est un paramètre important contrôlant le taux de mouvement de tels glissements.

Plusieurs indices morphologiques permettent d'identifier un glissement de terrain rotationnel (Fig. I.1.3). La présence de cicatrices d'arrachement délimitant des blocs glissés et basculés vers le haut de pente atteste d'un mouvement le long de failles normales listriques, dont le pendage diminue vers le bas de pente (Fig. I.1.3). La partie distale des glissements rotationnels forme une zone d'accumulation, appelée bourrelet frontal, comprenant des structures compressives. Parfois, ces bourrelets distaux peuvent être évacués par érosion, en particulier dans le cas de glissements bordés en bas de pente par des rivières. Les contre-pentes, formées entre les zones en extension et en compression, et les dépressions induites par le basculement des blocs glissés sont des endroits préférentiels de rétention d'eau. Des mares et tourbières s'y développent souvent, permettant de donner un âge minimum au glissement en datant la matière organique qui les compose (Lang *et al.*, 1999). Enfin, le mouvement peut induire le basculement, voire l'arrachement vers le haut de pente des arbres présents en surface.

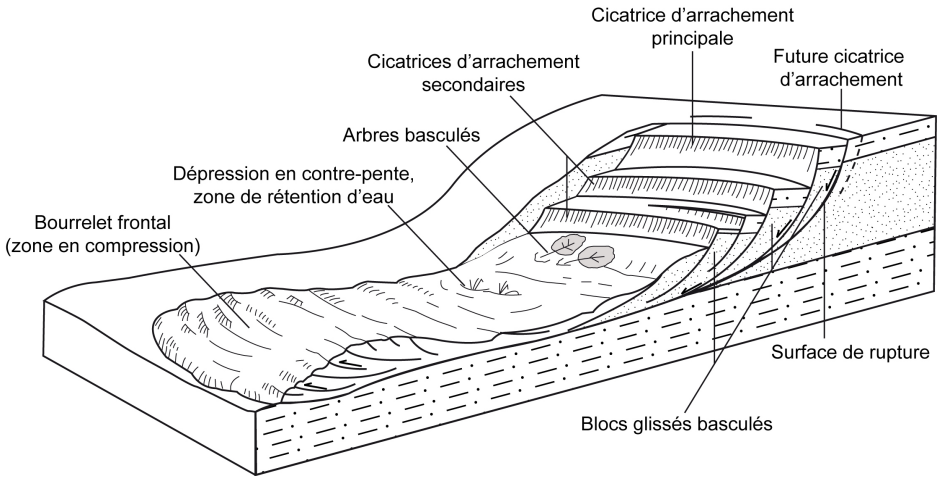


Figure I.1.3 : Bloc-diagramme montrant les principales caractéristiques structurales et morphologiques de glissements rotationnels (modifié d'après Varnes, 1978).

L'évolution des glissements rotationnels peut induire la mise en place de glissements emboîtés et/ou la propagation rétrogressive de la déformation. Les glissements emboîtés désignent des mouvements initiés au sein même d'un glissement de plus grande ampleur (Fig. I.1.4). Les deux mouvements peuvent être contemporains ou différés. Lorsque la pente

globale du système reste importante après une première phase de glissement des blocs, des fractures peuvent se développer en arrière de la cicatrice d'arrachement principale. Ces fractures conduisent à la formation d'un nouveau plan de rupture, illustrant ainsi la propagation rétrogressive de la déformation (Fig. I.1.3).

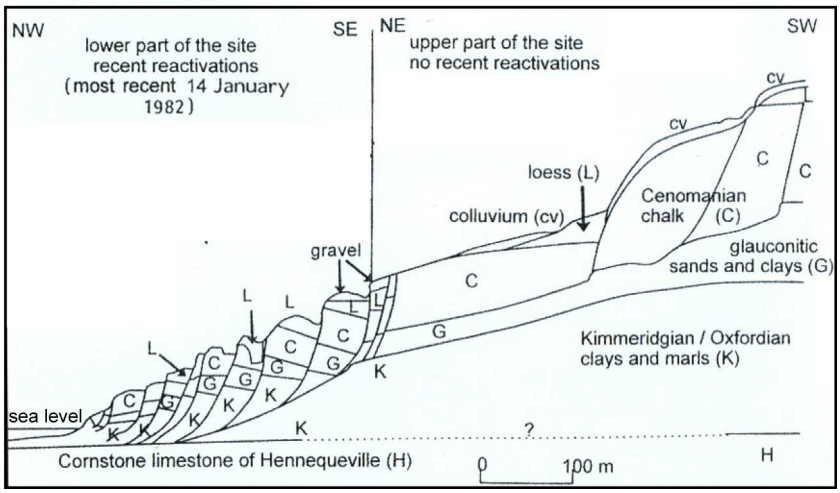


Figure I.1.4 : Glissements rotationnels emboîtés affectant les falaises de Villerville (Calvados, France), d'après Flageollet et Helluin (1987). Le bourrelet frontal a ici été érodé par l'action des vagues.

Glissements translationnels

On parle de glissement translationnel lorsque le mouvement s'effectue sur une surface sub-plane (Cruden et Varnes, 1996; Dikau *et al.*, 1996). Les surfaces de rupture de tels glissements suivent souvent des zones de faiblesse, discontinuités (failles ou plans de stratification) ou présence de niveaux argileux. Après leur initiation, les glissements translationnels sont décrits comme des mouvements lents (de l'ordre d'un mètre par mois), voire très lents (1 $m.an^{-1}$) (Cruden et Varnes, 1996 ; Dikau *et al.*, 1996). En fonction de la pente basale et de la vitesse du mouvement, la masse glissée peut soit évoluer en un bloc homogène, soit se fracturer et former ainsi plusieurs unités glissant sur la surface de rupture (Fig. I.1.5A; Dikau *et al.*, 1996). Les glissements translationnels peuvent avoir une composante rotationnelle, le long de failles listriques séparant les blocs glissés, et s'ancrant sur le plan de rupture (Fig. I.1.5B).

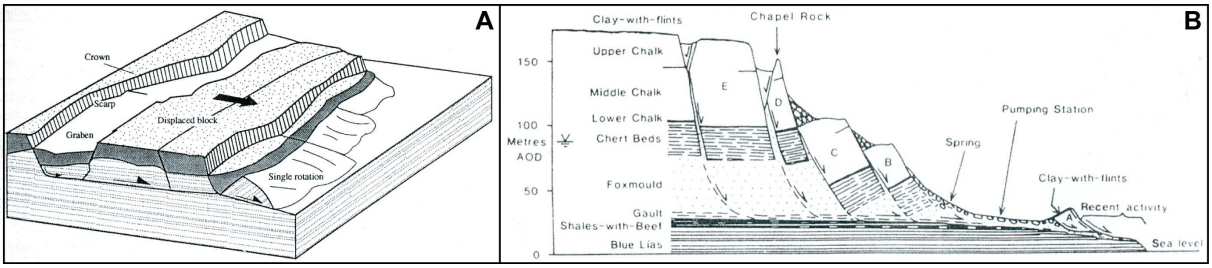


Figure I.1.5 : Glissements translationnels. A : Bloc-diagramme d'un glissement translationnel. B : Coupe du glissement de Chapel Rock (Devon, Royaume-Uni), d'après Grainger *et al.* (1985). On peut noter la composante rotationnelle du glissement (blocs A, B et C). Un butoir compressif peut également se former en partie distale de glissements translationnels.

I.1.2 Facteurs de contrôle. Etat des connaissances

Les mouvements de terrain sont le résultat de la combinaison de facteurs d'instabilité internes (ou déterminants) et de facteurs externes (ou déclenchants). Les paramètres internes au système, comme la lithologie, la pente basale ou de surface et les propriétés mécaniques des roches, conditionnent le déclenchement d'instabilités gravitaires. En effet, le mouvement est facilité par la présence de roches de faible résistance ou la fracturation/altération du milieu, réduisant ainsi sa résistance au cisaillement. De fortes différences mécaniques dans la stratification, par exemple lorsque des niveaux denses et résistants reposent sur des niveaux peu résistants, peuvent également faciliter le déclenchement d'instabilités. En mer, la présence de fluides d'origine profonde entrant en régime de surpression est aussi identifiée comme facteur déterminant. Cet aspect sera détaillé au sein du chapitre 2 de cette partie.

Les paramètres externes, conduisant au déclenchement d'instabilités gravitaires peuvent être d'origine tectonique, climatique ou anthropique. L'accélération soudaine de l'activité tectonique conduit à l'intensification brutale des gradients de pente des versants, favorisant alors le mouvement le long de ces pentes (Roering *et al.*, 1999). Les séismes sont également identifiés comme un facteur majeur de déclenchement d'instabilités gravitaires (Keefer, 1984, 2002). Les séismes provoquent en effet, selon les cas, la thixotropie de certains niveaux ou induisent la déstructuration d'un matériel jusqu'alors cohérent. Dans les zones de subduction, la forte activité sismique provoque de nombreux mouvements de terrain (*e.g.*, glissements consécutifs au tremblement de terre de Chi-Chi, 1999 à Taïwan, Lin *et al.*, 2006). En Nouvelle-Zélande, Crozier *et al.* (1995) et Davies *et al.* (2006) ont aussi montré que de nombreux glissements de terrain, pouvant être de grande ampleur (*e.g.*, glissement de Waikaremoana, 2,2 km^3, Davies *et al.*, 2006), étaient liés au mouvement de failles actives.

D’intenses précipitations peuvent conduire à l’augmentation de la pression interstitielle d’un ensemble rocheux, diminuant ainsi la résistance de ce milieu et menant au déclenchement d’instabilités gravitaires (Terzaghi, 1950 ; Sitar *et al.*, 1992). Ce phénomène est particulièrement important dans le cas d’instabilités superficielles (*e.g.*, Nouvelle-Zélande, Rogers et Selby, 1980 ; Taïwan, Chen *et al.*, 2006), et peut mener à la liquéfaction de certains niveaux, favorisant ainsi le mouvement (Wang et Sassa, 2003). L’infiltration et la circulation d’eau interstitielle est alors contrôlée par la porosité et la densité de fractures du milieu (Binet *et al.*, 2007). La circulation d’eau peut également s’effectuer le long de discontinuités mécaniques ou stratigraphiques, formant des nappes perchées et favorisant alors la genèse de décollements (*e.g.*, La Clapière, Alpes françaises, Cappa *et al.*, 2004).

Les mouvements de terrain résultent du déséquilibre entre forces motrices (la gravité étant la plus importante) et forces résistantes, induites par la friction basale ou par la présence d’une butée en bas de pente. Le retrait de la butée distale peut donc conduire au déclenchement d’instabilités, les forces résistantes au mouvement devenant inférieures aux forces motrices (Dikau *et al.*, 1996). Ce retrait peut être engendré par incision fluviatile (Schultz-Ela et Walsh, 2002 ; Azañon *et al.*, 2005 ; Lacoste *et al.*, 2009), par l’action des vagues en milieu côtier (Grainger *et al.*, 1985), ou consécutivement au retrait de glaciers (Meigs, 1998 ; Whipple *et al.*, 1999). Les activités anthropiques (fondations, creusement de canaux) peuvent aussi mener à la suppression de butées distales.

La stabilité des versants est également contrôlée par la présence ou non de végétation. En effet, les racines des arbres ont pour effet d’augmenter la cohésion des sols et d’en diminuer la saturation en eau (Pearce *et al.*, 1987 ; Zhang *et al.*, 1993). De fait, la réduction de la couverture végétale (lors de périodes glaciaires par exemple) peut conduire au déclenchement d’instabilités gravitaires. La déforestation de versants est le facteur anthropique le plus important dans le déclenchement d’instabilités de pente (Sidle, 2005). Dans les régions montagneuses, de nombreuses études (*e.g.*, bassin versant de la rivière Waipaoa, Nouvelle-Zélande, Reid et Page, 2002) établissent clairement un lien entre déforestations anthropogéniques et glissements de terrain. Toutefois, ces glissements sont de petite taille, leur profondeur ne dépassant généralement pas 2 m.

La combinaison de tous ces facteurs rend les reliefs bien développés des zones de marge active particulièrement sensibles aux glissements de terrain (fortes pentes, forte sismicité, fortes incisions et présence éventuelle de fluides).

I.1.3 Domaines d'application de l'étude des mouvements de terrain

I.1.3.1 Applications académiques

L'étude des mouvements de terrain est un enjeu particulièrement important dans la compréhension et la quantification des phénomènes conduisant à l'érosion d'un relief. En effet, les mouvements de terrain sont, avec l'incision fluviatile et l'érosion glaciaire, un des principaux agents de dénudation (*e.g.*, Plateau Tibétain, Meng *et al.*, 2006). Les taux d'érosion induits par les mouvements en masse sont variables et dépendent du type d'instabilité. Les mouvements de sol, n'impliquant que la couverture superficielle, induisent des taux d'érosion ne dépassant pas 1 $mm.an^{-1}$ (Heimsath *et al.*, 1997). Dans le cas de glissements profonds (>10 m), l'estimation des volumes de matériel impliqué et de l'âge des glissements rend la quantification de taux de dénudation plus difficile. Toutefois, différentes méthodes, basées par exemple sur la simplification mathématique de la morphologie des glissements (*e.g.*, glissements rotationnels, Cruden et Varnes, 1996) ou sur les relations entre surface et fréquence des glissements (*e.g.*, Nouvelle-Zélande, Hovius *et al.*, 1997), peuvent permettre d'estimer les volumes de matériel mobilisés. De même, il est possible de dater les mouvements, en utilisant des outils radiogéniques par exemple (Lang *et al.*, 1999 ; *cf.* § I.3.4). Les taux d'érosion estimés par Hovius *et al.* (1997) dans les Alpes du Sud de Nouvelle-Zélande sont ainsi de 9±4 $mm.an^{-1}$. Ces taux élevés sont de l'ordre des taux de dénudation maximum induits par érosion fluviatile dans les chaînes de montagnes (~10 $mm.an^{-1}$; *e.g.*, Himalaya, Burbank *et al.*, 1996 ; Chaîne Côtière, île du Nord de Nouvelle-Zélande, Litchfield et Berryman, 2006) ou par érosion glaciaire (1 à 30 $mm.an^{-1}$; Hallet *et al.*, 1996).

Si l'on considère les domaines sous-marins, des volumes considérables de sédiments sont mobilisés par des processus de glissement (*e.g.*, Storegga slide, Norvège, ~3000 km^3, Haflidason *et al.*, 2004 ; Matakaoa avalanche, Nouvelle-Zélande, ~400 km^3, Lamarche *et al.*, 2008 ; marge égyptienne, 1900 km^3, Loncke *et al.*, 2009). Là, les volumes impliqués dans les glissements sont plus importants qu'à terre du fait de la fréquente évolution d'un glissement en débrite voire en courant de turbidité (Mulder et Cochonat, 1996). En mer, certains mouvements en masse de très grande ampleur peuvent aussi affecter la couverture sédimentaire de certaines marges sur plusieurs kilomètres d'épaisseur, en présence de niveaux de décollements intra-sédimentaires. Ces niveaux de décollement peuvent être salifères, argileux ou des niveaux imperméables soumis à des surpressions de fluide. Ces surpressions peuvent être générées par le craquage d'hydrocarbures en profondeur (*e.g.*, delta du Niger,

Bilotti et Shaw, 2005 ; delta de l'Amazone, Mourgues et Cobbold, 2003). Ces processus de glissement à très grande échelle sont généralement qualifiés de « tectonique gravitaire » par opposition au terme de « glissement », généralement réservé à des phénomènes de moindre ampleur actifs à des échelles de temps plus réduites.

L'étude de ces glissements est importante dans l'optique de la compréhension des phénomènes d'érosion et transferts de matière des marges, actives ou passives.

I.1.3.2 Risques humains et matériels

La prévention et la remédiation des mouvements de terrain occupent actuellement une place prépondérante dans la gestion des aléas et risques naturels. En effet, de nombreux foyers de population sont installés sous la menace directe d'un mouvement de terrain, notamment dans les régions montagneuses et côtières. Les mouvements de terrain présentent donc des risques pour les populations et pour les biens et l'économie. Parmi les exemples récents, on peut citer le glissement de Leyte (Philippines), déclenché le 17 février 2006 après de fortes pluies et un séisme de faible magnitude (M=2,6), qui a détruit un village et causé la mort d'un millier de personnes (Sassa *et al.*, 2007). Dans le monde, environ 5% des victimes de catastrophes naturelles sont des victimes de mouvements de terrain, soit un total de plus de 40000 morts pour la période août 1993 - mai 2002 (Tableau I.1.1 ; Alexander, 2005). Il est donc nécessaire d'étudier ces mouvements afin de limiter le nombre de victimes ainsi que les dégâts matériels (infrastructures, canalisations, etc…). Le suivi des glissements (hydrologie, sismicité, déplacements) permet la prévention des risques. Les actions entreprises pour empêcher les mouvements sont, selon les cas, des actions de terrassement et de stabilisation des pentes, ou bien des drainages afin de limiter la saturation en eau du milieu.

Tableau I.1.1 : Nombre de mouvements de terrain et de victimes causées directement par ces mouvements, pour la période août 1993-mai 2002 (d'après Alexander, 2005).

Région	Nombre d'évènements	Nombre d'évènements n'ayant pas fait de victimes	Nombre de victimes directement liées aux mouvements
Afrique	**7**	1	**237**
Amérique du Nord	**30**	24	**19**
Amérique Centrale	**21**	6	**3214**
Amérique du Sud	**65**	13	**32243**
Caraïbes	**10**	2	**787**
Asie	**153**	38	**3682**
Océanie	**11**	4	**121**
Europe	**50**	26	**337**
Moyen-Orient	**5**	2	**62**
Total	**352**	116	**40702**

En mer, le risque principal associé au déclenchement de glissement concerne la destruction de câblages sous-marins ou le risque de tsunami (exemple de l'effondrement de l'aéroport de Nice en 1979, Mulder *et al.*, 1997, Dan *et al.*, 2007 ; glissement de Grand Banks, Canada associé au séisme de 1929, Piper et Aksu, 1987).

CHAPITRE 2 : GENERATION DE SURPRESSIONS DE FLUIDE

I.2.1 Notion de surpression de fluides

Un fluide est dit en surpression lorsque sa pression excède la pression hydrostatique, pression exercée par une colonne de fluide à l'état statique à une profondeur donnée. L'occurrence de fluides en surpression dans les sédiments est fréquente. Ces fluides sont présents dans divers contextes géologiques (Yassir et Addis, 2002) : bassins sédimentaires (*e.g.*, Mer du Nord ; Holm, 1998), marges passives (*e.g.*, deltas de l'Amazone, Mourgues et Cobbold, 2003 ; et du Niger, Bilotti et Shaw, 2005) ou zones de subduction (*e.g.*, Caraïbes, Le Pichon *et al.*, 1990 ; Asie du Sud-Est, Henry *et al.*, 2002). La nature des fluides en surpression est également variée : eau, gaz ou hydrocarbures liés au craquage de matière organique.

I.2.2. Genèse des surpressions

Les surpressions de fluide sont la conséquence (1) d'une diminution du volume des pores et/ou (2) d'une expansion du fluide dans le sédiment (Osborne et Swarbrick, 1997; Swarbrick et Osborne, 1998). Ces mécanismes peuvent être induits par des processus tectoniques ou sédimentaires.

(1) Une diminution de la porosité peut être induite par compaction verticale ou horizontale des sédiments. Le phénomène de compaction verticale est mis en évidence dans les bassins sédimentaires tels le delta du Niger ou le golfe du Mexique (Bowers, 1994) et est pour l'essentiel contrôlé par la vitesse de sédimentation (Luo et Vasseur, 1992). Au cours de leur enfouissement, les sédiments perdent les fluides interstitiels contenus dans les pores. Or, si le taux de sédimentation devient important, ces fluides interstitiels ne peuvent s'échapper. Les sédiments sont alors dits sous-compactés, et la mise en charge de ces niveaux peut induire des surpressions de fluides importantes. La mise en place de nappes chevauchantes (Smith et Wiltschko, 1996) ou l'accrétion d'un prisme (Moore et Vrolijk, 1992) peuvent également conduire à la compaction verticale de certaines unités et engendrer des surpressions. La compaction horizontale est un processus limité aux zones tectoniquement actives comme les chaînes d'avant-pays ou les prismes d'accrétion (*e.g.*, Papouasie-Nouvelle Guinée, Hennig *et*

al., 2002), mais apparaît secondaire face au phénomène de compaction verticale (Moore et Vrolijk, 1992 ; *e.g.*, prisme de Nankai, Screaton *et al.*, 2002).

(2) Le principal facteur d'expansion des fluides est le craquage des huiles en gaz lors de la génération d'hydrocarbures (Hunt, 1995 ; Swarbrick *et al.*, 2002). Au cours de la diagenèse, la matière organique enfouie se dégrade en kérogène (Fig. I.2.1). Ce kérogène va ensuite subir deux craquages successifs, fonctions de l'augmentation de la température. Dans la fenêtre à huile (60-120°C, de 2 à 4 km de profondeur en considérant un gradient géothermique de 30°C/km), le kérogène subit un premier craquage lors la catagenèse (Fig. I.2.1). L'expansion du fluide est alors estimée entre 25 et 50 % (Meissner, 1978 ; Ungerer *et al.*, 1983). Au cours de la métagenèse, un craquage secondaire des hydrocarbures va alors produire des gaz thermogéniques (méthane essentiellement). Cette transformation a lieu dans la fenêtre à gaz (Fig. I.2.1), à des températures comprises entre 120 et 160 °C, à des profondeurs situées entre 4 et 6 km. Swarbrick *et al.* (2002) estiment l'augmentation du volume de fluides entre 75 et 140 % lors de cette transformation.

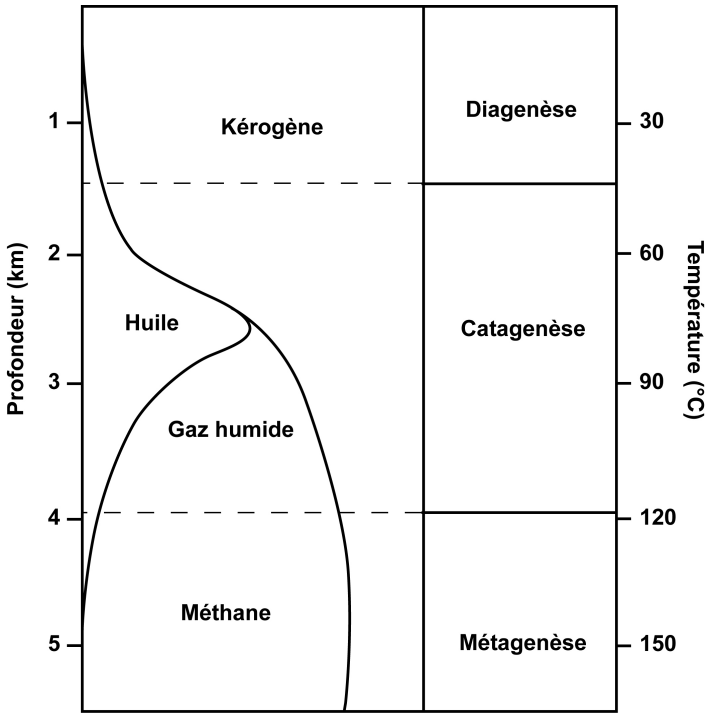


Figure I.2.1 : Processus de transformation du kérogène, menant à la formation de gaz thermogéniques, modifié d'après Hunt (1995).

La migration de fluides allochtones (fluides thermogéniques par exemple), formés dans des réservoirs profonds, à travers un système sédimentaire peut également conduire à la

genèse de surpressions (Gay *et al.*, 2003). A terre, les surpressions de fluides sont souvent engendrées par une augmentation de la pression d'eau interstitielle dans les sols ou roches considérés. La variation de la saturation en eau des milieux émergés peut s'effectuer (1) par le biais d'une remontée du niveau piézométrique et/ou (2) suite à des précipitations intenses.

La présence de fluides en surpression entraîne un déséquilibre au sein de la matrice poreuse des sédiments. Le retour à l'état d'équilibre s'effectue avec la migration des fluides vers la surface. Les directions et vitesses de migration sont conditionnées par la perméabilité des roches et la vitesse de génération des fluides (Bolton et Maltman, 1998). Les réseaux de fractures notamment offrent des conduits préférentiels de migration (*e.g.*, Bassin du Congo, Gay *et al.*, 2006). La perméabilité intrinsèque des sédiments exerce également un contrôle très important sur la migration des fluides. Des variations de perméabilité dans la stratification engendrent en effet des variations de pressions et de contraintes dans la matrice. A la base de niveaux de faible perméabilité (niveaux argileux par exemple), les fluides présents dans la matrice peuvent alors se trouver confinés, et entrer dans un régime de surpression (*e.g.*, delta du Niger, Mourgues et Cobbold, 2003). Cet état est un facteur d'instabilité très important actif à toutes les échelles, depuis le déclenchement de mouvements pelliculaires jusqu'à la déstabilisation d'éventails profonds entiers.

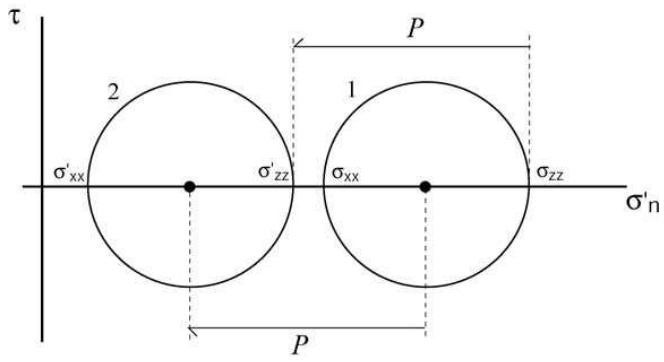
I.2.3 Influence des surpressions de fluide sur la stabilité des édifices sédimentaires

1.2.3.1. Cas des fluides ascendants (d'origine profonde)

Le confinement de fluides en surpression à la base d'une couche de faible perméabilité induit une réduction de la résistance de cette couche (Fig. I.2.2 ; *e.g.*, prisme de la Barbade, Fisher *et al.*, 1996). En effet, une partie des contraintes totales est supportée par la phase fluide. On définit alors la contrainte effective, seule variable contrôlant les déformations d'un milieu poreux, comme la différence entre la contrainte totale et la pression de fluides (Terzaghi, 1923) :

$$\sigma' = \sigma - P\mathrm{Id} \qquad (I.1)$$

avec P la pression de fluide et Id la matrice identité : $\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{pmatrix}$, représentant ici le tenseur des contraintes induit par la pression de fluides.



1- Cercle des contraintes totales
2- Cercle des contraintes effectives

Figure I.2.2 : Etat des contraintes totales et effectives dans le cas d'un système soumis à une pression de fluides P. σ_{zz} : contrainte totale maximale ; σ_{xx} : contrainte totale minimale ; σ'_{zz} : contrainte effective maximale ; σ'_{xx} : contrainte effective minimale.

Lorsque le fluide est à l'état hydrostatique, la contrainte totale verticale s'écrit :

$$\sigma_{zz} = \rho g z \qquad (I.2)$$

avec ρ la masse volumique du matériau et z la profondeur,

Lorsque le fluide s'écoule dans le milieu (état non hydrostatique), il exerce également une force de volume (de type force d'Archimède), induite par le gradient de pression dans le système, noté :

$$\nabla P = \delta P / \delta z \quad (I.3)$$

avec P la pression de fluide et z la profondeur.

De fait, on peut exprimer ici la contrainte effective comme :

$$\nabla \sigma' = \sigma - \nabla P \ (I.4)$$

Afin de déterminer l'effet de la pression des fluides dans un système poreux, il est nécessaire d'introduire ici le paramètre λ. Ce paramètre décrit le rapport entre la variation de pression de fluides le long d'une colonne de sédiments et la pression lithostatique, poids de cette colonne.

$$\lambda = \frac{P_f(z) - P_f(0)}{\rho g z} \qquad (I.5)$$

avec λ variant entre 0,4 et 1, λ=0,4 correspondant à la pression hydrostatique et λ=1 signifiant que la pression de fluide est égale à la pression lithostatique. Par la suite,

nous utiliserons toujours des valeurs de λ corrigées de la pression hydrostatique, c'est-à-dire $0< \lambda <1$.

En considérant un gradient de pression constant sur toute la hauteur du système, la contrainte effective verticale s'écrit alors (Mourgues et Cobbold, 2003) :

$$\sigma'_{zz} = (1-\lambda)\rho g z \qquad (I.6)$$

L'augmentation de la pression de fluides induit une diminution et une réorientation des contraintes effectives appliquées au système par le biais de forces de courant liées au déplacement des fluides (Fig. I.2.3). Ces forces de courant ont tendance à être perpendiculaires à la surface libre, et donc obliques aux forces gravitaires. Les surpressions de fluides favorisent ainsi la formation de décollements, de failles listriques, et modifient la limite de stabilité des édifices sédimentaires (Fig. I.2.3 ; Hubbert et Rubey, 1959 ; Mourgues, 2003).

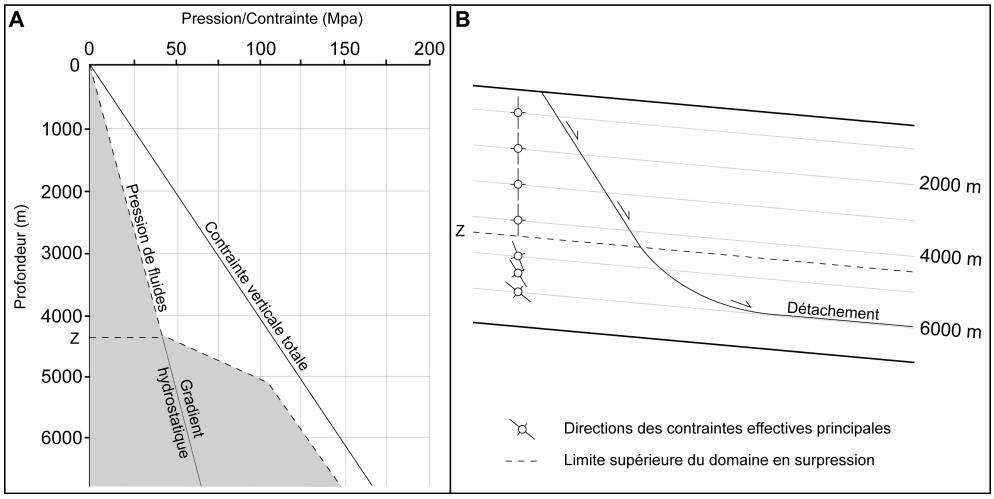


Figure I.2.3 : Profil non linéaire de pression de fluides et ses conséquences mécaniques. A : Evolution du profil de pression en fonction de la profondeur. La pression de fluides augmente dans les niveaux de faible perméabilité. B : Réorientation des contraintes effectives. Modifié d'après Mourgues et Cobbold (2003).

Dans les zones de subduction, la présence de fluides en surpression est associée à la genèse de décollements à la base du prisme d'accrétion (*e.g.*, prisme de la Barbade, Westbrook et Smith, 1983 ; Fisher *et al.*, 1996). Henry (2000) a identifié dans le décollement de ce prisme un niveau sous-compacté à forte pression de fluides. La circulation épisodique de fluides au niveau du décollement permet alors le glissement le long de ce plan (Henry,

2000). De fortes pressions de fluides ont également été mises en évidence dans le prisme de Nankai (Screaton *et al.*, 2002). Les surpressions de fluides ont donc une importance prépondérante dans la genèse de décollements à la base des prismes d'accrétion et facilitent le mouvement le long de ces plans. Le déclenchement d'instabilités gravitaires liées à des surpressions de fluides à la base de niveaux peu perméables, bien décrit en mer (*e.g.*, delta du Niger, Mourgues *et al.*, 2009), n'a toutefois, à notre connaissance, jamais été envisagé dans les domaines émergés.

1.2.3.2. Cas des fluides descendants (météoriques)

Dans les domaines émergés, les surpressions de fluide engendrent des instabilités au sein des milieux rocheux (*e.g.*, Alpes françaises et italiennes, glissement de La Clapière, Cappa *et al.*, 2004 ; glissement de Rosone, Binet *et al.*, 2007). Toutefois, l'action de l'eau sur la stabilité d'un milieu rocheux est différente de l'action de fluides d'origine profonde. En effet, les fluides profonds induisent une diminution de la résistance d'un niveau peu perméable, favorisant ainsi le déclenchement de mouvement de masse au-dessus de ce niveau. *A contrario*, la saturation en eau d'un milieu engendre sa déstabilisation, par augmentation de la pression de pores, réduisant ainsi la résistance de ce milieu et conduisant à la perte de sa cohésion (*e.g.*, liquéfaction, Wang et Sassa, 2003) et son effondrement (Terzaghi, 1950 ; Sitar *et al.*, 1992). Les eaux météoriques peuvent aussi agir comme lubrifiant lors de leur infiltration et favoriser ainsi le mouvement le long d'une surface de rupture (*e.g.*, La Clapière, Cappa *et al.*, 2004).

I.3.1 Télédétection

L'objectif initial de cette thèse était de caractériser la typologie et l'ampleur de glissements récents dans la Chaîne Côtière de l'île du Nord en Nouvelle Zélande, de déterminer les grands types de glissements et d'identifier les facteurs de contrôle et de déclenchement associés. Avant de sélectionner le complexe de Waitawhiti comme l'objet d'étude de cette thèse, une cartographie systématique des glissements affectant la partie émergée du prisme d'accrétion de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande a été effectuée. L'interprétation d'imagerie satellitaire (SPOT5 et QuickBird-2) s'est avérée être la solution la plus adaptée en vue de (1) repérer et cartographier les glissements de terrain existants, (2) déterminer une ou plusieurs zones d'étude et (3) effectuer l'analyse morphostructurale détaillée de cette (ces) zone(s).

I.3.1.1 Choix et acquisition des données

Le type d'images satellite choisi devait soutenir au mieux notre démarche. En effet, différentes acquisitions sont possibles (par exemple, images SPOT, LANDSAT, RADAR). La résolution, la gamme spectrale ou le mode (passif ou actif,) sont variables en fonction du type d'image choisi.

Nous avons privilégié dans un premier temps une programmation d'image SPOT5 en mode panchromatique (capteur sensible à toutes les longueurs d'onde du spectre visible) noir et blanc, avec un niveau de traitement 1A (images non traitées et seulement corrigées radiométriquement). Une telle acquisition, typiquement adaptée à la cartographie au 1/50000, voire au 1/25000 (Mekarnia et Chorowicz, 1992), présente l'avantage d'offrir des scènes couvrant d'importantes surfaces (60 km x 60 km), et dont la résolution au sol est très satisfaisante (tachèle de 2,5 m au nadir du satellite). A titre de comparaison, les images LANDSAT permettent l'acquisition de scènes de 185 km de large pour une tachèle de 30 m. Deux images SPOT5 acquises en mode panchromatique présentent en outre l'‘avantage de pouvoir être associées en stéréoscopie et de permettre la genèse de Modèles Numériques de Terrain, outil très intéressant dans l'optique d'analyses géomorphologiques. Deux couples

d'images SPOT5, centrés sur la Chaîne Côtière de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande, ont ainsi été programmés et acquis en début de thèse (2005). Les scènes constituant ces deux couples couvrent une surface de 60 km x 60 km au sol, ce qui permet une analyse régionale de la Chaîne Côtière néo-zélandaise.

Notre objectif était ensuite d'imager plus en détail la structure complexe des glissements étudiés et de caractériser si possible leur activité et leurs évolutions temporelles. A l'exception des images WorldView (tachèle de 50 cm), les images QuickBird sont les images de meilleure résolution au sol (tachèle de 61 cm au nadir en mode panchromatique) disponibles sur le marché (Fig. I.3.1). Les images QuickBird constituent donc un complément Haute Résolution idéal aux images SPOT5 (Fig. I.3.2). A titre d'exemple, les images Ikonos offrent une résolution de 81 cm.

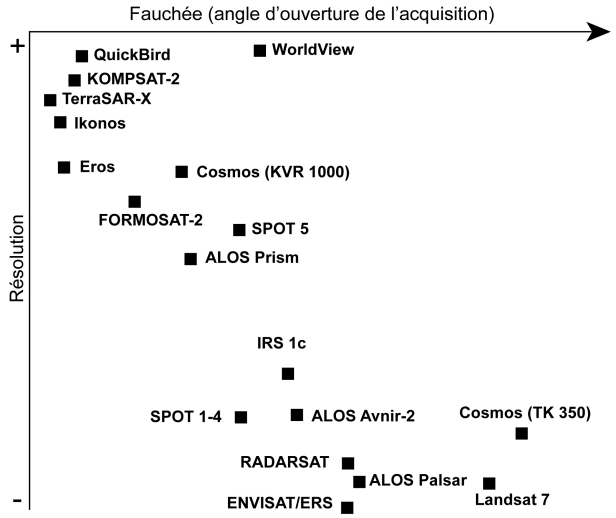


Figure I.3.1 : Fauchée et résolution de différents types d'images satellite (d'après www.spotimage.fr).

Bien que les images QuickBird n'aient pu être associées en stéréoscopie (service qui n'est disponible en Haute Résolution que depuis 2007), nous avons préféré à une acquisition WorldView1, trois images QuickBird-2 en mode panchromatique noir et blanc. L'acquisition de telles images présente en effet l'avantage de pouvoir sélectionner sur la zone d'étude des images d'archive depuis 2001, année de lancement du satellite QuickBird. En cours de thèse, ces images QuickBird-2 (Fig. I.3.2), centrées sur le vaste complexe glissé (détaillé en partie III) identifié sur les images SPOT5, ont ainsi été acquises, en archive pour 2003 et 2006, et en programmation pour 2008.

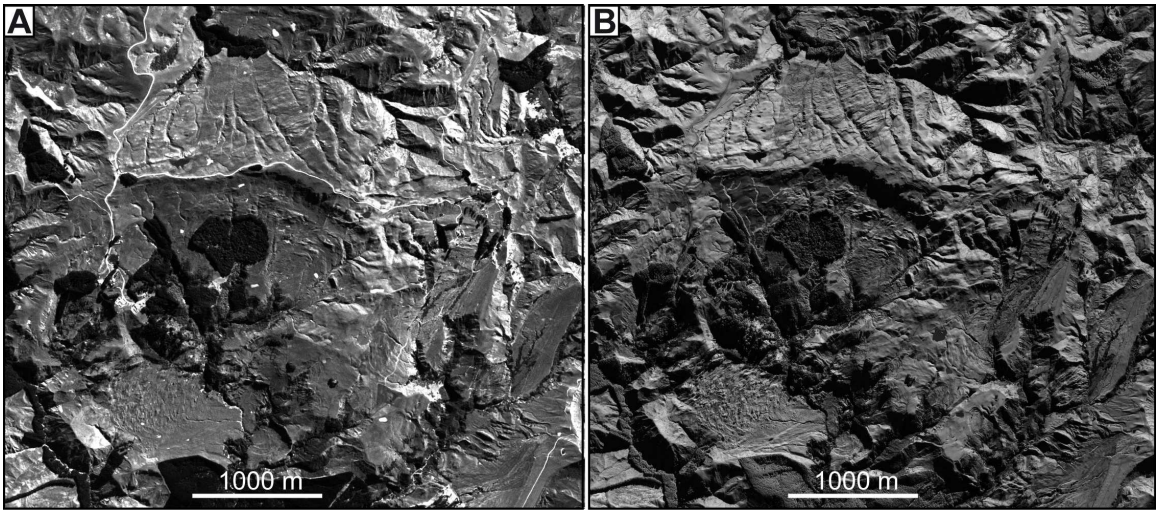


Figure I.3.2 : Extraits d'images satellite centrés sur le complexe glissé de Waitawhiti. A : image SPOT5 (résolution : 2,5 m). B : image QuickBird-2 (résolution : 0,61 m).

Présentation des caractéristiques et paramètres d'acquisition des images SPOT5

En 2005, deux programmations de couples d'images SPOT5 ont donc été réalisées par notre équipe, dans le cadre du programme ISIS du CNES (dossier de programmation ISIS 0411/705). Ce programme a pour but de donner un accès aux images SPOT, à tarif préférentiel, à la communauté scientifique européenne travaillant sur des projets de recherche. Les couples d'images acquis étaient centrés respectivement sur le Nord de la Chaine Côtière (région de Hastings) et plus au Sud, dans le Wairarapa (région de Dannevirke) (Fig. I.3.3).

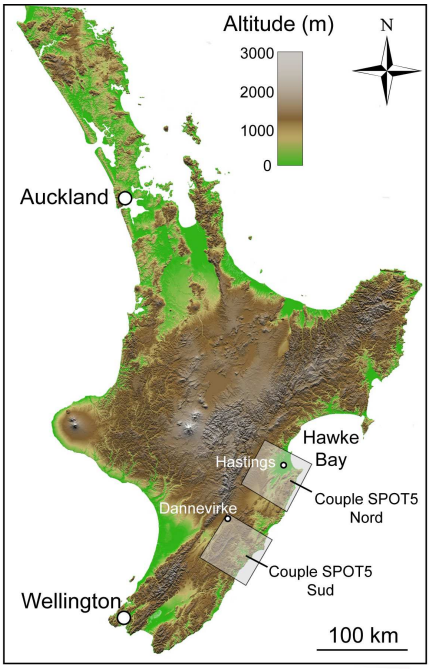


Figure I.3.3 : Localisation des couples d'images SPOT5 étudiés.

Le satellite SPOT5, lancé en 2002, a une orbite phasée et observe donc la même zone tous les 26 jours. L'orbite de ce satellite est par ailleurs héliosynchrone, de façon à éviter de trop fortes variations des conditions d'ensoleillement. Le satellite SPOT5 est doté de capteurs à visée oblique permettant d'obtenir une vision stéréoscopique d'une scène par association d'images prises sous des angles différents (Fig. I.3.4). 2 télescopes HRG (Haute Résolution Géométrique) permettent d'effectuer des prises de vue obliques jusqu'à ±27° de la verticale (Fig. I.3.4A). La résolution des images obtenues peut atteindre 2,5 m en mode panchromatique (en cas d'acquisition bi-image seulement). Le capteur HRS (Haute Résolution Stéréoscopique) permet l'acquisition quasi-simultanée de couples stéréoscopiques, non plus latéralement mais en acquisition « avant-arrière » (Fig. I.3.4B). Ainsi, lors du même passage du satellite, les télescopes, installés respectivement à l'avant et à l'arrière du satellite, peuvent capturer plusieurs images couvrant la même bande de terrain.

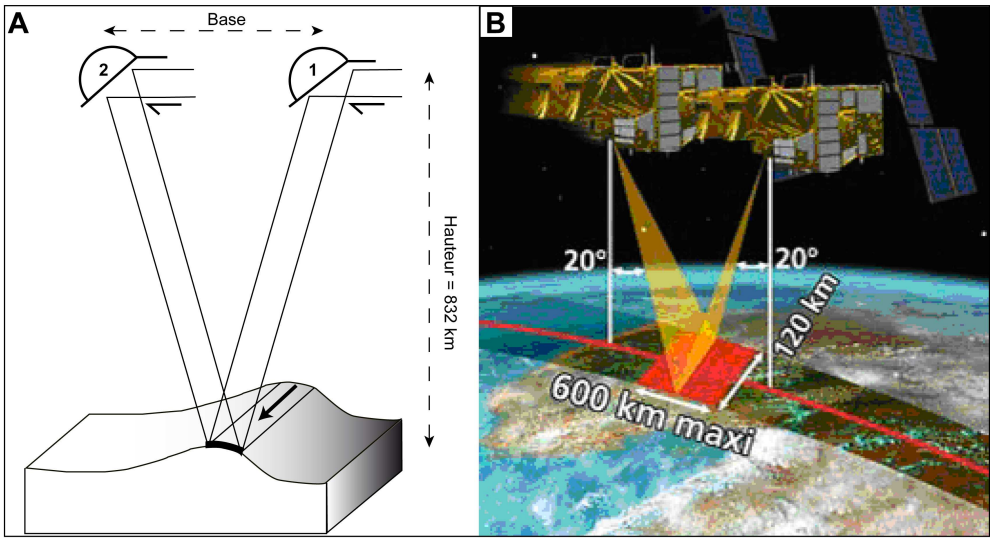


Figure I.3.4 : Modes d'acquisition des images SPOT5 (d'après www.spotimage.fr). A : Acquisitions latérales (2 passages du satellite) avec capteur HRG. La flèche représente le sens de déplacement du satellite. B : Acquisition « avant-arrière » avec le capteur HRS.

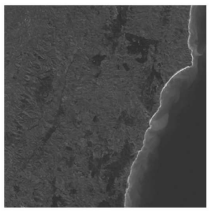
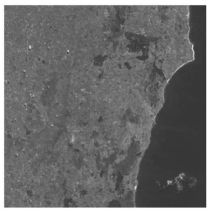
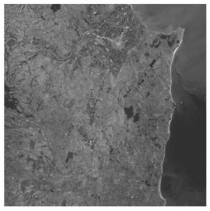
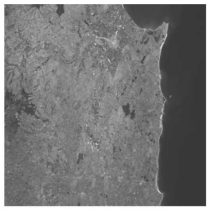
Afin de privilégier la résolution des images (Tableau I.3.1), nous avons opté pour une acquisition stéréoscopique avec le capteur HRG. Ce choix présente toutefois un désavantage par rapport aux images obtenues par le capteur HRS. En effet, les conditions d'ensoleillement pouvant varier entre 2 prises de vue espacées dans le temps, les images acquises simultanément ou dans des délais très courts sont généralement plus faciles à corréler.

Tableau I.3.1: Caractéristiques des images SPOT5 panchromatiques obtenues avec les capteurs HRG et HRS.

	HRS (Haute Résolution Stéréoscopique)	HRG (Haute Résolution Géométrique)
Résolution	10 m 5 m en stéréoscopie	5 m 2,5 m en stéréoscopie
Spectre électromagnétique	0,49 - 0,69 µm	0,48 - 0,71 µm
Champ de prise de vue	600 km x 120 km	60 km x 60 à 80 km
Ecart de temps entre les 2 images	90 secondes (simultané)	variable

La qualité des couples d'images SPOT dépend (1) des conditions d'ensoleillement et (2) des angles d'incidence des prises de vue. Ce second paramètre est mesuré par le rapport Base/Hauteur (B/H) des couples (Fig. I.3.4A). Le rapport B/H est compris entre 0 et 1,1. Il exprime pour un couple d'images stéréoscopiques le rapport entre la base (distance entre les 2 positions du satellite) et la hauteur (altitude du satellite, H=832 km). Un rapport B/H élevé induit une grande précision des Modèles Numériques de Terrain générés. Cependant, la corrélation des images du couple est alors plus difficile voire impossible en terrain accidenté. Il est donc nécessaire d'évaluer avec attention le rapport B/H le mieux adapté au type de terrain et à la précision recherchée. En effet, une programmation d'images SPOT5 implique durant 6 mois plusieurs prises de vue, dont les angles d'incidence (fonctions de l'orbite du satellite), et les conditions nuageuses varient. Il revient alors au commanditaire des images de sélectionner le couple qu'il souhaite acquérir. Dans notre cas, des rapports B/H moyens, combinant bonne précision du MNT et corrélations assez facilement réalisables, étaient un bon compromis. Les faibles angles d'incidence du couple Sud (induisant un plus faible rapport B/H, Tableau I.3.2) ont permis des corrélations plus aisées que pour le couple Nord, qui présentait de plus importantes distorsions. De plus, la qualité radiométrique des images du couple Sud était supérieure à celle des images du couple Nord, malgré le laps de temps important entre les prises de vue.

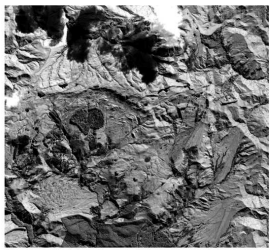
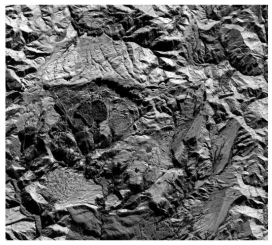
Tableau I.3.2 : Caractéristiques des deux couples d'images SPOT5 étudiés. Le nombre de jours important entre les prises de vue pour le couple Sud s'explique par le fait que la zone n'était pas située sur l'orbite du satellite et que les conditions nuageuses n'étaient pas optimales.

Couple SPOT5	Espacement entre les prises de vue	Angle d'incidence	Rapport B/H	Capteur d'acquisition	Aperçu image 1	Aperçu image 2
Nord (Hastings)	9 jours	28,55° Est 12,74° Ouest	0,77	HRG		
Sud (Dannevirke)	81 jours	16,77° Est 19,07° Ouest	0,65	HRG		

Présentation des caractéristiques et paramètres d'acquisition des images QuickBird-2

Le satellite QuickBird, lancé en octobre 2001, acquiert des images noir et blanc à 61 cm de résolution ou des images couleurs (4 bandes) à 2,44 m de résolution pouvant chacune couvrir une surface de 16,5 km x 16,5 km. L'orbite de ce satellite est, elle aussi, héliosynchrone mais il se déplace à une altitude plus faible que le satellite SPOT5 (450 km contre 832 km, respectivement), ce qui explique la meilleure résolution des données acquises. En effet, la résolution au sol est directement conditionnée par l'altitude du satellite et l'angle d'ouverture de l'acquisition (la fauchée). Les images que nous avons acquises couvrent une surface de 25 km² au sol. Les deux images QuickBird-2 d'archive (2003 et 2006, respectivement) et l'image programmée en 2008 étaient quasiment brutes, c'est-à-dire ni orthorectifiées, ni projetées (Tableau I.3.3). Seule une correction radiométrique avait été réalisée (niveau de traitement de base).

Tableau I.3.3: Caractéristiques des images QuickBird-2 étudiées.

Image QuickBird-2	Date de prise de vue	Angle au nadir	Couverture nuageuse	Aperçu
2003	19-04-2003	7,3°	non mesurée	
2006	19-04-2006	7,4°	3,1%	
2006	31-05-2008	22,2°	0%	

I.3.1.2 Traitement des données

Les systèmes de coordonnées et de projection Néo-Zélandais (New Zealand Map Grid et Geodetic Datum 1949) ont été utilisés pour géoréférencer les images et créer la base de données. L'orthorectification des images permet leur intégration dans une base de données de type Système d'Information Géographique (SIG), réalisée sous ArcMap 9.0.

Les images SPOT5

Géoréférencement, orthorectification et corrections radiométriques

Les images SPOT5 étaient prétraitées en niveau 1A, c'est-à-dire que les images étaient quasiment brutes. Or, la capture d'images oblique par rapport à la verticale induit une distorsion de ces images. Il est donc nécessaire de corriger ces distorsions avant de procéder à toute analyse. Ces corrections ont été réalisées grâce au logiciel GEOimage 4.2.

Dans un premier temps, nous avons géoréférencé les images SPOT5 à l'aide de points repérés sur des cartes topographiques dont les coordonnées sont connues précisément. Le référencement d'images dans l'espace permet de corriger les déformations inhérentes à la prise de vue, on parle alors d'images orthorectifiées.

Nous avons ensuite réalisé sous Adobe Photoshop des améliorations radiométriques (contraste, luminosité, niveaux de blanc) sur les images orthorectifiées afin de faciliter l'analyse et l'interprétation des images (Fig. I.3.5). Ce logiciel s'est en effet avéré plus efficace que GEOimage 4.2 pour améliorer le rendu visuel des images panchromatiques traitées.

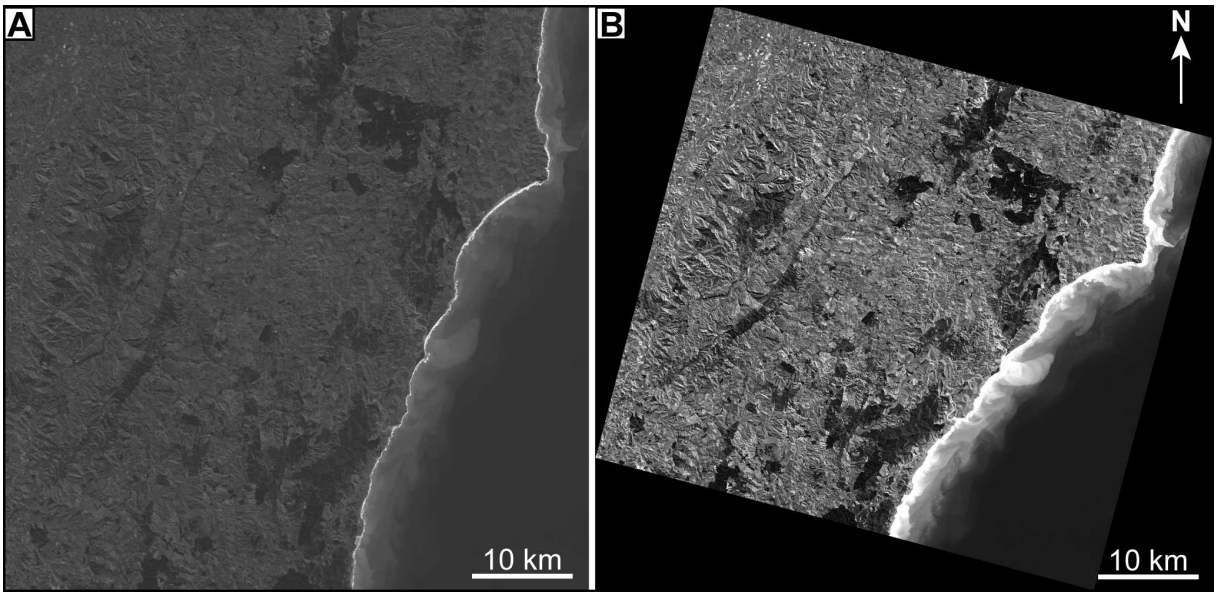


Figure I.3.5 : Géoréférencement et amélioration radiométrique d'une image SPOT5 appartenant au couple Sud (Dannevirke). A : image brute. B : image orthorectifiée.

Génération de MNT par association en stéréoscopie

La création de MNT à partir des couples stéréoscopiques d'images SPOT5 a été réalisée sous GEOimage 4.2 (Annexe A). La création de MNT est basée sur la comparaison de 2 images non-géoréférencées. Les principales structures de chaque image du couple sont repérées puis superposées. L'utilisateur peut ici contrôler et corriger si besoin les erreurs de corrélation. Cette étape est ensuite répétée, l'analyse devenant de plus en plus détaillée à chaque nouvelle itération. Le logiciel met alors en correspondance les pixels de chaque image et attribue à chacun une valeur, on parle de carte de disparités (Fig. I.3.6). Connaissant l'altitude et les coordonnées spatiales d'un point de repère dans l'image, il est alors possible de convertir toutes les valeurs de disparités en altitudes et de géoréférencer le MNT créé.

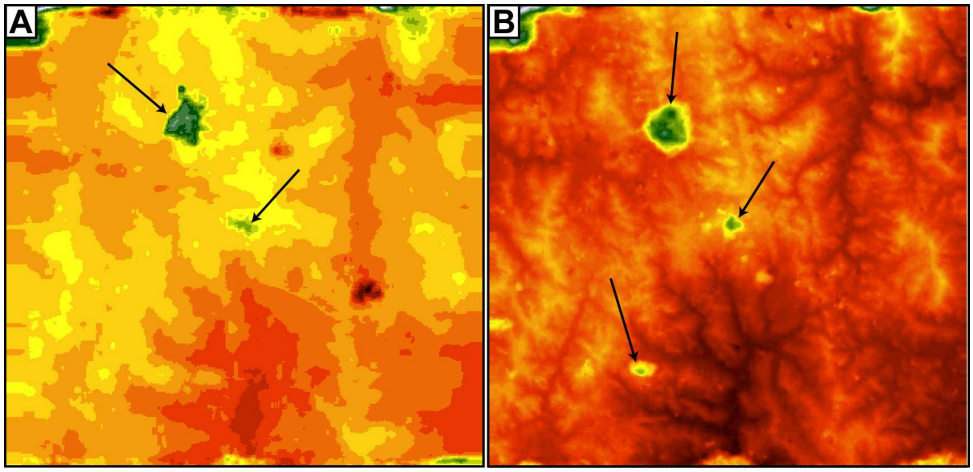


Figure I.3.6: Cartes de disparités créées lors de la mise en correspondance d'images pour la génération de MNT. A : 2ème pas d'itération. B : 4ème pas d'itération. Les flèches noires indiquent les erreurs de corrélation du logiciel, qu'il est possible de corriger manuellement.

Limites méthodologiques

La précision de localisation absolue (sans points d'appui, en terrain plat), est théoriquement de 50 m pour les images SPOT 5. Cette précision est améliorée lors du géoréférencement et de l'orthorectification des images. En l'absence de points GPS, on choisit des points remarquables sur des cartes topographiques que l'on repère sur les images satellite. Globalement, la précision visuelle de lecture d'une carte topographique est de 1/3 de mm, ce qui équivaut à une distance de 8,25 m pour une carte au 1/25 000. Dans notre cas, un certain nombre de cartes au 1/50000 ont été importées dans GEOimage 4.2 afin de réaliser le géoréférencement des images (sélection d'un certain nombre de points d'ancrage sur la carte). La précision de localisation absolue des scènes SPOT 5 est alors de 16,5 m. La précision de la localisation relative d'un point par rapport à un autre au sein d'une scène est plutôt bonne dans le cas d'images acquises avec de faibles angles d'incidence (inférieure à 10 m).

Concernant les MNT, en théorie, l'association en stéréoscopie peut permettre une résolution de 2,5 m par pixel. La résolution verticale optimale pouvant être obtenue pour les MNT est alors d'environ 8 m (calculé en utilisant un module de GEOimage 4.2). Cette résolution est fonction de la résolution horizontale et de l'angle de prise de vue des images. Dans la pratique, la réalisation de MNT à 2,5 m était quasiment impossible suite à des problèmes de corrélation des deux images dans les zones boisées, présentant des différences d'éclairage ou très pentées (effets d'ombres). Dans le détail, de nombreux artefacts émaillaient les MNT produits. Ces MNT n'ont donc été utilisés qu'à titre indicatif pour estimer les gradients de pente moyens et estimer les volumes des glissements identifiés.

Les images QuickBird-2

Géoréférencement, orthorectification et corrections radiométriques

Les images QuickBird-2 ont été géoréférencées, orthorectifiées, et corrigées radiométriquement, suivant le même protocole que pour les images SPOT5. Une campagne de terrain d'acquisition de points GPS sur la zone du glissement a toutefois permis de géoréférencer les images plus précisément qu'en utilisant des points issus de cartes topographiques.

Limites méthodologiques

Pour les images QuickBird-2, la précision de localisation absolue (sans points d'appui, en terrain plat) est de 23 m. Afin d'effectuer correctement le géoréférencement, il est nécessaire de disposer d'un nombre conséquent de points de repères et que ces points soient bien répartis dans toute l'image. Nous espérions caler au mieux les trois images QuickBird les unes par rapport aux autres, de façon à quantifier l'évolution des glissements au cours du temps (entre 2003, 2006 et 2008). Malgré la campagne d'acquisition de points GPS, le nombre insuffisant de points de repère dans la zone d'étude (glissements situés en pleine campagne, peu de routes et d'intersections facilement identifiables, peu de bâtiments et constructions) a conduit à un géoréférencement différent pour certaines parties des images QuickBird-2. Les comparaisons strictes entre images n'ont donc pas pu être réalisées dans des conditions d'observation optimales.

La précision de la localisation relative d'un point par rapport à un autre au sein d'une même scène était cependant excellente au vu de la résolution des images (61 cm) et des faibles angles d'incidence lors de l'acquisition (8° par rapport au nadir en moyenne).

I.3.1.3 Analyse spatiale et interprétation

Nous avons dans un premier temps effectué sur la base des images SPOT5 une cartographie de tous les glissements de terrain détectables et des principaux linéaments (failles majeures) le long de la Chaîne Côtière (7200 km² de données satellitales). Nous avons ensuite intégré cette cartographie à une base de données SIG (ArcMap 9.0 ; Annexe B). Cette base de données comprend les formations lithologiques et structures tectoniques majeures, tirées des cartes géologiques disponibles (au Nord : Dannevirke 1/250000, Kingma, 1962 ; au Sud : Wairarapa 1/250000, Lee et Begg, 2002). La localisation des zones d'échappements de

fluides (Lillie, 1953 ; Francis, 1995 ; Field *et al.*, 1997) et des épicentres des principaux séismes (www.geonet.org.nz; www.seismology.harvard.edu; www.neic.usgs.gov; www.ngdc.noaa. gov) ainsi que les taux de surrection (Pillans, 1986) ont également été intégrés à la base de données.

La mise en relation de la cartographie des glissements de terrain et des informations bibliographiques nous a permis d'identifier des sites montrant un intérêt particulier : grandes surfaces de glissement, densité de glissements importante, ou glissements liés à un contexte spécifique. Nous avons ainsi choisi de focaliser notre travail sur la zone de Waitawhiti, dans le couple SPOT5 Sud (Wairarapa). Ce complexe glissé présentait en effet un environnement géologique intéressant : présence de sorties de fluides, de failles et mise en place au cœur d'un synclinal du prisme d'accrétion. Les glissements de ce complexe apparaissaient en outre très bien exprimés et conservés sur les images satellites, ce qui présageait d'excellentes conditions d'analyse sur le terrain.

L'analyse des images QuickBird-2, plus précises, acquises sur la zone de Waitawhiti a permis une interprétation morphostructurale détaillée de cette région, de préciser les observations des images SPOT5 et de mieux faire le lien entre observations satellitales et données acquises sur le terrain. La comparaison entre les différentes images Quickbird-2 a également permis la détection de structures nouvellement formées entre deux images (cicatrices d'arrachement notamment). Les résultats de cette interprétation sont présentés dans le chapitre 2 de la partie III (Lacoste *et al.*, 2009).

I.3.2 Terrain

Deux missions de terrain, organisées en février 2007 (5 semaines) et en mars 2008 (3 semaines) ont permis de calibrer et d'affiner l'interprétation des images satellite. Notre approche a été à la fois structuraliste (morphologie et structure des glissements, failles, détection des surfaces structurales), sédimentologiste (type de roches impliquées, stratigraphie de la région) et « hydrologique » (caractérisation des profils de rivières, relations avec les masses glissées, détection de sorties de gaz) (*cf.* chap. III.2). L'échantillonnage des grès fins et des siltstones composant les séries turbiditiques de la zone a conduit à une analyse stratigraphique détaillée de la région de Waitawhiti (*cf.* Figs 4 et 5, chap. III.2). Enfin, nous avons prélevé les niveaux formant le corps et la base des glissements, afin d'effectuer une caractérisation sédimentologique et mécanique des roches impliquées dans les glissements de terrain et des roches constituant les zones stables de la région.

I.3.3 Caractérisation des roches

Dans le but de caractériser les principaux types de roches impliquées dans les glissements étudiés, nous avons effectué, au sein du laboratoire Géosystèmes (UMR 8157 CNRS) de l'université de Lille1, des analyses sédimentologiques et pétrographiques, ainsi que des tests mécaniques sur tous les échantillons prélevés.

I.3.3.1 Sédimentologie

Granulométrie

Les analyses granulométriques ont permis de déterminer la taille des grains constituant les roches impliquées dans les glissements, et leurs proportions relatives (Fig. I.3.7). Ces analyses ont été réalisées suivant le principe de la diffusion et diffraction d'un rayon laser sur des particules en suspension. L'angle de diffraction, inversement proportionnel à la taille des particules, est mesuré par une cellule photoélectrique. Nous avons utilisé ici un granulomètre Malvern Mastersizer 2000 (laser rouge He-Ne, longueurs d'onde : 632 nm et 466 nm).

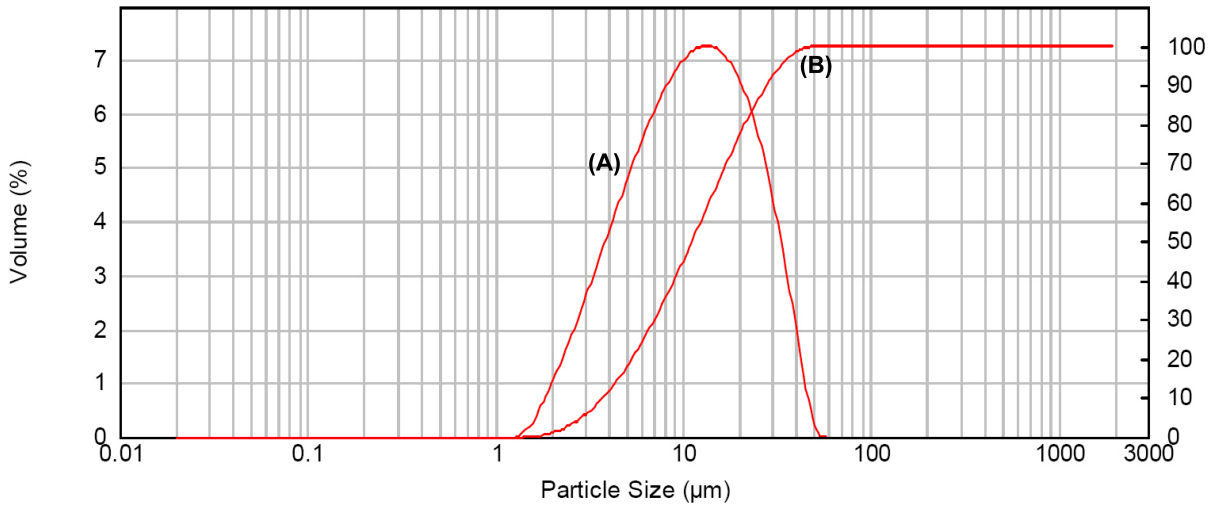


Figure I.3.7 : Courbes de distribution de la taille des particules (A) et leurs proportions (B) dans l'échantillon de siltstone 08WAI05.

Minéralogie

Les analyses minéralogiques ont ici été conduites à l'aide d'un diffractomètre à rayons X Philips PW 1710. La détermination de la minéralogie de la roche totale et des minéraux argileux de cette roche par diffraction des rayons X nécessite une préparation des échantillons selon les protocoles établis par Holtzapffel (1985) et Bout-Roumazeilles *et al.* (1999).

Les échantillons sont tout d'abord réduits en poudre et séchés à l'étuve à 100 °C pendant 24 h. La minéralogie de la roche totale est obtenue simplement en passant cette poudre au diffractomètre à rayons X. Afin de déterminer la minéralogie des argiles, il est nécessaire de décalcifier les échantillons. On place alors l'échantillon en poudre dans un pilulier contenant un fond d'eau distillée, et on y ajoute de l'acide chlorhydrique à 20%. On agite ensuite la solution pendant 10 minutes environ. Plusieurs phases d'attaque acide sont parfois nécessaires pour éliminer la totalité des carbonates de l'échantillon. Lorsque la solution est acide, on complète le pilulier d'eau distillée afin de stopper l'attaque acide.

Après décantation du matériel en suspension, on élimine la solution acide surnageante et on rince l'échantillon en ajoutant de l'eau distillée. Cette phase de rinçage est répétée jusqu'à ce que l'eau reste trouble même après une longue période de décantation, ce qui signifie que les argiles de l'échantillon sont défloculées.

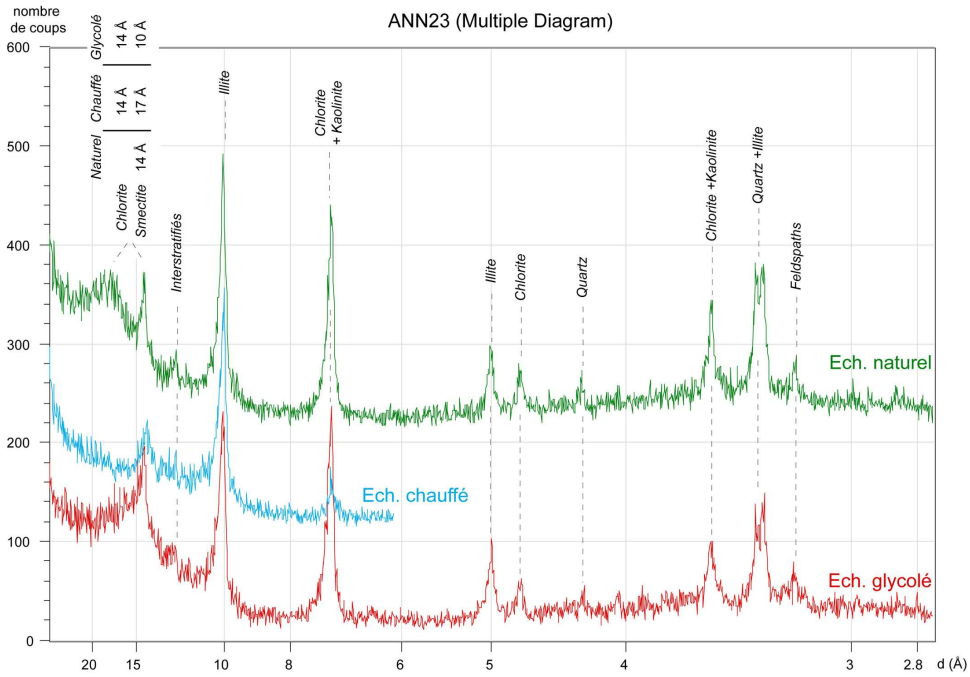


Figure I.3.8: Exemple des trois diffractogrammes obtenus pour l'échantillon ANN23. Les différents pics ont été annotés.

La fraction argileuse (<2 µm) est alors isolée et orientée sur des lames de verre. On étudie ensuite la diffraction des rayons X pour 3 types d'échantillons (Fig. I.3.8), (1) l'échantillon brut, (2) l'échantillon glycolé plongé pendant 12h dans de l'éthylène glycol et (3) l'échantillon chauffé à 490°C pendant 2h. Les trois diffractogrammes obtenus permettent alors l'identification des minéraux argileux. Par exemple, la chlorite possède toujours des pics

à 14 Å, 7 Å, 4,75 Å et 3,53 Å alors que les pics de la smectite sont différents en fonction du diffractogramme (14 Å pour l'échantillon naturel, 17 Å pour l'échantillon glycolé et 10 Å après chauffage ; Fig. I.3.8).

Calcimétrie

Nous avons réalisé des mesures de calcimétrie en mesurant le volume des échantillons avant et après attaque acide en milieu confiné. Le pourcentage de carbonates dans l'échantillon est alors exprimé :

$$\% = \frac{\Delta V - c}{m} \quad (I.7)$$

avec ΔV la différence de volume de l'échantillon avant et après attaque acide, m la masse de l'échantillon et c un coefficient dépendant de la pression atmosphérique et de la température (c=0,4346 pour T=17°C et P=767 mm Hg).

Densité et porosité

La porosité est le rapport du volume de pores (volume non solide) au volume total de l'échantillon. La porosité (ϕ) peut être calculée à partir des valeurs de densité de l'échantillon :

$$\phi = 1 - \frac{d}{d_a} \quad (I.8)$$

avec d la densité apparente de l'échantillon et d_a la densité absolue de l'échantillon.

La densité apparente est le rapport entre la masse volumique (ρ) d'un échantillon et la masse volumique de l'eau (ρ_{eau}), à une température donnée. Le calcul de la densité apparente prend en compte le volume total (partie solide + pores) de l'échantillon.

$$d = \frac{\rho}{\rho_{eau}} = \frac{m}{V_t \rho_{eau}} \quad (I.9)$$

avec m la masse de l'échantillon et V_t le volume total de l'échantillon.

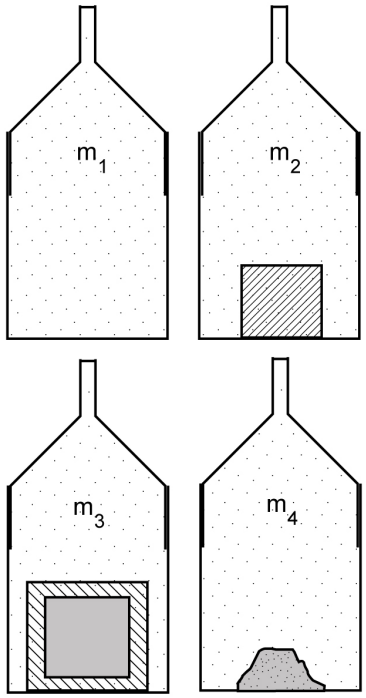
La densité absolue est le rapport de la masse de l'échantillon au volume de sa partie solide :

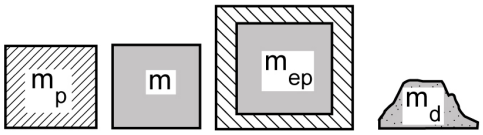
$$d_a = \frac{m}{V_s \rho_{eau}} \quad (I.10)$$

avec m la masse de l'échantillon et V_s le volume de la partie solide de l'échantillon.

A T=20°C, ρ_{eau}=1 et donc d=ρ. Les mesures et expériences ont été effectuées à T=20°C. Nous utilisons donc indifféremment densité et masse volumique dans les équations de bilans de masse présentées ci-dessous.

A





- m_p : *masse du bloc de paraffine*
- m : *masse de l'échantillon brut*
- m_{ep} : *masse de l'échantillon enduit de paraffine*
- m_d : *masse de l'échantillon délité*

- m_1 : *masse du pycnomètre rempli d'eau déminéralisée*
- m_2 : *masse du pycnomètre rempli d'eau déminéralisée et contenant le bloc de paraffine*
- m_3 : *masse du pycnomètre rempli d'eau déminéralisée et contenant l'échantillon enduit de paraffine*
- m_4 : *masse du pycnomètre rempli d'eau déminéralisée et contenant l'échantillon délité*

B

- *CALCUL DE LA DENSITE APPARENTE (échantillon paraffiné):*

a. Calcul de la masse volumique de la paraffine ρ_p :

$$\rho_p = \frac{m_p}{V_p} = \frac{m_p}{m_2 - (m_1 - m_p)}$$

avec V_p: *le volume de paraffine entourant l'échantillon*

b. Calcul de la densité apparente, d:

$$d = \frac{m}{V_e} = \frac{m}{V_{ep} - V_p} = \frac{m}{[m_1 - (m_3 - m_{ep})] - [(m_{ep} - m)\rho_p]} = \frac{m}{m_1 + m\rho_p + m_{ep}(1 - \rho_p) - m_3}$$

avec V_e : *le volume de l'échantillon*
V_{ep}: *le volume de l'échantillon paraffiné*
V_p: *le volume de paraffine entourant l'échantillon*

- *CALCUL DE LA DENSITE ABSOLUE (échantillon brut)* d_a :

$$d_a = \frac{m_d}{m_1 - (m_4 - m_d)}$$

Figure I.3.9 : Principe du calcul des densités apparente et relative à l'aide d'un pycnomètre. A : mode opératoire expérimental. B : calculs de densités.

Les densités apparente et absolue ont été mesurées grâce à une série de pesées réalisées à l'aide d'un pycnomètre (Fig. I.3.9). Les échantillons se délitant très facilement dans l'eau, la densité apparente a été mesurée à partir d'échantillons préalablement imperméabilisés en étant enduits de paraffine. La densité absolue a été déterminée à partir d'échantillons bruts.

Etude de lames minces

Des lames minces polies, d'une épaisseur de 30 µm, ont été réalisées à l'atelier de litholamellage du laboratoire Géosystèmes afin d'analyser en détail la structure et la pétrographie des grès et siltstones de la zone d'étude. Ces lames ont été étudiées en microscopie optique (microscope Olympus BX60 équipé d'une caméra SpotFlex), puis métallisées au carbone en vue d'analyser les éléments constitutifs de la matrice des roches au microscope électronique à balayage (Quanta 200), couplé à un spectromètre EDS. La matrice des roches a également été imagée en cathodoluminescence (système à cathode froide, modèle 8200 MKV, monté sur microscope Olympus BX41, équipé d'une caméra SpotFlex).

I.3.3.2 Géotechnique

Des essais géotechniques ont été réalisés, au Laboratoire de Mécanique de Lille (Polytech'Lille) sur les 2 principaux types de roches présents dans la zone d'étude. Ces essais ont été effectués en collaboration avec le Pr. Jian-Fu Shao et le Dr. Xie Shouyi (Laboratoire de Mécanique de Lille).

Les tests uniaxiaux et triaxiaux ont été menés dans les conditions du laboratoire, avec un taux d'humidité relative constant de 55%. Ces tests ont été réalisés sur des éprouvettes (Fig. I.3.10) dont l'élancement, rapport de la hauteur sur le diamètre, est un paramètre important. Un élancement d'environ 2 est idéal (Jaeger et Cook, 1969).

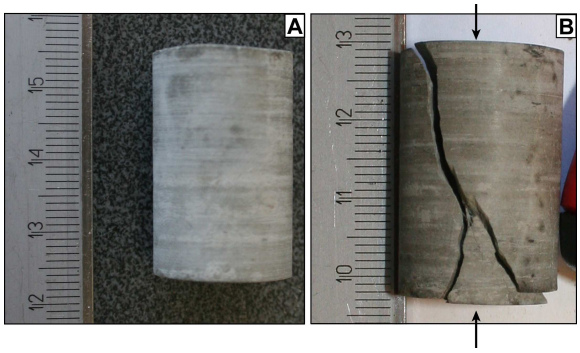


Figure I.3.10: Eprouvettes soumises aux tests mécaniques, avant (A) et après (B) déformation. Les flèches indiquent la direction des contraintes maximales appliquées.

Nous avons utilisé pour effectuer ces essais mécaniques une cellule autonome et autocompensée (brevet de l'université de Lille1 n°9007594). La chambre d'autocompensation de la cellule permet d'inhiber l'effet de la pression de confinement sur le piston. La force axiale appliquée est donc purement déviatorique. Un vérin situé en partie supérieure permet d'obtenir une contrainte déviatorique sans utiliser de presse (Fig. I.3.11). Nous avons utilisé deux générateurs de pression (modèle Gilson) à injection d'huile d'une capacité de 60 MPa afin de contrôler l'augmentation de la pression exercée par le vérin et de maintenir la pression de confinement, respectivement (Fig. I.3.11). La vitesse de chargement appliquée était faible (10 mL/min). Les déplacements axiaux ont été mesurés par des capteurs de type LVDT (« *Linear Variable Deformation Transformer* ») et les pressions déviatorique et de confinement par des capteurs de pression.

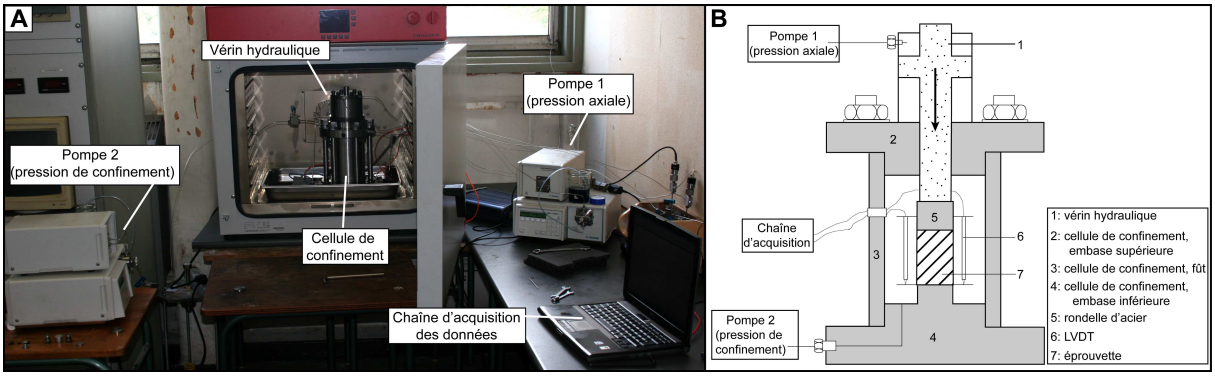


Figure I.3.11 : Dispositif utilisé pour les essais mécaniques. A : photographie du dispositif. B : Principe et coupe du dispositif.

Compression uniaxiale

12 essais en compression uniaxiale ont été effectués afin de déterminer la résistance des roches à la déformation, pour différentes valeurs d'humidité relative. Ces tests ont été

réalisés dans la cellule décrite précédemment. Toutefois, seule une contrainte axiale déviatorique a été appliquée ici, la pression de confinement étant égale à 0. Les éprouvettes utilisées avaient un diamètre de 20±0,2 mm, et leur longueur variait entre 25 et 41 mm (Fig. I.3.10). Nous avons testé la résistance des échantillons pour des humidités relatives de 29%, 55% et 72% (mesurées par hygromètre analogique, précision ±2 %), et pour des saturations totales en eau (100%). Ces différentes valeurs d'humidité relative ont été obtenues en suivant le protocole de l'O.I.M.L. (1996) (Annexe C). Seuls les grès fins ont pu être testés pour des conditions de saturation totale en eau (100%). En effet, les échantillons de siltstones, très facturés, se cassaient immédiatement après immersion.

Tests triaxiaux

Des tests triaxiaux ont été conduits en vue de déterminer la cohésion et l'angle de frottement interne des roches étudiées. Des éprouvettes (20±0,2 mm de diamètre, longueur variant entre 27,6 et 32 mm) de grès et de siltstones ont été préalablement réalisées. Ces essais ont été conduits en appliquant une contrainte déviatorique axiale et en soumettant les échantillons à des pressions de confinement de 1 et 3 MPa, respectivement.

I.3.4 Datation des glissements

Différentes méthodes permettent de dater des glissements de terrain (Lang *et al.*, 1999). (1) Un âge minimal peut être donné en datant à l'aide du radiocarbone la matière organique des tourbières mises en place dans les dépressions formées par le mouvement. (2) La lichénométrie permet d'estimer la période d'installation des lichens sur des rochers mis à nu par un glissement. (3) Il est possible de dater par dendrochronologie des évènements externes, enregistrés lors de la croissance des arbres. (4) Des isotopes dits cosmogéniques (par exemple ^{3}He, ^{10}Be, ^{26}Al) sont produits lors d'interactions entre certains atomes et les rayons cosmiques. Il est donc possible de dater, en connaissant le taux de production de ces isotopes, la mise à nu des roches, notamment lors de la formation de cicatrices d'arrachement. (5) La lumière (ou la chaleur) permettent aux électrons d'un milieu de s'en « échapper ». Lorsque ce milieu est enfoui, par exemple sous une masse glissée, les électrons s'accumulent. La méthode de stimulation par luminescence optique permet de libérer les électrons et d'en mesurer la quantité piégée au cours du temps. Connaissant le taux d'accumulation des électrons, il est possible de dater l'enfouissement du milieu.

Les cicatrices d'arrachement n'étant pas bien exprimées sur le terrain, les isotopes cosmogéniques n'ont pas pu être utilisés. L'absence de zones distales compressives a également compromis l'utilisation de méthodes de luminescence afin de dater les glissements. Nous avons donc choisi de déterminer des âges minimum pour les glissements par datation au radiocarbone (Lang *et al.*, 1999). Nous avons pour ce faire prélevé la matière organique piégée dans les tourbières mises en place dans les dépressions formées entre les blocs glissés (Fig. I.3.12). Les morceaux de bois et racines ainsi échantillonnés à la base des tourbières donnent un âge minimum pour le glissement. En effet, le dépôt de cette matière organique est postérieur au glissement mais il est impossible de connaître le temps écoulé entre la formation de la dépression et l'installation de la matière organique.

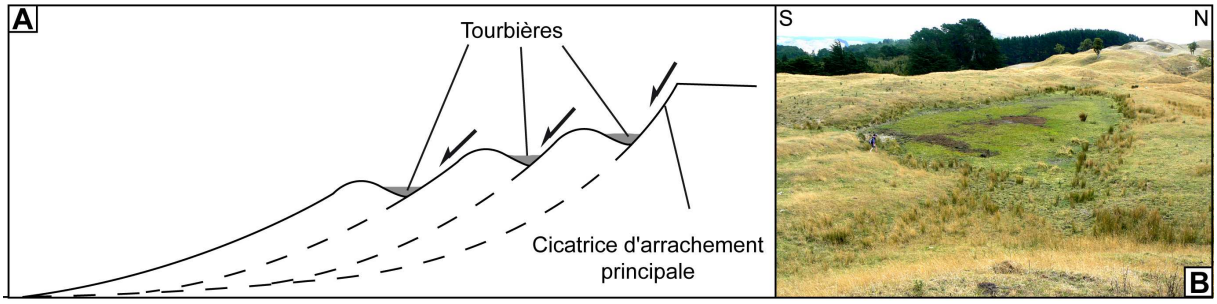


Figure I.3.12 : Tourbières échantillonnées pour la datation des glissements. A : Coupe schématique d'un glissement de terrain rotationnel. B : Photographie d'une tourbière échantillonnée sur le terrain (glissement Centre).

Nous avons sélectionné plusieurs tourbières au cœur des glissements et creusé jusqu'à rencontrer le substrat rocheux. Nous avons ensuite prélevé les morceaux de bois les plus proches de ce substrat rocheux, c'est-à-dire les plus anciens. Les échantillons ont été envoyés pour datations au Radiocarbon Laboratory de Poznan, Pologne.

I.3.5 Modélisation analogique

I.3.5.1 Principe

L'étude de certains systèmes naturels est rendue difficile, voire impossible, par l'accessibilité du système, comme dans le cas de l'étude de mécanismes de déformations crustales ou mantelliques (orogenèses, zones de subduction) et/ou par les échelles de temps inhérentes à certains mécanismes tels les processus érosifs. La modélisation analogique

permet alors l'étude simplifiée d'un système naturel complexe, à l'échelle réduite du laboratoire. Il est ainsi possible de tester l'influence d'un ou plusieurs paramètres sur l'évolution du système considéré, à des échelles de temps humaines.

Les premières expériences de ce type furent réalisées au début du 19ème siècle par Sir James Hall (1815), qui observa que la compression de strates horizontales menait à la formation de plis. Ces expériences fondatrices, effectuées avec de simples étoffes, menèrent au cours du 19ème et au début du 20ème siècle à la réalisation de modèles de plus en plus élaborés. Les matériaux utilisés se diversifièrent également. Par exemple, des couches d'argile, déjà utilisées par Hall (1815) furent également employées par Favre (1878). Cadell (1890) étudia la déformation de modèles multicouches composés de plâtre et de sable humide.

En fait, la principale difficulté dans la réalisation de tels modèles réside dans l'utilisation de matériaux analogues, c'est-à-dire ayant des propriétés mécaniques similaires aux roches étudiées, en considérant les échelles de temps respectives du laboratoire et du système naturel. Hubbert (1937) fut le premier à mettre l'accent sur l'aspect fondamental du dimensionnement des modèles en sciences de la Terre. Cette théorie a ensuite été complétée par de nombreux auteurs (parmi d'autres, Hubbert, 1951 ; Davy et Cobbold, 1991). Les modélisations sous gravité artificielle (Dixon, 1974 ; Dixon, 1975; Dixon et Summers, 1985; Ramberg, 1967; Ramberg, 1981), permettant l'utilisation de roches très résistantes, mais coûteuses et difficiles à mettre en œuvre ont été abandonnées au profit de l'utilisation de matériaux de faible résistance dans le champ de pesanteur normal. De nombreux matériaux (*e.g.*, sable, miel ou silicone), analogues à des roches au comportement rhéologique fragile ou ductile, ont alors depuis été largement employés pour simuler la déformation de systèmes naturels (Weijermars, 1986 ; Mandl, 1988 ; Vendeville et Jackson, 1992 ; Schellart, 2000 ; Panien *et al.*, 2006). La réalisation de modèles analogiques requiert donc le dimensionnement des matériaux, mais également des paramètres contrôlant la déformation. Cette contrainte implique que les ratios modèle/nature des dimensions, vitesses et contraintes agissant sur le système demeurent constants au cours de l'expérimentation.

Mourgues et Cobbold (2006) ont montré, sur la base d'équations de diffusion, que la génération de surpressions de fluides était modélisable par l'injection d'air ou d'eau dans les modèles. En revanche, dans les modèles, la dissipation de ces fluides est quasi-instantanée. Le dimensionnement de phénomènes transitoires comme la dissipation de surpressions n'est donc pas envisageable dans le cas de modèles analogiques. Toutefois, la valeur des pressions dissipées est négligeable face aux conditions initiales de pression dans le modèle, le fluide pouvant alors être considéré à l'état d'équilibre au cours de l'expérience.

Par ailleurs, les modèles présentés dans ce travail étaient constitués de matériaux poreux à faible cohésion. Ces matériaux obéissent à la loi de déformation de Mohr-Coulomb, indépendante du temps et des vitesses de déformation, selon laquelle, le long du plan de rupture (Byerlee, 1978):

$$\tau = \sigma_n \tan\phi + c \qquad (I.11)$$

avec τ la contrainte cisaillante, σ_n la contrainte normale au plan, ϕ l'angle de friction interne et c la cohésion du matériel.

Le temps n'est donc pas un facteur pris en compte dans ces expériences et seules les contraintes et pressions ont été dimensionnées dans nos modèles, en conservant des valeurs équivalentes de densité et d'angle de friction interne entre la nature et le modèle, et en considérant la cohésion du matériel comme négligeable par rapport aux autres contraintes en présence.

La pression de fluides est correctement dimensionnée si les valeurs du coefficient de pression fluide (λ, eq. I.5) sont similaires dans la nature et dans les modèles. L'épaisseur des différentes couches a été calculée de telle sorte que le coefficient de pression de fluide λ puisse atteindre des valeurs proches de 1 à la base du niveau de microbilles. Ces valeurs ont été calculées à partir de la loi de Darcy :

$$\frac{Q}{S} = \frac{k}{\eta}\frac{\Delta P}{\Delta x} \qquad (I.12)$$

avec Q le débit d'air passant à travers une section de surface S, k la perméabilité du milieu, η la viscosité de l'air et $\Delta P/\Delta x$ le gradient de pression dans ce milieu.

Le gradient de pression au travers d'un couche d'épaisseur e est ici égal au quotient de la pression d'air injecté à la base du modèle P_b par l'épaisseur de la couche ($\Delta P/\Delta x = P_b/e$). Nous avons ainsi pu calculer le débit d'air en chaque endroit d'un modèle comportant un nombre défini de couches de perméabilités connues. Nous en avons déduit la pression en chaque endroit du modèle. La valeur du coefficient de pression de fluide a ensuite été déterminée, en chaque point du modèle, en divisant la pression de fluide en ce point par la contrainte lithostatique exercée sur ce point. De cette manière, nous avons pu calculer les épaisseurs des couches et les pressions basales requises pour que le coefficient de pression de fluide atteigne des valeurs proches de 1.

I.3.5.2 Dispositif expérimental

Nous avons utilisé pour cette étude le dispositif expérimental construit par Régis Mourgues et élaboré par Mourgues et Cobbold (2006). Ce dispositif (Fig. I.3.13) permet d'injecter de l'air comprimé à la base des modèles, permettant ainsi de simuler la génération de fluides en profondeur. L'air est injecté dans un caisson d'homogénéisation (Figs. I.3.13A et B), puis distribué sous le modèle par des tuyaux, de diamètre ϕ = 0,8 cm, reliant le caisson à des cellules de 5 cm de côté (Fig. I.3.13C), pour 2 cm de hauteur. Un tamis est installé à la base des cellules, afin d'éviter que le sable constituant les modèles ne s'écoule dans les tuyaux.

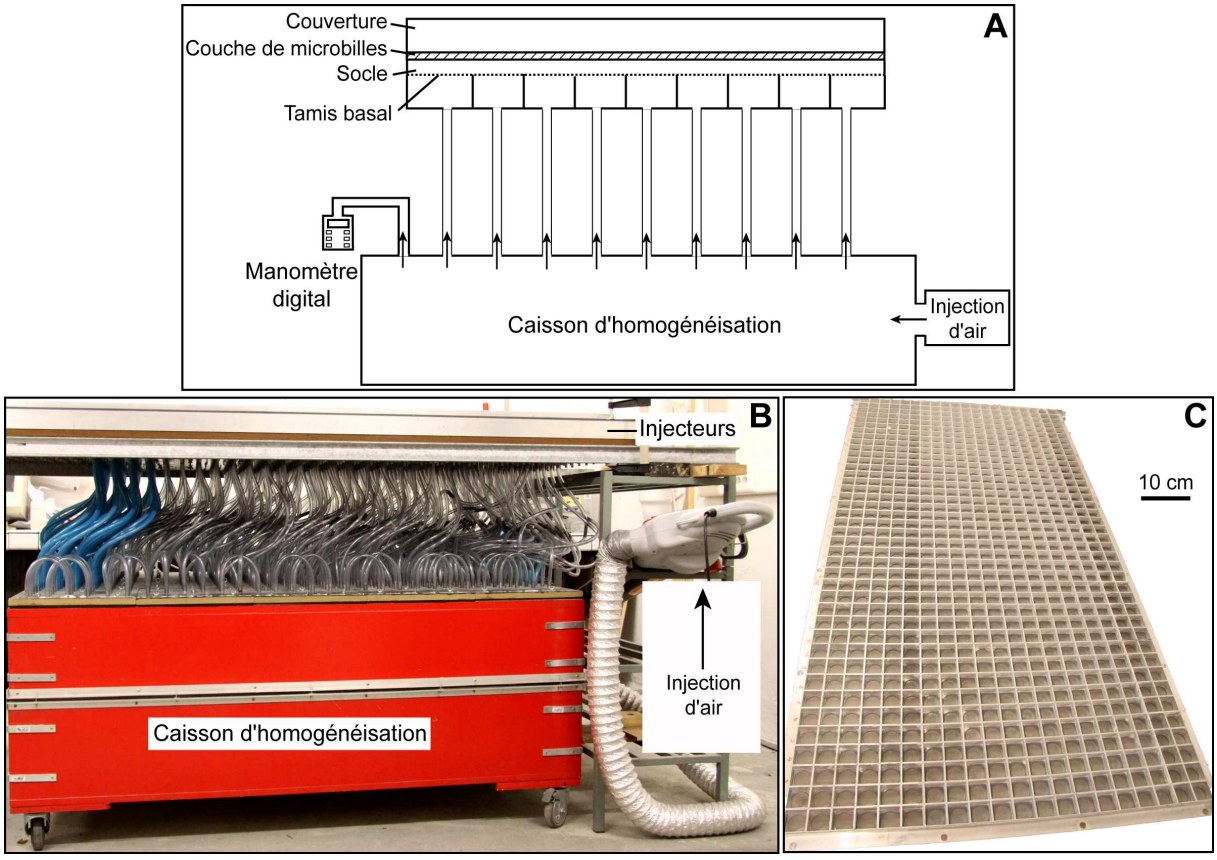


Figure I.3.13 : Dispositif expérimental. A : Coupe schématique du dispositif. B : Photographie du dispositif en coupe. C : Vue des injecteurs composant la partie supérieure du dispositif.

Les modèles, construits entre deux vitres de verre, étaient composés d'un socle constitué de sable grossier (Sibelco BE01) reposant sur le tamis basal, d'une couche de microbilles de verre (Sovitec AG) et d'une couverture de sable grossier (Sibelco BE01) (Tableau I.3.4). La faible perméabilité des microbilles en fait un niveau de décollement

potentiel, empêchant la migration de l'air vers le haut du modèle. Nous avons utilisé du sable grossier ayant une forte perméabilité pour faciliter la migration de l'air dans le socle et la couverture. De plus, Mourgues et Cobbold (2006) ont montré que plus le contraste de perméabilité entre le décollement et la couverture est grand, plus le glissement est aisé.

Tableau I.3.4 : Propriétés physiques des matériaux utilisés.

Matériau	Granulométrie	Densité ($kg.m^{-3}$)	Angle de friction interne (°)	Cohésion (Pa)	Perméabilité (D)
Sable	D50 = 316 µm	1600 (Schellart et al., 2000 ; Panien et al., 2006)	34 (Panien et al., 2006)	70 (M.Klinkmüller, comm. pers.)	100
Microbilles	D90 = 106 µm	1600 (Schellart et al., 2000 ; Panien et al., 2006)	24 (Panien et al., 2006; Yamada et al., 2006)	27 (Panien et al., 2006)	10<K<30

La pression d'air injectée était mesurée par manomètre digital de précision (Metra 3150, précision ± 0,1 %) équipé d'une sonde de pression (précision ± 0,2 %) permettant ainsi de calculer à chaque étape la valeur du coefficient de pression de fluide appliqué à la base du décollement.

Nous avons réalisé plusieurs séries de modèles, impliquant une pente basale plus ou moins forte, et l'incision ou non de la partie du modèle située en bas de pente. La table de modélisation était inclinée entre 0 et 4°. Nous avons développé un dispositif permettant de simuler l'action d'une rivière en incisant une partie du modèle. Un tuyau de PVC sur lequel est branché un aspirateur coulisse sur un rail et retire du sable sur toute la longueur du modèle. Ce dispositif permet en outre de réaliser des incisions différentielles, définissant ainsi une partie aval profondément incisée et une partie amont non incisée.

I.3.5.3 Limites méthodologiques

Le dispositif expérimental utilisé permet globalement de réaliser des modèles comparables à des exemples naturels. Plusieurs biais inhérents à ce dispositif sont cependant à relever :

(1) La friction latérale du sable contre les vitres de verre ajoute une force résistante au mouvement. Costa et Vendeville (2004), Schreurs et al. (2006), Vendeville (2007) et Souloumiac (2009) ont notamment montré que cette force pouvait avoir une très grande influence sur le style de déformation et l'évolution des modèles analogiques. Afin de limiter

les effets de bord, nous avons introduit une fine épaisseur de microbilles de verre entre le modèle et les vitres de verre.

(2) La pression d'air injectée était mesurée à la sortie du caisson d'homogénéisation (Fig. I.3.13A). Toutefois, ces valeurs sont différentes des valeurs de pression régnant à la base du niveau de décollement. En effet, la transition entre les tuyaux (de diamètre 0,8 cm) et les injecteurs à la base du modèle (des carrés de 5 cm de côté) induit une perte de charge singulière du flux d'air. La pression effective à la base des microbilles est donc inférieure à la pression injectée dans le caisson d'homogénéisation. Nous avons effectué une expérience témoin et mesuré la pression à la sortie du caisson puis en plongeant la sonde manométrique à la base du modèle. Il apparaît une relation linéaire entre les pressions obtenues :

$$P_b = 0{,}6 P_c \qquad (I.13)$$

avec P_b la pression d'air à la base de la couche de microbilles de verre et P_c la pression d'air à la sortie du caisson d'homogénéisation.

(3) Une partie du flux d'air injecté s'échappe également probablement dans les parties latérales et distales du modèle, conduisant ainsi à des surestimations des pressions nécessaires au glissement. Enfin, chaque épisode de glissement provoque l'amincissement de la couverture. Les contraintes alors appliquées au système diffèrent des contraintes initiales. Afin de minimiser cet effet et d'éviter la formation de volcans de sable, nous avons à chaque épisode de glissement comblé les parties amincies avec du sable grossier.

PARTIE II

CONTEXTE GEODYNAMIQUE ET GEOLOGIQUE DU COMPLEXE GLISSE DE WAITAWHITI



Emerald lakes et Red Crater, Zone Volcanique de Taupo

CHAPITRE 1 : LA MARGE ACTIVE HIKURANGI

II.1.1 Configuration actuelle

La marge Hikurangi est associée à la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Indo-Australienne à la terminaison Sud de la zone de subduction des Tonga-Kermadec (Fig. II.1.1A). Cette subduction est de plus en plus oblique vers le Sud et évolue ensuite en une grande faille transformante intracontinentale, la faille Alpine. Cette faille transformante constitue le relais entre la subduction Hikurangi vers l'Ouest et une subduction à vergence opposée le long de la fosse de Puysegur (Fig. II.1.1B). La plaque Pacifique plongeant sous l'île du Nord de Nouvelle-Zélande est constituée par la croûte relativement épaisse (*c.* 12 km) du Plateau Hikurangi, un large plateau essentiellement de nature volcanique porté par la lithosphère océanique du Pacifique (Davy et Wood, 1994 ; Wood et Davy, 1994 ; Collot *et al.*, 1996 ; Mortimer et Parkinson, 1996). L'île du Nord appartient à la plaque supérieure indo-australienne et est constituée d'une croûte typiquement continentale portant un arc actif calco-alcalin localisé dans la Zone Volcanique de Taupo (Fig. II.1.1B).

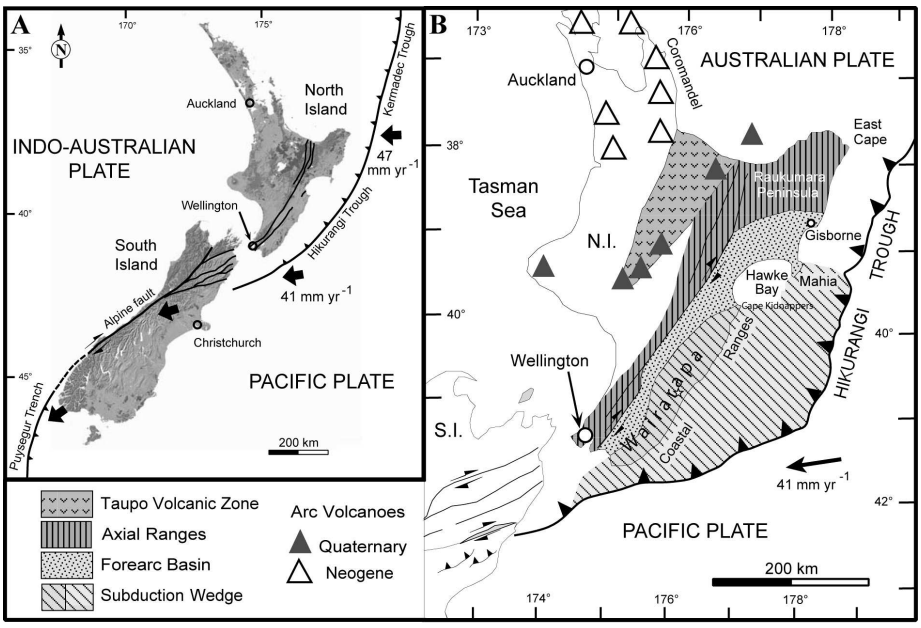


Figure II.1.1 : Contexte géologique et structural de la Nouvelle-Zélande, modifié d'après Chanier *et al.*, 1999. A : Contexte géodynamique global. B : Eléments morphostructuraux constituant le complexe de subduction Hikurangi. La localisation de la zone d'étude est indiquée par l'étoile.

Les vitesses de convergence diminuent depuis 47 mm/an dans la fosse des Tonga-Kermadec jusqu'à environ 41 mm/an au Sud de la marge Hikurangi (Fig. II.1.1 ; De Mets *et al.*, 1994 ; Beavan *et al.*, 2002 ; Nicol *et al.*, 2007). Cette diminution vers le Sud est liée à la position du pôle de rotation Pacifique-Australie, situé actuellement à environ 2100 km au Sud de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande (Walcott, 1978, 1987).

Depuis l'arc volcanique à l'Ouest jusqu'à la fosse à l'Est, 5 éléments morphostructuraux majeurs composent le complexe de subduction Hikurangi (Fig. II.1.1B) :

1/ la zone volcanique de Taupo, terminaison Sud de l'arc des Tonga-Kermadec et de leurs bassins arrière-arc respectifs, les bassins de Lau et du Havre. Le volcanisme s'est développé ici essentiellement au Quaternaire (Cole, 1979, 1986), les arcs de Coromandel et du Northland, plus à l'Ouest, étant devenus inactifs avec la migration du volcanisme au Pliocène (Ballance, 1976, 1993).

2/ La Chaîne Axiale, constituée des roches du socle Mésozoïque du groupe Torlesse. Le groupe Torlesse est composé de séries silicoclastiques légèrement métamorphiques, mises en place lors du développement d'un ancien prisme d'accrétion entre 300 et 100 Ma (Bradshaw *et al.*, 1981). Cet axe orographique majeur est affecté par de grands décrochements dextres (Walcott, 1978, Cashman *et al.*, 1992), d'orientation Nord-Est/Sud-Ouest (Fig. II.1.1B). La Chaîne Axiale présente des taux de surrection élevés (2 à 4 mm/an ; Pillans, 1986).

3/ Le bassin avant-arc, dépression large de 10 à 30 km séparant la Chaîne Axiale de la Chaîne Côtière. Ce bassin contient par endroits plus de 2,5 km de sédiments miocènes à pléistocènes (Van der Lingen, 1982 ; Field *et al.*, 1997). Cette zone fait la transition entre les structures décrochantes de la Chaine Axiale et le prisme de subduction en compression (Beanland *et al.*, 1998).

4/ Le prisme de subduction *sensu lato* comprend la Chaîne Côtière de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande, plus haute ride, émergée, du prisme de subduction, et le prisme de subduction sous-marin. La Chaîne Côtière est le lieu d'intérêt de la présente étude. Ses caractéristiques géologiques et morphologiques sont détaillées dans le chapitre 2 de cette partie. Les taux de surrection dans le prisme de subduction sont très élevés, jusqu'à 2,3 mm/an dans la Chaîne Côtière (Pillans, 1986).

5/ La fosse Hikurangi présente jusqu'à 2000 m de dépôts quaternaires issus de l'érosion de la Chaîne Alpine dans l'île du Sud et transportés dans l'axe de la fosse par le canyon de Kaikoura (Lewis *et al.*, 1998 ; Lewis et Barnes, 1999 ; Lewis et Pantin, 2002).

II.1.2 Evolution géodynamique

Les processus tectoniques et sédimentaires affectant la marge Hikurangi présentent, dans un contexte de subduction continue depuis son initiation au Miocène inférieur (*c.* 25 Ma), de grandes variations (changements majeurs du style tectonique, modification des taux de sédimentation, inversions des mouvements verticaux).

L'initiation d'une subduction à vergence Ouest se traduit par l'apparition du volcanisme d'arc dans l'île du Nord au Miocène inférieur (arc aujourd'hui inactif de Coromandel, Fig. II.1.1B; Ballance, 1976) et par le développement d'un épisode tectonique majeur sur la bordure orientale de la Nouvelle-Zélande (Chanier et Ferrière, 1991 ; Rait *et al.*, 1991 ; Lewis et Pettinga, 1993). C'est aussi au cours de cette période du Miocène inférieur (c. 25 Ma) que la faille Alpine se met en place le long de l'île du Sud (Walcott, 1987 ; Rait *et al.*, 1991). Un prisme d'accrétion se développe sur la marge orientale de l'île du Nord entre 25 et 18 Ma (Chanier, 1991 ; Rait *et al.*, 1991). L'activité tectonique compressive se traduit par une brutale intensification des taux de sédimentation le long de la marge Hikurangi. D'épaisses séries de flyschs et d'olistostromes se déposent sur l'ensemble de la marge, marquant ainsi le démarrage de la subduction Hikurangi sous l'île du Nord (Chanier et Ferrière, 1991 ; Rait *et al.*, 1991). Ces flyschs du Miocène inférieur (25-18 Ma) sont ensuite déformés et sont recouverts en discordance angulaire par des sédiments d'âge Miocène moyen, datés de 18 à 16 Ma (Altonien, Fig. II.1.2), selon les secteurs (Chanier, 1991 ; Field *et al.*, 1997 ; Bailleul *et al.*, 2007). La déformation compressive intense associée au démarrage de la subduction est donc d'assez courte durée (entre 6 et 9 Ma).

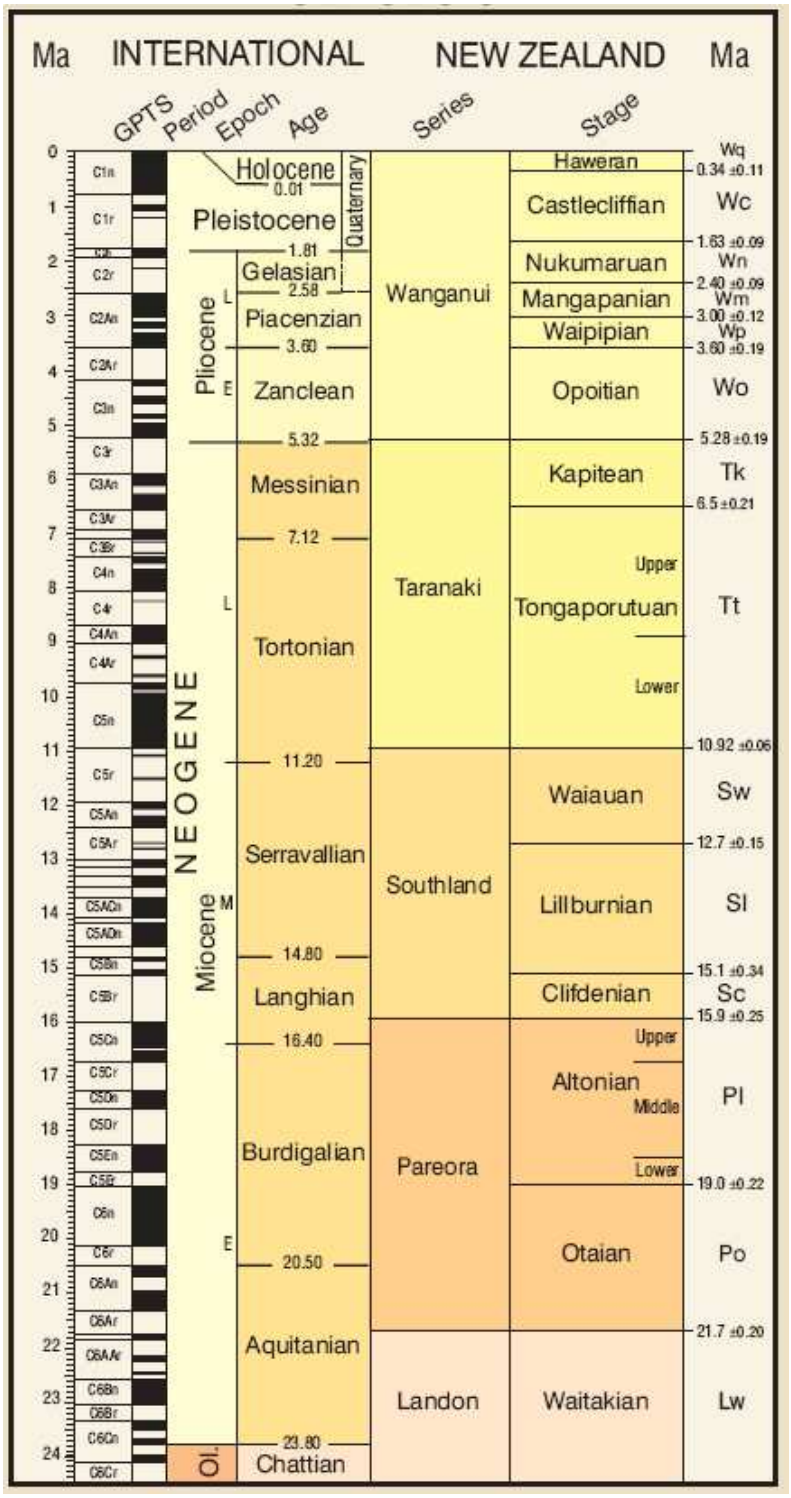


Figure II.1.2 : Echelle stratigraphique, utilisée en Nouvelle-Zélande, du Miocène inférieur à l'actuel et équivalences internationales, modifiée d'après Cooper, 2004. Les abréviations des étages sont indiquées sur la droite.

Au cours du Miocène moyen et supérieur (c. 15 à 6 Ma), l'ensemble de la marge est essentiellement affecté par un épisode tectonique extensif (Chanier *et al.*, 1999). Dans la région du Wairarapa (Fig. II.1.1B) les failles normales affectent le substratum ante-Miocène

et l'ensemble des séries du Miocène. Plus au Nord, sur la péninsule de Mahia (Fig. II.1.1B), on trouve également des structures d'extension synsédimentaires dans les séries du Miocène supérieur. Dans ce secteur, ces structures sont scellées par les séries sédimentaires du Pliocène inférieur. Cet épisode extensif du Miocène moyen et supérieur affecte ainsi l'ensemble de la marge orientale de l'île du Nord. Cette période est aussi caractérisée par une subsidence importante aussi bien au Sud de la marge, dans la région du Wairarapa (Wells, 1989), que dans sa partie Nord, sur la transversale de la péninsule de Mahia (Buret *et al.*, 1997).

Chanier *et al.* (1999) interprètent cette période de subduction marquée par de l'extension et de la subsidence comme un épisode d'érosion tectonique à la base du prisme durant le Miocène moyen et supérieur, entre *c.* 15 Ma et c. 7-6 Ma.

Au début du Pliocène, voire localement dès le Miocène terminal, la formation de plis et de failles inverses, dans le bassin avant-arc et la Chaîne Côtière (Fig. II.1.1B), marque la reprise de déformations compressives (Beanland *et al.*, 1998, Chanier *et al.*, 1999, Nicol *et al.*, 2002). Beanland *et al.* (1998) et Nicol *et al.* (2002) identifient deux périodes majeures de raccourcissement depuis 5 Ma : le premier de 3,7 Ma à 2,5 Ma et le second de 1,5 Ma jusqu'à l'Actuel. Selon les auteurs, la périodicité du raccourcissement est interprétée comme la conséquence (1) de variations de directions et de vitesses de convergence des plaques (Chanier, 1991), (2) d'un changement des modes de couplage entre les plaques au niveau du plan de subduction (Nicol *et al.*, 2002), ou (3) du fait que la déformation se trouve par périodes accommodée en divers endroits de la marge (Beanland *et al.*, 1998). Le plus récent des épisodes de compression, toujours actif, s'accompagne d'un soulèvement intense de la marge, avec un maximum de surrection probablement depuis moins d'un million d'années, de 0,8 à 0,3 Ma selon les auteurs (Ghani, 1978 ; Pillans, 1986 ; Cashman *et al.*, 1992). Ce soulèvement récent se manifeste surtout par la croissance de deux axes orographiques majeurs (1) la Chaîne Axiale (Fig. II.1.1B), également appelée Ruahine Range, culminant à près de 1700 m, localement recouverte par des roches sédimentaires marines datées à 2,4 Ma (Nicol *et al.*, 2007), et (2) la Chaîne Côtière, dont l'émersion s'accompagne de la surrection de terrasses marines (Ghani, 1978). La principale terrasse marine, datée à 125 ka, est localement soulevée à plus de 200 m d'altitude dans la région de Hawke's Bay (Kingma, 1971 ; Pillans, 1986 ; Cape *et al.*, 1990 ; Cashman et Kelsey, 1990), ce qui illustre clairement la surrection rapide et récente de cette zone.

Localement, l'épisode compressif Récent à Actuel (depuis *c.* 1,5 Ma – 1 Ma) est également associé à des structures extensives. En effet, des failles normales affectent les sédiments récents de Raukumara au Nord (Fig. II.1.1B) et les séries pléistocènes et terrasses

marines (notamment celles datées à 125 ka) du cap Kidnappers, au Sud de Hawke's Bay (Fig. II.1.1B, Chanier *et al.*, 1999). Ces structures extensives, d'orientation différente de celles à grande échelle du Miocène, reflètent probablement des processus locaux de sous-charriage et/ou d'effondrement gravitaire (Walcott, 1987 ; Pettinga, 2004).

II.1.3 Activité tellurique

L'île du Nord de Nouvelle-Zélande est soumise à une intense activité sismique (Fig. II.1.3A ; Anderson et Webb, 1994 ; Webb et Anderson 1998 ; Doser et Webb, 2003). La majeure partie de l'activité sismique de la marge Hikurangi est localisée dans la plaque plongeante (Fig. II.1.3B ; Anderson et Webb, 1994 ; Ansell et Bannister, 1996), et atteint des profondeurs d'environ 350 km (Anderson et Webb, 1994). La sismicité dans la plaque supérieure (*i.e.*, profondeur <40 km) est diffuse (Fig. II.1.3A). On peut cependant noter une densité plus importante des séismes dans la Zone Volcanique de Taupo et dans la Chaîne Côtière (Fig. II.1.3).

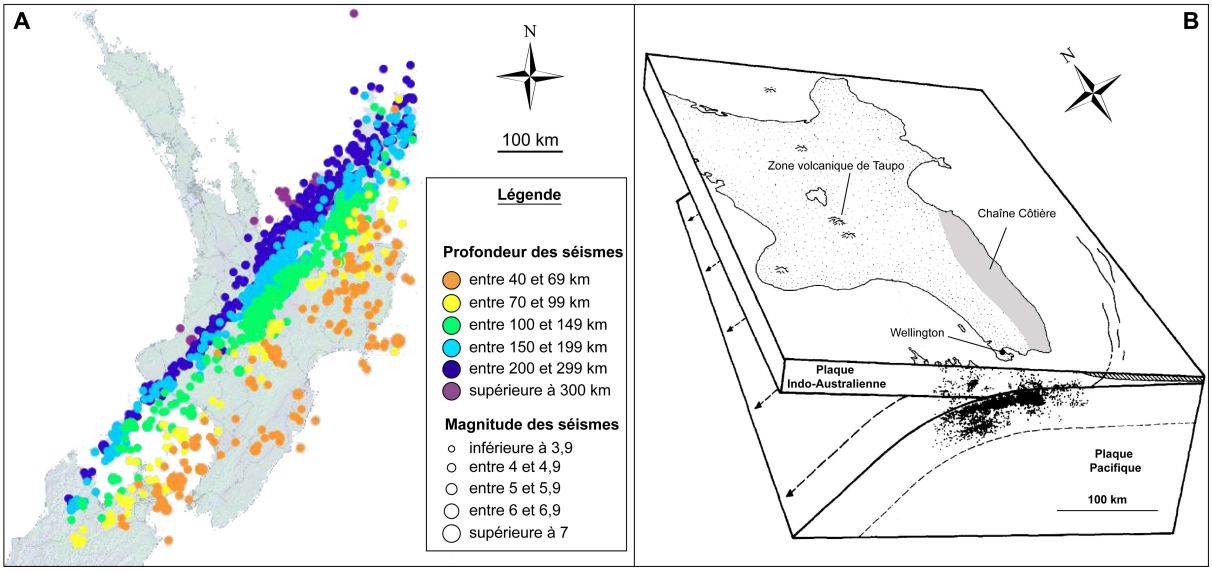


Figure II.1.3 : Sismicité dans l'île Nord de Nouvelle-Zélande. A : localisation des épicentres des séismes profonds (>40 km), pour la période 2000-2008 (modifié d'après www.geonet.org.nz). B : bloc-diagramme montrant la localisation des hypocentres des séismes, modifié d'après Ansell et Bannister (1996).

La figure II.1.4 montre la localisation des séismes historiques majeurs depuis 1840. Depuis cette date, au moins 10 séismes de magnitude M>6 ont été enregistrés dans la Chaîne

Côtière de l'île du Nord (www.geonet.org.nz), la magnitude des trois principaux évènements (*Wairarapa*, 1855 ; *Napier*, 1931 et *Pahiatua*, 1934 ; Fig. II.1.4) étant même supérieure à 7 (M_L=8.2, M_S=7.9 et M_W=7.4, respectivement; Hull, 1990; Schermer *et al.*, 1998, 2004). M_L désigne la magnitude locale, calculée pour des stations proches du séisme, M_S est la magnitude calculée à partir des ondes de surface et M_W est la magnitude de moment, plus difficile à calculer mais se référant directement à la physique de la source d'un séisme. Ces séismes ont été générés à des profondeurs <30 km. Des mouvements le long de grands décrochements ou chevauchements semblent être à l'origine de ces tremblements de terre (Hull, 1990 ; Schermer *et al.*, 1998).

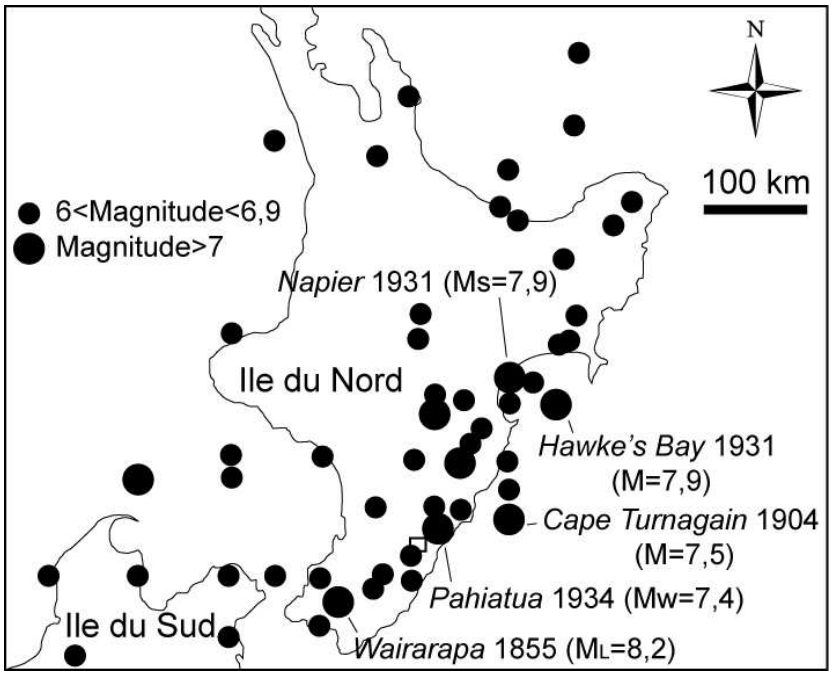


Figure II.1.4 : Localisation des séismes historiques majeurs dans l'île Nord de Nouvelle-Zélande (d'après www.geonet.org.nz). La localisation de la zone d'étude est indiquée par le rectangle noir.

L'étude des mécanismes au foyer des séismes le long de la marge Hikurangi montre des mouvements compressifs à l'interface entre les plaques (*e.g.*, *Gisborne* 1966, M_L= 6,2, Webb et Anderson, 1998), et extensifs au sein de la plaque plongeante (Webb et Anderson, 1998). En revanche, au sein de la plaque supérieure, les mécanismes au foyer montrent une grande variabilité (Cashman *et al.*, 1992). L'obliquité de la subduction induit en effet un partitionnement de la déformation dans la plaque supérieure (Fig. II.1.5). Ce partitionnement conduit à la formation synchrone de structures compressives (*e.g.*, *Napier* 1931, M_L= 7,8, Hull, 1990), extensives et décrochantes (Cashman *et al.*, 1992 ; Beanland *et al.*, 1998 ; Nicol

et al., 2007). Les décrochements de l'île du Nord ont une faible composante verticale. Ces mouvements transpressifs ou transtensifs sont à l'origine d'importants séismes, dont le séisme de 1855 (M_L=8.2) qui provoqua un déplacement dextre de l'ordre de 15 m pour 2 m de rejet vertical le long de la faille de Wairarapa (Rodgers et Little, 2006).

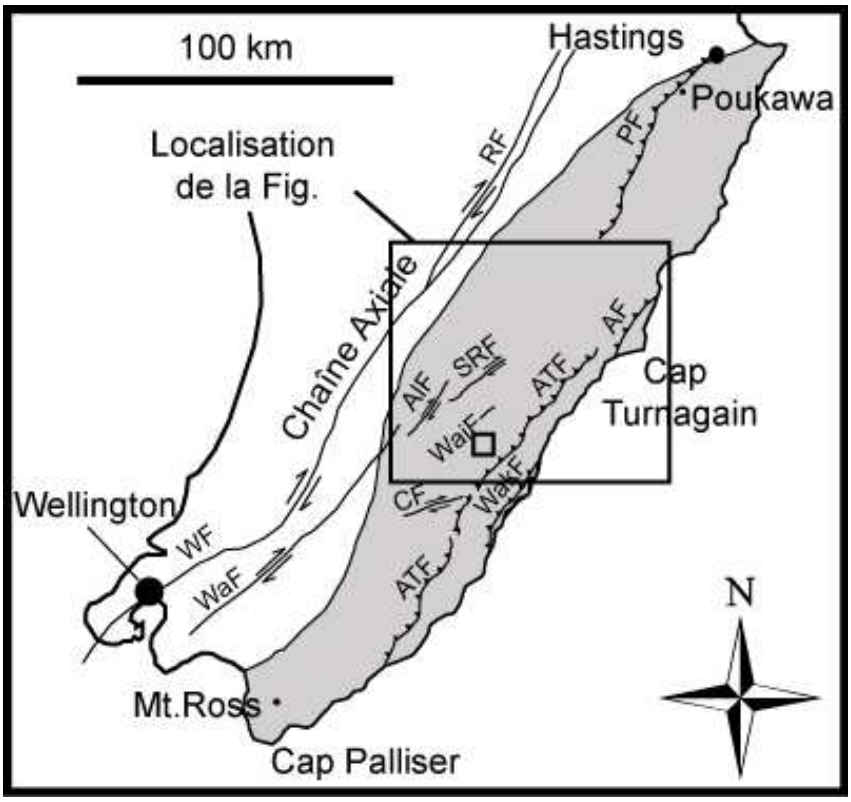


Figure II.1.5 : Partitionnement de la déformation dans l'île du Nord de Nouvelle-Zélande. WaF : Wairarapa Fault ; WF : Wellington Fault ; RF : Ruahine Fault ; AlF : Alfredton Fault ; SRF : Saunders Road Fault ; WaiF : Waitawhiti Fault ; CF : Carterton Fault ; ATF : Adams-Tinui Fault ; WakF : Whakataki Fault ; AF ; Akitio Fault ; PF : Poukawa Fault. La partie grisée indique la Chaîne Côtière. La zone d'étude est indiquée par le petit rectangle noir.

Le partitionnement de la déformation s'exprime donc dans 2 grandes régions, l'une accommodant préférentiellement la composante du mouvement parallèle à la marge, et l'autre sa composante normale : 1/ A l'Ouest, dans la Chaîne Axiale, où affleurent les roches du socle. Cette chaîne est affectée par de grands accidents décrochants dextres, et 2/ à l'Est, dans le prisme d'accrétion, en compression, dont la plus haute ride émerge et forme la Chaîne Côtière de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande (Fig. II.1.5).

CHAPITRE 2 : LA CHAINE COTIERE DE L'ILE DU NORD DE NOUVELLE-ZELANDE

II.2.1 Géologie et structures majeures

La Chaîne Côtière, lieu de la présente étude, également appelée East Coast Deformed Belt (Spörli, 1980), est la plus haute ride du prisme de subduction de la marge active Hikurangi. Cette chaîne émerge le long de la côte Est de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande et culmine à 981 m dans sa partie Sud (Mt. Ross, Fig. II.1.5). La Chaîne Côtière, d'orientation Nord-Est/Sud-Ouest, s'étend sur 250 km, depuis Hawke Bay jusqu'au cap Palliser. Elle présente une largeur d'environ 30 à 50 km (Fig. II.1.5).

La morphologie générale actuelle de la Chaîne Côtière résulte du plissement des unités sédimentaires du prisme au cours de l'épisode compressif récent, toujours actif (selon les auteurs, cet épisode débute entre 0,8 et 0,3 Ma ; Ghani, 1978 ; Pillans, 1986 ; Cashman *et al.*, 1992), qui affecte la côte orientale de l'île. La présence de terrasses marines holocènes basculées et de réseaux fluviatiles très incisés attestent de cette récente activité tectonique.

La Chaîne Côtière peut être divisée en plusieurs blocs structuraux, séparés par de grands chevauchements (*e.g.*, Whakataki Fault, Adams-Tinui Fault ; Fig. II.1.5, Lee et Begg, 2002) et décrochements (*e.g.*, Wairarapa Fault, Carterton Fault, Alfredton Fault, Saunders Road Fault, Waitawhiti Fault ; Fig. II.1.5 ; Lee et Begg, 2002), dont la plupart sont toujours très actifs (Nicol *et al.*, 2002, 2007 ; Schermer *et al.*, 2004). Ces grands accidents ont une orientation Nord-Est/Sud-Ouest, *i.e.*, parallèle à la marge Hikurangi. Localement, des structures extensives ont été identifiées dans la Chaîne Côtière. Ces structures sont attribuées à des phénomènes de sous-charriage (Walcott, 1987) ou d'effondrement gravitaire régional (*Kaiwhakapiripiri landslide* ; Pettinga, 2004).

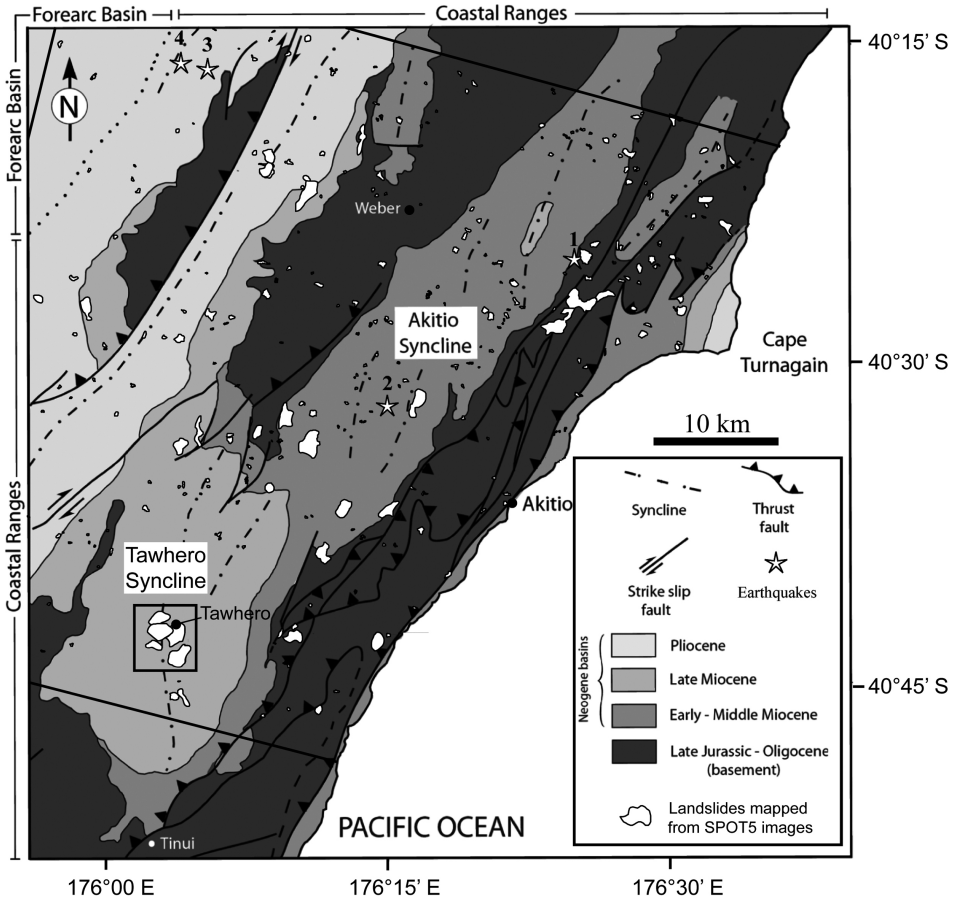


Figure II.2.1 : Géologie de la zone d'étude (modifié d'après Lee et Begg, 2002) et épicentres des séismes historiques (localisation en Fig. II.1.4). 1: *Weber* II 1990 (ML=6.4; Louie *et al.*, 2002); 2: *Pahiatua* 1934 (MW=7.4 ; Schermer *et al.*, 1998); 3: *Dannevirke* 1989 (Ms=6.3; www.ngdc.noaa.gov); 4: *Dannevirke* 1990 (Ms=6.7; www.ngdc.noaa.gov). Les glissements de terrain ont été cartés dans le cadre de cette étude. Le cadre indique la localisation de la zone d'étude.

Le soubassement Crétacé *(« Pahoa Group », « Glenburn Formation » et « Whangai Formation »* ; Field *et al.*, 1997 ; Lee et Begg, 2002) affleure principalement au cœur des anticlinaux du Bloc Côtier et du Bloc de Pongaroa. Ces anticlinaux alternent avec de larges synclinaux, d'orientation Nord-Est/Sud-Ouest à Nord-Sud (axes sub-parallèles à la marge), où affleurent des sédiments miocènes et pliocènes (*e.g.*, synclinal d'Akitio, synclinal de Tawhero, Fig. II.2.1 ; Pettinga, 1982 ; Neef, 1992a ; Neef, 1997 ; Bailleul *et al.*, 2007). Les séries sédimentaires miocènes correspondent au remplissage de bassins perchés (bassins de pente) développés pendant la structuration sous-marine du prisme (Van der Lingen et Pettinga, 1980; Pettinga, 1982 ; Van der Lingen, 1982, 1988 ; Turnbull, 1988 ; Neef, 1992b ; Bailleul *et al.*, 2007). Les sédiments pliocènes, déposés dans un contexte de plate-forme mixte silicoclastique-carbonatée, reposent sur les séries miocènes turbiditiques, ce qui témoigne

d'une diminution progressive de la profondeur (Crundwell, 1987). Ces sédiments miocènes et pliocènes ont ensuite été déformés au cours de la surrection de la Chaîne Côtière, surrection qui a conduit à leur émersion au Quaternaire (Van der Lingen et Pettinga, 1980 ; Neef, 1992b ; Bailleul, 2005). Les taux de surrection quaternaires, déterminés en analysant la surrection des terrasses marines (notamment celles datées à 125 ka) et la position des paléo-rivages (Pillans, 1986), sont forts dans la Chaîne Côtière, entre 0,3 et 2,3 mm/an (Ghani, 1978 ; Pillans, 1986).

L'activité compressive actuelle induit donc de forts mouvements sur les failles de la Chaîne Côtière. Ces mouvements sont responsables d'une intense activité sismique (Fig. II.2.1 ; Berryman et al., 1989 ; Berryman, 1993). Les séismes dans la Chaîne Côtière sont généralement peu profonds (<30 km, www.geonet.org.nz). Dans la zone d'étude (Fig. II.2.1), quatre séismes historiques de magnitude >6 ont été enregistrés: *Pahiatua* 1934 (M_W= 7.4; Schermer *et al.*, 1998), *Weber* II 1990 (M_L=6.4; Louie *et al.*, 2002), et deux séismes dans la région de Dannevirke (1989, Ms=6.3 et 1990, Ms=6.7; www.ngdc.noaa.gov). Un tel contexte tectonique est particulièrement favorable au développement d'instabilités gravitaires, nombreuses dans la région (Fig. II.2.1). En effet, de nombreux auteurs identifient l'activité sismique comme un facteur majeur de déclenchement de glissements de terrain (Keefer, 1984; Crozier *et al.*, 1995; Chang *et al.*, 2005).

II.2.2 Présence de fluides

La présence de nombreuses structures d'échappements de fluides est caractéristique de la Chaîne Côtière (Fig. II.2.2). Ces structures ont tout d'abord été décrites comme des « sources « sulfureuses » (King, 1931) ou des « éjections de brèches tectoniques » (Strong, 1931). Depuis, plus de 250 zones d'échappement d'huiles et/ou gaz ont été identifiées dans cette région (Fig. II.2.2 ; Lillie, 1953 ; Ridd, 1970 ; Kvenvolden et Pettinga, 1989 ; Cole *et al.*, 1992 ; Francis, 1995 ; Field *et al.*, 1997 ; Pettinga, 2003). Ces échappements sont parfois associées à des volcans de boue (Fig. II.2.2 ; Chanier, 1990 ; volcan de boue de Brookby, Pettinga, 2003) édifiés par d'intenses épisodes d'activité. Les huiles et les gaz, principalement constitués de méthane, s'échappant à la surface sont associés à la génération d'hydrocarbures en profondeur (Kvenvolden et Pettinga, 1989 ; Francis, 1995). Des études isotopiques indiquent une origine thermogénique des gaz émis (Francis, 1995). Pettinga (2003) estime, sur la base d'analyses géochimiques, la profondeur de génération de ces fluides à moins de 6,5 km.

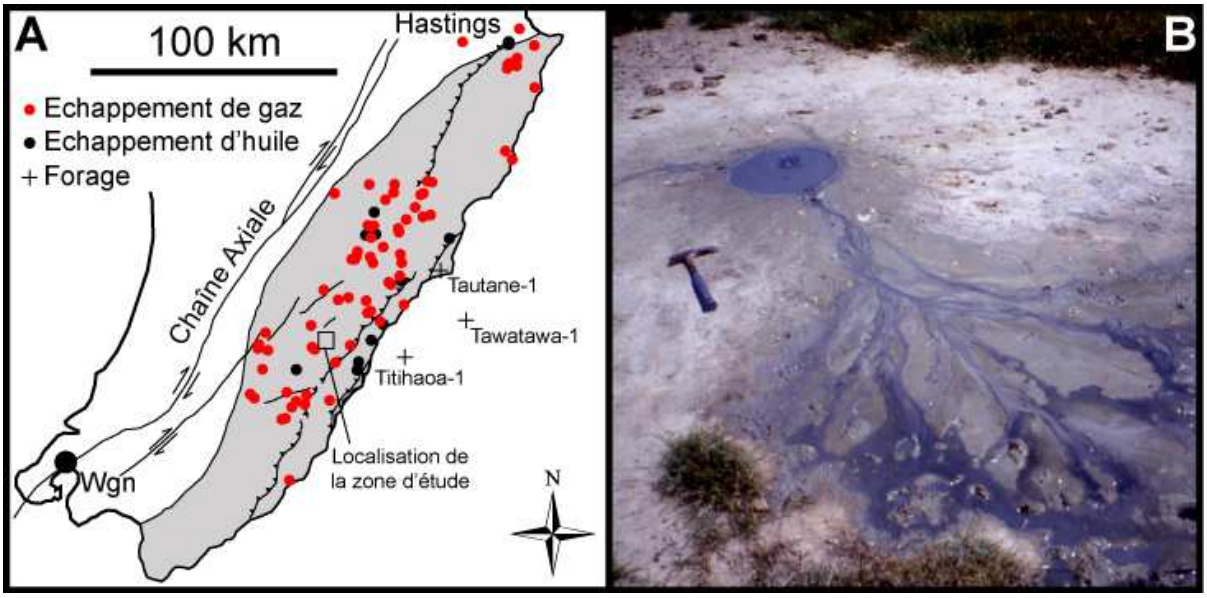


Figure II.2.2 : Echappements de fluides dans la Chaîne Côtière. A : Localisation des principales zones d'échappements. Les principaux forages sont indiqués (d'après Field *et al.*, 1997 ; Funnell *et al.*, 2002). B : Exemple de volcan de boue actif.

La formation paléocène des argiles noires de Waipawa (*« Waipawa black shales »*, Moore, 1989 ; Killops *et al.*, 2000 ; Rogers *et al.*, 2001), et la formation crétacé supérieur de Whangai (*« Whangai shale »* ; Moore, 1988), présentes tout au long de la côte Est de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande, sont classiquement interprétées comme roche-mère des hydrocarbures (Moore *et al.*, 1987 ; Leckie *et al.*, 1992, Field *et al.*, 1997). En effet, les roches constitutives de la formation de Waipawa, épaisse au maximum d'une cinquantaine de mètres, ont un Contenu Organique Total (*« Total Organic Content »*) moyen de 3%. Ils ne contiennent pas de foraminifères (Leckie *et al.*, 1992), ce qui montre un environnement de dépôt anoxique particulièrement favorable à la préservation de matière organique et ainsi à la genèse d'hydrocarbures. La formation des *Waipawa black shales* est présente dans le soubassement paleogène des bassins mio-pliocènes de la Chaîne Côtière. La structuration en nappes du socle anté-subduction (Chanier et Ferrière, 1989, 1991) implique que cette formation est dupliquée dans la stratigraphie. La profondeur de ces argiles noires est donc très variable.

Les ensembles gréso-sableux déposés sous la forme de lobes sédimentaires durant le Miocène sont de bons réservoirs potentiels (Field *et al.*, 1997 ; Davies *et al.*, 2000 ; Bailleul *et al.*, 2007). Cependant, la présence d'hydrocarbures dans ces réservoirs reste largement hypothétique dans la partie orientale de l'île du Nord. De nombreux forages ont été entrepris à terre et en mer (Fig. II.2.2 ; Davies *et al.*, 2000), mais un seul d'entre eux est un forage

d'exploitation (Wairoa, Nord de Hawke Bay ; Davies *et al.*, 2000). Les autres forages consistent en l'exploration des réservoirs potentiels (grès miocènes et calcaires crétacés) et n'ont pour l'instant pas révélé la présence d'hydrocarbures exploitables.

L'occurrence de nombreuses zones d'échappements de fluides témoigne de la migration vers la surface des huiles et gaz générés en profondeur. Sur la côte Est de l'île du Nord, dominée par des lithologies à faible perméabilité (Darby *et al.*, 2000), les failles et réseaux de fractures forment des conduits préférentiels pour la migration des fluides (Kvenvolden et Pettinga, 1989 ; Pettinga, 2003), comme montré par Brown *et al.* (1994) dans le prisme de la Barbade. Chanier (1990) a de plus mis en évidence des alignements préférentiels de sorties de fluides le long de failles décrochantes dextres transverses (orientées N070 à N090) et considérées comme actives au cours du Quaternaire. Toutefois, les modélisations effectuées par Darby *et al.* (2000) et Funnell *et al.* (2002) montrent qu'en profondeur, le passage des fluides depuis la roche-mère vers les réservoirs potentiels miocènes s'effectue préférentiellement par les crêtes anticlinales.

II.2.3 Géomorphologie de la Chaîne Côtière

La Chaîne Côtière est bordée à l'Est par l'océan Pacifique, et à l'Ouest par le bassin avant-arc (Fig. II.1.1B), bassin sédimentaire peu déformé dont les grandes plaines de la côte Est de l'île du Nord sont l'expression en surface (*e.g.*, *Heretaunga plains*, *Wairarapa plain*). Les séries miocènes déformées constituées de silts massifs et de formations turbiditiques forment des reliefs assez doux qui dominent la topographie de la Chaîne Côtière. Toutefois, cette chaîne comporte quelques crêtes bien développées (*e.g.*, *Puketoi Range*, Fig. II.2.3) armées par des calcaires pliocènes ou par les séries indurées du soubassement Crétacé-Paléogène. Ces reliefs ont été modelés par une combinaison de facteurs telluriques, climatiques et anthropiques.

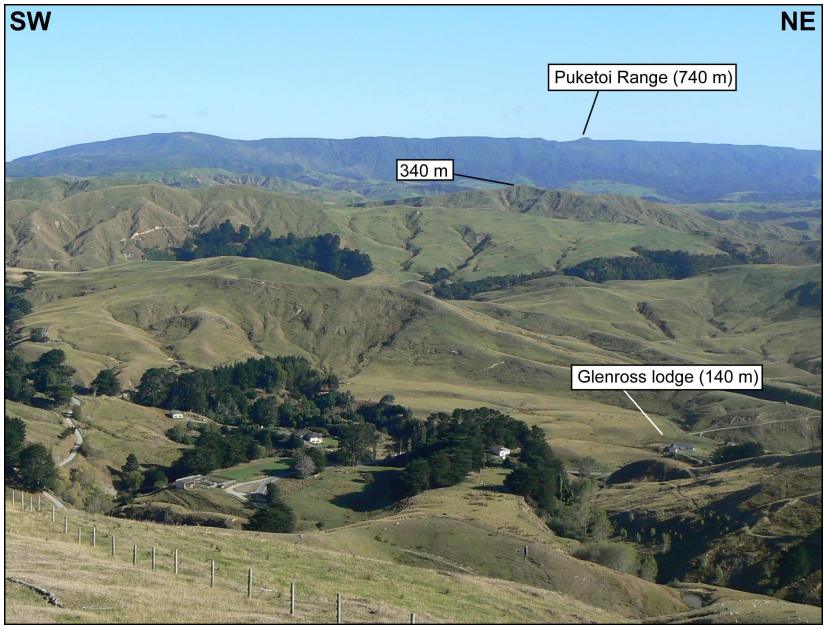


Figure II.2.3 : Morphologie typique des collines de la Chaîne Côtière. Noter toutefois la présence de crêtes bien développées, ici en arrière-plan, *Puketoi Range*.

II.2.3.1. Effets du climat

Le climat de la côte Est de Nouvelle-Zélande est tempéré. La moyenne des températures annuelles (de 1968 à 1998 ; www.metservice.co.nz) est environ 14°C. Les précipitations s'échelonnent entre 800 et 1200 mm/an, du Nord au Sud (www.metservice.co.nz).

Dans la zone d'étude (secteur de Pongaroa, Est de la région du Wairarapa, Fig. II.1.1B), la température moyenne annuelle (1996-2007) est environ 14°C, et les précipitations annuelles moyennes (1940-2007) sont de l'ordre de 1200 mm/an (stations de Pongaroa, minimum : 651 mm/an, 1978 ; maximum : 2132 mm/an ; http://cliflo.niwa.co.nz/).

La végétation a subi depuis le Dernier Maximum Glaciaire (18±2 ka) de nombreuses modifications. Des études sur les pollens (Shulmeister *et al.*, 2001 ; McGlone, 2002) montrent une végétation dominée lors du Dernier Maximum Glaciaire par des prairies et des arbustes de montagne. La limite des arbres était alors située à une altitude 1000 m inférieure à l'actuelle (1300 m environ actuellement ; Shulmeister *et al.*, 2001). Il est intéressant de noter ici que lors du Dernier Maximum Glaciaire, l'île du Nord n'était pas prise sous les glaces, mis à part les plus hauts sommets de la Zone Volcanique de Taupo (Suggate, 1990). Ces observations indiquent un climat plus sec, dominé par des vents d'Ouest (McGlone *et al.*,

1993), et des températures inférieures de 6,5 à 7,8°C par rapport à l'Actuel (Shulmeister *et al.*, 2001).

Le climat commence à changer dans l'île du Nord vers 17,6 ka BP (Newnham *et al.*, 1989). Un climat plus chaud et plus humide s'installe alors, à la faveur des vents du Nord dominants (McGlone *et al.*, 1993 ; Shulmeister *et al.*, 2001). Ce réchauffement est marqué par le retour de forêts de podocarpes (conifères) et d'angiospermes (vers 13,3 ka BP dans la région du Nord Wairarapa ; Lees, 1986), similaires à la végétation actuelle couvrant l'île du Nord (McGlone, 2002 ; Okuda *et al.*, 2002). La mise en place du lac Poukawa (région de Hawke's Bay) au début du Stade Isotopique 1 (12 ka BP) témoigne également de conditions plus humides (Harper et Collen, 2002).

Le climat sec de l'Holocène inférieur (10 ka BP - 6,5 ka BP) est mis en évidence par la quasi-absence de tourbe dans l'île du Nord à cette période (McGlone, 2002). L'augmentation dans la région du lac Poukawa de phytolithes de graminées depuis 7 ka BP jusqu'à l'Actuel atteste ensuite d'un climat devenant de plus en plus chaud et humide jusqu'à nos jours (Carter, 2002).

La Nouvelle-Zélande dans son ensemble, et la côte orientale de l'île du Nord en particulier, est régulièrement touchée par des tempêtes tropicales. La violence de ces évènements dépend de paramètres climatiques, comme les cycles El Niño-La Niña. Les deux cyclones majeurs des 40 dernières années, *Giselle* (1968) et *Bola* (1988), ont causé de sérieux dommages humains, matériels (naufrage du *Wahine* en baie de Wellington en 1968, 51 morts), et ont eu un impact géomorphologique très important (nombreux glissements de terrain ; *e.g.*, bassin versant de la rivière Waipaoa, au Nord de Hawke Bay ; Page *et al.*, 1999 ; Reid et Page, 2002).

II.2.3.2 Végétation et influence anthropique

Les collines de la Chaîne Côtière sont largement dépourvues de végétation. En effet, les Maoris (installés en Nouvelle-Zélande vers 500 après J.C.) et surtout les Européens, arrivés vers 1820, ont entrepris des déforestations massives sur l'île (Fig. II.2.4). La transformation des zones de forêt native en pâtures s'est intensifiée au début du 20ème siècle et a induit une modification profonde des régimes fluviatiles. Reid et Page (2002) ont montré dans le bassin versant de la rivière Waipaoa, au Nord de Hawke Bay (Fig. II.2.1B), que les charges sédimentaires sont 10 fois moins importantes dans les affluents dont les versants sont

végétalisés. Cette différence de charge sédimentaire résulte de la stabilisation ou non des versants par les forêts. Les pentes non végétalisées sont soumises à un ravinement intense et de nombreux mouvements de terrain, surtout en période de fortes précipitations, ce qui entraîne une augmentation très importante de la charge sédimentaire dans les rivières (Pearce *et al.*, 1987 ; Zhang *et al.*, 1993 ; Reid et Page, 2002). Ces sédiments peuvent alors fournir, lorsque le débit des rivières est suffisant, les outils abrasifs nécessaires à l'incision du substrat (Fig. II.2.5).

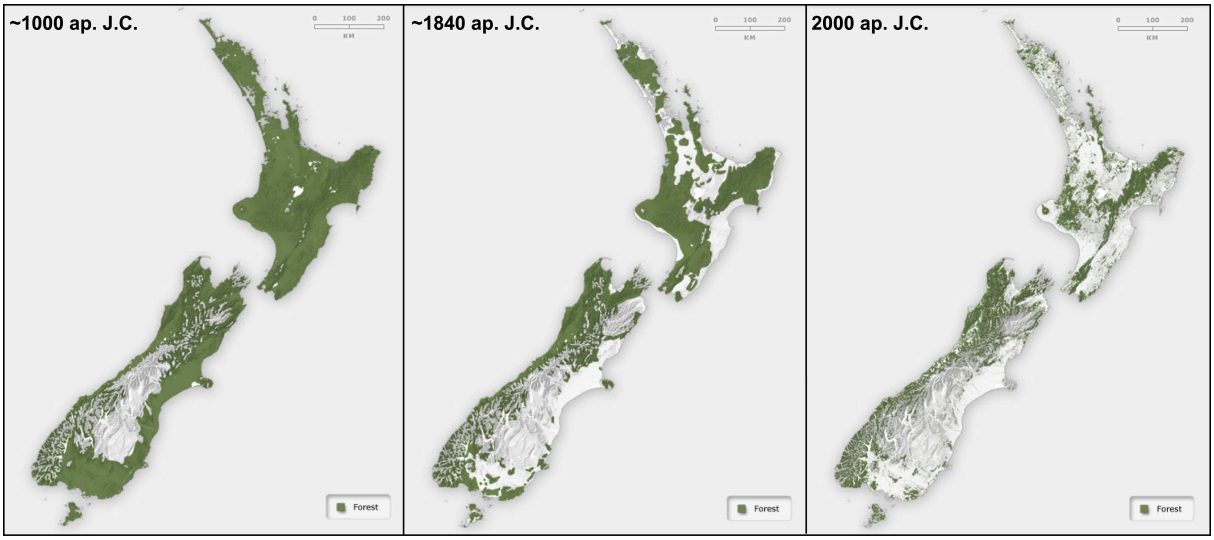


Figure II.2.4 : Evolution de la couverture forestière native en Nouvelle-Zélande depuis l'an mil (d'après www.teara.govt.nz).

II.2.3.3 Dynamique fluviatile

Les rivières de la Chaîne Côtière montrent des profils à forts gradients de pente (Litchfield et Berryman, 2006). Les taux d'incision de ces rivières et de leurs affluents sont également très importants (jusqu'à 2,5 mm/an ; Litchfield et Berryman, 2006). Ces taux ont été calculés à partir de terrasses fluviatiles holocènes, bien préservées sur la côte Est de la Nouvelle-Zélande. Sur la base de corrélations entre les terrasses alluviales des 10 rivières principales de la côte Est, Litchfield et Berryman (2005) ont mis en évidence le contrôle majeur des paramètres climatiques (*i.e.*, l'équilibre entre débit d'eau et flux sédimentaire – contrôlé par la végétation sur les versants – dans la rivière) sur le déclenchement de ces incisions. En effet, pendant les périodes glaciaires (et notamment le Dernier Maximum Glaciaire, il y a 18±2 ka BP), les rivières ont un régime en aggradation, causé par le faible débit d'eau et les forts apports sédimentaires venant des versants alors non-végétalisés (Fig.

II.2.5 ; Blum et Törnqvist, 2000 ; McGlone, 2001, 2002). De 18 à 13 ka BP, la transition vers un climat tempéré induit une revégétalisation des versants (McGlone, 2001). Les pentes sont alors stabilisées, et délivrent moins de sédiments aux rivières. La diminution du flux sédimentaire, couplée à une augmentation des précipitations et donc du débit d'eau dans les rivières, provoque alors la transition vers un régime en incision (Fig. II.2.5 ; Berryman et al., 2000 ; Litchfield et Berryman, 2005). L'incision est d'autant plus importante que la capacité de transport des sédiments, liée au débit d'eau, de la rivière est grande. Les taux d'incision induits par des changements climatiques sont donc assez faibles dans la plupart des affluents, du fait des débits d'eau moindres.

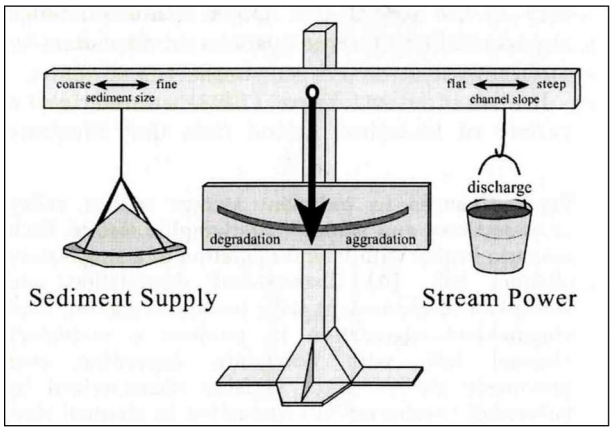


Figure II.2.5 : modèle de réponse du régime d'une rivière (aggradation ou incision) aux modifications d'apports sédimentaires et de capacité de transport (liée au débit) de la rivière, d'après Blum et Törnqvist (2000).

A défaut de déclencher l'érosion, les variations tectoniques amplifient les taux d'incision des rivières (Snyder *et al.*, 2000), en augmentant les gradients de pente notamment. De nombreux auteurs (Merrits *et al.*, 1994 ; Pazzaglia *et al.*, 1998) ont montré que de forts taux de surrection entraînent de forts taux d'incision. Cette corrélation a été mise en évidence dans la Chaîne Côtière par Litchfield et Berryman (2006).

L'influence des variations eustatiques sur le régime des rivières est une question depuis longtemps débattue (Blum et Törnqvist, 2000). Les périodes de bas-niveau marin sont généralement corrélées à des phases d'incision et les hauts niveaux marins à des phases d'aggradation, ce qui est en apparence contradictoire avec l'effet des variations climatiques sur le régime des rivières néo-zélandaises (en effet, en période glaciaire, alors que le niveau marin est bas, les rivières montrent un régime en aggradation). L'extension vers l'amont de l'influence eustatique sur la dynamique fluviatile reste controversée. Pour la dernière période

postglaciaire (de 18 ka BP à l'Actuel), Merrits *et al.* (1994) et Blum et Törnqvist (2000) définissent la limite amont du contrôle eustatique sur le régime de la rivière comme l'intersection entre la plaine d'inondation actuelle et la plaine d'inondation à l'époque du Dernier Maximum Glaciaire, dont les terrasses fluviatiles sont les témoins. Litchfield et Berryman (2005) ont localisé ce point d'intersection dans les rivières majeures de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande et ont montré que l'influence des variations du niveau de base (aggradation par exemple lors du haut niveau marin postglaciaire à environ 7,5 ka BP ; Gibb, 1986) sur la dynamique fluviatile est dans cette région restreinte aux parties avales (entre 8 et 47 km de la côte, selon les rivières). Plus en amont, seuls les facteurs climatiques (variations de charge sédimentaire et de débit d'eau) contrôlent le régime des rivières. Toutefois, le contrôle climatique est limité aux rivières majeures, dont la capacité de transport est importante. En effet, le faible débit d'eau de la plupart des affluents ne permet pas le transport d'une grande charge sédimentaire et l'abrasion intense du substrat. L'étude des principales rivières et de leurs affluents (Crosby et Whipple, 2006 ; Litchfield et Berryman, 2005, 2006) montre que la migration vers l'amont de ruptures de pentes brutales dans le profil longitudinal des affluents (*« knickpoint retreat »*), consécutive à la chute brutale d'origine climatique du niveau de base des rivières majeures, semble être le principal mécanisme de l'incision. L'incision se propagerait donc depuis la partie aval vers la partie amont des affluents. Ce mécanisme, très actif actuellement dans les affluents de la Chaîne Côtière marque donc la progression de l'incision liée aux variations climatiques post-Dernier Maximum Glaciaire.

PARTIE III

MORPHOLOGIE ET ANALYSE GEOLOGIQUE

DU COMPLEXE DE WAITAWHITI



Glissement Centre, Waitawhiti

CHAPITRE 1 : RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS

III.1.1 Présentation du complexe glissé de Waitawhiti

III.1.1.1 Caractéristiques morphologiques et structurales

Le complexe glissé de Waitawhiti est situé au cœur du synclinal de Tawhero (Fig. III.1.1). Ce complexe est composé de nombreux glissements de terrain (Fig. III.1.1B) dont les 4 principaux, glissements Nord, Centre, Ouest et Sud-Est, respectivement, ont fait l'objet d'analyses approfondies lors de cette étude. Ces principaux glissements, affectant des terrains servant de pâtures au bétail, ont une surface comprise entre 0,45 et 1,34 km² (Tableau III.1.1) et la surface glissée cumulée du complexe est de $3{,}71.10^6$ m². Les glissements Nord et Centre, dont la profondeur de la surface de rupture est estimée entre 40 et 60 m, affectent des terrains dont les altitudes sont comprises entre 280 et 440 m. Dans le cas des glissements Ouest et Sud-Est, l'altitude varie entre 160 et 300 m et la profondeur de la surface de rupture entre 20 et 30 m. La pente moyenne de surface entre haut et bas de pente des différents glissements varie ainsi entre 5° (glissement Ouest et Sud-Est) et 11° (glissement Nord et Centre).

Les traces de 3 failles actives au sein du complexe de Waitawhiti ont été identifiées lors de l'analyse des images satellite (Fig. III.1.1). La direction de ces failles (NE-SW) est conforme à la direction des décrochements dextres régionaux (*e.g.*, faille de Waitawhiti ; Fig. II.1.5). Ces accidents affectent le corps des glissements Nord et Ouest, alors que la faille associée au glissement Sud-Est marque la bordure latérale de l'instabilité.

Tableau III.1.1 : Superficie et volume des principaux glissements du complexe de Waitawhiti.

Glissement	Superficie (m²)	L (m)	l (m)	h (m)	Volume estimé (m³)
Northern	$1{,}12.10^6$	1500	950	50	$37{,}3.10^6$
Central	$1{,}34.10^6$	1500	1200	60	$56{,}5.10^6$
Western	$0{,}79.10^6$	1400	700	30	$15{,}3.10^6$
Southeastern	$0{,}46.10^6$	1000	400	10	$2{,}1.10^6$

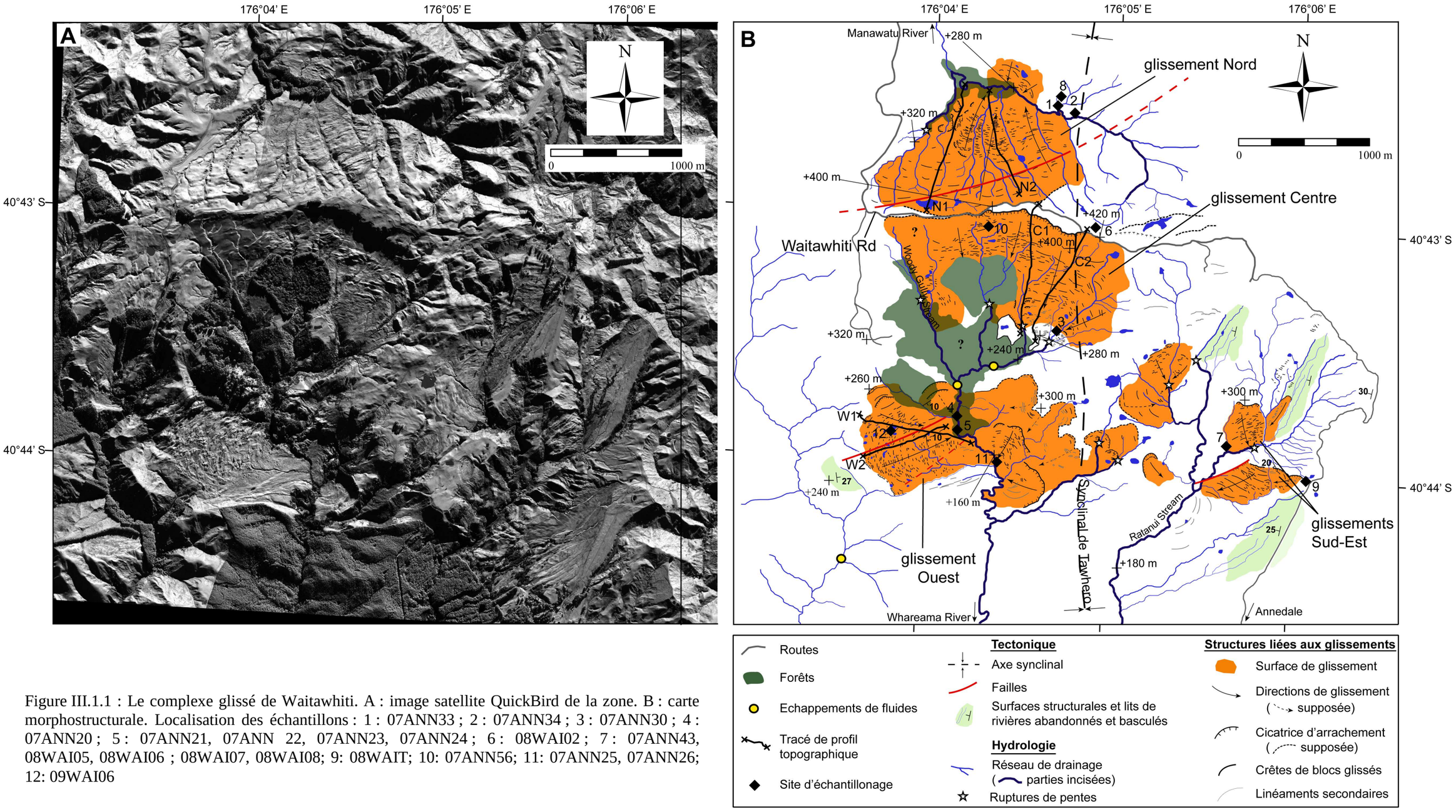


Figure III.1.1 : Le complexe glissé de Waitawhiti. A : image satellite QuickBird de la zone. B : carte morphostructurale. Localisation des échantillons : 1 : 07ANN33 ; 2 : 07ANN34 ; 3 : 07ANN30 ; 4 : 07ANN20 ; 5 : 07ANN21, 07ANN 22, 07ANN23, 07ANN24 ; 6 : 08WAI02 ; 7 : 07ANN43, 08WAI05, 08WAI06 ; 08WAI07, 08WAI08; 9: 08WAIT; 10: 07ANN56; 11: 07ANN25, 07ANN26; 12: 09WAI06

Nous avons estimé le volume total de matériel impliqué dans les glissements en utilisant la méthode proposée par Cruden et Varnes (1996). Cette méthode est basée sur la simplification de la forme d'un glissement de terrain en un demi-ellipsoïde. Le volume du glissement est alors exprimé :

$$V = \frac{1}{6}\pi Lhl \qquad (III.1)$$

avec L la longueur maximale de glissement (parallèle à la direction de glissement) ; h l'épaisseur de matériel affecté par le glissement et l la largeur maximale de glissement (perpendiculaire à la direction de glissement).

Le volume total glissé dans le complexe de Waitawhiti est ainsi estimé à $111{,}2.10^6$ m^3 (Tableau III.1.1).

Les instabilités gravitaires du complexe de Waitawhiti affectent les séries turbiditiques du Miocène supérieur du bassin de Tawhero. La stratigraphie de la zone d'étude est détaillée dans le § III.1.2. Les séries à la base des glissements Nord et Centre sont tabulaires. En revanche, les couches formant la base des glissements Ouest et Sud-Est ont un pendage vers le cœur du synclinal variant entre 10 et 25° (Fig. III.1.1B). Les directions de glissement sont soit parallèles (cas des glissements Nord et Centre), soit perpendiculaires à l'axe du synclinal (Fig. III.1.1B).



Figure III.1.2 : Vallée incisée du Woody Gully stream, au Sud (A) et au Sud-Ouest (B) du glissement Centre.

Le réseau de drainage est très développé dans la région de Waitawhiti (Fig. III.1.1). Les séries turbiditiques de la zone sont très incisées par des cours d'eau dont la largeur du lit ne dépasse pas 2 m. La hauteur de l'incision peut atteindre par endroits plusieurs dizaines de mètres, par exemple dans la vallée du Woody Gully stream, au Sud et au Sud-Ouest du glissement Centre (Fig. III.1.2). Les directions de mouvement des glissements de Waitawhiti, perpendiculaires à ces vallées incisées, indiquent le contrôle prédominant de l'incision sur les instabilités du complexe. Par ailleurs, aucune structure compressive, typique de bourrelets frontaux (Fig. I.1.3), n'a été observée dans la zone d'étude, hormis en bas de pente du glissement Nord, où des conditions locales particulières d'érosion ont mené à leur préservation (*cf.* Fig.12, chap. III.2). Ce point est discuté dans le chapitre III.2.

Des profils topographiques des glissements Nord, Centre et Ouest ont été effectués sur la base de relevés GPS afin d'illustrer la morphologie de surface des glissements (Fig. III.1.3). Les observations morphologiques effectuées dans le complexe de Waitawhiti montrent que les glissements sont de type rotationnels et/ou translationnels. La surface des glissements Nord et Centre est affectée en haut de pente par 4 à 5 blocs glissés de grande taille, dont la hauteur peut atteindre 20 m (Figs. III.1.3A, B, C et D et Figs. III.1.4A et B) et en bas de pente par de très nombreux blocs décimétriques à métriques (Fig. III.1.1). La cicatrice d'arrachement principale de ces glissements est décamétrique et bien marquée, surtout dans le cas du glissement Centre où elle peut mesurer 40 m (Fig. III.1.3B). La cicatrice d'arrachement principale du glissement Ouest varie entre 1 m dans la partie orientale du glissement et 15 m dans sa partie septentrionale (Fig. III.1.1). Le corps de ce glissement est constitué de très nombreux blocs glissés (13 à 15 blocs identifiés sur les Figs. III.1.3E et F ; Fig. III.1.4C) de taille métrique. Les glissements Sud-Est sont caractérisés par la présence de blocs glissés plurimétriques et une pente de surface variant entre 5° et 10° (Fig. III.1.4D).

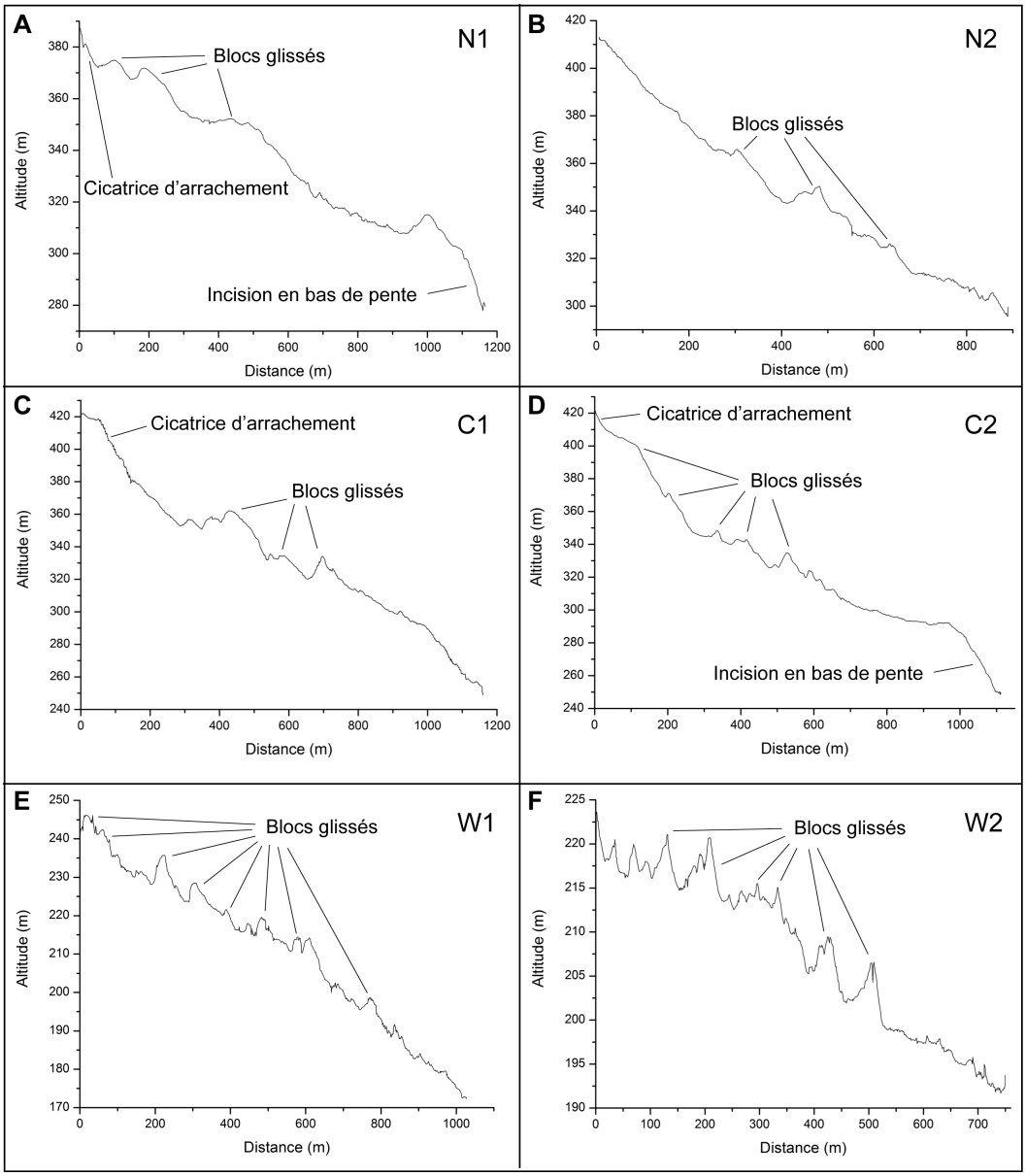


Figure III.1.3: Profils topographiques des glissements principaux du complexe de Waitawhiti. A-B : glissement Nord ; C-D : glissement Centre ; E-F : glissement Ouest. Localisation en figure III.1.1B.

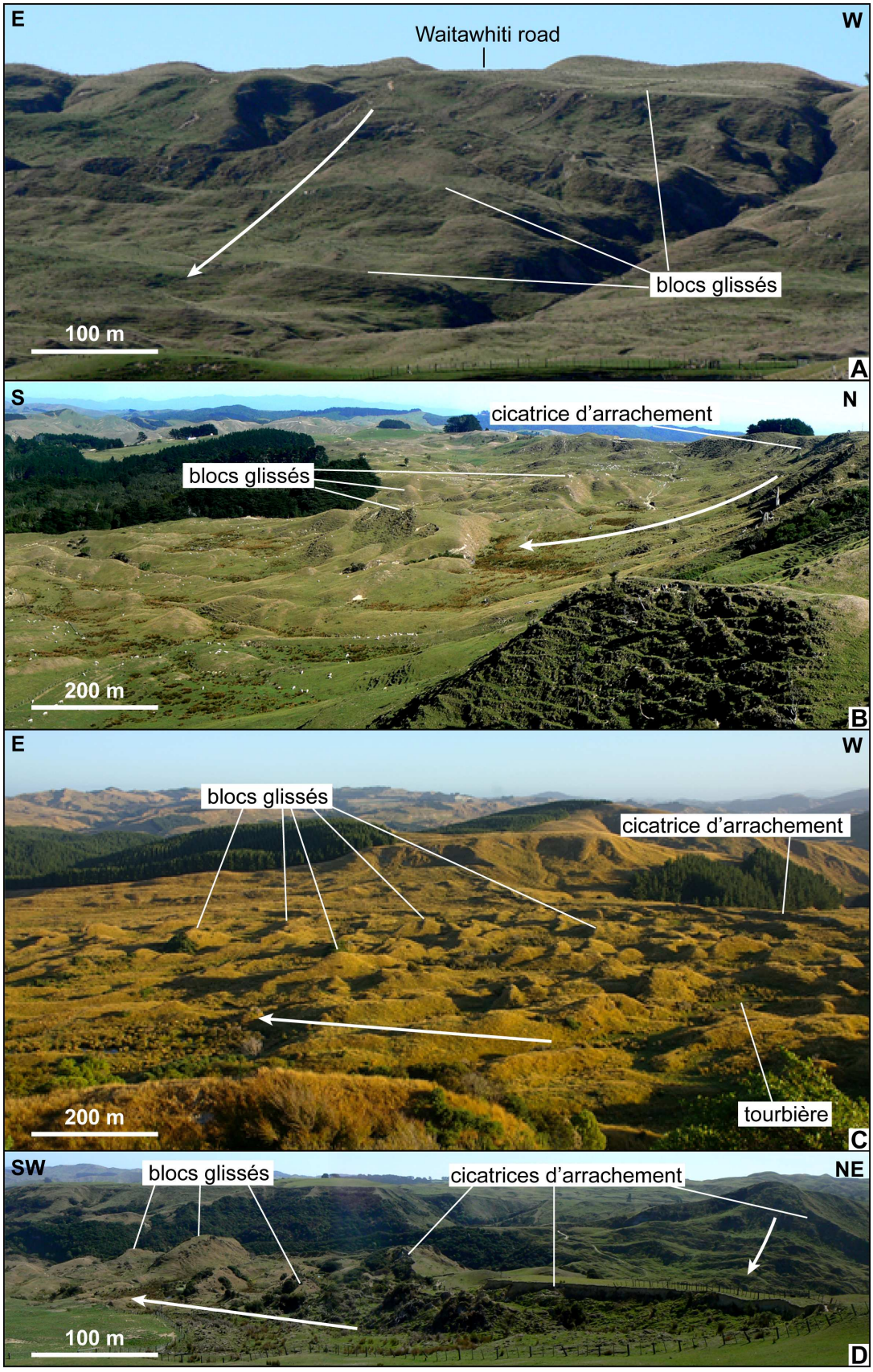


Figure III.1.4 : Photographies des principaux glissements du complexe de Waitawhiti. A : glissement Nord ; B : glissement Centre ; C : glissement Ouest ; D : glissements Sud-Est. Les flèches blanches indiquent les directions de glissement.

III.1.1.2 Activité des glissements de Waitawhiti

La morphologie des cicatrices d'arrachement et des blocs glissés sont des marqueurs des différents stades d'activité de ces instabilités. L'analyse morphostructurale des images QuickBird n'a pas montré de mouvement significatif des blocs dans le corps des glissements entre 2003 et 2008. Cependant, le recul de cicatrices d'arrachement a été identifié dans le glissement Sud-Est entre 2003 et 2008, observation confirmée sur le terrain par les barrières périodiquement arrachées en haut de pente (*cf.* Fig.13, chap. III.2). Les arbres basculés en bas de pente du glissement Nord (*cf.* Fig.12, chap. III.2) attestent également de cette activité récente.

Glissement Nord

La présence très locale de structures compressives témoigne des multiples phases d'activité du glissement Nord. De plus, la partie septentrionale du corps de ce glissement est caractérisée par de nombreuses cicatrices d'arrachement récentes (Fig. III.1.1). Ces cicatrices sont associées à de multiples blocs glissés de taille décimétrique à métrique, contrastant avec les blocs plurimétriques, peu nombreux et émoussés, en haut de pente (Figs. III.1.1, III.1.3 et III.1.4B), et associés à des arbres basculés. Cette morphologie met ici en évidence la réactivation de la déformation en bas de pente suite à un épisode d'incision ayant retiré le butoir distal formé dans la vallée, processus confirmé par les modélisations expérimentales (*cf.* chap. IV.2).

Glissement Centre

Dans le glissement Centre, les traces de futures cicatrices en arrière de la cicatrice d'arrachement principale actuelle très marquée (Fig. III.1.1) et la présence de gros blocs glissés bien exprimés en haut de pente et de badlands, formés par érosion des plus anciens blocs glissés, en bas de pente (Fig. III.1.5) montrent la propagation rétrogressive de la déformation dans ce glissement, depuis les flancs de la vallée vers le haut de pente.

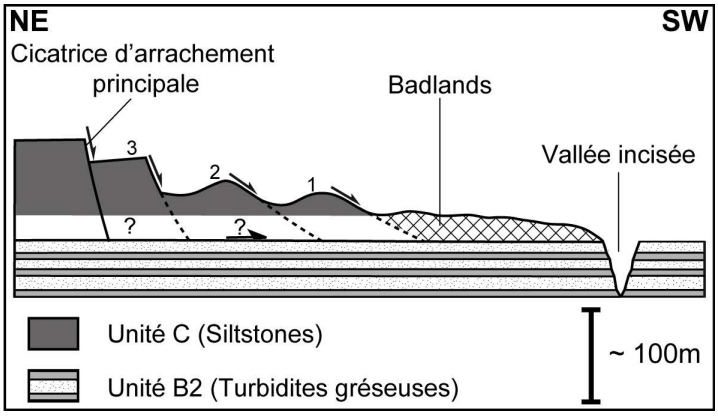


Figure III.1.5 : Coupe schématique du glissement Central. Les chiffres indiquent l'ordre de détachement des blocs glissés. Exagération verticale x2,5.

Glissements Ouest et Sud-Est

L'expression très marquée des blocs glissés des glissements Ouest et Sud-Est, contrairement aux blocs plus érodés du glissement Nord, peut résulter de la pente de surface, l'érosion étant moins importante le long de faibles pentes. Les cicatrices principales fraîches, dépourvues de végétation, de ces glissements (*cf.* chap. III.2) en haut de pente montrent que la déformation dans les glissements Ouest et Sud-Est se propage également de façon rétrogressive.

Le cas du glissement Sud-Est, bordé latéralement par une faille, est singulier dans le complexe de Waitawhiti. En effet, ce glissement n'est pas caractérisé dans sa partie distale par la présence d'une vallée très incisée mais simplement d'un petit cours d'eau non incisé, dont le lit végétalisé est asséché en été, coulant entre deux blocs glissés (Fig. III.1.1). Le peu d'observations effectuées dans cette zone ne nous permet pas ici d'identifier clairement le mécanisme de glissement. Toutefois, les surpressions de fluide et une forte incision peuvent avoir été à l'origine de ce glissement. Le cours d'eau en partie distale aurait alors été obstrué par le matériel glissé. La faille marque la bordure Nord de ce glissement, est parallèle à la direction de mouvement, et a probablement servi de guide au mouvement, le plan de faille étant un niveau de faible résistance.

III.1.1.3 Datation des glissements

La datation de matière organique à la base des tourbières formées dans les contre-pentes induites par les glissements permet de fournir un âge minimum de déclenchement de l'instabilité (*cf.* § I.3.4). Quatre échantillons, prélevés dans les tourbières des glissements

Centre et Ouest (Fig. III.1.1), ont ainsi été datés au radiocarbone. Nous avons également daté un fragment de bois provenant d'un tronc d'arbre, piégé dans la coulée du glissement situé sur la rive gauche du Woody Gully Stream, à l'Est du glissement Ouest (Fig. III.1.1). Ces datations donnent un âge minimum pour le glissement Ouest d'environ 6000 ans BP. Le glissement Centre est lui plus récent, daté à environ 2800 ans BP (Tableau III.1.2).

Tableau III.1.2: Datations au radiocarbone de matière organique prélevée dans les contre-pentes des glissements Centre et Ouest (la localisation des échantillons est indiquée en figure III.1.1)

Echantillon	Age 14C (ans BP)	Age cal. (ans BP) 95.4 % (2σ)	Données de calibration
07 ANN 25	2810 ± 35	**2857 ± 89**	SHCal04 (McCormac et al., 2004)
07 ANN 26	2680 ± 35	**2776 ± 68**	
07 ANN 56	1765 ± 30	**1621 ± 80**	
09 WAI 06a	5250 ± 40	**5940 ± 176**	
09 WAI 06b	5260 ± 40	**6007 ± 113**	

III.1.1.4 Dynamique de l'incision fluviatile

Litchfield et Berryman (2005, 2006) et Crosby et Whipple (2006) ont montré que le recul de « *knickpoints* », ruptures de pentes brutales dans le profil longitudinal des rivières était le mécanisme principal de l'érosion fluviatile dans les affluents des rivières de la Chaîne Côtière (*cf.* § II.2.3). Ce mécanisme est dominant dans les cours d'eau de la région de Waitawhiti, affluents de la rivière Whareama. De nombreux « *knickpoints* » de taille décimétrique à plurimétrique ont été observés dans les cours d'eau de la zone d'étude (Fig. III.1.6). Ces ruptures de pente ne sont présentes que dans les parties amont de ces cours d'eau (Fig. III.1.1), illustrant ainsi leur propagation depuis l'aval vers l'amont.

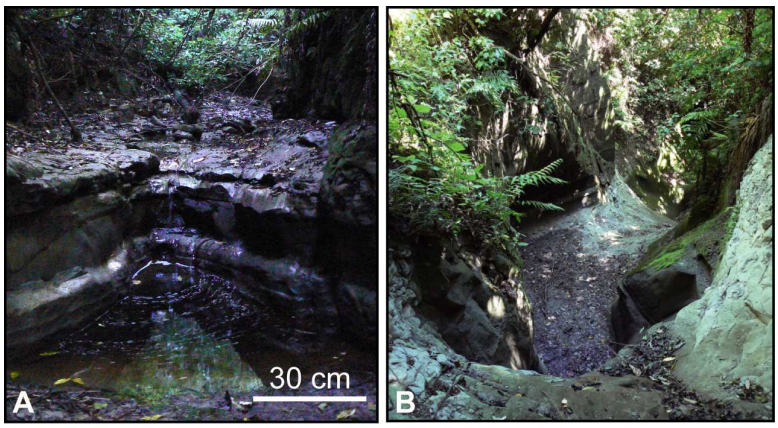


Figure III.1.6 : « *Knickpoints* » dans les cours d'eau de la région de Waitawhiti, de taille décimétrique (A), à plurimétrique (B). De plus hauts « *knickpoints* » existent dans cette zone mais n'ont pu être observés pour des raisons d'accessibilité

III.1.1.5 Présence de gaz thermogéniques

De nombreuses zones d'échappements de fluides ont été décrites dans la Chaîne Côtière et à proximité de la zone d'étude (Fig. II.2.2). Les gaz s'échappant à la surface sont particulièrement difficiles à identifier sur le terrain. En effet, le dégagement de tels gaz n'est observable que dans les cours d'eau, en des endroits où le courant est suffisamment faible pour pouvoir observer le bouillonnement induit par ces gaz (Fig. III.1.7A). L'analyse de terrain détaillée du complexe de Waitawhiti a permis de mettre en évidence la présence de trois zones d'échappements de gaz jusqu'alors non-identifiées (Fig. III.1.1). Des flaques huileuses irisées ont également fréquemment été observées le long de tous les cours d'eau (Fig. III.1.7B). On peut alors supposer que les gaz thermogéniques, associés à des hydrocarbures, sont présents dans tout le complexe de Waitawhiti. Le passage d'une flamme au-dessus des zones d'échappement de gaz suggère qu'il s'agit ici, comme dans toute la Chaîne Côtière (Kvenvolden et Pettinga, 1989 ; Francis, 1995 ; Pettinga, 2003), de méthane.

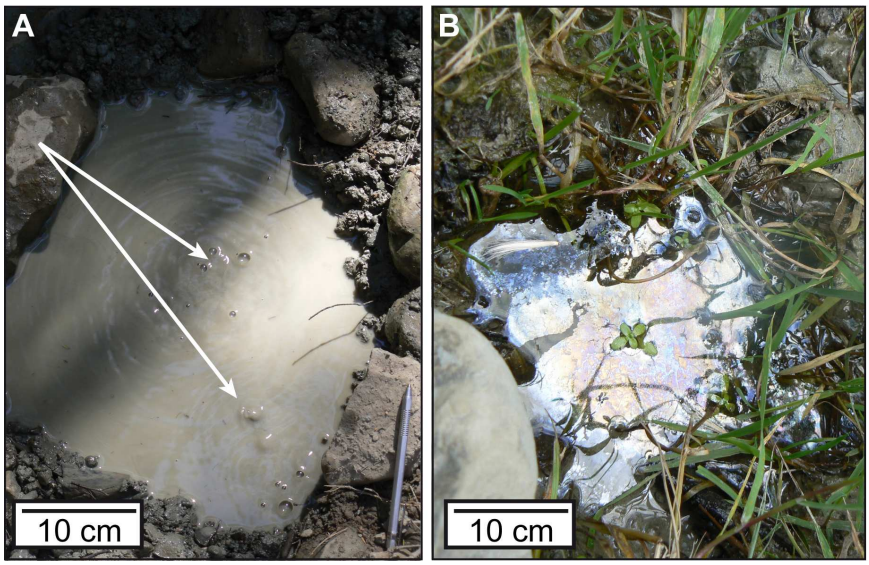


Figure III.1.7: Echappements de fluides dans le complexe de Waitawhiti. A : échappement de méthane thermogénique. Les flèches blanches indiquent les bulles formées par la libération des gaz. B : flaque huileuse irisée indiquant la présence d'hydrocarbures associés aux gaz.

III.1.2 Caractéristiques sédimentologiques et géotechniques des roches impliquées

III.1.2.1 Stratigraphie de la zone d'étude

Nous avons effectué sur le terrain un levé stratigraphique des unités du Tongaporutuan supérieur (Tt ; 10,96 - 6,5 Ma) et du Kapitean (Tk ; 6,5 - 5,28 Ma) caractérisant la zone de Waitawhiti (Fig. III.1.8). Nous avons défini 3 membres dans ces séquences turbiditiques, sur la base de granulométries et de propriétés pétrophysiques différentes (Fig. III.1.8A). Ces alternances sont constituées de grès peu indurés et de siltstones altérés. Ces siltstones montrent des fractures concentriques omniprésentes, typiques de processus d'altération sphéroïdale (Sarracino et Prasad, 1989 ; Fig. III.1.8B). Les membres A et B forment une séquence granocroissante alors que le membre C forme une séquence granodécroissante. Ces unités sont déformées par de nombreuses failles de rejet métrique.

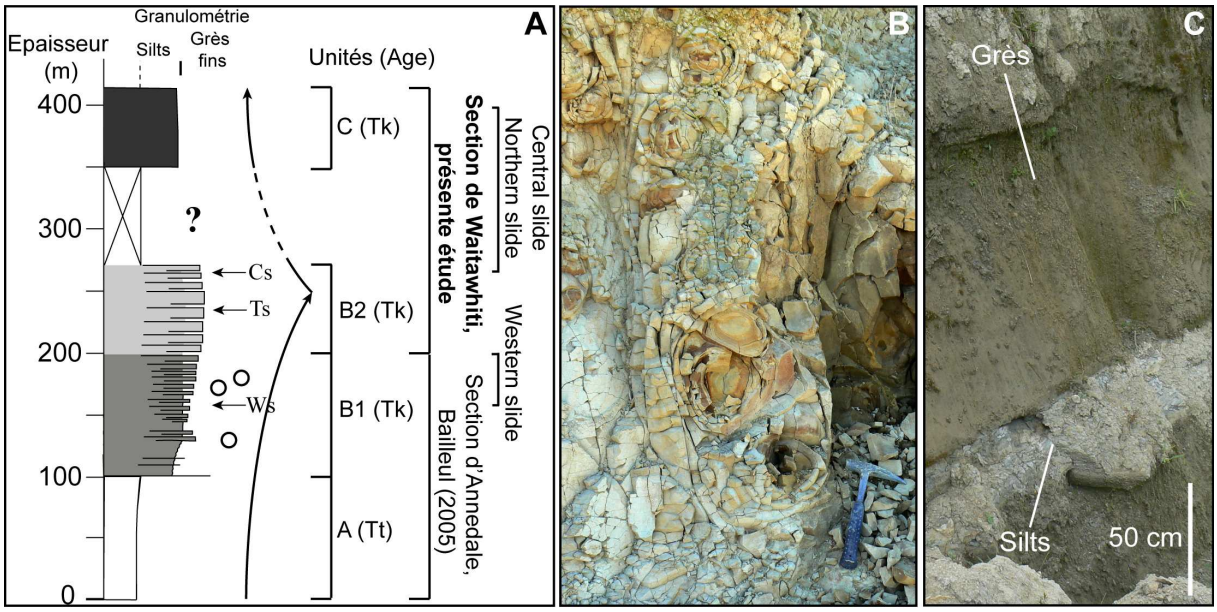


Figure III.1.8 : Stratigraphie et roches de la région de Waitawhiti. A : Coupe stratigraphique synthétique. Tt : Tongaporutuan ; Tk : Kapitean. Cs : base du glissement Centre ; Ts : niveau de tephras à la base des glissements Sud-Est (échantillon 08WAIT) ; Ws : base du glissement Ouest. Les cercles noirs indiquent la position des zones d'échappements de fluides dans la colonne. B : Altération sphéroïdale mise en évidence par le débit en cercles concentriques des siltstones. C : Banc massif de grès peu induré.

Bailleul (2005) a montré que la séquence formée par les membres A et B est progradante. La base de cette séquence (unités A et B1, Fig. III.1.8A), décrite par cet auteur,

affleure dans la région d'Annedale, 3 km au Sud de la zone d'étude (Fig. III.1.1). L'unité B1, constituée de fines successions turbiditiques, reflète un environnement bathyal (>600 m ; Bailleul, 2005) et évolue vers les turbidites plus grossières (faciès de lobe ; Bailleul, 2005) de l'unité B2 (Fig. III.1.8C). Dans la région de Waitawhiti, le sommet de l'unité B2 montre une strato-décroissance des bancs gréseux. L'unité C est constituée exclusivement des siltstones massifs précédemment décrits. On note également la présence de nodules silteux très indurés. Le contact entre les unités B2 et C était masqué par les glissements et n'a donc pas pu être caractérisé sur le terrain.

III.1.2.2 Caractéristiques sédimentologiques des roches impliquées

A l'échelle macroscopique, les grès de la zone d'étude sont des roches gris-jaune, à grains assez fins visibles à l'œil nu, et très peu indurées. En effet, ces roches s'effritent très facilement à la main et il est souvent difficile d'en obtenir un échantillon de taille conséquente. Les siltstones, grisâtres, ont en revanche un grain plus fin, non visible à l'œil nu. De plus, ces roches sont plus compétentes que les précédentes et ne peuvent s'effriter à la main. Toutefois, lorsqu'ils sont plongés dans l'eau, ces siltstones perdent leur résistance, se délitent et prennent un aspect très argileux, facile à modeler.

Tableau III.1.3 : Granulométrie, composition du cortège argileux et calcimétrie des roches de la zone d'étude (x : fraction volumique relative dans l'échantillon).

	granulométrie				minéralogie des argiles					Calcimétrie
Type de roche	sables fins % (125µm<x<250 µm)	sables très fins % (63µm<x<125 µm)	silts % (2µm<x<63 µm)	argiles % (x<4µm)	smectite %	illite %	kaolinite %	chlorite %	interstratifiés %	%
Grès	0 - 5	11 - 45	49 - 87	4 - 8	15 - 64	12 - 37	4 - 20	7 - 25	2 - 19	0
Siltstones	0	0 - 5	93 - 99	6 - 19	35 - 76	10 - 28	5 - 10	4 - 16	7 - 22	0 - 12

La granulométrie, la composition du cortège argileux et la calcimétrie des grès et des silts sont récapitulées dans le tableau III.1.3. Les grès présentent une proportion assez importante de grains dont la taille est supérieure à 63 µm (de 11 à 50 %). En revanche, plus de 95% des grains composant les siltstones ont une taille inférieure à 63 µm. Ces siltstones ont par ailleurs une fraction argileuse (proportion de grains dont la taille est inférieure à 4µm) nettement supérieure à celle des grès, 6 à 19% contre 4 à 8%, respectivement. Les analyses par diffraction des rayons X sur roche totale ont révélé pour les deux types de roches des minéralogies à large dominance de quartz et feldspaths, avec la présence ponctuelle de

muscovite (illite ?). Les minéraux argileux dominant des deux types de roches sont des argiles gonflantes de type smectite (jusqu'à 76% pour les silts, Tableau III.1.3). Les grès de Waitawhiti ne montrent aucune trace de calcite (Tableau III.1.3). La teneur en calcite des siltstones s'explique en revanche par la présence de microfossiles carbonatés.

III.1.2.3 Etude diagénétique

Densité et porosité

Les mesures de densité absolue donnent des valeurs similaires d'environ 2,6 pour les grès et siltstones de la zone d'étude (Tableau III.1.4), compatibles avec une prédominance de quartz dans la constitution de ces roches. En revanche, la densité apparente, qui dépend du volume de pore, est plus faible dans les grès (1,96) que dans les siltstones (2,18). En utilisant la méthode décrite dans le paragraphe I.3.3, on déduit de ces résultats une porosité de 24% pour les grès et de 16% pour les siltstones (Tableau III.1.4).

Tableau III.1.4 : Densités absolue et apparente et porosité des roches de la zone d'étude.

Type de roche	Densité absolue $g.cm^{-3}$	Densité apparente $g.cm^{-3}$	Porosité %
Grès	2,58	1,96	24
Silts	2,6	2,18	16

Etude de lames minces

Deux lames minces polies de 30 µm d'échantillons caractéristiques (échantillon de grès non orienté 08WAI06 et échantillon de siltstone non orienté 08WAI05) de la zone d'étude ont été réalisées. Leur étude a permis d'analyser en détail la structure interne de ces roches prélevées dans les alternances turbiditiques fines (épaisseur moyenne des bancs ~30 cm), et de qualifier le type de porosité.

Grès (08WAI06, Fig. III.1.9)

La lame 08WAI06 est constituée en majorité de quartz (~80%), et de feldspaths (~15%). On note également la présence ponctuelle de muscovites. On observe de nombreuses fractures recoupant entièrement la lame (Fig. III.1.9). Aucune cristallisation n'a été observée à l'intérieur de ces fractures, ce qui explique en grande partie la porosité importante de la roche. La fracturation suggère donc ici des évènements tectoniques postérieurs au dépôt des sédiments. La lame 08WAI06 présente des éléments anguleux à subanguleux mal triés, ne montrant aucune orientation préférentielle, et inférieurs à 130 µm en taille (Fig. III.1.9).

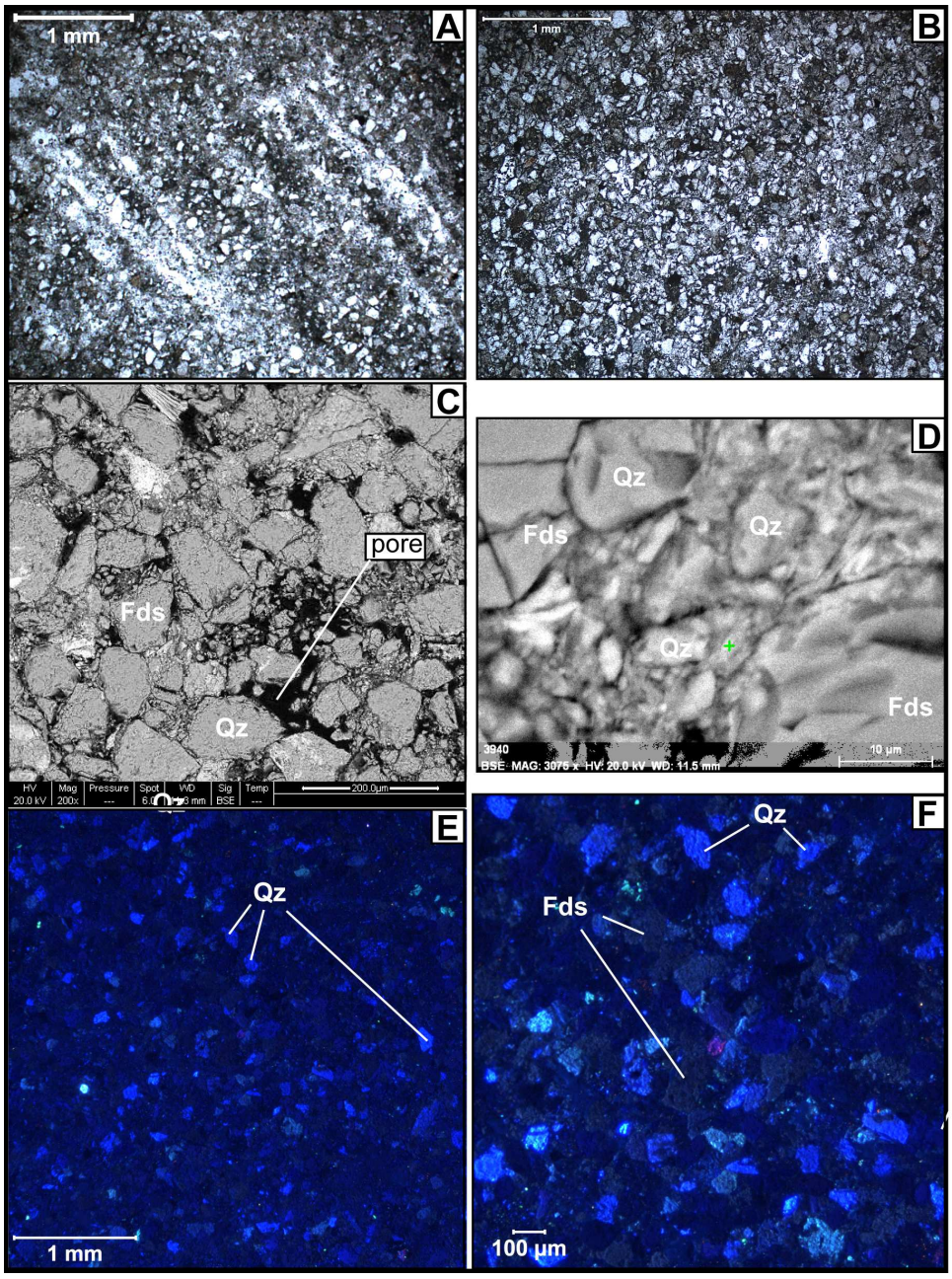


Figure III.1.9 (ci-dessus) : Analyses microscopiques des grès de la zone d'étude (lame 08WAI06). A et B : photographies (LP : lumière polarisée non analysée) en microscopie optique montrant la structure des grès. C et D : photographies au microscopie électronique à balayage (MEB) montrant l'organisation des grains et l'absence de matrice. E et F : Photographies en cathodoluminescence. Qz : quartz ; Fds : feldspath.

A l'exception de quelques pores, les grains constituant cette roche sont jointifs (Figs. III.1.9A, B et C). En effet, la forme plutôt anguleuse de ces grains leur permet de s'imbriquer les uns dans les autres. Aucune matrice n'a donc pu être observée ici (Fig. III.1.9D). Les analyses de cathodoluminescence confirment les analyses de calcimétrie (Tableau III.I.3). En effet, aucun minéral luminescent orange, telle la calcite, n'est présent dans cette lame (Figs. III.1.9E et F). L'absence de matrice, qu'elle soit argileuse ou carbonatée, liant les éléments entre eux, explique la résistance faible et la nature très friable de ces grès. La porosité importante de ces roches est principalement liée aux fractures les recoupant, et a donc probablement une origine tardive, liée à la déformation dans un environnement tectonique actif.

Siltstone (08WAI05, Fig. III.1.10)

La lame 08WAI05 présente des éléments anguleux et non orientés assez bien triés et inférieurs à 100 µm en taille (Fig. III.1.10). On note également la présence d'extraclastes argileux (Fig. III.1.10A). Elle est constituée à majorité de quartz (70 %), avec quelques feldspaths (15 %), et quelques éléments de carbonates (5 à 10 %), représentés ici par des tests non dissous de foraminifères (Fig. III.1.10B). La roche présente quelques pores (Figs. III.1.10C et D). Ces pores sont partiellement remplis par des cristaux de quartz non-automorphes (Fig. III.1.10E). Ces cristaux ne sont pas néoformés et n'ont donc pas une origine diagénétique.

Les microfossiles carbonatés observés, d'une taille moyenne de 100 µm, appartiennent à la famille des globigérinidés (Figs. III.1.10F et G). Les loges, dissoutes, de ces foraminifères sont souvent vides. Toutefois, elles présentent parfois des minéralisations de pyrite (Figs. III.1.10H et I). Ces cristaux de pyrite présentent un faciès framboïde (grains arrondis), typique de circulations d'eau interstitielle (Ader et Javoy, 1998). Les observations en cathodoluminescence (Fig. III.1.10J) mettent également en évidence une proportion non négligeable de carbonates (couleur orange de la calcite) dans cette roche.

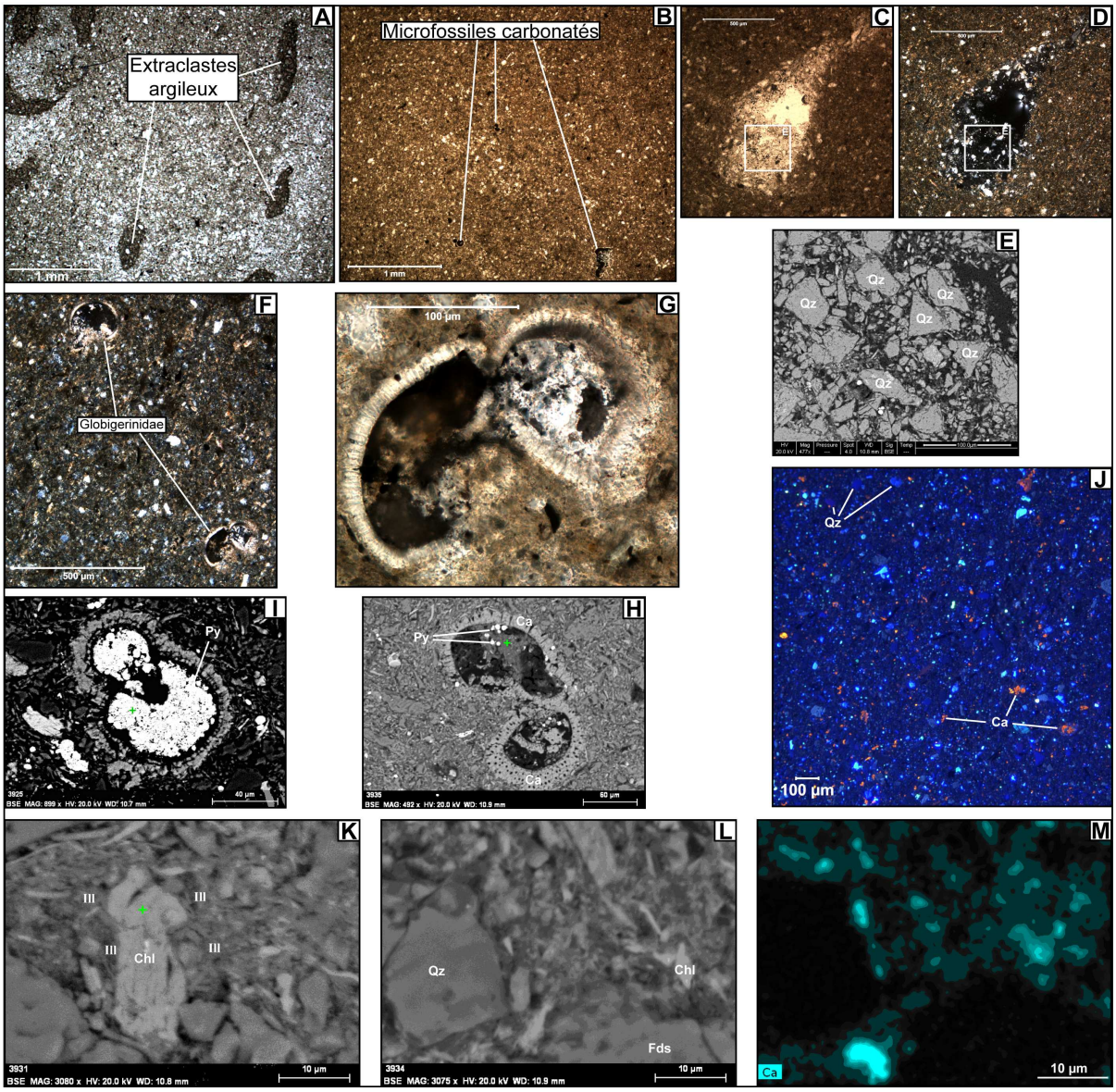


Figure III.1.10 : Analyses microscopiques des siltstones de la zone d'étude (lame 08WAI05). A et B : photographies en microscopie optique (LP) montrant la structure des siltstones. C et D : photographies en microscopie optique (C : LP ; D : LPA : lumière polarisée et analysée) montrant un pore de la roche. E : Zoom au MEB sur le remplissage des pores. La localisation du zoom est indiquée en C et D. F et G : photographies (F : LPA; G : LP) de globigérines en microscope optique. H et I : Photographies de globigérines et minéralisation de pyrite dans les loges, au MEB. J : photographie en cathodoluminescence montrant la présence de nombreux minéraux luminescents orange. K et L : photographies au MEB montrant la matrice argileuse liant les grains de cette lame. M : cartographie du calcium dans l'image L, obtenue par analyse EDS sur MEB. Qz : quartz ; Fds : feldspath ; Py : pyrite ; Ca : calcite ; Cl : chlorite ; Ill : illite.

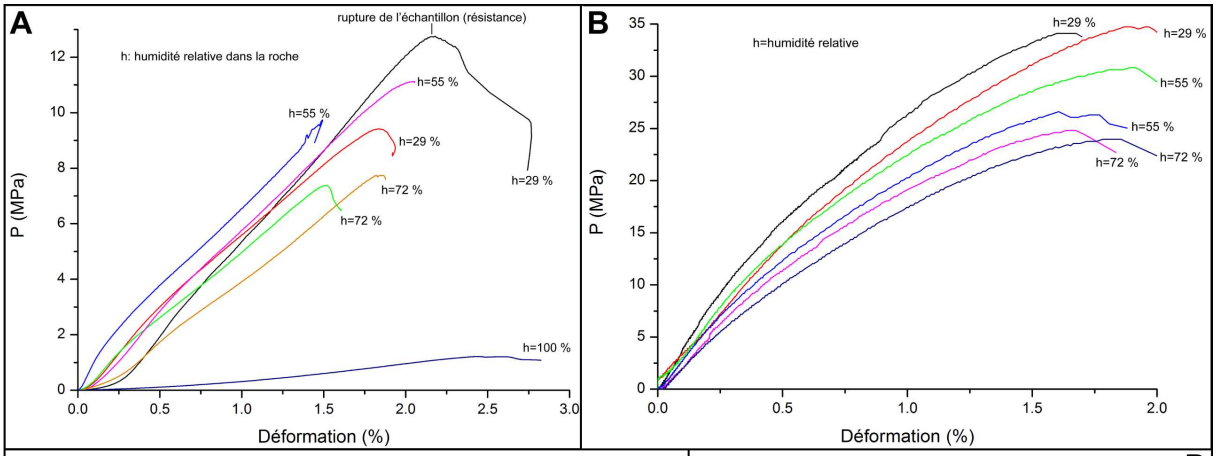
En utilisant de forts grossissements (Fig. III.1.10K et L), on observe que les éléments constitutifs de la lame sont des grains liés entre eux par une matrice. Les analyses et cartographies réalisées au MEB révèlent la présence d'illites très fines et de calcite (Fig.

III.1.10M) dans cette matrice. L'existence d'un liant entre les éléments permet aux siltstones de la région de Waitawhiti d'avoir une résistance plus importante que les grès décrits ci-dessus. Toutefois, la nature en partie argileuse, à dominance de smectite (Tableau III.1.3), de ces siltstones induit une forte diminution de la compétence de ces roches en présence d'eau.

L'étude des lames minces confirme une minéralogie à dominance de quartz pour les 2 types de roches de la zone d'étude. Les observations laissent supposer que les niveaux de grès, dont la porosité plus importante (Tableau III.1.4) est induite par une fracturation tardive, sont des niveaux dans lesquels les fluides circulent préférentiellement. La présence d'une matrice dans les siltstones et la cristallisation de pyrite dans les loges dissoutes de foraminifères confirment une amorce de processus diagénétique, tendant à augmenter la résistance de ces roches et en diminuer la porosité par rapport aux grès non diagénétiques.

III.1.2.4 Tests mécaniques

Les résultats des tests en compression uniaxiale sont détaillés dans la figure III.1.11, et confirment la résistance supérieure (en moyenne dix fois) des siltstones par rapport à celle des grès. D'un point de vue général, plus les roches ont une teneur importante en eau, moins elles sont résistantes (Fig. III.1.11). La figure III.1.11D montre également la décroissance plus rapide de la résistance des siltstones en fonction de l'humidité relative. Les tests sur échantillons saturés en eau (100 %) n'ont même pas pu être réalisés sur ces siltstones, car ces roches se fracturaient après immersion.



Echantillon	Type de roche	Humidité relative (± 2 %)	Résistance en compression uniaxiale (MPa)
08WAI05	siltstone	29	34,7
		29	34
		55	30,8
		55	26,6
		72	24,8
		72	24
08WAI07	grès	29	12,8
		29	9,4
		55	11,1
		55	9,7
		72	7,7
		72	7,4
		100	1,2

C

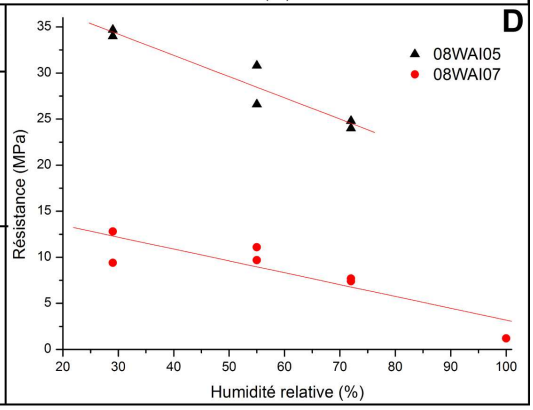


Figure III.1.11 : Résistance en compression uniaxiale des roches de la zone d'étude. A : Courbes de déformation des grès. B : Courbes de déformation des silts. C : Valeurs de résistance des deux types de roches en fonction de l'humidité relative. D : Evolution de la résistance des roches en fonction de l'humidité relative.

Des tests triaxiaux (Tableau III.1.5) ont été par la suite réalisés sur des éprouvettes de grès et silts caractéristiques des roches de la zone d'étude. Les échantillons étaient soumis à ces tests dans les conditions d'humidité du laboratoire, *i.e.*, ~50 %.

Tableau III.1.5 : résistance en compression des roches de la zone d'étude, pour des pressions de confinement de 1 et 3 MPa.

Echantillon	Type de roche	Résistance en compression (MPa) Pc = 1 MPa	Résistance en compression (MPa) Pc = 3 MPa
09WAI01	silt	50,8	78
09WAI03	grès	16,1	25,5

Les lois de comportement de ces matériaux sont de type Mohr-Coulomb et obéissent donc à la relation (Byerlee, 1978):

$$\tau = \mu\sigma_n + c \qquad (III.1)$$

avec μ le coefficient de friction interne ($\mu = \tan\phi$, avec ϕ l'angle de friction interne de la roche) et *c* la cohésion de la roche.

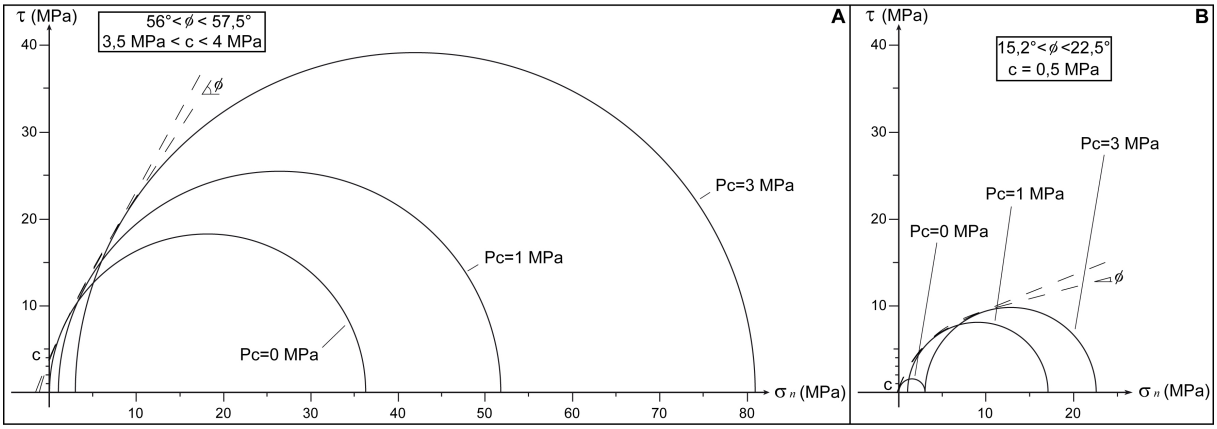


Figure III.1.12 : cercles de Mohr obtenus suite aux tests triaxiaux de chacune des deux roches. Une gamme d'enveloppes de rupture est proposée. A : Siltstone, B : Grès. Pc : Pression de confinement.

Les siltstones ont une cohésion comprise entre 3,5 et 4 MPa et leur angle de friction interne est d'environ 57° (Fig. III.1.12A). Ces valeurs sont largement supérieures à celles des grès, qui ont une cohésion d'environ 0,5 MPa et un angle de friction interne compris entre 15,2 et 22,5° (Fig.III.1.12B).

III.1.2.5 Caractéristiques principales et implications des roches dans les glissements

Le tableau III.1.6 récapitule les caractéristiques majeures permettant de formuler des hypothèses quant au rôle probable des grès et siltstones de la zone d'étude sur le déclenchement et l'évolution des glissements de Waitawhiti. Les niveaux gréseux, assez poreux, sont des niveaux au travers desquels les fluides d'origine profonde peuvent migrer aisément vers la surface. La porosité plus faible des siltstones, due au développement d'une matrice argilo-carbonatée, et la présence d'argiles gonflantes (smectite) fait des niveaux silteux des niveaux potentiellement peu perméables, pouvant empêcher les migrations de gaz thermogéniques vers la surface. Les niveaux silteux riches en argiles peuvent devenir des niveaux de décollement, lorsque les fluides piégés à leur base entrent en régime de surpression. En présence d'eau, ou d'autres fluides interstitiels, les alternances de grès et siltstones formant le corps des glissements de Waitawhiti (Fig. III.1.8) ont une résistance très faible (Tableau III.1.6), facilitant ainsi le mouvement sur des niveaux moins compétents.

Tableau III.1.6 : Caractéristiques principales des roches de la zone d'étude et leur rôle potentiel dans les glissements de Waitawhiti

Type de roche	Spécificités minéralogiques	Porosité	Microfaciès	Cohésion	Angle de friction interne	Résistance en compression simple (humidité ambiante)	Effet de l'eau	Rôle probable lors de la migration de fluides	Implication dans les glissements
Grès	- Peu argileux - Pas de calcite	Plus élevée 24%	- Grains anguleux - Pas de matrice - Porosité liée à la fracturation	Faible 0,5 MPa	Faible ~20°	Faible ~10 MPa	Perte totale de résistance	Niveaux poreux permettant la migration de fluides vers la surface	**Couverture facilement mobilisable, surtout en présence de fluides**
Siltstones	- Assez argileux - Argiles gonflantes - Présence de calcite	Plus faible 16%	- Grains plutot anguleux - Présence de foraminifères - Matrice argilo-carbonatée	Forte 4 MPa	Fort ~57°	Forte ~30 MPa	- Forte diminution de la compétence et de la résistance - Fracturation	Niveaux potentiellement peu perméables, pouvant piéger les fluides à leur base	**- Niveaux de décollement probables** **- Dans la couverture, niveaux destructurés en présence de fluides**

III.1.3 Mécanismes de déformation proposés

III.1.3.1 Précipitations et végétation

La porosité assez importante des roches de la zone d'étude facilite l'infiltration des eaux météoriques dans les séries sédimentaires. Cette infiltration est également favorisée par la présence de cours d'eau bordant latéralement les glissements. L'eau circulant dans des milieux poreux induit une augmentation de la pression de fluides aux pores, diminuant ainsi la résistance du milieu et favorisant le déclenchement d'instabilités gravitaires (Binet *et al.*, 2007). D'intenses précipitations sont donc souvent à l'origine du déclenchement de glissements de terrain. A Taïwan par exemple, Chen *et al.* (2006) ont mis en évidence le lien entre les typhons ravageant l'île et l'initiation de glissements de terrain consécutive à ces intenses précipitations. Les épisodes cycloniques subis par la Nouvelle-Zélande (« *Giselle* » en 1968 et « *Bola* » en 1988) ont également provoqué de nombreux mouvements de terrain (Page *et al.*, 1999). Cependant, les glissements déclenchés suite à d'intenses précipitations sont en grande majorité décrits comme superficiels (profondeur de la surface de rupture <2 m), et mobilisant peu de matériel (Page *et al.*, 1999 ; Chen *et al.*, 2006). Les forts épisodes de pluviométrie, s'ils ne sont pas un paramètre déclenchant des instabilités gravitaires du complexe de Waitawhiti, sont un facteur déterminant réduisant la résistance de la couverture.

La présence ou non de végétation est un paramètre important conditionnant la résistance des sols et des roches. En effet, les réseaux de racines permettent d'accroître cette résistance (Pearce *et al.*, 1987 ; Zhang *et al.*, 1993). De plus, les végétaux drainent l'humidité présente en profondeur, réduisant ainsi la pression de fluides aux pores et stabilisant les versants. Le retrait de la végétation présente sur ces versants induit alors leur déstabilisation et peut mener à des mouvements gravitaires. Cependant, la déforestation en Nouvelle-Zélande est postérieure à l'arrivée des Maoris sur l'île (environ 500 après J-C). Les âges minimum obtenus pour les glissements de Waitawhiti sont antérieurs à cette date, excluant ainsi l'hypothèse de la déforestation comme paramètre déclenchant.

III.1.3.2 Activité tectonique et sismique

Les tremblements de terre sont également décrits dans la littérature comme un très important facteur déclenchant d'instabilités gravitaires (Keefer, 1984, 2002 ; Crozier *et al.*,

1995 ; Davies *et al.*, 2006). Les séismes peuvent provoquer des glissements de terrain dans un rayon de plusieurs dizaines de kilomètres depuis l'épicentre.

L'activité sismique est forte dans la région de Waitawhiti (Fig. II.2.1). Deux des principaux séismes historiques ont en effet été enregistrés à des distances inférieures à 45 km de la zone d'étude (*Pahiatua*, 1934, Schermer *et al.*, 1998 ; *Weber*, 1990, Louie *et al.*, 2002 ; Fig. II.2.1). Ces séismes sont donc de potentiels facteurs déclenchants des glissements de Waitawhiti. Trois failles actives ont également été observées dans la zone d'étude (Fig. III.1.1). Les relations chronologiques entre activité des failles et mouvement des glissements Nord et Ouest sont difficiles à établir (*cf.* chap. III.2). Le glissement Sud-Est semble avoir été guidé par la faille préexistante dans ce secteur. Le mouvement dextre le long de cette faille pourrait même avoir induit le glissement, en provoquant la mise à l'affleurement d'un niveau de faible résistance, favorisant ainsi le mouvement de la couverture. Le niveau de tephras identifié dans cette zone, dont les caractéristiques sont décrites dans le chapitre suivant, a ici été identifié comme potentiel niveau de décollement. Dans le glissement Nord, nous ne disposons pas d'arguments fiables pour affirmer que le glissement soit antérieur, contemporain ou postérieur à l'activité de la faille qui a été cartographiée.

III.1.3.3 Incision fluviatile et surpressions de fluide

L'incision fluviatile a pour effet d'éroder les butoirs situés en bas de pente des glissements. En outre, lorsque l'incision est assez profonde, des niveaux de faible résistance peuvent être mis à l'affleurement. Ces conditions facilitent le mouvement et peuvent mener au déclenchement d'instabilités gravitaires, comme les glissements rotationnels le long des flancs de l'Arroyo de Gor (Espagne), décrits par Azañon *et al.* (2005) ou les structures extensives mises en évidence dans le parc national des Canyonlands (Utah, Etats-Unis d'Amérique, Schultz-Ela et Walsh, 2002).

Les gaz thermogéniques observés dans la zone d'étude sont également un facteur potentiel d'instabilité. Ces gaz migrent facilement vers la surface à travers les grès poreux de la zone d'étude. De plus, les nombreuses fractures et les failles forment des conduits préférentiels de migration (Chanier, 1990 ; Brown *et al.*, 1994). Les niveaux silteux échantillonnés à la base des glissements ont une forte proportion de minéraux argileux, dominés par la smectite (Tableau III.1.3). La perméabilité de ces niveaux est donc relativement faible.

Dans un tel contexte, les fluides migrant vers la surface se trouvant confinés à la base de niveaux peu perméables peuvent entrer dans un régime de surpression, et ainsi induire une forte réduction de la résistance au cisaillement de ces niveaux (Terzaghi, 1923 ; Hubbert et Rubey, 1959). Ce phénomène peut conduire à la déstabilisation d'édifices sédimentaires très importants (*e.g.*, éventail profond de l'Amazone, Cobbold *et al.*, 2004 ; delta du Niger, Weber et Daukoru, 1975 ; Hooper *et al.*, 2002 ; glissement de Storegga, Norvège, Kvalstad *et al.*, 2005).

Le retrait de butoir en bas de pente et les surpressions de fluide induisent donc une diminution drastique des forces résistantes au glissement. Nous pensons que la combinaison de ces deux processus est un facteur prépondérant dans le déclenchement des instabilités gravitaires du complexe de Waitawhiti (*cf.* section V).

CHAPITRE 2: MORPHOLOGY AND STRUCTURE OF A LANDSLIDE COMPLEX IN AN ACTIVE MARGIN SETTING: THE WAITAWHITI COMPLEX, NORTH ISLAND, NEW ZEALAND (article publié dans *Geomorphology* 109, 184-196)

Le présent article, paru dans Geomorphology 109 (2009), présente l'analyse détaillée du complexe de Waitawhiti, et les hypothèses envisagées quant aux facteurs potentiels de déclenchement des instabilités gravitaires dans cette zone.

La morphologie et la structure des trois principaux glissements contigus formant le complexe glissé de Waitawhiti est détaillée. Les glissements impliquent des grès fins et des silts massifs formant les séries turbiditiques du Miocène supérieur dans la région. Les mouvements s'effectuent principalement le long de surfaces planes et tabulaires. Les glissements sont bordés latéralement et/ou en bas de pente par des rivières profondément incisées. Nous avons découvert trois zones d'échappements de gaz dans les rivières de la zone d'étude, à proximité des glissements. Ces zones marquent l'exutoire en surface de gaz thermogéniques.

L'incision fluviatile, érodant continuellement les butoirs en partie distale des glissements, est pour nous le facteur déstabilisant prépondérant dans cette région. Toutefois, l'influence de facteurs additionnels, classiquement décrits dans la littérature comme très importants, tels l'activité tectonique et d'intenses précipitations, ne peut être exclue. Nous considérons également le rôle de surpressions de fluides, réduisant la résistance au cisaillement à la base de niveaux à faible perméabilité, sur le déclenchement d'instabilités gravitaires dans le complexe glissé de Waitawhiti.

Mots-clés : Glissements de terrain ; Nouvelle-Zélande ; Incision fluviatile ; Echappement de gaz ; Activité tectonique.

Geomorphology 109 (2009) 184–196

Contents lists available at ScienceDirect

Geomorphology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/geomorph

Morphology and structure of a landslide complex in an active margin setting: The Waitawhiti complex, North Island, New Zealand

Aurélien Lacoste [a,*], Lies Loncke [b], Frank Chanier [a], Julien Bailleul [c], Bruno C. Vendeville [a], Geoffroy Mahieux [d]

[a] UMR 8157 Géosystèmes, Université de Lille 1, Bâtiment SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France
[b] Université de Perpignan, Via Domitia, Laboratoire IMAGES, Bat U, 2e étage, 52 avenue Paul Alduy, 66800 Perpignan, France
[c] Institut polytechnique Lasalle-Beauvais, Département Géosciences, 19 rue Pierre Wagner, 60000 Beauvais, France
[d] Université de Picardie Jules Verne, 33 rue St-Leu, 80000 Amiens, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 4 August 2008
Received in revised form 2 March 2009
Accepted 3 March 2009
Available online 14 March 2009

Keywords:
Landslides
New Zealand
River incision
Gas seeps
Tectonics

ABSTRACT

Multi-scale gravitational instabilities are widespread in the Coastal Ranges of the North Island of New Zealand. We document here a detailed analysis of the Waitawhiti landslide complex, located in the core of the Tawhero syncline, and investigate the potential landslides triggering factors in the area. Four contiguous large slides form the Waitawhiti complex. These slides involve fine-grained Miocene sandstones and massive fractured siltstones. Sliding occurs mostly along nearly horizontal strata. All slides are bounded laterally and/or distally by deep-incised valleys. Three gas seeps evidencing thermogenic gas release have been discovered in the vicinity of the slides. We propose that river incision, continuously removing distal buttresses, is the main destabilizing factor in the area. However, additional factors, such as tectonic activity and intense rainfall, cannot be excluded. We also propose that fluid overpressure, reducing the effective shear strength at the base of low-permeability layers, may have influenced the triggering of landslides in the Waitawhiti area.
© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Landsliding is an erosional process contributing to the denudation of mountain ranges in active margin settings (Hovius et al., 1997; Lin et al., 2006; Meng et al., 2006). It is likely that intense landsliding greatly accelerates mountain denudation. Although its relative contribution is obviously important, it is often difficult to assess in mass balances terms. Investigations into the occurrence and conditions allowing landsliding are thus important in these situations. The study of landslides also has an important human dimension because of the hazards associated with landslides.

Determining factors, such as surface-uplift rates or weak lithologies, coupled with external factors, usually cause mass movements along hillslopes. Two main external triggering factors are commonly identified: (1) intense rainfall that leads to increased pore-fluid pressure, hence to reduced shear strength (Rogers and Selby, 1980; Chen et al., 2006), and (2) earthquakes, that are also considered as a major destabilizing factor (Keefer, 1984; Crozier et al., 1995; Chang et al., 2005).

The Hikurangi margin, located east of the North Island of New Zealand, is an active margin that formed during westward subduction of the Pacific plate. The inner part of its accretionary prism emerges and is affected by many gravitational instabilities at various scales, ranging from shallow soil slips (Pearce et al., 1987) to crustal-scale gravitational collapse (Pettinga, 2004). Shallow slips or earthflows generally result from intense rainfall coupled with the lack of vegetation cover induced by massive deforestation (Pearce et al., 1987; Zhang et al., 1993; Reid and Page, 2002). Conversely, some of the largest instabilities have been correlated with high-magnitude historical earthquakes (e.g., landslide volume up to 72×10^6 m^3: the Napier 1931 earthquake; Hancox et al., 1997). Some deep-seated landslides even reflect regional extension and are associated, depending on the sites, with gravitational collapse caused by tectonic underplating (Barnes and Lewis, 1991; Chanier et al., 1999; Pettinga, 2004).

The Coastal Ranges of the eastern North Island of New Zealand are presently subjected to high surface-uplift rates, up to 2.3 mm yr^{-1} (based on marine terraces elevations; Ghani, 1978; Pillans, 1986; England and Molnar, 1990), and are the locus of numerous gravitational instabilities. Using satellite imagery and field work analysis, we document the distribution and morphology of a cluster of gravitational instabilities (average surface of each landslide is 1 km^2) within a selected area of the Coastal Ranges (Tawhero syncline). Our goal is to precisely delineate and characterize the relationship between the onset of landslides and the different internal and external geologic parameters of the area, such as climate, tectonics, lithology, and pore fluids.

2. Geological setting of the Waitawhiti complex

2.1. Geodynamics

The North Island of New Zealand is located on the upper plate of the Hikurangi subduction zone, at the southern end of the Tonga–Kermadec

* Corresponding author. Tel.: +33 3 20434692; fax: +33 3 20434910.
E-mail address: aurelien.lacoste@ed.univ-lille1.fr (A. Lacoste).

0169-555X/$ – see front matter © 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.geomorph.2009.03.001

subduction (Fig. 1a). Rates of subduction range from 41 mm yr^{-1} in the South to 47 mm yr^{-1} in the North of the Hikurangi trough (Fig. 1a; De Mets et al., 1994).

The Hikurangi margin comprises three major structural elements (Fig. 1b) between the Hikurangi trough and the volcanic arc (Taupo Volcanic Zone, Fig. 1b). (1) The subduction wedge, whose highest ridges are up to 1000 m high, emerge and correspond to the Coastal Ranges (Spörli, 1980), (2) the forearc basin (Ballance, 1993), 10 to 30 km-wide and (3) the Axial Ranges. The Waitawhiti complex belongs to the Coastal Ranges domain.

Owing to crustal-scale partitioning, the oblique subduction is accommodated in the Coastal Ranges by two fault families, reverse faults and right-lateral faults, as has been described in a variety of other subduction zones (e.g., Indonesia and the Philippines; Fitch, 1972; Yu et al., 1993; McCaffrey et al., 2000). The Coastal Ranges are subjected to intense seismic activity. Since the 19th century, at least fifteen earthquakes of magnitude $M>6$ have occurred in the area (www.geonet.org.nz; Hull, 1990; Schermer et al., 1998; Rodgers and Little, 2006). Within a 45-km range of the study area, four major historical earthquakes have been recorded (Fig. 2): Pahiatua 1934 ($M_W=7.4$; Schermer et al., 1998), Weber II 1990 ($M_L=6.4$; Louie et al., 2002), and two events in the Dannevirke area (1989, $Ms=6.3$ and 1990, $Ms=6.7$; www.ngdc.noaa.gov). These large earthquakes have been attributed to slip along right-lateral or right-lateral transpressional faults (e.g., the Alfredton, Saunders Road and Waitawhiti faults; Lee and Begg, 2002; Schermer et al., 2004).

2.2. Presence of fluid ascents along the Coastal Ranges

Along active margins, the influence of pore fluids on deformation has been emphasized by many authors (e.g., Henry and Le Pichon, 1991). In these settings, overpressured fluids commonly escape to the surface, forming gas seeps and mud volcanoes. Such seeps and associated mud volcanoes are found in the study area (Johnston, 1975) and all along the Coastal Ranges (Lillie, 1953; Kvenvolden and Pettinga, 1989; Francis, 1995; Pettinga, 2003). Methane is the predominant gas in the seeps, and is often associated with the generation of hydrocarbons at depth (Kvenvolden and Pettinga, 1989; Francis, 1995). Isotope studies show that the seeps have a thermogenic origin (Francis, 1995). The depth of generation of the gas is difficult to determine precisely, but Pettinga (2003) estimated it to be less than 6.5 km. These fluids often migrate upward through fault zones, especially along strike-slip faults (Chanier, 1990; Pettinga, 2003). The presence of fluids generated at depth can be an important parameter to take in account when studying landslides because these fluids may be accumulated below shallow low-permeability strata, therefore reducing the effective rock strength and triggering gravitational slides (e.g., Storegga slide, Huhnerbach and Masson, 2004; Amazon deep-sea fan, Cobbold et al., 2004).

2.3. Geology

The high number of multidirectional slides we identified, along with their clear surface expression, makes the Waitawhiti landslide

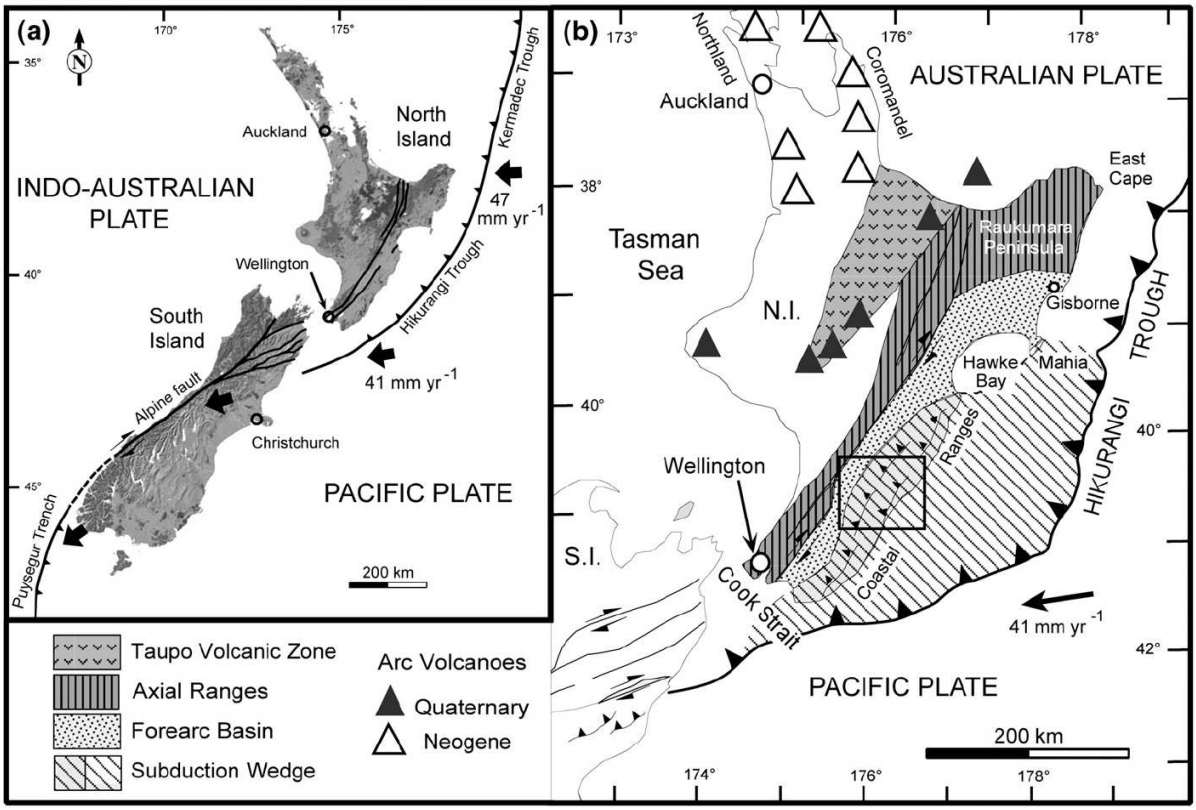


Fig. 1. New Zealand geodynamics. (a) Tectonic setting of New Zealand. (b) Main morphostructural features of the North Island of New Zealand. Black arrows show the present-day relative plate motion between the Pacific and Australian plates. Location of Fig. 2 is indicated by the inset box. N.I.: North Island; S.I.: South Island. Modified after Chanier et al. (1999).

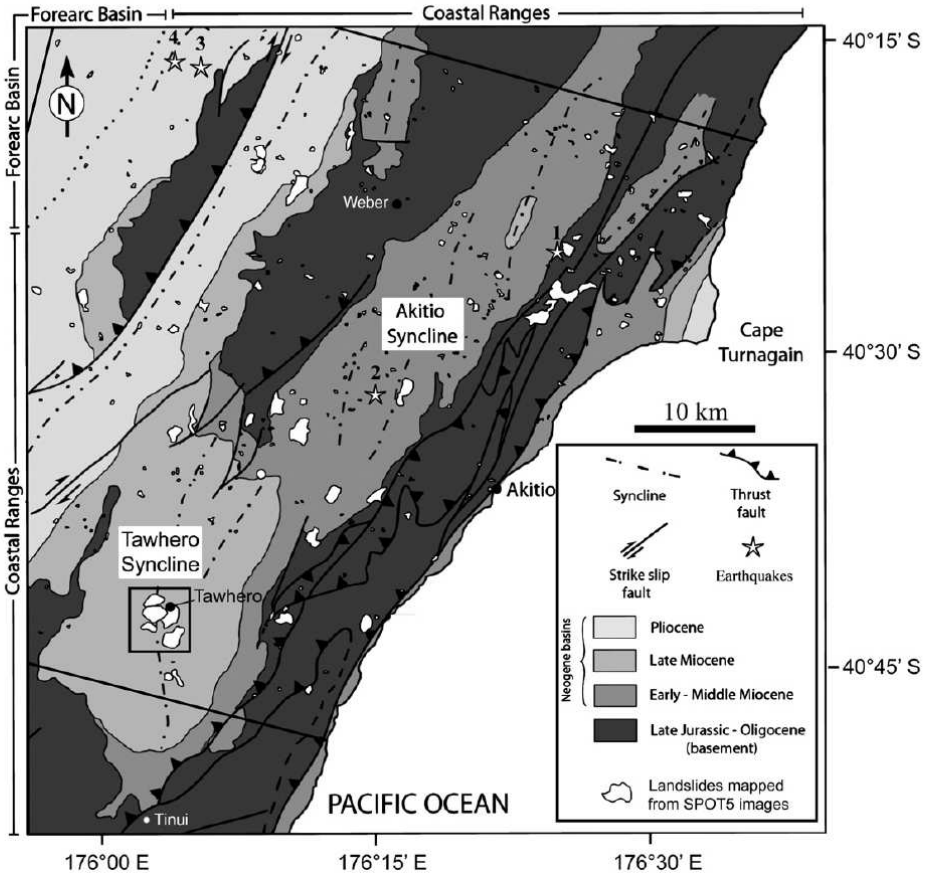


Fig. 2. Simplified geological map (location in Fig. 1) and large landslide distribution in the Cape Turnagain area (modified after Lee and Begg, 2002). Stars indicate the epicentres of major earthquakes. 1: Weber II 1990 ($M_L = 6.4$); 2: Pahiatua 1934 ($M_W = 7.4$); 3: Dannevirke 1989 ($Ms = 6.3$); 4: Dannevirke 1990 ($Ms = 6.7$). Straight black lines indicate SPOT5 image extent. Location of Fig. 3 is indicated by the inset box.

complex, located 50 km southwest of Cape Turnagain (Fig. 2), one of the largest and most intriguing landslide cluster in the North Wairarapa region. The complex is located in the core of a large open syncline, the Tawhero syncline (Johnston, 1975; Neef, 1992; Bailleul et al., 2007). The syncline (Fig. 2) is one of the major compressional structures trending parallel to the margin (Neef, 1992; Bailleul et al., 2007). Rapid uplift during the Quaternary in the area has led to emersion and good outcropping conditions of thick turbiditic sequences in the Tawhero and Akitio synclines (Fig. 2; Bailleul et al., 2007). These sequences have been interpreted as deposits of trench–slope basins (Neef, 1992; Bailleul et al., 2007). The Tawhero syncline comprises series of late Miocene age, ranging from ca. 13.2 to 5.3 Ma, overlying Mesozoic basement rocks (Bailleul, 2005). The sediments affected by landslides in the axis of the syncline are of late Tongaporutuan (ca. 9–6.5 Ma) to Kapitean (ca. 6.5–5.3 Ma) ages (Lee and Begg, 2002).

2.4. Climate and vegetation

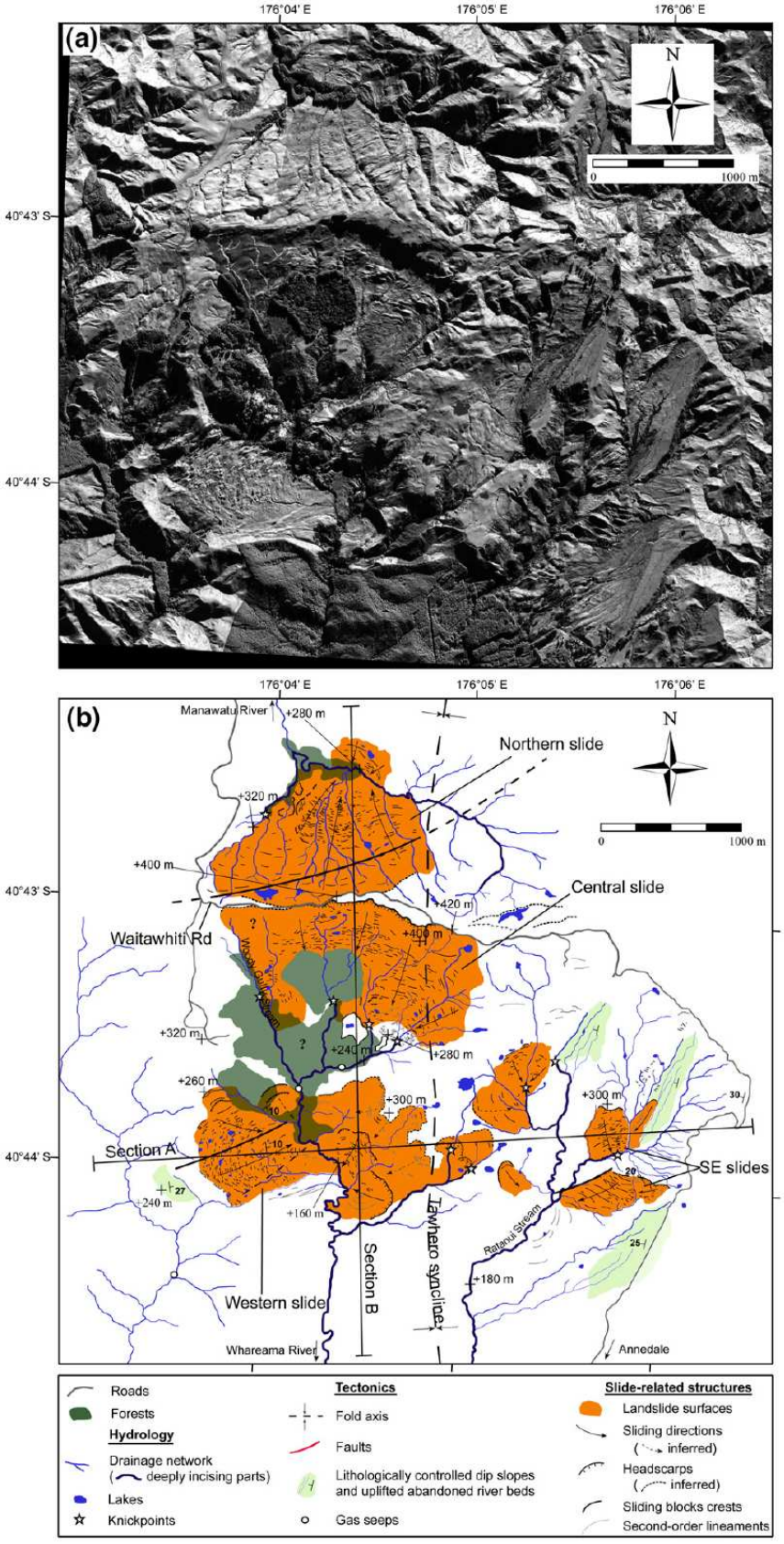
The climate in the study area is temperate, having moderate temperatures (14 °C annual average) and rainfall (1200 mm yr^{-1} since 1970, www.niwa.co.nz). However, the East Coast can be exposed to tropical cyclonic events ("Giselle" in 1968 and "Bola" in 1988). The Coastal Ranges, and New Zealand as a whole, have been massively deforested with the first arrival of Polynesian settlers 1000 years ago and that of Europeans settlers since 1840. Increasing farming activity since the beginning of the 20th century has led to the destruction of more than 80% of the forests along hillslopes, now covered mainly with grass, and undergoing important erosion during seasonal rainfall.

3. Methodology

3.1. Morphostructural analysis

We acquired two stereoscopic panchromatic SPOT5 images in 2005 (acquisition sponsored by the French ISIS program). These images cover a 60-km^2 area in the central Coastal Ranges (northern Wairarapa region, Fig. 2). The images have a resolution of 5 m per pixel and can reach a 2.5 m resolution when associated using stereoscopy. They were geometrically rectified and spatially geo-referenced using the GEO-image software; then radiometrically improved. We conducted a detailed interpretation of these images and identified the main landscape features such as structural lineaments, fault traces and

Fig. 3. Morphostructural map of the Waitawhiti landslide complex as deduced from the analysis of SPOT5 and Quickbird images. (a) Ortho-rectified Quickbird image. (b) Morphostructural map. See location in Fig. 2. Black lines indicate location of cross sections A and B (see Fig. 5).


(a)
176°04' E
176°05' E
176°06' E
40°43' S
40°44' S
N
0
1000 m
(b)
Manawatu River
+280 m
Northern slide
+320 m
+400 m
Central slide
+420 m
Waitawhiti Rd
Waitawhiti Stream
+320 m
+240 m
+280 m
+260 m
+300 m
+300 m
Section A
SE slides
+240 m
+160 m
Lawhero syncline
Section B
Retanui Stream
+180 m
Western slide
Whareama River
Annedale
Roads
Forests
Hydrology
Drainage network
(deeply incising parts)
Lakes
Knickpoints
Tectonics
Fold axis
Faults
Lithologically controlled dip slopes
and uplifted abandoned river beds
Gas seeps
Slide-related structures
Landslide surfaces
Sliding directions
(inferred)
Headscarps
(inferred)
Sliding blocks crests
Second-order lineaments

landslides. This allowed us to map a thousand slides and discover clusters of landslides along a great part of the Coastal Ranges (Fig. 2). We compiled our observations in a GIS database using the ArcMap software. We also integrated bibliographic data to this database, such as the location of gas seeps (Johnston, 1975; Field et al., 1997), epicentres of historical earthquakes (www.geonet.org.nz), uplift rates (Pillans, 1986) and lithological formations and structures from geological maps (Johnston, 1975; Lee and Begg, 2002). We then analysed three Quickbird images (resolution 0.6 m per pixel, acquired in 2003, 2006 and 2008) focusing on the Waitawhiti landslide complex, which appeared to be one of the largest and best expressed landslide cluster we could identify on SPOT5 images. Through field work in the area, we calibrated the satellite observations, improved the local mapping, and analyzed in detail the structure and lithology of the identified landslides (Fig. 3).

3.2. Grain-size analyses and clay mineralogy

We conducted grain-size analyses on rocks of the study area using the principle of diffraction and diffusion of a monochromatic laser beam on suspended particles. This method is based on near-forward scattering of a laser beam by particles in suspension (Loizeau et al., 1994). The composition of clay mineral assemblages was determined following the protocol of Bout-Roumazeilles et al. (1999).

4. Results

4.1. Main presentation of the sliding complex

We analysed a total of four landslides within the Waitawhiti landslide complex (Fig. 3): the northern, central, western and southeastern Waitawhiti slides, respectively. The Waitawhiti landslide complex has a cumulated sliding area of 3.71×10^6 m^2. Individual sliding areas are in the order of 1 km^2 (Fig. 3). The total volume of displaced material is estimated to be 111×10^6 m^3. Sliding occurs or occurred at different elevations in the area (Fig. 3). The northern and central slide elevations range from 280 to 420 m above sea level (a.s.l.), whereas those of the western slide range from 160 to 260 m. Sliding directions can be either parallel (northern and central slides) or perpendicular (western slide) to the Tawhero syncline axis (Fig. 3). From SPOT5 and Quickbird satellite images, we observe that the slides have a roughly triangular shape (Fig. 3), wide upslope and narrowing downslope. River incisions are deep in the study area, especially downstream of the knickpoints we could observe (Fig. 3). Within the slides, we identified numerous sliding blocks having crests trending perpendicular to the sliding direction (Fig. 3). These blocks vary in size, with heights up to 20 m. Peat-bogs often form in the depressions at the foot of the sliding blocks. By radiocarbon dating the organic matter trapped in these peat-bogs, we were able to estimate minimum ages for the slides (Lang et al., 1999), as presented in Section 4.5.

Three active faults crossing or bounding the northern, western and southeastern slides attest of recent tectonic activity (Fig. 3). These faults strike east–northeast to northeast. This trend, parallel to the margin direction, is consistent with the regional trend of right-lateral active faults in the Coastal Ranges (e.g., the Carterton and Waitawhiti faults; Lee and Begg, 2002; Schermer et al., 2004). The presence of abandoned uplifted river beds observed along the eastern flank of the Tawhero syncline also indicates ongoing compressional deformation in the study area (Fig. 3).

4.2. Stratigraphy and fluid seeps in the stable domains

We established a synthetic lithostratigraphic column of the upper Tongaporutuan and Kapitean in the Waitawhiti area (Fig. 4). Three members, having different petrophysical characteristics, have been defined within these turbiditic sequences (Fig. 4; Bailleul, 2005; this study). Units A, B1 and B2 form an upward-coarsening sequence and Unit C shows an upward-fining sequence.

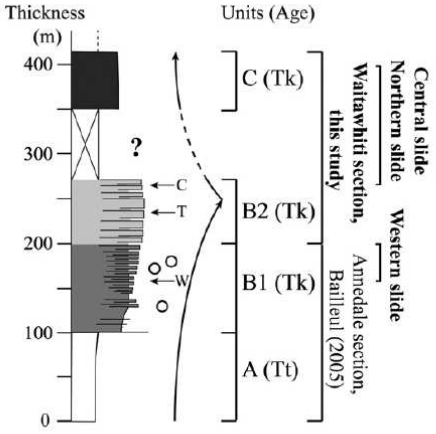


Fig. 4. Synthetic sedimentological section in the stable domains in the Waitawhiti area. Arrows indicate approximate positions of the *décollement* planes. W: western slide *décollement* plane; C: central slide *décollement* plane; T: tephra layer. White circles indicate approximate positions of the identified gas seeps. Tt: Tongaporutuan (ca. 9–6.5 Ma); Tk: Kapitean (ca. 6.5–5.3 Ma).

Bailleul (2005) demonstrated that Units A, B1 and B2 are a prograding sequence. The base of this sequence (Units A and B1) crops out in the Annedale region, 3 km south of the Waitawhiti landslide complex. The fine mud-rich turbiditic successions of Unit B1, interpreted to reflect a bathyal (>600 m depth; Bailleul, 2005) depositional environment, evolve into the lobe-facies (Bailleul, 2005) sand-rich turbidites of Unit B2 (Fig. 4). In the study area, the top of Unit B2 shows progressive decreasing thicknesses of the sandstone beds. Unit C is made of massive weathered siltstone with nodules (Fig. 4). The contact between Unit B2 and Unit C could not be observed in the field because of the slides (Fig. 5).

Grain-size analyses revealed that sandstones of Units B1 and B2 are fine-grained sandstones, having at least 49% of the grains ranging between 2 and 63 μm in size (Table 1). Siltstone layers of Units B1, B2 and C show pervasive concentric fractures, typical of spheroidal weathering processes (Sarracino and Prasad, 1989). The siltstones comprise at least 89% of grains whose sizes range between 2 and 63 μm (Table 1). Some siltstone layers have high clay contents, up to 18.8% of grains <4 μm in size (Table 1). X-ray diffraction measurements revealed that, when present, the clay content is largely dominated by smectite (up to 75%, Table 1). At the base of the western, northern and central slides, we identified such smectite-rich layers (Fig. 4, see discussion below). We have also detected one tephra layer, within Unit B2 (Fig. 4), in the southeastern slide area. This layer, overlain by the sliding mass (Fig. 5), has a low clay content (~6%), once again dominated by smectite (Table 1). When water-saturated, tuffaceous rocks like this one commonly act as landslides shear surfaces (Shuzui, 2001).

Deep thermogenic fluid seeps have been previously described 5 km southwest of the study area (Johnston, 1975). Field work allowed us to identify three new gas seeps within the Waitawhiti landslide complex; two of them located in a stream south of the central slide, and one located south of the western slide (Figs. 3, 4 and 5). Intermittent bubbling water evidences the ascent of methane gas to the surface (Fig. 6). Iridescence phenomena in stagnant water near the seeps attest of the presence of hydrocarbons in the fluids. Thus, these fluids probably are of thermogenic origin, as those described by Kvenvolden and Pettinga (1989), Francis (1995) and Pettinga (2003). The fact that all three gas seeps are stratigraphically located in Unit B1 only (Fig. 4), regardless of their geographic elevation, suggests that lateral gas migration took place within the highly permeable sandstone layers.

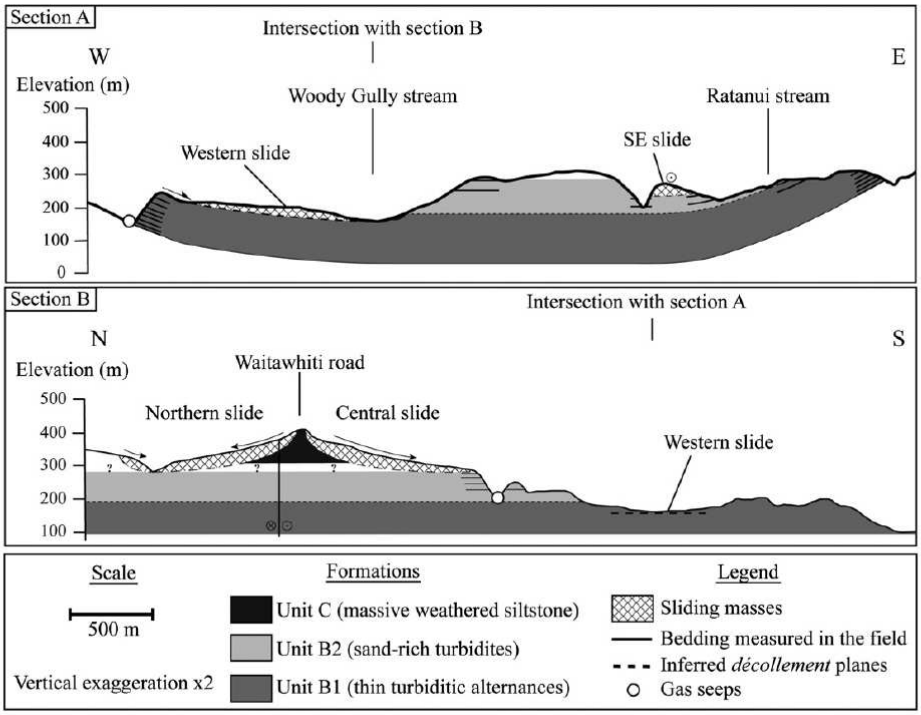


Fig. 5. Cross sections across the Waitawhiti landslide complex. Arrows indicate sliding directions. See locations in Fig. 3.

4.3. Geotechnical elements

We performed uniaxial compression tests on sandstone and siltstone samples from the study area in order to estimate the overall strength of these rocks. Two different sandstone and siltstone samples were tested under different conditions of ambient relative humidity (Fig. 7). Siltstone samples appear to be about six times more resistant than sandstone samples (Fig. 7). Also, the strength decreases linearly

Table 1
Grain-size analysis and clay mineralogy of the Waitawhiti rocks.

Sample	Location	Grain size				Clay mineralogy				
		Fine sand %	Very fine sand %	Silts %	Clay %	Smectite %	Illite %	Kaolinite %	COhlorite %	Interstratified %
		(125 μm < x < 250 μm)	(63 μm < x < 125 μm)	(2 μm < x < 63 μm)	(x < 4 μm)					
07ANN20	Unit B 1, below the western slide		11.51	87.28	8.28	59.21	15.01	9.02	9.72	7.03
07ANN21	Unit B 1, base of the western slide			98.43	**13.57**	**69.49**	10.15	7.55	5.34	7.46
07ANN22	Unit B 1, base of the western slide			98.53	**13.06**	**63.51**	11.85	8.63	6.13	9.88
07ANN23	Unit B 1, base of the western slide		0.10	98.59	**12.31**	**67.87**	12.34	5.10	7.10	7.59
07ANN24	Unit B 1, base of the western slide					**69.85**	11.65	7.74	6.23	4.54
07ANN30	Unit B 2, base of the central slide			96.82	**18.80**	59.43	15.98	10.52	7.88	6.20
07ANN33	Unit B 2, below the northern slide		5.45	93.82	6.74	35.84	28.41	4.83	16.42	14.51
07ANN34	Unit B 2, below the northern slide		5.12	93.88	7.50	62.86	13.33	6.07	8.34	9.40
08WAI05	Unit B 2, below the southeastern slide			98.92	11.64	**64.33**	12.70	3.52	10.48	8.96
08WAI06	Unit B 2, below the southeastern slide	4.96	44.94	49.39	3.81	50.66	16.63	6.79	6.93	18.99
08WAIT	Unit B 2, below the southeastern slide		10.09	89.17	5.82	**69.30**	8.43	18.09	0.00	4.17
07ANN43	Unit B 2, southeastern slide		0.50	97.90	**12.95**	**75.80**	9.24	4.26	4.09	6.62
08WAI02	Unit C, central slide		6.86	92.82	4.98	50.45	17.71	5.68	3.81	22.35
08WAI07	Unit C, northern slide		23.65	75.88	4.08	**64.10**	12.50	4.28	9.93	9.19
08WAI08	Unit C, northern slide		22.61	76.74	5.10	15.55	37.29	20.03	25.03	2.11

x: relative fraction in the sample volume.
Bold data show specific high clay content and high smectite proportion in the possible décollement layers of the slides.

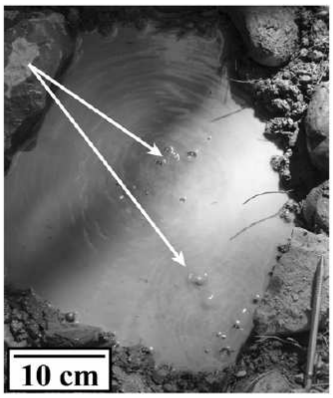


Fig. 6. Example of gas seep discovered in the study area, evidenced here by bubbling water (white arrows) along a stream. See locations in Fig. 3.

for each type of rocks with increasing relative humidity. The strength of water-saturated sandstones dropped tenfold. We could not conduct this kind of water-saturated test on siltstones because samples immediately lost all strength and cohesion once saturated.

Anyhow, these tests indicate that siltstone and sandstone layers, especially when they are saturated with water, have a very low resistance to applied forces and stresses.

4.4. Detailed individual structure of the Waitawhiti landslides

4.4.1. Western Waitawhiti slide

The western Waitawhiti slide (total area = 620 700 m^2), lies on the western flank of the Tawhero syncline, between a lithologically controlled dip slope to the west, and the Woody Gully stream to the east (Figs. 3 and 8a). The surface gradient of the sliding zone is low (~5°), with only a 100-m differential in elevation between the main scarp area and the distal downslope edge (Fig. 8a). In stable areas, strata dips vary from 27° to 10° eastward between the upslope and downslope areas, respectively (western flank of the Tawhero syncline, Figs. 3 and 5).

Fresh, meter-high scarps are found in the upslope western area. A 20 m-high scarp forms the northern main scarp (Fig. 8a). Metric fresh scarps develop upslope of this one (Fig. 8a), suggesting ongoing retrogressing deformation.

The body of the slide has a hummocky morphology (Fig. 8). Sliding blocks can reach 10 m (Fig. 8b), and depressions in between blocks have a short wavelength (about 10 m). Fine-grained sandstone rocks form the "mounds" sliding on siltstone layers of Unit B1 (Fig. 9a). Normal faults, trending perpendicular (NS) to the sliding direction, affect some of the rafted blocks (Fig. 8a), evidencing several phases of eastward gravitational deformation. The direction and dip of the bedding in the blocks could only be measured reliably at one site. The low value of the dip (10°E) indicates that deformation has caused little to no rotation.

The Woody Gully stream has incised about 20 m into the series downslope of the western Waitawhiti slide. In the stream bed, a particular clay-rich siltstone layer crops out (Fig. 9 and Table 1) and is believed to be the *décollement* layer of the slide (see discussion below). All sandstone units overlying this particular layer are affected by normal faults (Fig. 9b), recording extensional deformation in the distal part of the slide. These faults are oriented N169 and dip 32° to the east. Slickensides indicate an N055°E direction of slip. Across the stream, smaller slides are present. We do not discuss these slides in details because of poor outcropping conditions.

In summary, this slide comprises a near-horizontal surface slope and is probably activated by river incision and outcropping of a critical, smectite-rich stratigraphic horizon (Fig. 9 and Table 1). The minor rotations of the blocks, as well as their very disconnected morphology suggest ongoing lateral spreading or translational sliding processes. Spreading affects originally gently tilted lithological units. No accumulation zone or compressional deformations at the downslope edge of the slide could be observed. Instead, extensional deformations have been evidenced close to the river bed (Fig. 9b). This seems consistent with a regular removal of distal sliding deposits by the river.

4.4.2. Central Waitawhiti slide

The 1.344 km^2 central slide affects an area (average surface slope = 11°) steeper than the western slide (Figs. 3 and 10). The stratigraphic series appears for this slide to be horizontal (core of the Tawhero syncline, Fig. 5). Elevations range from 240 m in the distal badland areas to 420 m at the top of the main scarp (Fig. 10). Here, the sliding direction was southward, parallel to the syncline axis (Fig. 3). The sliding mass lies on stable turbiditic series of Unit B2 (Figs. 5 and 11a). These stable turbidites comprise alternating thick metric fine-grained sandstone units and decimetric layers of weathered siltstones. The central slide is bounded downslope by three merging incised valleys. Knickpoints as high as 15 m (Fig. 11b) were observed at elevations about 280 m (Fig. 3). Upstream of these knickpoints, the amount of incision remains low (Fig. 3).

Sliding blocks, having crests parallel to the main scarp, are well-expressed in the eastern half of the slide. In the western half of the slide, such blocks have been smoothed by intense farming work (Fig. 3). The sliding blocks, slightly tilted, are well-expressed in the vicinity of the main scarp, the largest block being about 50 m high (Fig. 10b). The topography of the downslope part of the slide is very smooth, which suggests intense weathering of the sliding blocks (Fig. 10). Siltstone badlands mark the transition between the body of the slide and the incised valley (Fig. 10a). These badlands are a non-structured melange of massive weathered siltstones from Unit C, with fine-grained sandstone from the top of Unit B2. The *décollement* layer, hidden by the badlands, could not be clearly evidenced in the field, but we suspect its location at or above the knickpoints' elevation (280 m), because stable alternating sandstone and siltstone are present immediately below this elevation (Fig. 11a). Fig. 11c shows a schematic block diagram of the stream longitudinal pattern. The incision is best expressed in the fine-grained sandstone units, forming minor knickpoints, whereas siltstones are less eroded. Valley incision remains deep in the turbiditic series. Interestingly, rocks forming the badlands have particularly high clay contents (18.8%, Table 1). Finally,

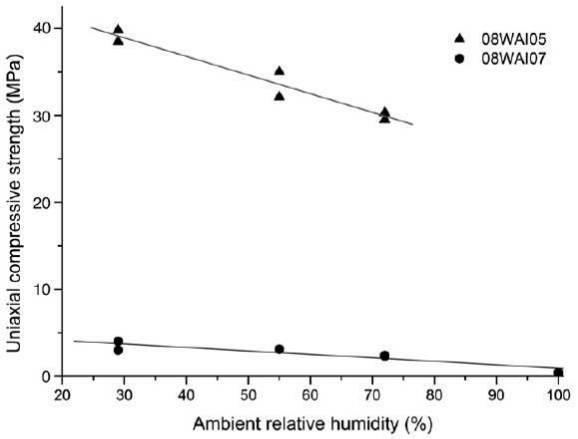


Fig. 7. Graph plotting the uniaxial compressive strength of rocks of the Waitawhiti area with respect to the ambient relative humidity. 08WAI05: siltstone sample; 08WAI07: sandstone sample.

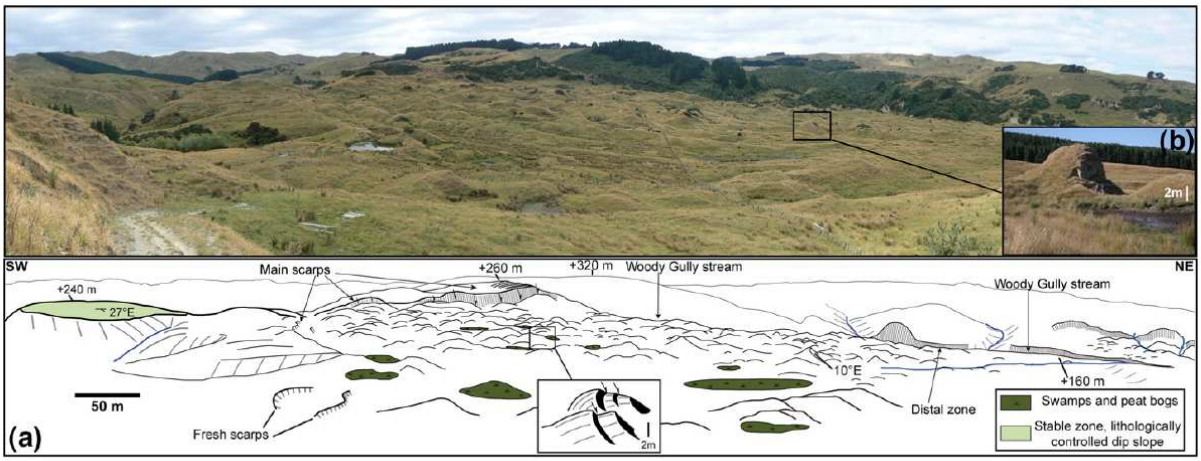


Fig. 8. View of the western slide. (a) Panoramic photograph and line drawing (b) Detail of a sliding block.

metric second-order active scarps found in this area (Fig. 10a) attest for local ongoing advancing activity in the downslope domain of the slide.

In summary, the central slide is globally V-shaped, narrowing greatly downdip. Most likely, the slide was laterally constrained and guided by incision of converging creeks. As in the western slide, no distal compressional structures could be observed. Streams strongly erode the distal parts of the central slide, maintaining continuous removal of sediments and the activity of the slide.

4.4.3. Northern Waitawhiti slide

Fine turbidites and siltstone rocks from the top of Units B2 and C, respectively, slide northward, north of the Waitawhiti road (Figs. 3 and 5). The northern slide is a 1.117 km^2 destabilized body. Its surface slope is about 8°. As observed in the central slide, the northern slide is bounded laterally by shallow-incised valleys and distally by deep-incised valleys. As in the central slide, sliding affects massive weathered siltstones (Fig. 5), making dip measurements and tilt values difficult to assess. Strata appear nearly horizontal in the stable areas surrounding the destabilized body (core of the Tawhero syncline, Fig. 5).

Sliding blocks with crests parallel to the Waitawhiti road are present among a dense drainage network (Fig. 3). Large smoothed blocks form the upslope area, whereas the topography in the downslope area is dominated by smaller-scale hummocks, having a short wavelength (Fig. 3). These hummocks belong to second-order landslides, associated with an advancing activity of the landslide (Fig. 3). Trees tilted southward (Fig. 12a) have recorded the recent activity of the downslope area of the northern slide.

A right-lateral strike-slip fault crosses the slide in its upslope area (Fig. 3). The associated gully offsets range from 10 to 40 m. The vertical normal offset of this fault is thought to be 2 m, on the basis of an observation in a stream incision. The east–northeast orientation of this fault is consistent with main regional fault trends (Fig. 2). However, determining the temporal relationship between the activity of the fault and the sliding onset is very difficult. Indeed, no offset could be observed within the sliding blocks because of their orientation parallel to the fault. Also, the fault does not propagate far outside of the landslide, thus preventing the observation of possible offsets of the fault by sliding. Whether the landslide was prior, late or contemporaneous with the fault activity is not clear.

We observed clear records of compressional deformation in the Waitawhiti complex only at the toe of the northern slide (Fig. 12b). Likely, these compressional structures owe their preservation to the forced meandering of the stream after it was obstructed partly by the sliding event. The compressional structures, which have been removed elsewhere by river activity, include reverse faults having centimetric offsets (Fig. 12b). The faults, initiated in the horizontal series, have been largely tilted during northward sliding (Fig. 12c). A large fold also affects the sliding turbidites (Fig. 12b). Here, sliding turbiditic

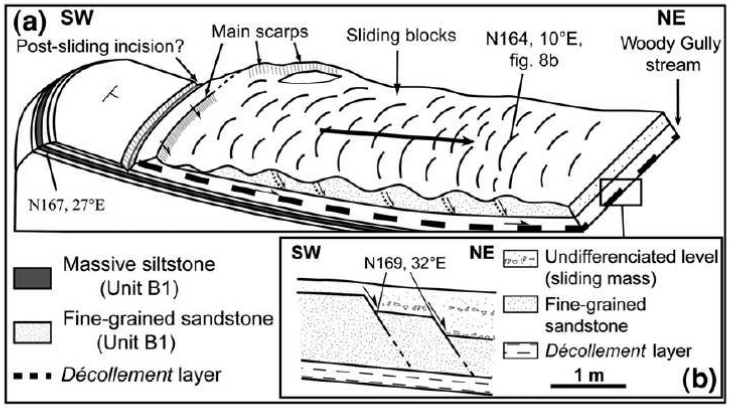


Fig. 9. Schematic interpretation of the western slide. (a) Block diagram. (b) Detailed view of the normal faults affecting the series overlying the inferred *décollement* layer.

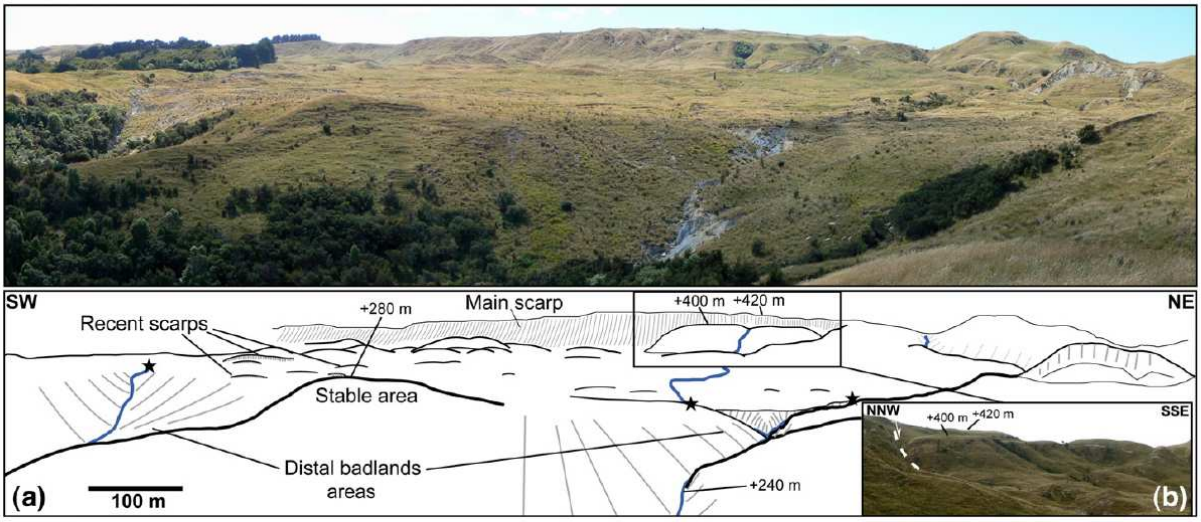


Fig. 10. View of the central slide. (a) Panoramic photograph and line drawing. Stars indicate the location of knickpoints. (b) Detailed view of a sliding block in the upslope domain.

sequences may form the periclinal termination of an anticline. The orientation of the axis of the anticline would then be ~N170. The sliding event is probably responsible for this particular structure.

Finally, we have to emphasize that this slide also displays a triangular planform (Fig. 3). Once again, the presence of a distal incising stream seems to have been a key parameter in the onset of the slide. The presence of an active right-lateral strike-slip fault in the area may have influenced the general morphology of the slide. Likewise, the southeastern slide also is bounded by an NE–SW active fault. These faults may partly control the sliding directions by exposing at the surface critical *décollement* layers, or by creating a structural fabric within the different units.

4.5. Landslide activity

Radiocarbon dating (Table 2) on two pieces of wood sampled in the sliding mass across the western slide, and on a wood fragment trapped in an upslope peat-bog of the central slide, have yielded minimum slide ages of 2857 ± 89 yr cal. BP, 2776 ± 68 yr cal. BP and 1621 ± 80 yr cal. BP, respectively. The northern slide could not be dated. When comparing Quickbird satellite records of 2003 and 2008, we did not find any new large-scale structures within the slides body or in the main scarp areas. However, we could map a metric scarp, retrogressing about 5 m, located upslope the southeastern slide. In the field, fresh scarps and continuously deformed fences correspond to this event (Fig. 13). Tilted trees also show recent activity in the downslope part of the northern slide (Fig. 12a). Ongoing sliding might be seasonal, and strongly influenced by rainfall, as discussed in Section 5.2. Evidence of ongoing activity in the Waitawhiti area is limited to the northern and southeastern slides.

However, the 0.6-m resolution of the satellite images makes it impossible to detect smaller movements. Furthermore, because the polynomial models used for image orthorectification depend on the density of GPS points within the study area, orthorectification remained poorly constrained at the scale of the slides. Indeed, the lack of benchmarks, such as buildings or crossroads, made GPS acquisitions difficult. As a consequence, the three images are not exactly stackable, at least not at a 60-cm horizontal scale.

5. Discussion: Possible determining and triggering factors of landslides

5.1. Fluvial incision

Landsliding in the study area seems closely linked to stream incision. The studied landslides are systematically bounded downstream by

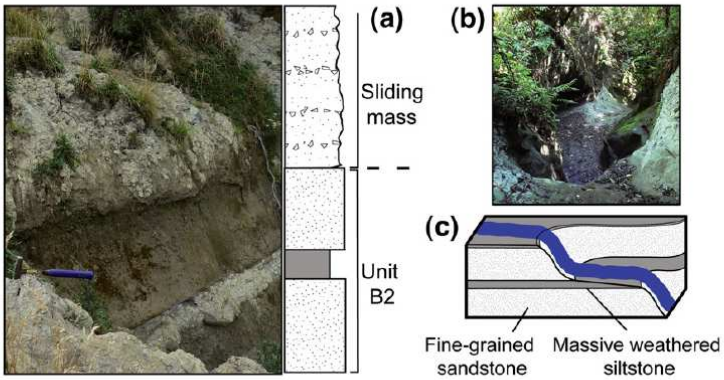


Fig. 11. Details from the central slide. (a) Stable horizontal turbiditic series of Unit B2 overlain by the sliding mass of the central slide. (b) Knickpoints (shot from upstream) in the stream in the downslope domain of the slide. (c) Schematic block diagram showing the preferential location of knickpoints in the streams.

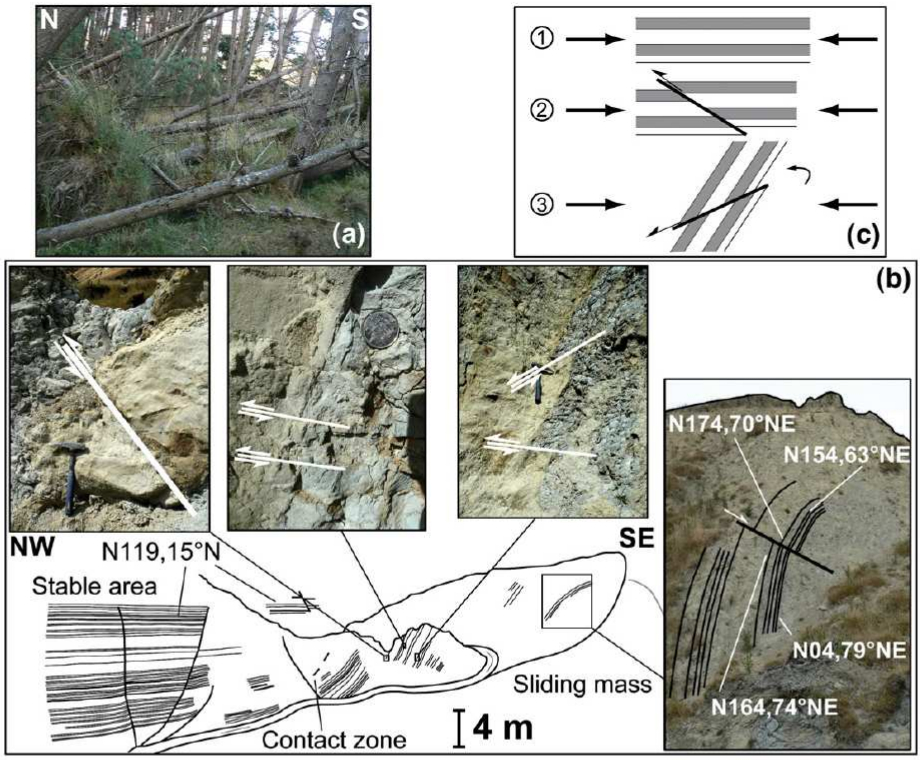


Fig. 12. Details from the downslope part of the northern slide. (a) Photograph of tilted trees. (b) Line drawing of the partly preserved compressional toe of the northern slide and photographs of the associated reverse faults. (c) Sketches illustrating the genesis of tilted reverse faults.

deep-incised valleys exposing low shear-strength *décollement* layers and facilitating horizontal slip of the overlying strata, as described for large rotational slides by Azañon et al. (2005) and for extension in Canyonlands National Park by Schultz-Ela and Walsh (2002). Deep valley incisions cause the continuous removal of the downslope buttresses, thus regularly activating slides through time and preventing the conservation of any compressional distal toes. Laterally, the sliding masses are bounded by less-incised valleys.

In the streams of the study area (tributaries of the Manawatu and Whareama trunk rivers), knickpoint retreat is likely to be the dominant incision process (Figs. 3 and 11). Crosby and Whipple (2006) and Litchfield and Berryman (2006) observed that knickpoint retreat propagating upstream in tributary channels was caused by a postglacial (18 ka) pulse of incision in the trunk rivers of the east coast of the North Island of New Zealand. Litchfield and Berryman (2005, 2006) found that climatic fluctuations (i.e., changes in sediment supply and water flux) have a major influence on the transition between aggradation and incision. They also showed that the effect of the base sea-level changes is restricted to the downstream parts of the rivers (first 50 km from the coast), and that tectonic uplift only enhances the rates of incision, but do not trigger incision. Optimal sediment supply and water flux, coupled with high uplift rates, would then have induced deep postglacial river incisions progressively propagating upstream. The relative ages of the western and central slides are consistent with a mechanism of knickpoint retreat progressing upstream in the Waitawhiti area.

5.2. Rainfall and vegetation

In the Waitawhiti region, poorly-lithified sandstones and highly-fractured siltstones (spheroidal weathering, Sarracino and Prasad, 1989) have high water infiltration rates because of their high porosity and permeability values, probably favouring landslide motion. Lateral shallow stream incision also probably facilitates water infiltration in the slides, thus allowing regular activation of the slides during heavy rainfall. Simple rock-mechanics compression tests (Fig. 7) showed that the strength of the samples decreases when they are saturated with water. Saturated tests could not be conducted on siltstone samples, as pore pressure in small fractures caused these samples to fail before testing. Water flowing within siltstone fractures probably enhances the landslide motion by increasing the pore-fluid pressure and reducing rock strength (Binet et al., 2007), as shown in numerous rainfall-induced landslides (e.g., Rogers and Selby, 1980; Chen et al., 2006). Intense cyclonic rainfall events, such as "Giselle" in 1968 or "Bola" in 1988, are potential triggering factors of large landslides.

Finally, it has been proven that the lack of forest cover as a consequence of massive deforestation also greatly exacerbates the influence of rainfall in triggering slope movements. Reid and Page (2002) showed that sediment loads in rivers in non-forested catchments were up to 10 times those in forested environments. Indeed, deforestation leads to the removal of interconnecting tree-root systems, thereby decreasing the tensional strength of soil (Pearce et al., 1987; Zhang et al., 1993). In the study area, the lack of forest cover may lead to a

Table 2
Radiocarbon ages of wood samples from the western (07ANN25 and 07ANN26) and the central (07ANN56) slides.

Sample	14C age (yr BP)	95.4% (2σ)cal. age (yr BP)	Calibration dataset
07ANN25	2810 ± 35	2857 ± 89	SHCal04 (McCormac et al., 2004)
07ANN26	2680 ± 35	2776 ± 68	
07ANN56	1765 ± 30	1621 ± 80	

Calibrated ages were obtained using the CALIB program (Stuiver and Reimer, 1993).

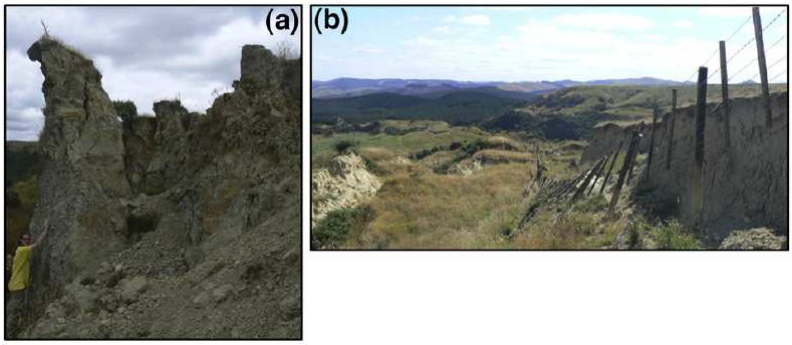


Fig. 13. Records of recent sliding activity in the southeastern slides area. (a) Main scarp and detached block. (b) Suspended fence.

reactivation or an increase in rates of slope movements. Nevertheless, it is important to point out that the loss of forest cover is unlikely to have initially triggered the Waitawhiti landslides because the earlier minimum ages for sliding predate the deforestation. The intensification of erosion caused by deforestation could only induce a positive feedback on channel incision by providing abrasive "tools" necessary for the streams to continue incising, and hence removing distal buttresses, where stream power is large enough to do so.

5.3. Earthquakes and tectonics

Three active faults are associated with the Waitawhiti landslides (Fig. 3). The southeastern slide is clearly bounded laterally by one fault (Fig. 3). We believe that the sliding motion has been localized and guided by the pre-existent fault trace. This right-lateral strike-slip fault could have exposed a critical sliding layer or acted as a guiding fabric. The temporal occurrence of the faults within the western and northern slides is more difficult to constrain: faults do not clearly propagate out of the landslides and do not offset the boundaries of the sliding areas. Conversely, the landslides do not deform fault traces. We however assume that active faults, by creating heterogeneities, may have had an influence on the location and orientation of the Waitawhiti landslides. Tectonic deformation, by inducing preferential structural fabrics and increasing slope gradients, may have favoured and guided sliding.

The presence of three active faults in the study area suggests that the Waitawhiti landslides may have been triggered by the earthquakes associated with these faults, as in other examples in New Zealand (e.g., Lake Waikaremoana landslide; Davies et al., 2006). Indeed, several earthquakes occurred recently at distances less than 45 km from the study area (Pahiatua 1934 earthquake, $M_W = 7.4$; Weber II 1990 earthquake, $M_L = 6.4$), attesting strong regional seismic activity (Schermer et al., 1998, 2004). Moreover, Crozier et al. (1995) showed high landslides density in the vicinity of active fault traces and related landsliding to slip motion on these faults (landslides were particularly numerous at distances less than 2 km from the epicentre).

In addition, considering the impact of tectonics on the Waitawhiti complex, it is important to point out that high uplift rates associated with crustal-scale tectonics probably contribute to increase the hillslopes gradients and rates of fluvial incision, the latter being considered in the study area as a very important triggering and maintaining parameter of slope movements. High Quaternary uplift rates also caused the rapid exhumation of poorly-consolidated rocks, thereby facilitating mass movements.

5.4. Fluids overpressure and lithology

Finally, the presence of thermogenic fluids in the study area may be an additional landslide triggering factor. Indeed, we observed many gas seeps in and around the study area (Figs. 3 and 6), evidencing the upward motion of thermogenic fluids in the region. Gas was found to escape within Unit B1, at stratigraphic levels positioned below the sliding masses. We could observe the seeps only in water-filled streams, but their frequent occurrence in and around the Waitawhiti area led us to think that such fluids, related to active migration of deep thermogenic fluids to the surface, may be widespread across the area. It is known that fluids preferentially rise through fracture zones and permeable layers (Chanier, 1990; Pettinga, 2003). Then, the right-lateral strike-slip faults found in the study area and the poorly-lithified sandstone probably greatly facilitate the gas migration from depth.

In such a context, clay-rich, low-permeability layers that form the base of the western slide (Fig. 9 and Table 1) and potentially the central (Table 1) and northern slides may play a particular role by blocking the ascent of fluids and inducing excess pore-fluid pressures, as described for many examples offshore (Orange et al., 2003; Bayon et al., in press). The mechanical strength of rocks below the low-permeability layers is then strongly reduced, and mass movements of the sedimentary cover can occur. This phenomenon can affect either thin or thick sedimentary covers (e.g., Storegga slide, Huhnerbach and Masson, 2004; Amazon deep-sea fan, Cobbold et al., 2004). In such cases, geotechnical and experimental studies evidenced the secondary role of the basal and surface slope gradients in the triggering of mass movements due to fluids overpressure (surface slope less than 5° for the Gabon slope; Sultan et al., 2004).

However, our results are not specific enough to allow precise quantifications of the deep-origin fluids in the Waitawhiti complex. Fluid overpressure below clay-rich layers is a potential triggering factor for the observed landslides, especially in the case of low-slope-gradient slides, such as the western slide, and low-dipping stratigraphic basal slopes, such as the central and northern slides. The exposure of the *décollement* layer caused by fluvial incision may be an enhancing factor, because of the loss of buttress resistance downslope (Lacoste et al., 2008). Moreover, seismic activity is often associated with pulses in fluid fluxes (e.g., North Anatolian Fault; Géli et al., 2008). Complex interaction among fluid fluxes, seismic cycles (e.g., Miller et al., 1999) and landsliding could be possible in the Waitawhiti area, emplaced on a broad syncline within an active emerged accretionary prism.

6. Conclusions

The Waitawhiti multidirectional landslides involve soft rocks on nearly horizontal strata and are typically V-shaped, bounded by incised valleys. The main destabilizing factor seems to be fluvial incision (controlled by postglacial climatic changes and uplift rates). Incision seems to trigger landsliding by exhumating *décollement* layers and continuously removing distal basal buttresses. The minimum ages of about 2000 yr BP are consistent with a hypothesis of landsliding

caused by postglacial downcutting, rather than deforestation, as the initial triggering factor.

Classical triggering factors, such as rainfall and seismic activity, cannot be excluded here. Geotechnical studies show that sandstone and siltstone rocks in the study area have an extremely low strength when they are saturated with water. Regional and active faults mapped in the Waitawhiti area also evidence a strong seismic activity. Earthquakes caused by slip along these faults could have triggered the analysed landslides, as described elsewhere in New Zealand.

Our results also suggest that fluid overpressure, by reducing the effective rock strength of basal low-permeability layers, may have played a significant role in triggering the Waitawhiti landslides. The importance of this process, widely known in submarine slides, is difficult to quantify. Anyway, it is clear that active faulting as well as upward gas migration and trapping in the study area could have led to such overpressures beneath the clay-rich, low-permeability siltstones which acted as *décollement* layers. Gathering quantitative data on the importance of this process would require long-term (several years) monitoring of the sliding activity and fluid fluxes.

Acknowledgments

Acquisition of SPOT5 images presented in this study has been sponsored by the ISIS French program by the CNES (No. ISIS 0411-705). Reviews by Ronald Derose, Mauro Soldati and an anonymous reviewer greatly improved the manuscript. We are grateful to the Richardson and Wright families for providing access to their fields and being so kind and helpful. We also thank Pauline and George Wardle, and their sons, for their kindness and great accommodation at Glenross. We finally acknowledge Jean-Yves Reynaud and Pitaksit Ditbanjong for pleasant and constructive discussions in the field.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.geomorph.2009.03.001.

References

Azañon, J.M., Azor, A., Vicente Pérez-Peña, J., Carrillo, J.M., 2005. Late Quaternary large-scale rotational slides induced by river incision: the Arroyo de Gor area (Guadix basin, SE Spain). Geomorphology 69, 152–168.

Bailleul, J., 2005. Dynamique sédimentaire et structurale des bassins perchés sur les prismes de subduction, l'exemple du prisme Hikurangi, Nouvelle-Zélande. Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, 292 pp. (in French).

Bailleul, J., Robin, C., Chanier, F., Guillocheau, F., Field, B., Ferrière, J., 2007. Turbidite systems in the inner forearc domain of the Hikurangi convergent margin (New Zealand): new constraints on the development of trench–slope basins. Journal of Sedimentary Research 77, 263–283.

Ballance, P.F., 1993. The New Zealand Neogene forearc basins. In: Ballance, P.F. (Ed.), South Pacific Sedimentary Basins, Sedimentary Basins of the World 2. Elsevier Sciences Publishers B.V., Amsterdam, pp. 177–193.

Barnes, P.M., Lewis, K.B., 1991. Sheet slides and rotational failures on a convergent margin: the Kidnappers Slide, New Zealand. Sedimentology 38, 205–221.

Bayon, G., Loncke, L., Dupré, S., Caprais, J.-C., Ducassou, E., Duperron, S., Etoubleau, J., Foucher, J.-P., Fouquet, Y., Gontharet, S., Henderson, G.M., Huguen, C., Klaucke, I., Mascle, A., Migeon, S., Olu-Le Roy, K., Ondréas, H., Pierre, C., Sibuet, M., Stadnitskaia, A., Woodside, J.M., in press. Multi-disciplinary investigation of fluid seepage on an unstable margin: the case of the Central Nile deep sea fan. Marine Geology.

Binet, S., Mudry, J., Scavia, C., Campus, S., Bertrand, C., Guglielmi, Y., 2007. In situ characterization of flows in a fractured unstable slope. Geomorphology 86, 193–203.

Bout-Roumazeilles, V., Cortijo, E., Labeyrie, L., Debrabant, P., 1999. Clay mineral evidence of nepheloid layer contribution to the Heinrich layers in the Northwest Atlantic. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoceanography 146, 211–228.

Chanier, F., 1990. Mud volcanoes on the emerged ridge of the Hikurangi accretionary prism, New Zealand; tectonic setting and structural signification. In: Cadet, J.-P., Le Pichon, X. (Eds.), International Conference on Fluids in Subduction Zones and Related Processes, Paris, 5–6 Novembre, p. 99.

Chanier, F., Ferrière, J., Angelier, J., 1999. Extensional deformations across an active margin, relations with subsidence, uplift, and rotations: the Hikurangi subduction, New Zealand. Tectonics 18, 862–876.

Chang, K.-J., Taboada, A., Chan, Y.-C., 2005. Geological and morphological study of the Jiufengershan landslide triggered by the Chi-Chi Taiwan earthquake. Geomorphology 71, 293–309.

Chen, H., Dadson, S., Chi, Y.-G., 2006. Recent rainfall-induced landslides and debris flow in northern Taiwan. Geomorphology 77, 112–125.

Cobbold, P.R., Mourgues, R., Boyd, K., 2004. Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. Marine and Petroleum Geology 21, 1013–1025.

Crosby, B.T., Whipple, K.X., 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. Geomorphology 82, 16–38.

Crozier, M.J., Deimel, M.S., Simon, J.S., 1995. Investigation of earthquake triggering for deep-seated landslides, Taranaki, New Zealand. Quaternary International 25, 65–73.

Davies, T.R., McSaveney, M.J., Beetham, R.D., 2006. Rapid block glides: slide-surface fragmentation in New Zealand's Waikaremoana landslide. Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology 39, 115–129.

De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effects of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motions. Geophysical Research Letters 21, 2191–2194.

England, P., Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. Geology 18, 1173–1177.

Field, B.D., Uruski, C.I., Beu, A.G., Browne, G.H., Crampton, J.S., Funnell, R., Killops, S., Laird, M.G., Mazengarb, C., Morgans, H.E.G., Rait, G.J., Smale, D., Strong, C.P., 1997. Cretaceous–Cenozoic Geology and Petroleum Systems of the East Coast Region, New Zealand. Institute of Geological and Nuclear Sciences Monograph 19, Wellington. 301 pp.

Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and western Pacific. Journal of Geophysical Research 77, 4432–4460.

Francis, D., 1995. Oil and gas seeps of northern and central East Coast Basin. Petroleum Exploration in New Zealand News 44, 21–27.

Géli, L., Henry, P., Zitter, T., Dupré, S., Tryon, M., Çagatay, M.N., Mercier de Lépinay, B., Le Pichon, X., Sengör, A.M.C., Görür, N., Natalin, B., Uçarkus, G., Özeren, S., Volker, D., Gasperini, L., Bourlange, S., 2008. Gas emissions and active tectonics within the submerged section of the North Anatolian Fault zone in the Sea of Marmara. Earth and Planetary Sciences Letters 274, 34–39.

Ghani, M.A., 1978. Late Cenozoic vertical crustal movements in the southern North Island, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 21, 117–125.

Hancox, G.T., Perrin, N.D., Dellow, G.D., 1997. Earthquake-induced Landsliding in New Zealand and Implications for MM Intensity and Seismic Hazard Assessment. Client Report 43601B, Institute of Geological and Nuclear Sciences, Wellington, New Zealand, 105 pp.

Henry, P., Le Pichon, X., 1991. Fluid flow along a decollement layer: a model applied to the 16°N section of the Barbados accretionary wedge. Journal of Geophysical Research 96, 6507–6528.

Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A., 1997. Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. Geology 25, 231–234.

Huhnerbach, V., Masson, D.G., 2004. Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour. Marine Geology 213, 343–362.

Hull, A.G., 1990. Tectonics of the 1931 Hawke's Bay earthquake. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 33, 309–320.

Johnston, M.R., 1975. Sheet N159 and Part Sheet N158, Tinui-Awatoitoi. Geological Map of New Zealand, 1:63 360, Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.

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

Kvenvolden, K.A., Pettinga, J.R., 1989. Hydrocarbon gas seeps of the convergent Hikurangi margin, North Island, New Zealand. Marine and Petroleum Geology 6, 2–8.

Lacoste, A., Vendeville, B.C., Loncke, L., 2008. Role of fluid overpressure and river incision on landslides: field work and experimental modelling. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata Special Issue, International Geological Modelling Conference, Florence, 22–24 September, pp. 458–462.

Lang, A., Moya, J., Corominas, J., Schrott, L., Dikau, R., 1999. Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. Geomorphology 30, 33–52.

Lee, J.M., Begg, J.G., 2002. Geology of the Wairarapa area: Institute of Geological and Nuclear Sciences 1:250000 Geological Map 11. Lower Hutt, New Zealand. Institute of Geological and Nuclear Sciences Limited. 1 sheet + 66 p.

Lillie, A.R., 1953. The Geology of the Dannevirke Subdivision. New Zealand Geological Survey Bulletin 46. 156 pp.

Lin, J.-C., Petley, D., Jen, C.H., Koh, A., Hsu, M.-L., 2006. Slope movements in a dynamic environment – a case study of Tachia River, Central Taiwan. Quaternary International 147, 103–112.

Litchfield, N., Berryman, K., 2005. Correlation of fluvial terraces within the Hikurangi Margin, New Zealand: implications for climate and baselevel controls. Geomorphology 68, 291–313.

Litchfield, N., Berryman, K., 2006. Relations between postglacial fluvial incision rates and uplift rates in the North Island, New Zealand. Journal of Geophysical Research 111, F02007.

Loizeau, J.-L., Arbouille, D., Santiago, S., Vernet, J.-P., 1994. Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. Sedimentology 41, 353–361.

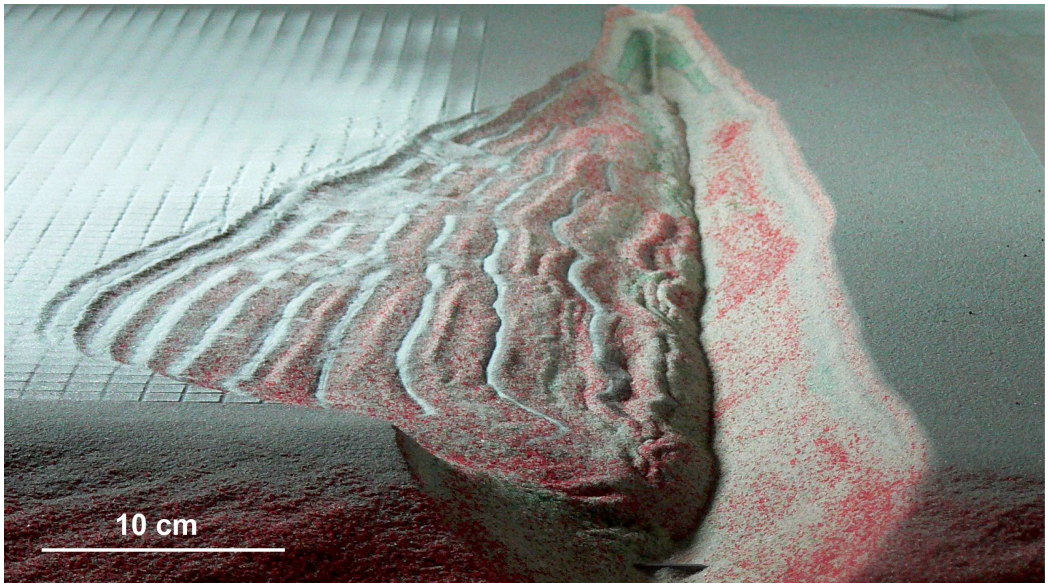
Louie, J.N., Chavez-Perez, S., Henrys, S., Bannister, S., 2002. Multimode migration of scattered and converted waves for the structure of the Hikurangi slab interface, New Zealand. Tectonophysics 355, 227–246.

McCaffrey, R., Zwick, P., Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J., Stevens, C.W., Puntodewo, S.S.O., Subarya, C., 2000. Strain partitioning during oblique plate convergence in

northern Sumatra: geodetic and seismologic constraints and numerical modeling. Journal of Geophysical Research 105, 363–376.
McCormac, F.G., Hogg, A.G., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Higham, T.F.G., Reimer, P.J., 2004. SHCal04 southern hemisphere calibration 0–11.0 cal kyr BP. Radiocarbon 46, 1087–1092.
Meng, Q.-R., Hu, J.-M., Wang, E., Qu, H.-J., 2006. Late Cenozoic denudation by large magnitude landslides in the eastern edge of Tibetan Plateau. Earth and Planetary Science Letters 243, 252–267.
Miller, S.A., Ben-Zion, Y., Burg, J.-P., 1999. A three-dimensional fluid-controlled earthquake model: behavior and implications. Journal of Geophysical Research 104, 10621–10638.
Neef, G., 1992. Turbidite deposition in five Miocene, bathyal formations along an active plate margin, North Island, New Zealand, with notes on styles of deposition at the margins of east coast bathyal basins. Sedimentary Geology 78, 111–136.
Orange, D.L., Saffer, D., Jeanjean, P., Al-Khafaji, Z., Humphrey, G., Riley, G., 2003. Measurements and modeling of the shallow pore pressure regime at the Sigsbee Escarpment: successful prediction of overpressure and ground-truthing with borehole measurements. The Leading Edge 22, 906–913.
Pearce, A.J., O'Loughlin, C.L., Jackson, R.J., Zhang, X.B., 1987. Reforestation: on-site effects on hydrology and erosion, eastern Raukumara Range, New Zealand. In: Swanson, R.H., Bernier, P.Y., Woodward, P.D. (Eds.), Forest Hydrology and Watershed Management, vol. 167. International Association of Hydrological Sciences Publication, pp. 489–498.
Pettinga, J.R., 2003. Mud volcano eruption within the emergent accretionary Hikurangi margin, southern Hawke's bay, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 46, 107–121.
Pettinga, J.R., 2004. Three-stage massive gravitational collapse of the emergent imbricate frontal wedge, Hikurangi Subduction Zone, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 47, 399–414.
Pillans, B., 1986. A Late Quaternary uplift map for North Island, New Zealand. Royal Society of New Zealand Bulletin 24, 409–417.
Reid, L.M., Page, M.J., 2002. Magnitude and frequency of landsliding in a large New Zealand catchment. Geomorphology 49, 71–88.
Rodgers, D.W., Little, T.A., 2006. World's largest coseismic strike-slip offset: the 1855 rupture of the Wairarapa Fault, New Zealand, and implications for displacement/length scaling of continental earthquakes. Journal of Geophysical Research 111, B12408.
Rogers, N.W., Selby, M.J., 1980. Mechanisms of shallow translational landsliding during summer rainstorms: North Island, New Zealand. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography 62, 11–21.
Sarracino, R., Prasad, G., 1989. Investigation of spheroidal weathering and twinning. GeoJournal 19, 77–83.
Schermer, E.R., Van Dissen, R., Berryman, K.R., 1998. In Search of the Source of the 1934 Pahiatua Earthquake. New Zealand Earthquake Commission Report 97/320. 49 pp.
Schermer, E.R., Van Dissen, R., Berryman, K.R., Kelsey, H.M., Cashman, S.M., 2004. Active faults, paleoseismology and historical fault rupture in Northern Wairarapa, North Island, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 47, 101–122.
Schultz-Ela, D.D., Walsh, P., 2002. Modeling of grabens extending above evaporites in Canyonlands National Park, Utah. Journal of Structural Geology 24, 247–275.
Shuzui, H., 2001. Process of slip-surface development and formation of slip-surface clay in landslides in Tertiary volcanic rocks, Japan. Engineering Geology 61, 199–219.
Spörli, K.B., 1980. New Zealand and oblique-slip margins: tectonic development up to and during the Cainozoic. In: Ballance, P.F., Reading, H.G. (Eds.), Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones. Special Publication of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 147–170.
Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. Radiocarbon 35, 215–230.
Sultan, N., Cochonat, P., Cayocca, F., Bourillet, J.-F., Colliat, J.-L., 2004. Analysis of submarine slumping in the Gabon continental slope. American Association of Petroleum Geologists 88, 781–799.
Yu, G., Wesnousky, S.G., Ekström, G., 1993. Slip partitioning along major plate boundaries. Pure and Applied Geophysics 140, 183–210.
Zhang, X., Phillips, C., Marden, M., 1993. A comparison of earthflow movement mechanisms on forested and grassed slopes, Raukumara Peninsula, North Island, New Zealand. Geomorphology 6, 175–187.

PARTIE IV

INTERACTIONS ENTRE SURPRESSIONS DE FLUIDE ET INCISION. MODELISATION EXPERIMENTALE ET APPROCHE ANALYTIQUE



Exemple de modélisation analogique, vue de côté

CHAPITRE I : RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS

IV.1.1 Problématique

Nous avons émis l'hypothèse que la combinaison de (1) l'incision fluviatile, éliminant toute résistance en bas de pente, et (2) des surpressions de fluide à la base de niveaux silteux de faible perméabilité, réduisant la résistance au cisaillement de ces couches et facilitant le mouvement des séries sus-jacentes, est un facteur prépondérant dans le déclenchement des instabilités gravitaires formant le complexe de Waitawhiti.

(1) Le lien entre glissements de terrain et incision fluviatile est aisément identifiable. Ces glissements sont tous bordés dans leur partie distale par des vallées fortement incisées, lesquelles provoquent la mise à l'affleurement de niveaux de faible résistance. De plus, les structures compressives caractéristiques des zones d'accumulation en bas de pente ne sont pas préservées dans la zone d'étude, ces structures étant érodées à chaque épisode d'incision.

(2) L'influence de surpression de fluide est plus difficile à mettre en évidence sur la base de seules données de terrain. En effet, si la présence de fluides migrant vers la surface est avérée par les échappements de méthane décrits dans le paragraphe II.2.2, l'existence de surpressions à la base de niveaux de faible perméabilité requiert de lourds outils logistiques afin d'être confirmée. Un tel suivi des fluides thermogéniques est donc très coûteux et long à mettre en œuvre. La modélisation expérimentale a alors permis de compléter les analyses de terrain et déterminer le rôle potentiel de surpressions de fluide sur le déclenchement des glissements du complexe de Waitawhiti. Deux approches expérimentales, détaillées dans les articles constituant les deux chapitres suivants, on été développées. Le dispositif expérimental utilisé est celui mis au point par Mourgues et Cobbold (2006), dont le principe est décrit dans le paragraphe I.3.5.

IV.1.2 Analyse qualitative (article soumis au *Journal of Structural Geology* le 11 septembre 2009 et annexe D)

Les modèles analogiques présentés dans les deux chapitres suivants constituent une approche qualitative permettant de déterminer les rôles respectifs de (1) la pression de fluide, (2) l'incision fluviatile et le retrait de butoir distal et (3) la pente de base sur l'initiation, l'évolution et la structure des glissements. Nous avons mené deux séries d'expériences. Tous les modèles étaient construits avec une incision initiale en bas de pente. Les modèles de la

première série étaient ensuite soumis à une incision permanente, jusqu'à la fin de l'expérience, alors que ceux de la deuxième série n'étaient plus érodés après l'incision initiale (simulant des régimes érosifs moins forts).

Les mécanismes de déformation et le style structural variaient beaucoup et étaient dépendants des conditions aux limites :

- Aucune déformation n'a été observée lorsqu'aucune pression d'air n'était appliquée.
- Dans les modèles soumis à l'incision permanente du butoir distal, des failles normales se formaient au départ le long des flancs de la vallée puis se propageaient de façon rétrogressive vers le haut de pente.
- Une zone compressive se formait en bas de pente dans les modèles non soumis à l'incision permanente. La masse glissée comprenait alors un domaine en extension repris en compression en bas de pente, témoignant de la première phase de déformation et du remplissage de la vallée, un long bloc de couverture non déformée et simplement translatée de façon rigide vers la vallée et un domaine en extension en haut de pente.
- Dans tous les modèles, la surface affectée par la déformation augmentait avec l'augmentation de la pression de fluide, de la profondeur d'incision et/ou de la pente.

Ces résultats montrent que des glissements de terrain peuvent être facilement déclenchés si les deux paramètres suivants, incision fluviatile et surpression de fluide, sont présents. Nos modèles montrent que dans ce cas, le mouvement de la couverture peut s'initier même si la pente basale est faible, voire horizontale. Toutefois, une force motrice est nécessaire au déclenchement de tels glissements. Dans nos modèles, cette force était gravitaire, générée par la seule présence d'une pente de surface, induite par l'incision en bas de pente.

IV.1.3 Glissements en présence de surpressions de fluide et d'incision en bas de pente. Approches expérimentale et analytique (article à soumettre au *Journal of Geophysical Research – Surface Processes*)

Nous avons entrepris une série de modélisations expérimentales afin de tester l'influence des surpressions de fluide sur l'évolution et la longueur de glissement dans le cas

d'un système dépourvu de butée en bas de pente. Les pressions de fluide étaient mesurées continuellement pendant la durée de l'expérience. Nous avons ensuite mesuré, pour différentes valeurs de pression, les longueurs des glissements déclenchés. La longueur de glissement augmente exponentiellement lorsque le coefficient de fluide (λ augmente ; eq. I.5). Le coefficient de fluide nécessaire au déclenchement d'instabilités devient également moindre lorsque l'épaisseur de la couverture et/ou l'angle de base augmentent.

Sur la base des travaux de Mourgues *et al.* (2009), nous avons également développé un modèle analytique 2-D de glissement d'une couverture sédimentaire infiniment longue sur un niveau soumis à des surpressions de fluide (chapitre 3 de cette partie). Mourgues et al. (2009) ont montré que, pour permettre le glissement dans le cas d'un système comportant un butoir en bas de pente, les masses glissées doivent avoir une longueur minimale afin que les forces motrices deviennent plus importantes que les forces résistantes. Le modèle de ces auteurs prédit une diminution de cette longueur minimale lorsque l'épaisseur de la couverture diminue et/ou lorsque le coefficient de pression de fluide augmente (Fig. IV.1.1A).

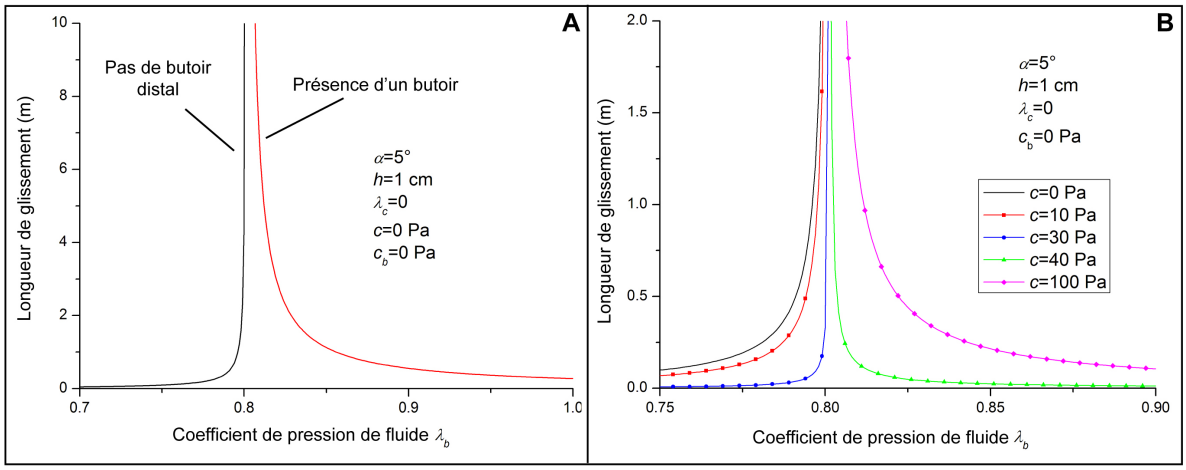


Figure IV.1.1 : Longueurs de glissement en fonction du coefficient de pression de fluide. A : Longueurs de glissement dans le cas de systèmes ayant ou non un butoir distal. B : Longueurs de glissement pour différentes valeurs de cohésion de la couverture, en l'absence d'un butoir

Nous avons effectué les mêmes calculs dans le cas d'un système incisé en bas de pente. Contrairement au modèle de Mourgues et al. (2009), la longueur minimale de glissement prédite croît avec l'augmentation du coefficient de pression de fluide (Fig. IV.1.1A), excepté pour de fortes valeurs de cohésion de la couverture (Fig. IV.1.1B). Nous avons également testé l'influence de variations de l'épaisseur de la couverture, de l'angle de base et du coefficient de pression de fluide dans la couverture. Comme dans les modèles analogiques, le coefficient de pression de fluide nécessaire pour déclencher un glissement

devient plus faible lorsque l'angle de base et/ou l'épaisseur de la couverture augmentent. Cependant, l'influence de ce dernier paramètre reste mineure. En revanche, le passage de la cohésion au-dessus d'une valeur seuil provoque un changement de tendance dans l'évolution de la longueur de la masse glissée : celle-ci diminue avec l'augmentation du coefficient de pression de fluide à la base, et est ainsi similaire aux évolutions observées par Mourgues et Cobbold (2006) et Mourgues *et al.* (2009) dans le cas où un butoir distal est présent (Fig. IV.1.1B). Cette évolution est due au fait que la valeur de la contrainte effective parallèle à la pente devienne négative avec l'augmentation de la cohésion. Ainsi la force induite par cette contrainte s'inverse et résiste alors au mouvement.

CHAPITRE 2: INFLUENCE OF COMBINED INCISION AND FLUID OVERPRESSURE ON SLOPE STABILITY: EXPERIMENTAL MODELLING AND NATURAL APPLICATIONS (ARTICLE SOUMIS AU *JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY* LE 11 SEPTEMBRE 2009)

Aurélien Lacoste [a*], Bruno C. Vendeville [a], Lies Loncke [b]

[a] *UMR 8157 Géosystèmes, Université de Lille 1, Bâtiment SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France*
[b] *Université de Perpignan, Via Domitia, Laboratoire IMAGES, Bat U, 2e étage, 52 avenue Paul Alduy, 66800 Perpignan, France*

[*]Corresponding author. UMR 8157 Géosystèmes, Université de Lille 1, Bâtiment SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France. Tel: +33 3 20434692 ; Fax : +33 3 20434910.
E-mail address: aurelacoste@gmail.com

Abstract

Onshore slides are driven by gravitational forces that are either related to a basal slope (where the strata are tilted) or a surface slope (related to scarps and valley flanks). Resisting these driving forces are the friction at the base of the slide, and the strength to compressional failure at the downslope edge of the slide. Two distinct processes can lower these resisting forces and thereby trigger slides. On one hand, fluid overpressure at the base of low-permeability layers decreases the effective shear strength. On the other hand, river incision removes the downslope buttresses. We undertook analogue experiments to investigate the combined influence of both processes on triggering landsliding. We applied air pressure at the base of horizontal or tilted models made of high and low-permeability layers in order to induce basal overpressure, combined with local incision analogous to river incision in nature. We also tested the differences in deformation patterns whether or not the incision was continuous throughout the models' evolution.

In all experiments, incision was a decisive parameter in favouring sliding. But the evolution of deformation and structural style greatly varied, depending on the boundary conditions. No deformation occurred in the regions not subjected to overpressure. In models subjected to continuous incision, normal faults formed first along the valley flanks, then propagated upslope retrogressively. Deformation was greatest, and the deformed area widest, when we combined continuous incision and steep basal slopes. Where incision was not continuous through time, a downslope buttress progressively formed: the sliding mass comprised an extensional domain upslope, a long, translated but non-deformed slab at mid-

slope, and a shortened domain downslope. In our models, the extent of the deformed area increased with increasing incision depth and/or increasing basal slope. These results show that river incision, combined with fluid overpressure, is a potential landslide-triggering factor, as suggested by field data gathered at the Waitawhiti landslide complex, North Island, New Zealand.

Keywords: landslides, fluid overpressure, river incision, analogue modelling

IV.2.1 Introduction

In order to form, a slope instability requires that the driving force (the slope-parallel component of the weight along the sliding section) must exceed the two forces resisting deformation: the frictional forces along the slope-parallel sliding plane, and the force resisting shortening at the base of the slope.

The first resisting force can be reduced by the presence of overpressured fluids. Fluids accumulating at the base of low-permeability layers induce a critical decrease in effective rock strength (Terzaghi, 1923; Hubbert and Rubey, 1959), and therefore have a great influence on triggering gravitational slides (Amazon deep-sea fan, Cobbold et al., 2004; Niger delta, Weber and Daukoru, 1975; Hooper et al., 2002; Storegga slide, Kvalstad et al., 2005).

Rising fluids, such as water, methane or hydrogen, can easily be detected in marine environments when they reach the surface, forming pockmarks or gas chimneys. The development of high-resolution tools (seismic reflection, well logging, bathymetric imagery) has revealed frequent associations between fluids originating at depth and the onset of submarine mass movements (Hovland et al., 2002; Gay et al., 2004; Lastras et al., 2004; Loncke et al., 2004; Sultan et al., 2004; Trincardi et al., 2004; Bayon et al., 2009).

By contrast, when dealing with instabilities located onshore, the traditional approaches consider only meteoric fluids. Intense rainfall and subsequent subsurface water flows lead to increased pore-fluid pressure, reducing the shear strength along hillslopes (Binet et al., 2007) and causing landsliding (e.g., Taïwan, Chen et al., 2006). Rainfall-induced landsliding may be enhanced by the presence of clay-rich layers (e.g., expansive clay, such as smectite) that can act as very efficient décollement layers (Shuzui, 2001). On one hand, swelling of the clay-rich layers induces a pervasive decrease in the mechanical strength, and sliding takes place *on* or *near the top* of these layers of these layers. On the other hand, overpressured fluids

originating at depth and migrating upward can cause a drastic reduction in the shear strength *at the base* of low-permeability layers, acting as very sharp detachment planes.

Recent work by Lacoste et al. (2009) has documented the presence of onshore landslides associated with gas seeps and river incisions. They proposed that overpressured fluids originating at depth could be one of the main instability factors controlling this area. However, onshore study of fluids originating at depth and rising to the surface is more complicated than in submarine environments. The observation of the fluids seeps is made possible only with the sparse occurrence of mud volcanoes, or in water-filled ponds and streams. Furthermore, monitoring fluid overpressures would require complex and heavier and costlier logistics. One approach to complete detailed field analyses and to determine the potential role of such fluids on landslides is then to couple field observations with numerical and/or physical modelling.

The second type of force resisting deformation is the resistance to shortening in the downslope part of the slided mass. Schultz-Ela and Walsh (2002) and Azañon et al. (2005) showed that the removal of distal buttresses by river incision decreases the resisting force downslope and can be an important triggering factor for gravitational slides. These authors showed that gravitational motion initiated where the river has incised all the way down to potential *décollement* layers (evaporites or shale).

In the Coastal Ranges of the North Island of New Zealand, in the Waitawhiti area, Lacoste et al. (2009) suggested that there is a strong link between landslides, fluvial incision and fluid overpressure. However, on the sole basis of field data, it remains difficult to prove unequivocally that such a link exists. We therefore tested this hypothesis using a systematic series of analogue experiments we undertook in order to delineate the respective roles of combined incision and fluid overpressure on the triggering, structure pattern and evolution of landslides. We then compare the models to natural onshore and marine prototypes and discuss the influence of combined incision and fluid overpressure on these slides.

IV.2.2 Scaling

Small-scale models require scaling of the different parameters controlling deformation. The dimension and time ratios between the natural prototype and the experimental model must be constant. In this work, we constructed models made of porous, near cohesionless granular materials (quartz sands and glass microbeads) that all obey a

Mohr-Coulomb type of deformation criterion, a frictional-plastic rheological behaviour independent of time and strain rate.

For a brittle model to be properly scaled, it suffices that the density and angle of internal friction be similar in nature and model, and that the value of the cohesion be negligible compared with the other stresses, including gravity, in both models and nature.

The mechanical effect of pore-fluid pressure was modelled by injecting a constant flux of compressed air at a precalculated pressure at the model's base. An increase in fluid pressure leads to an increase in the coefficient of fluid pressure (λ). The coefficient of fluid pressure is defined, for any given depth, as the ratio between the fluid pressure and lithostatic pressure, λ=0 meaning that there is no fluid overpressure (Fig. IV.2.1):

$$\lambda = (P_f(z)-P_f(0))/\rho g z$$

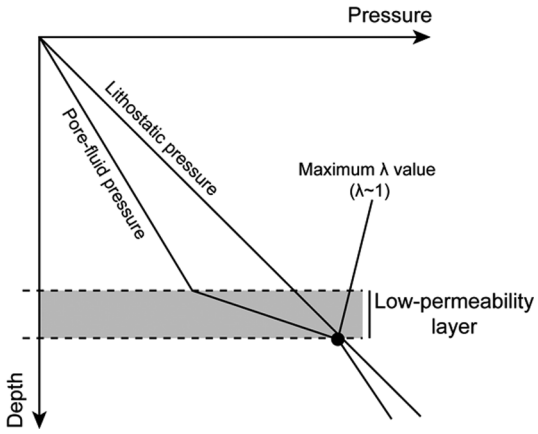


Figure IV.2.1: Theoretical diagram showing change with depth in the lithostatic and pore-fluid pressures. Note that the coefficient of fluid pressure (λ) reaches maximum values at the base of low-permeability layers, where the two pressures are equal (Mourgues and Cobbold, 2003)

A model is properly scaled for fluid pressure if the value of the coefficient of fluid pressure is similar in nature and model at proportionally equivalent depths. Prior to constructing the models, we calculated each layer's thickness required to reach a coefficient of fluid pressure (λ) nearing 1. We had to make sure that the lithostatic pressure would not be too low to prevent blowouts of the model that occur when the fluid pressure exceeds the lithostatic pressure, as observed by Mourgues and Cobbold (2006). We must emphasize that the scaling procedure of such models does not take in account time or flow rates (Mourgues and Cobbold, 2006). Instead, we scaled our models in terms of coefficient of fluid pressure, λ, rather than actual flow rate. We then had to calculate the air pressure used in the lab to reach a λ equivalent to that in nature. For example, λ of 1 is reached in nature for about 800 kPa (for a

40 m-thick cover of density 2000 kg m^{-3}) and about 800 Pa for a model's cover 2.5 cm thick and having a density of 1600 kg m^{-3}. Note that deformation was not continuous through time, occurring only where a certain amount of fluid pressure, depending on the initial boundary conditions, was applied.

IV.2.3 Experimental set-up

The experimental set-up was developed by Mourgues and Cobbold (2006). The models were built on a sieve subjected to fluid pressure (Fig. IV.2.2A). In the experiments, we simulated the generation of thermogenic gases using compressed air applied at the base of the model (Fig. IV.2.2A). The air pressure was measured using a digital manometer. Our models comprised a 2 cm coarse sand substratum (D_{50}=316 µm; permeability *k*=100 D) layer, overlain by a 0.5 cm low-permeability layer of glass microbeads (D_{90}=106 µm; *k*=10 D) layer (Fig. IV.2.2). We used the microbeads to model a low-permeability layer. A coarse sand (D_{50}=316 µm) cover, composed of four 0.5 cm-thick layers overlaid the microbeads. Coarse sand allowed for rapid air flow, hence low air pressure, below and above the low-permeability *décollement* layer. Mourgues and Cobbold (2006) showed that high permeability contrasts between the *décollement* and the cover promote gravity sliding.

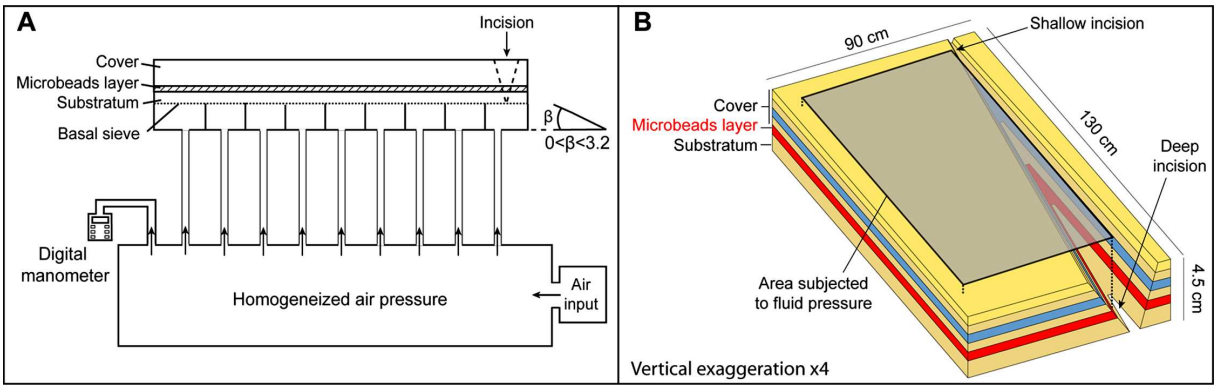


Figure IV.2.2: Experimental set-up. (A) Schematic cross-section view of the experimental setup. (B) 3-D view of the models showing differential incision and the area subjected to fluid pressure

Models were 130 cm long, 90 cm large, and were built on a horizontal or tilted base, with or without a valley incision (Fig. IV.2.2). The depth of the incision could vary laterally from 0 to 4.5 cm (Fig. IV.2.2B), and locally intersect the low-permeability layer (glass microbeads) acting as a potential *décollement* layer.

We performed three series of experiments. Each series comprised three models, corresponding to three different basal slopes: 0, 1.6 and 3.2°, respectively. The air pressure was measured and recorded every second during the experiments. In this article, we only present the experiments having the minimum (horizontal) and maximum (3.2°) basal slopes, respectively. The models having an intermediate basal slope (not presented in this article) yielded results similar to the models having the steepest basal slope.

IV.2.3.1 Non-incised models (series ‘A’)

No incision was initially induced in these series. The air pressure was simply raised at the base of the model until deformation occurred. We used these models as reference models for the study of the influence of incision on sliding.

IV.2.3.2 Incised models (series ‘B’ and ‘C’)

We built an incising device by locally vacuuming the sand cover to model differential incision (Fig. IV.2.2B) as an initial boundary condition in these series of experiments.

In the first series of incised models (series ‘B’), the air pressure was raised until the frictional resistance at the base of the microbeads layer decreased enough to allow the cover to slide (initial sliding pressure threshold: P=400 Pa). We then stopped the experiment, stopped the air flow and physically vacuumed away the slided material along the valley floor. After incising, we then restarted the experiment by progressively and carefully raising the pressure back to its threshold value. This procedure was repeated for several episodes of deformation until no further sliding occurred anymore. We repeated the experimental procedure for different pressure thresholds (P=600 and P=750 Pa).

In order to avoid interactions between the air pressure and the air flow generated by the vacuum cleaner, we had to set the air pressure to P=0 Pa before each episode of incision. This technical constraint had no consequence on the deformation during the experiments. Effectively, no sliding occurred for pressures being lower than the pressure threshold.

In the series ‘C’, the air pressure was progressively raised until the formation of a compressional toe blocked any further sliding. There, unlike during series ‘B’, the eroded material was not removed from the valley floor. We then continued to raise the air pressure until the model either deformed or exploded.

For each type of set up, the experiment was conducted several times in order to ensure that results were reproducible. This also enabled us to cut some cross sections in models at different stages of deformation. In the description of the experimental results, we use the terms “upslope” and “downslope” to refer to the basal slope (hence in a direction perpendicular to the incision), and the terms “upstream” and “downstream” for a direction parallel to the incision.

IV.2.4 Results

In all of our experiments, no sliding occurred in the lateral regions, where no air pressure was applied. We also observed that, where deformation occurred, the direction of sliding was perpendicular to the direction of the incision.

IV.2.4.1 Series ‘A’ (Non-incised models)

Regardless of the value of the slope, no deformation occurred in the models not subjected to incision (series ‘A’). Sand volcanoes developed for pressures reaching P=800 Pa, where the fluid pressure equalled or exceeded the lithostatic pressure. These volcanoes degenerated in large explosions, affecting the whole model, when the pressure was raised.

IV.2.4.2 Series ‘B’ (Continuously incised models)

Basal slope = 0° (Model B1)

Differential incision was induced, as in natural examples, by removing a shallow part of the cover upstream (right part of the model), and progressively deeper downstream (left part of the model) (Fig. IV.2.3A). Normal faults formed on the flank of the valley (Fig. IV.2.3B), when the air pressure reached a value of P=400 Pa. A small compressional toe formed on the valley floor (Fig. IV.2.3B). After removing the toe, mimicking natural erosion, and applying air pressure again, deformation propagated retrogressively upslope. Figure IV.2.3F illustrates the propagation of the normal faults after multiple incision episodes at pressures of 400 Pa, 600 Pa, and 750 Pa. The number of faults, as well as the area affected by deformation, increased with increasing air pressure (Figs. IV.2.3D, E, F and G). During the last episodes, removing the distal toe was sufficient to trigger further sliding without the need

to apply higher air pressure (Figs. IV.2.3F and G). Sand volcanoes appeared in the vicinity of the incision. The aerial extent of the deformation was greater in the downstream region, where the incision was deep, whereas no sliding took place in the rightmost part of the model, where the incision was shallow and did not reach the *décollement* layer (Fig. IV.2.3).

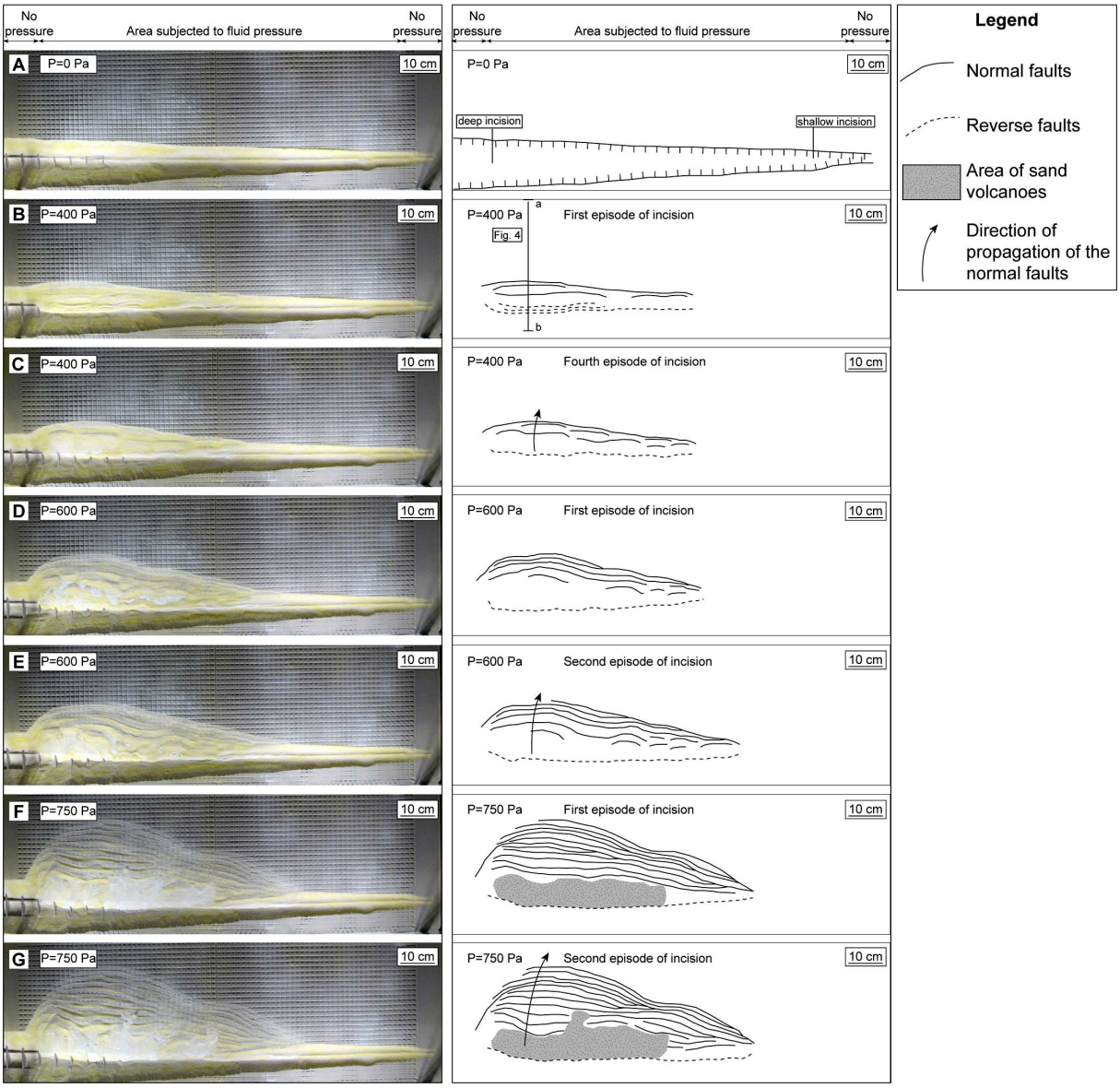


Figure IV.2.3: Overhead photographs (left) and line drawings (right) of model B1. (A) initial stage; (B-C) under 400 Pa air pressure; (D-E) under 600 Pa air pressure; (F-G) under 750 Pa air pressure. For each value of air pressure, several episodes of incision were conducted, removing the downslope buttress in the valley, until no more sliding could occur

Figure IV.2.4 shows a cross section made at the beginning of the experiment, deformed under low air pressure values (P<400 Pa). The faults are listric faults rooted at

depth into the base of the *décollement* layer. Figure 4 also illustrates the retrogressive propagation of the normal faults.

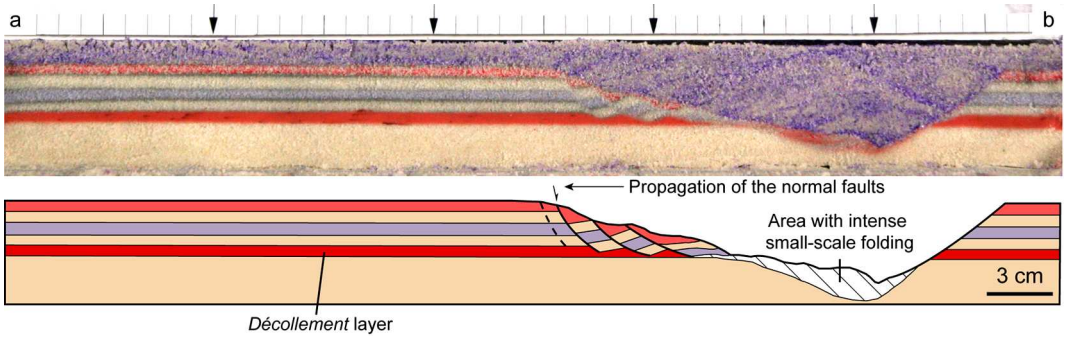


Figure IV.2.4: Photograph (up) and line drawing (down) of a cross section in model B1. See location in Fig. IV.2.3B

Basal slope = 3.2° (Model B2)

In this experiment, the entire deformation box was tilted by 3.2° perpendicularly to the incised valley. The structural style of these models was similar to that observed in horizontal models (Fig. IV.2.5). At constant air pressure, normal faults propagated upslope everytime the downslope buttress was removed. For each pressure value, up to six episodes of incision could trigger sliding, whereas, in model B1 (no basal slope), sliding could not occur after four episodes of incision. Comparing the extent of the deformed area in both experiments clearly indicates that, under similar pressure values (e.g., P=750 Pa , Figs. IV.2.4F and IV.2.5F), deformation in the tilted model is far more widespread in the horizontal model. The deformed area especially increased greatly in the left part of the model, where the incision was deepest (Figs. IV.2.5 and 6). The deformation front propagated upslope up to an area where no air pressure was applied (see Fig. IV.2.2B). Presumably, deformation could have propagated further upslope if a wider area had been subjected to air pressure. Sand volcanoes formed in the late stages of deformation. These sand volcanoes are located in the downslope part of the model, in areas where the sedimentary cover has been thinned by normal faulting.

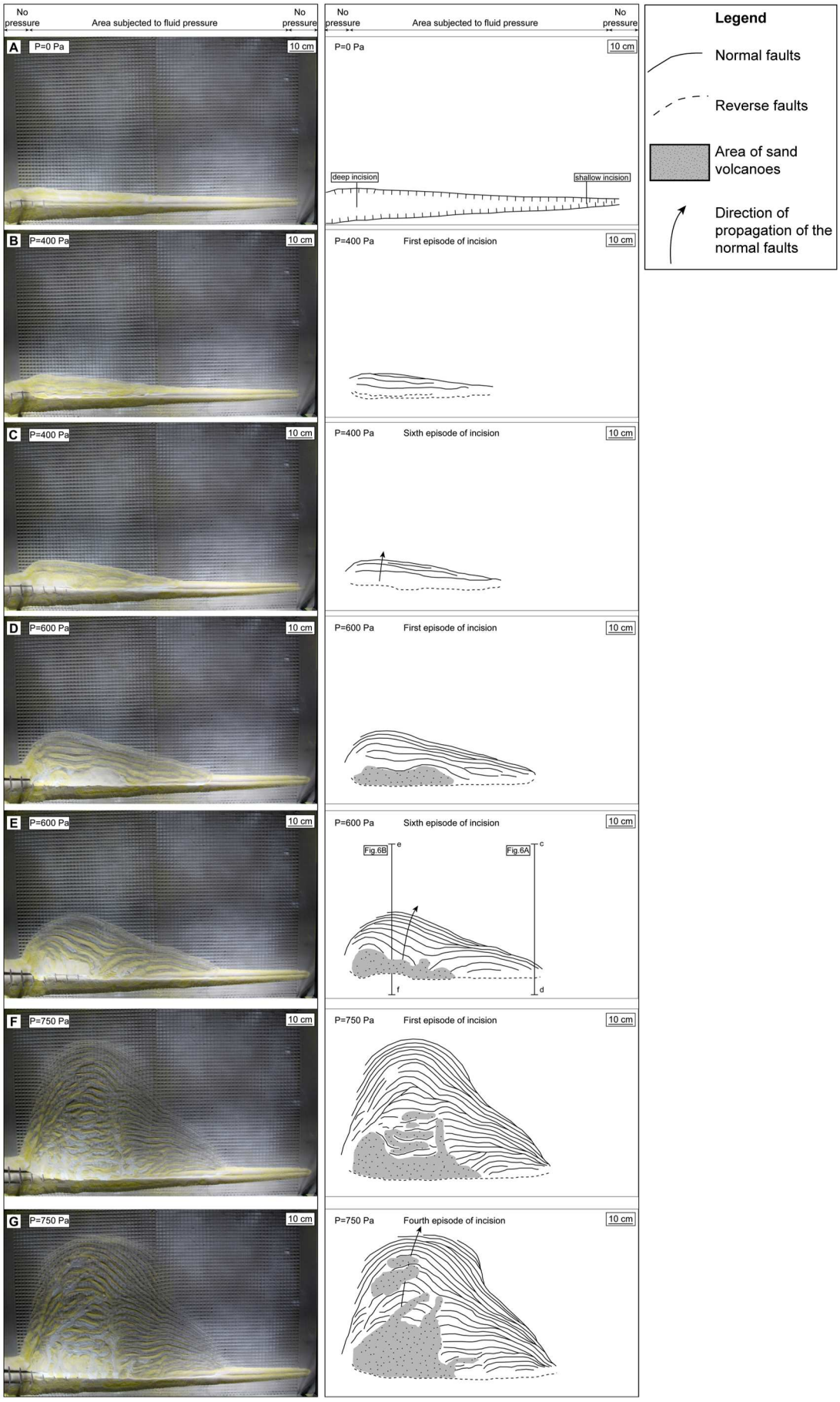

No pressure
Area subjected to fluid pressure
No pressure
A
P=0 Pa
10 cm
deep incision
shallow incision
B
P=400 Pa
First episode of incision
C
P=400 Pa
Sixth episode of incision
D
P=600 Pa
First episode of incision
E
P=600 Pa
Sixth episode of incision
Fig.6B
Fig.6A
F
P=750 Pa
First episode of incision
G
P=750 Pa
Fourth episode of incision
Legend
Normal faults
Reverse faults
Area of sand volcanoes
Direction of propagation of the normal faults

Figure IV.2.5 (above) : Overhead photographs (left) and line drawings (right) of model B2 (basal slope of 3.2°). (A) initial stage; (B-C) under 400 Pa air pressure; (D-E) under 600 Pa air pressure; (F-G) under 750 Pa air pressure. For each value of air pressure, several episodes of incision were conducted, removing the downslope buttress in the valley, until no more sliding could occur

Cross sections made at the end of the experiment (Fig. IV.2.6) show that normal faults are listric and that their dip decreases as faults are older and are located nearer incised valley. As in the horizontal model, deformation was greatest in the area located upslope the deepest valley incision (Fig. IV.2.6B).

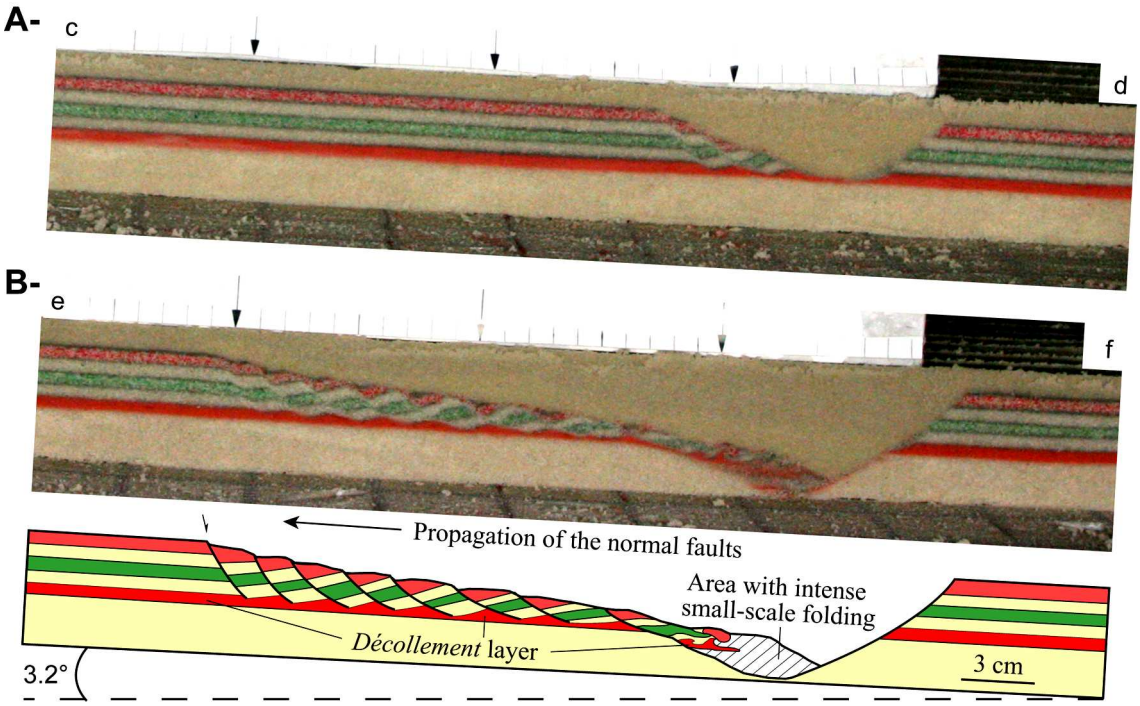


Figure IV.2.6: Cross sections of model B2. (A) Photograph of a cross section in the shallow-incised part of the model (upstream). (B) Photograph and line drawing of a cross section in the deeply incised part of the model (downstream). See location in Fig. IV.2.5

IV.2.4.3 Series ‘C’ (Non-continuous incision)

Basal slope = 0° (Model C1)

In this experiment, the entire deformation box was horizontal, but the frontal buttress generated by each sliding episode was not continually removed. Instead, the air pressure was continuously raised in order to allow movement. Normal faults first formed on the valley flanks, then propagated retrogressively with increasing air pressure (Figs. IV.2.7B, C and D). Thickening of the downslope compressional toe eventually stopped the retrogressing

propagation of normal faults (P=800 Pa, Fig. IV.2.7D). The extent of the deformed area was much smaller than in models where the compressional buttress was continuously removed.

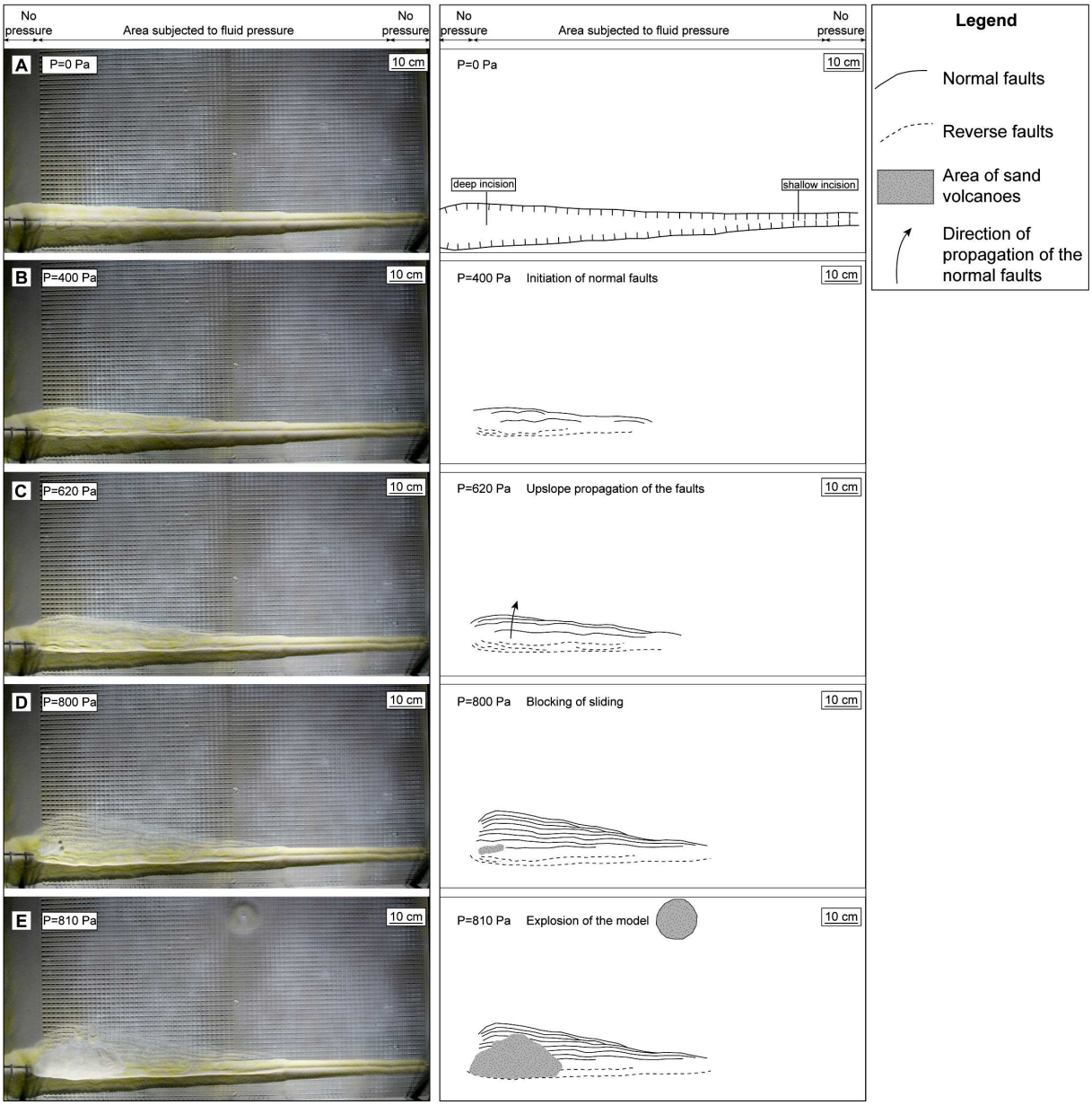


Figure IV.2.7: Overhead photographs (left) and line drawings (right) of model C1 (horizontal base; no removal of the compressional buttress). (A) initial stage; (B) 400 Pa air pressure; (C) 620 Pa air pressure; (D) 800 Pa air pressure; (E) 810 Pa air pressure. For the maximum applied pressure, a sand volcano formed

When the air pressure reached P=800 Pa, sand volcanoes formed. These volcanoes appeared first on or near normal faults, where faulting had thinned the cover, thereby decreasing the lithostatic pressure and increasing the coefficient of fluid pressure These sand

volcanoes then evolved into large blowouts (P=810 Pa, Fig. IV.2.7E) and propagated within the model as pressure increased.

Basal slope =3.2° (Model C2)

In this experiment, the entire deformation box was tilted by 3.2° perpendicularly to the incised valley, and the frontal buttress generated by each sliding episode was not continually removed. The structural style (Fig. IV.2.8) for pressure values P<725 Pa (where sliding began to be blocked by the formation of a buttress) was the same as in model C1 (horizontal). However, the deformed area was greater than in the model C1. Interestingly, sliding was blocked for pressure values lower than those in the experiments C1 (P<725 Pa; Fig. IV.2.8D). When the compressional toe blocked sliding, a graben initiated much farther upslope in the model (Fig. IV.2.8D), when pressure reached reaching values of P=725 Pa. As fluid pressure increased, the upslope graben and associated normal faults propagated along strike and both upslope and downslope (Fig. IV.2.8E). The entire cover slided rigidly towards the incised valley, as a long, non-deformed block. No new faults formed downslope, and deformation was restricted to numerous sand volcanoes.

The boundary between the slided parts of the model and the stable lateral regions (not subjected to fluid pressure) was marked by transtensional faults oriented perpendicular to the valley direction (Fig. IV.2.8E). In map view, the traces of normal faults changed laterally and progressively became subparallel to the strike-slip bounding faults. In the area most thinned by normal faulting (upslope from the area where the incision was deepest), sand volcanoes erupted because of normal faulting and ensuing local decrease in lithostatic pressure (Fig. IV.2.8E).

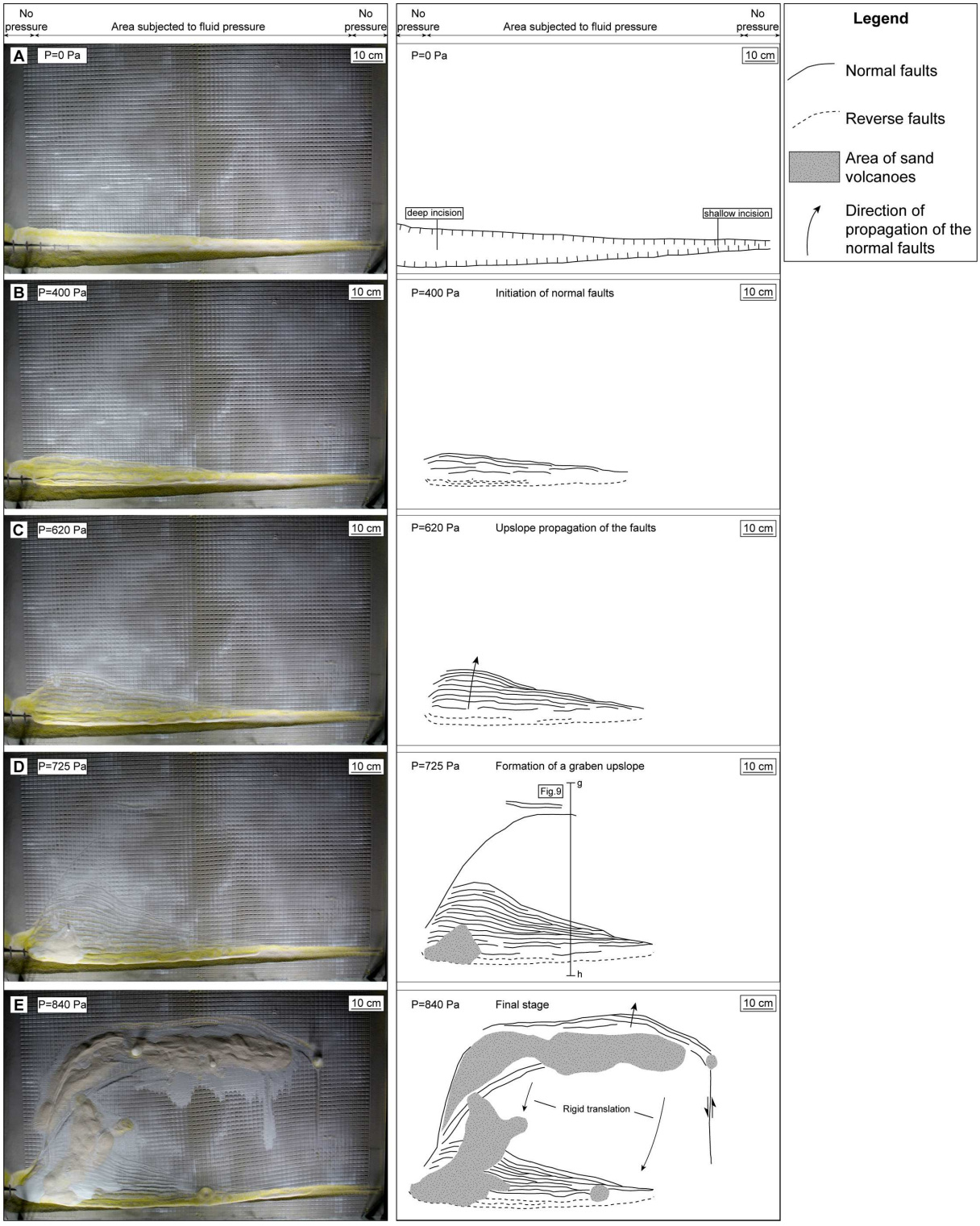


Figure IV.2.8: Overhead photographs (left) and line drawings (right) of model C2 (basal slope of 3.2°; no removal of the compressional buttress). (A) initial stage; (B) 400 Pa air pressure; (C) 620 Pa air pressure; (D) 725 Pa air pressure; (E) 840 Pa air pressure. For the maximum applied pressure, numerous sand volcanoes formed

The cross section presented in figure IV.2.9 has been cut in a model stopped right after the formation of the upslope graben. It illustrates the presence of listric normal faults in the

vicinity of the incised valley. These faults formed in response to the air pressure increase during the first episodes of deformation (P<725 Pa). The planar normal fault located on the left side of the cross section (Fig. IV.2.9) formed farther upslope in the model. This fault marks the upslope graben that bounds the large block of cover that was translated rigidly downslope. Past this stage (Fig. IV.2.8D), the downslope normal faults were no longer activated.

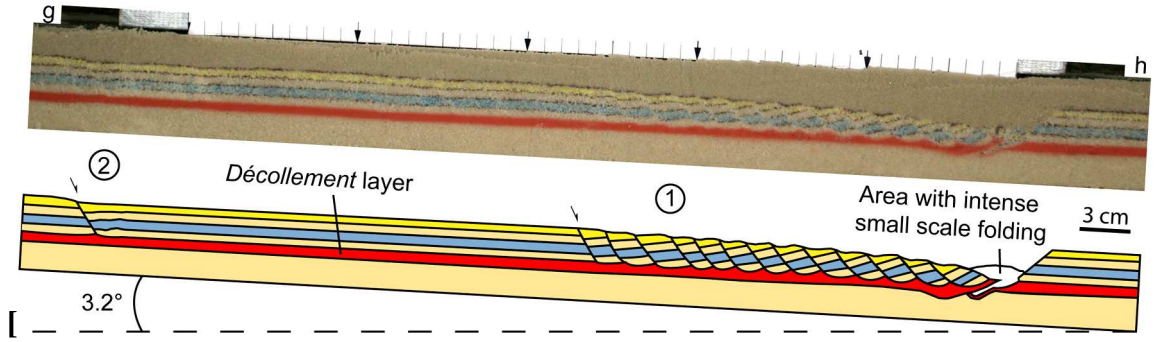


Figure IV.2.9: Photograph (up) and line drawing (down) of a cross section in model C2. (1) The listric normal faults formed in the downslope area during the first episode of the experiment (P<725 Pa). (2) The upslope normal fault formed when the compressional toe blocked sliding. See location in Fig. IV.2.8D

IV.2.5 Interpretations – Discussion

IV.2.5.1 Impact of incision on landsliding

The experimental results described above illustrate the impact that river incision can have on triggering landslides. The force driving the instability is gravity, typically the slope-parallel component of the weight of the cover, where the cover and the *décollement* layer are tilted. Alternatively, where the cover is not tilted, a mere surface slope (e.g., a valley flank or a cliff) can generate the driving force. The forces resisting sliding are twofold. The first force is the friction at the base of the *décollement* layer and can decrease dramatically if overpressured fluids are present (Terzaghi, 1923; Hubbert and Rubey, 1959). The second resisting force is the strength to shortening of the cover in the downslope area. River incision and erosion removes this downslope buttress.

The combination of a low basal resistance related to fluid overpressure, and the lack of downslope buttress, can reduce the forces resisting sliding and trigger deformation, even where the driving forces (proportional to the sedimentary cover thickness and the basal slope angle) are moderate.

No deformation occurred in models where the buttress was present and the driving force low (series ‘A’, horizontal models with no incision). In another series, Mourgues and Cobbold (2006) tested models subjected to a basal slope but without any incision. Their work demonstrated that the models need to reach a minimum length in order for the driving force (the slope parallel component of the sedimentary cover weight) to overcome the buttressing resistance downslope.

By contrast, in all of our models where part of the cover was removed by river incision, some amount of deformation occurred. Gravitational sliding of the sedimentary cover was accommodated by normal faults that first formed along the valley flanks, then propagated retrogressively upslope. These faults became listric by rotational sliding processes during additional collapse of the cover. It must be emphasized that even models having an incision but no basal slope deformed, albeit to a lesser extent than tilted models, confirming the prominent control of incision on triggering mass movement.

IV.2.5.2 Landslides structure and evolution

Permanent incision (series ‘B’)

The initial incised conditions of these models allowed the valley flank to first slide as pressure reached its threshold value. Subsequently, and for each stage of the experiment, sliding was accompanied by the formation of a small compressional buttress on the valley floor. As it grew, the buttress resisted more and more to sliding, which lead to a complete stop in deformation, marking the stage where the resisting forces balanced the driving forces. Then, the air flow was shut while the excess material that has slided into the valley was vacuumed, mimicking natural river erosion. This successfully removed the frontal resisting force, thus allowing further sliding to occur without even requiring increasing the pressure above its initial threshold. Sliding took place by activating the pre-existing faults and generating new normal faults upslope. The deformed area widened. The extent of the deformation increased with increasing basal slope angles. Deformation started only near segments of the valley where the incision was deep enough to reach the *décollemen*t level. The lateral extent of the slided area was controlled by the depth of the incision. The widest deformed areas were always located upslope of the deepest incisions. Sand volcanoes formed lately in response to thinning of the cover and increasing fluid pressure. These volcanoes were

preferentially initiated along normal faults, where the cover had been thinned, hence weakened.

Non-permanent incision (series 'C')

In these models, the frontal buttress generated by each episode of sliding was never removed. Initially, normal retrogressive faulting developed as the air pressure was raised, as was the case for the series 'B' models. However, the compressional buttress thickened as more and material slid and accumulated on the valley floor, which effectively blocked sliding earlier than in the other set of experiments. For example, the model having a horizontal basal slope (model C1), did not deform anymore after the first event of sliding was blocked, even when the air pressure was increased. Instead, sand volcanoes formed that led to large explosions as the air pressure was raised (Fig. IV.2.7E). In the tilted model C2, we observed four structural domains within the slided mass, from the valley floor to the upslope area: (1) a compressional domain infilling the valley, (2) a densely faulted area comprising many listric normal faults, (3) a non-deformed area translated rigidly above the *décollement* layer and (4) grabens and normal faults in the upslope areas (Fig. IV.2.8E).

The evolution of this model shows a transition in structural style between a non-buttressed sliding system (normal faulting progressive from the valley flank upslope) to a buttressed system (rigid translation of a large block or the cover).

Comparison between the permanent and non-permanent incision models reveals that not only an initial incision can trigger a sliding event, but that continuous incision affects the evolution of deformation by promoting additional sliding affecting a wider area without any increase in fluid pressure, whereas a lack of continued incision eventually leads to a stop in sliding.

IV.2.5.3 Influence of the basal slope

In our models, the only driving force is the gravitational force depending on the weight of the sliding mass. Where there was no basal slope (models B1 and C1), the driving force was low. Although a first sliding event took place, it quickly was blocked when reaching an equilibrium surface slope in model B1 and when the downslope buttress grew thick enough in model C1. No further sliding occurred, even when the basal fluid pressure was raised. Overall, only an area located in the vicinity of the incised valley deformed.

This behaviour changed if a basal slope was added (models B2 and C2). In this set up, the driving force was the slope-parallel component of the weight of the entire cover, therefore much greater than in horizontal models. The deformed area was wider, and increased as fluid pressure increased. In the case of model having no permanent incision (model C2), the driving force was still great enough to overcome the frontal resistance exerted by the growing downslope buttress and allow for massive rigid translation of the entire cover till the end of the experiment. Comparison between horizontal and tilted models thus indicates that, although a basal slope is not absolutely necessary, it significantly enhances the areal extent, longevity, and deformation amount of the slides.

IV.2.6 Applications: Onshore landsliding, the Waitawhiti landslides

The Waitawhiti area is the site of a 5-km² landslide complex (Fig. IV.2.10) located in the Coastal Ranges of the North Island of New Zealand. Lacoste et al. (2009) identified postglacial fluvial incision as the main destabilizing factor in this area. Deep incisions cause the removal of downslope buttresses, thus regularly activating the slides through time. However, Lacoste et al. (2009) also related the Waitawhiti landslides to other possible triggering factors, such as earthquakes, rainfall and, more originally, to fluid overpressure. Indeed, three gas seeps have been mapped within the Waitawhiti landslide complex (Fig. IV.2.10). These methane gas seeps evidence the upward migration of thermogenic gases in the region, possibly inducing fluid overpressure at the base of low-permeability, clay-rich layers identified in the field (Lacoste et al., 2009).

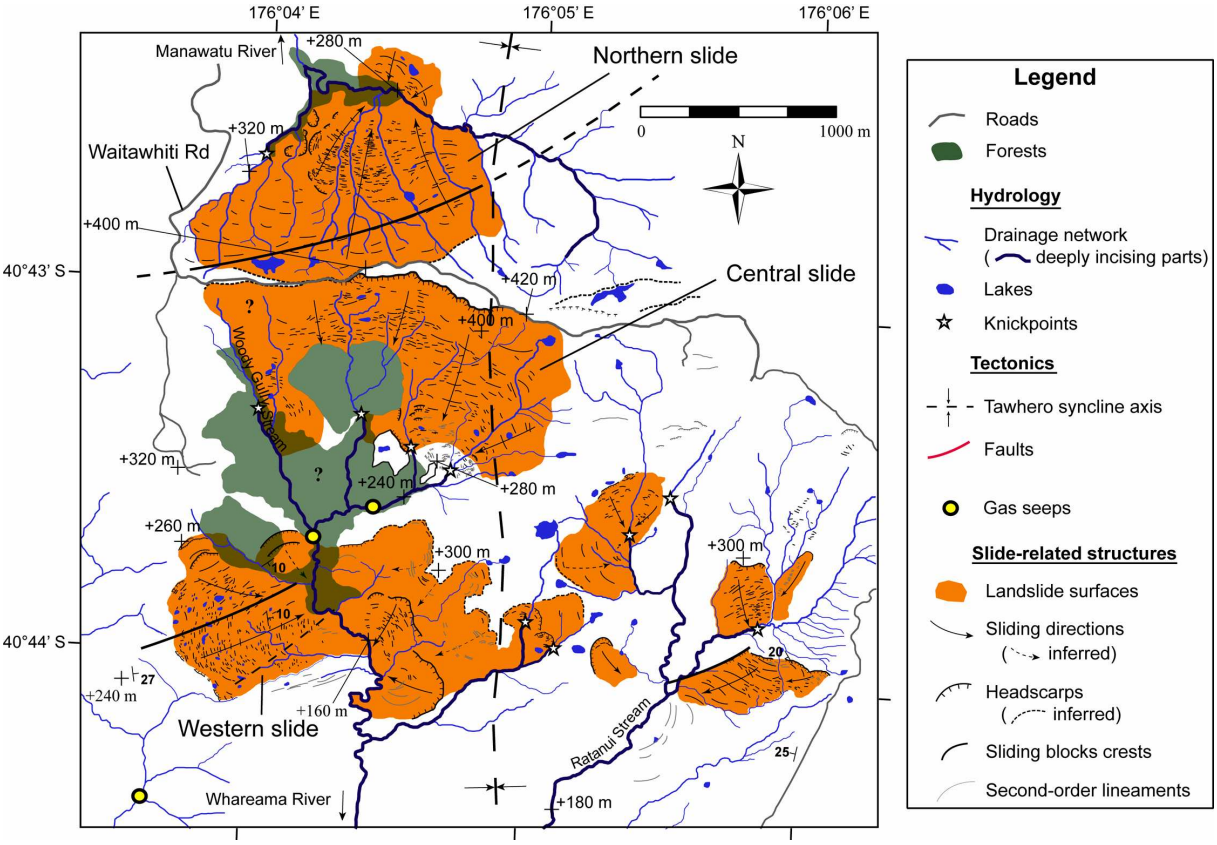


Figure IV.2.10: Morphostructural map of the Waitawhiti area based on QuickBird satellite image interpretation and field work. Note that all slides are bounded distally by incised valleys (in dark blue) and occur for different stratigraphic dips (see syncline axis for reference) and surface slope values (modified after Lacoste et al., 2009)

The main characteristics of the Waitawhiti landslides are that they are bounded downstream by deeply incised valleys. These slides are multi-directional, clearly controlled by river pathways and some of them can affect very low slope-gradient topographies (see Lacoste et al., 2009, for complete review). The sliding directions are generally perpendicular to the river incision (Fig. IV.2.10), which suggests that the primary control on landsliding is incision. The northern and central Waitawhiti slides (Fig. IV.2.10) affect horizontal stratigraphic series, whereas rocks on the western flank of the syncline involved in the western slide are tilted by as much as 20°. The surface slopes of the Waitawhiti landslides vary from less than 5° in the western slide to 11° in the central and northern slides. Lacoste et al. (2009) also showed that the layers forming the base of the slides have a high clay content, dominated by smectite. When subjected to fluid overpressure, these low-permeability layers may thereby act as *décollement* layers for the slides. Finally, the Waitawhiti landslides only show evidence for extensional, normal faulting. There are no examples of rigid translation of long, non-deformed blocks. In addition, no compressional downslope structures could be

found in the Waitawhiti area, except in one small, local spot, at the toe of the northern slide (Lacoste et al., 2009).

A comparison between the structural style developed in our models and this observed in the Waitawhiti area does not prove (monitoring would be necessary for that) but supports the hypothesis that fluid pressure combined with river incision is the potential triggering factor for these slides. In our experiments involving permanent incision (series 'B'), the continuous removal of the compressional toe greatly facilitates sliding, even on very gentle slopes, as is the case for the northern and central slides, located in the core of a syncline (Fig. IV.2.10). The process of permanent incision explains the absence of compressional domain in the Waitawhiti area, except very locally, where it has not been eroded entirely by river incision. Furthermore, normal faulting in the series 'B' experiments propagated from the valley flanks upslope. After the models had been subjected to enough fluid pressure to trigger landsliding, episodes of incision, removing the compressional domains that formed, allow for regular reactivation of the slides. Two processes could then account for the ongoing activity of the Waitawhiti landslides: (1) in the case of constant fluid pressure, regular seasonal incision episodes could induce landsliding progressing from the valley flank upslope or (2) if incision is not constant through time, an increase in fluid pressure may have been necessary in order to propagate sliding farther upslope.

IV.2.7 Conclusions

We performed analogue experiments in order to investigate the combined effect of incision and fluid overpressure on landsliding, an effect that is extremely difficult to measure or evidence in the field, even when it is suspected to be present. Models having no fluid overpressure did not deform. Even when subjected to fluid pressure, models did not deform unless their downslope area was incised deeply enough to reach the *décollement* layer. The extent of the deformed areas increased with increasing fluid pressure, increasing depth of incision, and increasing basal slope angle.

Our experimental results demonstrate that river incision is a parameter complementary to fluid overpressure for triggering landsliding by critically reducing the resisting forces. While fluid overpressure reduces the basal shear strength of the slide, river incision removes the frontal buttress that may otherwise resist downslope shortening.

Although the above observations apply to all models, the structural evolution of our models greatly varied whether river incision continued throughout the entire model's history,

or if only one initial incision was created and the model was subsequently left to evolve on its own. In the case of a continued incision, normal faults propagated far upslope from the valley flanks. In models having no permanent incision, the compressional downslope buttress eventually blocked further sliding, unless, when the slope was steep, the entire cover started sliding rigidly in a manner similar to systems having no incision. In nature, these different evolutionary patterns may depend on local Earth's surface processes, such as continuous or seasonal rainfall.

Another process that could be responsible for episodic, rather than continuous, sliding is the sudden loss of fluid pressure during a sliding episode, in the event that normal faults associated with sliding may have created pathways through which the fluids escape. In such a case, it would take some amount of time for the pressure to build up again beneath the *décollement* layer.

The structural style of models subjected to continuous incision may explain morphostructural observations made onshore, in the Waitawhiti area, where combined river incision and rising thermogenic fluids have been observed. However, this combined effect may be applicable to other settings, particularly offshore. There, the influence of fluid overpressure has already been evidenced. But, in addition, any process that can reduce or remove entirely the downslope buttress could contribute significantly to triggering slides. Such processes could be erosion along submarine canyons, or normal faulting that exposes the *décollement* layer along the fault scarp.

Finally, more work will be needed in the future in order to characterize and quantify the respective contribution of these two processes in the field by combining in-situ monitoring of sliding events and fluid pressure, and by numerical modelling.

IV.2.8 References

Azañon, J.M., Azor, A., Vicente Pérez-Peña, J., Carrillo, J.M., 2005. Late Quaternary large-scale rotational slides induced by river incision: The Arroyo de Gor area (Guadix basin, SE Spain). Geomorphology 69, 152-168.

Bayon G., Loncke L., Dupré S., Caprais J.C., Ducassou E., Duperron S., Etoubleau J., Foucher J.P., Fouquet Y., Gontharet S., Henderson G.M., Huguen C., Klaucke I., Mascle J., Migeon S., Ondréas H., Pierre C., Sibuet M., Stadnitsakaia A., Woodside, J., 2009. In situ investigation of the Centre Nile margin: Linking fluid seepage and continental-slope instabilities. Marine Geology 261, 92-104.

Binet, S., Mudry, J., Scavia, C., Campus, S., Bertrand, C., Guglielmi, Y., 2007. In situ characterization of flows in a fractured unstable slope. Geomorphology 86, 193-203.

Chen, H., Dadson, S., Chi, Y-G., 2006. Recent rainfall-induced landslides and debris flow in northern Taiwan. Geomorphology 77, 112-125.

Cobbold, P.R., Mourgues, R., Boyd, K., 2004. Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. Marine and Petroleum Geology 21, 1013-1025.

Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Sermondadaz, G., 2004. Polygonal faults–furrows system related to early stages of compaction - Upper Miocene to present sediments of the Lower Congo Basin. Basin Research 16, 101-116.

Hooper, R.J., Fitzsimmons, R.J., Grant, N., Vendeville, B.C., 2002. The role of deformation in controlling depositional patterns in the south-central Niger Delta, West Africa. Journal of Structural Geology 24, 847-859.

Hovland, M., Gardner, J.V., Judd, A.G., 2002. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. Geofluids 2, 127-136.

Hubbert, M.K., Rubey, W.W., 1959. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. 1 Mechanics of fluid-filled porous solids and its application to overthrust faulting. Geological Society of America Bulletin 70, 115-166.

Kvalstad, T.J., Andresena, L., Forsberga, C.F., Bergb, K., Brynb, P., Wangen, M., 2005. The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. Marine and Petroleum Geology 22, 245-256.

Lacoste, A., Loncke, L., Chanier, F., Bailleul, J., Vendeville, B.C., Mahieux, G., 2009. Morphology and structure of a landslide complex in an active margin setting: The Waitawhiti complex, North Island, New Zealand. Geomorphology 109, 184-196.

Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Hughes-Clarke, J.-E., Acosta, J., 2004. Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissia Channel, western Mediterranean Sea. Sedimentology 51, 1-14.

Loncke, L., Mascle, J., Fanil Science Party, 2004. Mud volcanoes, gas chimneys pockmarks and ridges in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences. Marine and Petroleum Geology 21, 669-689.

Mourgues, R., Cobbold, P.R., 2003. Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling. Tectonophysics 376, 75-97.

Mourgues, R., Cobbold, P.R., 2006. Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures. Journal of Structural Geology 28, 887-901.

Schultz-Ela, D.D., Walsh, P., 2002. Modeling grabens extending above evaporites in Canyonlands National Park, Utah. Journal of Structural Geology 24, 247-275.

Shuzui, H., 2001. Process of slip-surface development and formation of slip-surface clay in landslides in Tertiary volcanic rocks, Japan. Engineering Geology 61, 199-219.

Sultan, N., Cochonat, P., Cayocca, F., Bourillet, J-F., Colliat, J-L., 2004. Analysis of submarine slumping in the Gabon continental slope. American Association of Petroleum Geologists 88, 781-799.

Terzaghi, K.V., 1923. Die Berechnung der Durchlässigkeitsziffer des Tones aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungerscheinungen. Akad. Wissensch. Wien., Math. Naturw. KL. Abt., Iia 132, 125-138.

Trincardi, F., Cattaneo, A., Correggiari, A., Ridente, D., 2004. Evidence of soft sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the late Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea. Marine Geology 213, 91-119.

Weber, K.J., Daukoru, E.M., 1975. Petroleum Geology of the Niger Delta: Proceedings of the Ninth World Petroleum Congress. Geology, vol. 2. Applied Science Publishers, Ltd., London, pp. 210-221.

CHAPITRE 3: GRAVITATIONAL INSTABILITIES TRIGGERED BY FLUID OVERPRESSURE AND DOWNSLOPE INCISION – INSIGHTS FROM ANALOG AND ANALYTICAL MODELLING (article à soumettre au Journal of Geophysical Research, Earth Surface).

Aurélien Lacoste[1,*], Bruno C. Vendeville[1], Régis Mourgues[2] and Lies Loncke[3]

[1] *UMR 8157 Géosystèmes, Université de Lille 1, Bâtiment SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France*
[2] *LGRMP, Université du Maine, 72085 Le Mans Cedex 09, France*
[3] *Université de Perpignan, Via Domitia, Laboratoire IMAGES, Bat U, 2e étage, 52 avenue Paul Alduy, 66800 Perpignan, France*

[*]Corresponding author. UMR 8157 Géosystèmes, Université de Lille 1, Bâtiment SN5, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France. Tel: +33 3 20434692 ; Fax : +33 3 20434910.
E-mail address: aurelacoste@gmail.com

Abstract

Hydrocarbon cracking can generate gases that migrate upward and may be trapped beneath low-permeability strata. The resulting fluid overpressure reduces shear strength, allowing gravitational sliding of the overlying cover. The driving force is the slope-parallel component of the weight of the cover, whereas the resisting forces are the friction at the base of the cover and the buttressing resistance to shortening downslope, which can be critically reduced by incision at the base of the slope. We undertook a series of analogue experiments and developed an analytical model to better understand the evolution of a sedimentary cover sliding above a low-permeability layer subjected to fluid overpressure, in the absence of any downslope buttress. The slide's length increases exponentially with increasing coefficient of fluid pressure. The fluid pressure required to trigger sliding was lower for greater slope angles and/or cover thicknesses. More strikingly, our models predict that above a threshold value in the cover cohesion, the driving slope-parallel becomes negative, thus resisting sliding. There, sliding can occur only if the driving force can overcome this resisting force, i.e., if the slide has a minimum required length. This predicted length decreases with increasing pore pressure and decreasing cover thickness, as shown in previous experimental models having a downslope buttress. Another important difference deals with geometry and kinematics. Buttressed slides consist of one large slope-parallel mass rigidly translated and bounded by thrusts and normal faults. By contrast, non-buttressed slides show intense strain: deformation

starts with normal faults forming near the incision, then younger normal faults propagate upslope throughout the slide's evolution.

IV.3.1 Introduction

Mass movements are a major erosional process along both passive and active margins. The onset of gravitational instabilities is the result of the effect of determining factors, such as the lithology of the décollement layer and of the cover, coupled with external triggering factors reducing the forces resisting downward motion, such as seismic activity (Keefer, 1984), heavy rainfall (Chen et al., 2006) or fluid overpressure (Mourgues et al., 2009). In particular, these factors cause the shear strength of weak layers, such as shale, to decrease. Therefore, these layers may act as *décollement* layers for the overlying cover.

Terzaghi (1923) and Hubbert and Rubey (1959) have demonstrated that the effective rock strength of low-permeability layers, hence the frictional force between such layers and the overlying cover, can be critically reduced in the presence of fluid overpressure. Overpressures are responsible for the triggering of large gravitational slides, as in the Amazon fan (Cobbold et al., 2004 ; Mourgues et al., 2009), the Niger delta (Weber and Daukoru, 1975 ; Hooper et al., 2002), the Champion delta (Van Rensbergen et al., 2000) and for submarine avalanches (e.g., the Storegga slide, Norway, ~3000 km^3, Haflidason et al., 2005).

Besides, sliding along a detachment plane can be facilitated in the case of the absence of force resisting to shortening at the base of the slope. Such a force can be decreased, and even entirely eliminated, by downslope incision, therefore leading to landsliding. However, the triggering of gravitational instability when the downslope buttress is removed requires that the incision has incised deep enough, all the way down to the mechanically weak layers (e.g., swelling clays, Azañon et al., 2005 ; overpressured shale, Lacoste et al., 2009, submitted).

In this article, we document a systematic series of experimental modelling we conducted in order to analyse the evolution of a sliding mass above a low-permeability subjected to fluid overpressure, in the case of the absence of a downslope resisting buttress. On the basis of the works by Mourgues and Cobbold (2006), we also present a 2-D analytical model of gravity sliding of a sedimentary cover on a plane subjected to fluid overpressure. We calculate the forces applied to the system and determine the minimum slide length required for sliding to occur, under different boundary conditions in the absence of any downslope buttress. Finally, we discuss the analytical and experimental discrepancies

between analytical predictions and experimental data in order to determine more precisely the influence of the absence of a downslope buttress on the structural style.

IV.3.2 Experimental modelling

Mourgues and Cobbold (2006) and Mourgues et al. (2009) have conducted experiments on sliding above overpressured shale in the presence of a downslope resisting force. Lacoste et al. (submitted) have investigated experimentally the influence of the permanent removal of the downslope buttress on the initiation, structure and evolution of such gravity-driven instabilities. Both works showed that the deformation styles vary greatly depending on whether or not the downslope buttressing resisting force is present.

IV.3.2.1 Previous modelling

Mourgues and Cobbold (2006) have conducted analog sandbox modelling in which compressed air was applied at the base of a low-permeability layer, therefore triggering sliding. In these models having a downslope buttress, sliding can occur only if the driving force can overcome the buttressing resisting force downslope, i.e., if the slide reaches a minimum required length (Fig. IV.3.1A ; Mourgues and Cobbold, 2006; Mourgues et al., 2009). These authors observed that, in the presence of a resisting force at the base of the slope, the sliding mass comprised three distinct domains: an extensional domain upslope, a non-deformed slab at mid-slope and a compressional domain downslope (Fig. IV.3.1A). Mourgues and Cobbold (2006) also showed that the cover deformation was greater (a greater number of normal faults and thrusts initiated upslope and downslope, respectively) where the value of the basal slope angle was higher. The downward displacement of the non-deformed slab also increased with the basal slope angle increasing.

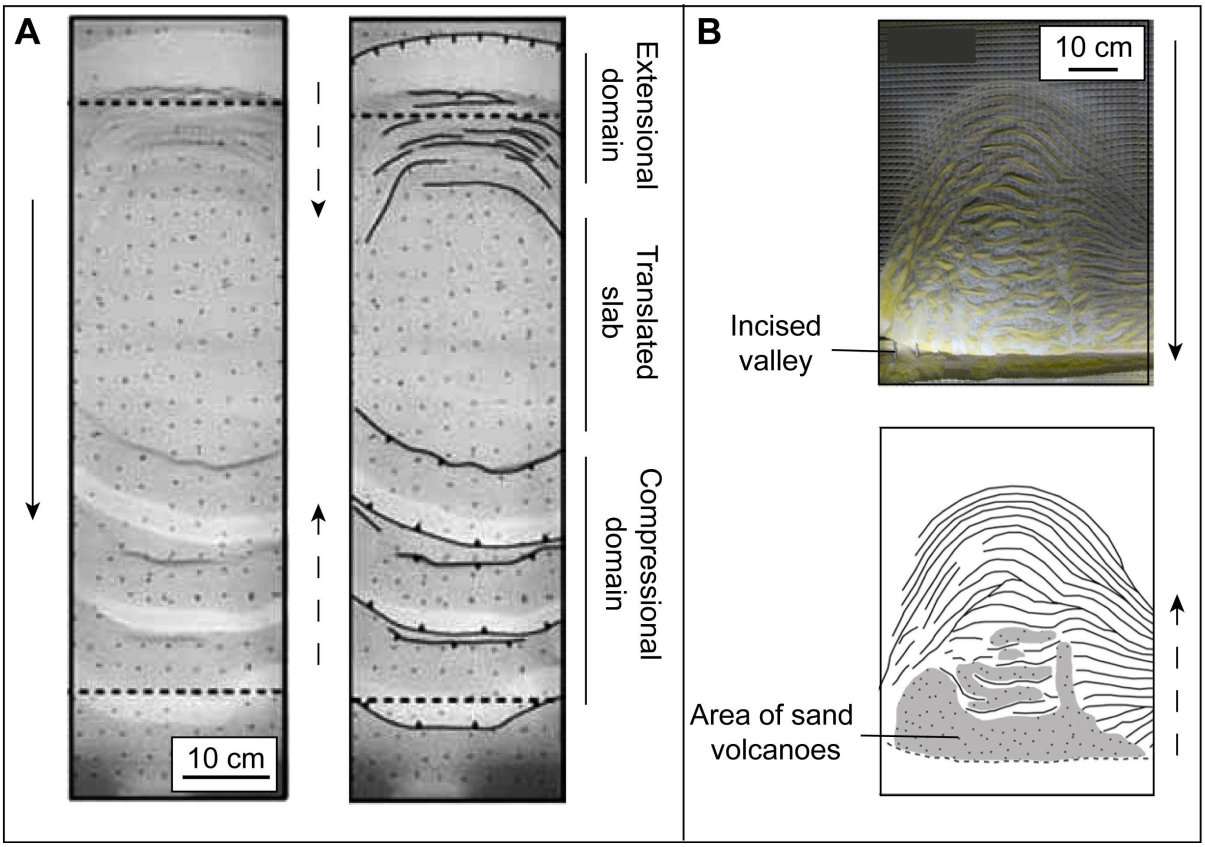


Figure IV.3.1 : Analog sandbox modelling of sliding above an overpressured low-permeability layer. (A) Top view (left) and line-drawing (right) of a model having a downslope buttress (Mourgues and Cobbold, 2006). (B) Top view (up) and line-drawing (down) of a model with a downslope incision. The bold arrow indicates the direction of sliding. The dashed arrows show the direction of propagation of the deformation.

On the contrary, Lacoste et al. (submitted) showed that, in models subjected to constant valley incision, gravitational collapse and normal faulting propagated retrogressively from the valley flanks to the upslope domain (Fig. IV.3.1B). The number of faults, as well as the area affected by deformation, increased with increasing air pressure. The deformed area also greatly increased with increasing basal slopes.

IV.3.2.2 Evolution of the sliding sheet length with respect to the fluid pressure applied at the base of a potentially mobile cover, in the absence of any downslope buttress

Experimental set-up and procedure

We used the experimental set-up built by Mourgues and Cobbold (2006). The models were constructed between two lateral glass walls, on top of a sieve compressed air was

injected (Fig. IV.3.2). The distribution of the air pressure in the models varied with the pressure applied at the model's base, and the thickness and permeability of the layers. During the experiments, the air pressure was monitored using a digital manometer (precision ± 0.1 %). Our models comprised a 3 cm coarse sand substratum (Table IV.3.1) layer, overlain by a 0.5 mm low-permeability layer of glass microbeads (Table IV.3.1) layer (Fig. IV.3.2). Mourgues and Cobbold (2006) showed that high permeability contrasts between the *décollement* and the cover promote gravity sliding. Coarse sand allowed for rapid air flow, hence low air pressure, below and above the low-permeability décollement layer.

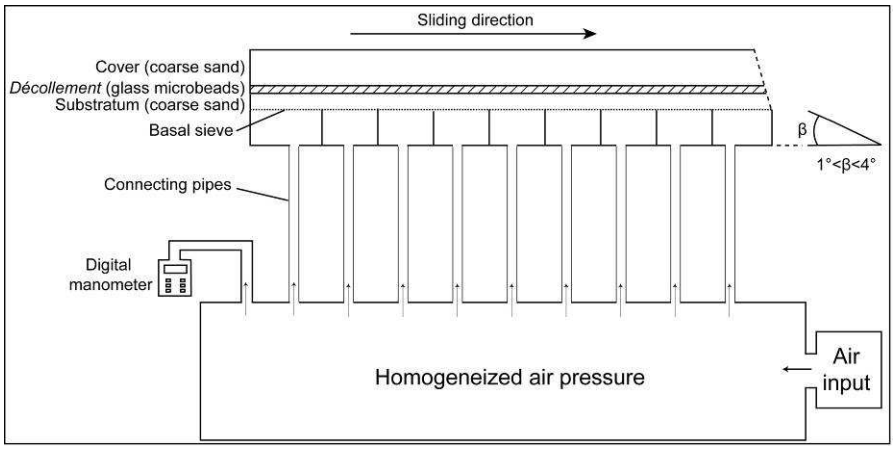


Figure IV.3.2 : Schematic cross-section view of the experimental setup.

Models were 150 cm long, 60 cm large, and were built on a tilted base, with a downslope initial incision (Fig. IV.3.2), removing any buttressing resistance force at the base of the slope. We performed two series of experiments, corresponding to cover thicknesses of 1 cm and 2 cm, respectively. Each series comprised four experiments, corresponding to basal slopes ranging between 1° and 4°.

Table IV.3.1 : Physical properties of the materials used in this study. Bulk densities and angles of internal friction were determined after Schellart (2000), Panien et al. (2006) and Yamada et al. (2006)

Material	Grain size µm	Bulk density Kg m	Angle of internal friction (°)	Coefficient of internal friction µ
Coarse sand (cover)	D_{50}=316	1600	34	0.67
Glass microbeads (*décollement*)	D_{90}=106	1600	24	0.44

We raised the air pressure at the base until sliding of the cover occurred. Immediately after each sliding episode, we removed the slided material, in order to prevent the formation of a downslope buttress, then raised the air pressure again. We repeated this operation until the whole model either deformed or exploded. For each sliding episode, we measured, on the basis of overhead photographs, the length of the sliding sheet. The air pressure, measured continuously through the experiment, allowed us to calculate the value of λ_b ($\lambda_b=P_f/\rho gz$, with P_f the fluid pressure, ρ the material density and z the depth, see section IV.3.3) for each deformation episode. We measured the pressure at the top of the homogeneizing box. Nevertheless, pressure values at the base of the low-permeability layer differ because of the loss in pressure head due to the sudden flow expansion between the connecting pipes and the basal injectors. We measured this head loss experimentally. Actual pressure values at the base of the model are about 0.6 the pressure values measured at the top of the homogeneizing box (Fig. IV.3.2). Potential air spread outside the model, especially in lateral areas, may also lead to overestimations of the pressures.

Results

Each experiment was conducted twice in order to ensure that the results were reproducible. We measured the average values of the sliding-sheet lengths, with respect to the coefficient of fluid pressure (λ_b) calculated at the base of the low-permeability microbeads layer, for cover thicknesses of 1 cm and 2 cm (Fig. IV.3.3), and basal slope angles ranging from 2° to 4°. We used one type only of glass microbeads and one type of coarse sand. Therefore, we could not test the influence of variations in the cohesion. The results of models having low basal slope angles are presented here, because sand volcanoes formed and the models eventually exploded before the end of the experiments.

The sliding-sheet lengths increased with λ_b increasing. We observed a threshold in λ_b, above which the length of the sliding sheet greatly increased. This threshold is better expressed in the models having a 1 cm-thick cover than in the models having a 2 cm-thick cover. In the latter case, sliding sheet lengths evolve exponentially, without clearly defining any threshold. As in the theoretical predictions, an increase in cover thickness and/or in the basal slope angle reduces the value of the coefficient of fluid pressure required for the cover to slide (Fig. IV.3.3). For example, in order the slide to reach a maximum length of 140 cm, λ_b must be equal to 0.98 in the case of a 1 cm-thick cover tilted by 3°, 0.83 in the case of a 1

cm-thick cover tilted by 4°, and 0.74 in the case of a 2 cm-thick cover tilted by 4° (Fig. IV.3.3).

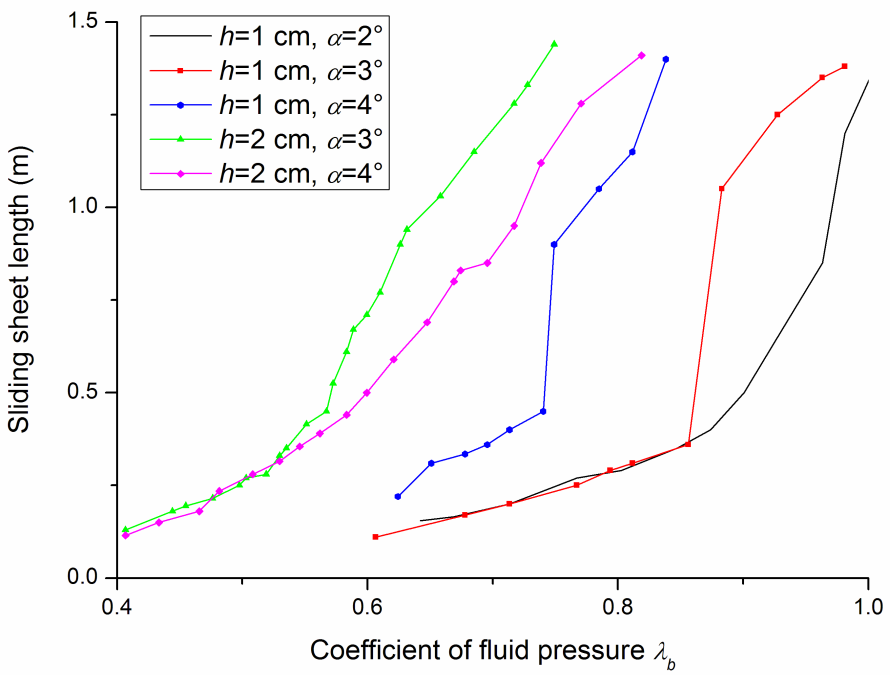


Figure IV.3.3 : Experimental evolutions of the sliding sheet length with respect to λ_d

IV.3.3 Forces in presence and analytical expression of the sliding sheet length

Slope stability depends on the balance between forces driving downward sliding of the sedimentary cover and forces resisting this motion. Slope instabilities occur when the driving forces exceed the resisting forces. The driving forces are twofold: (1) the force induced by the main stress (σ_1) applied to the system and (2) the slope-parallel component of the weight of the sedimentary cover. 2 resisting forces can also be identified: (1) the frictional force along the sliding plane and (2) the resistance to shortening at the base of the slope. Therefore, a decrease in the value of these forces resisting sliding may lead to the triggering of mass movements.

The presence of fluids in a porous media implies that a part of the total stresses are supported by the fluid phase. Terzaghi (1923) defined the effective stress σ' (Table 2) as the sole parameter controlling the deformation of a porous media:

$$\sigma' = \sigma - P_f Id \quad (IV.1)$$

Seepage forces, induced by the fluid pressure gradient within the sedimentary cover, cause the principal stresses to change their orientation (Mourgues and Cobbold, 2003). This phenomenon must be taken in account when calculating the balance of forces applied to the system and developing an analytical model of gravity sliding of a sedimentary cover subjected to fluid overpressure. Effectively, seepage forces have a great influence on the fault shape (listric or not) and on the dip angle of normal faults initiated in the upslope part of the model when sliding (Mandl and Crans, 1981; Mourgues and Cobbold, 2003).

Table 2: Symbols and units used

σ	total stress tensor	Pa
σ'	effective stress tensor	Pa
Id	identity matrix	–
R	resultant body force per unit volume	N m^{-3}
Q	Darcy velocity	m s^{-1}
k	intrinsic permeability tensor	m^2
τ	shear stress	Pa
σ_n	normal stress	Pa
P_f	pore fluid pressure	Pa
P_b	basal fluid pressure	Pa
$P_f(up)$	top fluid pressure	Pa
P_{at}	atmospheric fluid pressure	Pa
λ	coefficient of fluid pressure	–
ρ_s	sand density	kg m
ρ_b	bulk density	kg m^3
ρ_w	fluid density	kg m^3
c	cohesion of the cover	Pa ^{3}
c_b	cohesion of the basal detachment surface	Pa
μ_b	coefficient of internal friction of the basal detachment surface	–
ϕ	angle of internal friction of the cover	degrees
ϕ_b	angle of internal friction of the basal detachment surface	degrees
R	radius of Mohr's circle	m
h	height of sand	m
α	basal slope angle	degrees

In two dimensions, with the reference axes parallel and perpendicular to the slope, the equations of equilibrium in a porous medium subjected to gravity forces and tilted by a slope angle α are, in terms of effective stresses:

$$\delta\sigma'_{xx}/\delta x+\delta\sigma'_{xz}/\delta z = \rho g \sin\alpha - \delta P_f/\delta x \qquad (IV.2)$$

$$\delta\sigma'_{zx}/\delta x+\delta\sigma'_{zz}/\delta z = \rho g \cos\alpha - \delta P_f/\delta z \qquad (IV.3)$$

With $\delta P_f/\delta z$ invariant with z, Hubbert and Rubey (1959), Cobbold and Castro (1999) and Mourgues and Cobbold (2003) defined the coefficient of fluid pressure at the base of a sedimentary pile, 'λ_b', the ratio between the fluid pressure and the lithostatic stress in a tilted porous cover, as follows:

$$\lambda_b = P_f(z)-P_{at}/\rho g z\cos\alpha \qquad (IV.4)$$

Crans et al. (1980) and Mello and Pratson (1999) developed a one-dimension analytical model where no variations along the x-axis occurred (infinite-slope model). The forces in this model are:

$$F_1 = \int_0^L \sigma'_{zz} dx = \rho g h L \sin\alpha \qquad (IV.5)$$

$$F_2 = \int_0^L \sigma'_{xz} dx = (1-\lambda_b)\mu_b \rho g h L \cos\alpha + c_b L \qquad (IV.6)$$

with $\mu_b = \tan\phi_b$

At yield, F_1=F_2: $$(1-\lambda_b) = \frac{\tan\alpha}{\tan\phi} - \frac{c_b}{\mu_b \rho g h \cos\phi} \qquad (IV.7)$$

The infinite-slope model shows that an increase in the fluid pressure cause a reduction in F_2, the frictional force at the base of the cover. On the contrary, an increase in the cohesion of the décollement layer will lead to an increase in F_2. However, the infinite-slope model cannot apply to most of gravitational slope instability systems, because of varying stresses along the x-axis. Therefore, when developing our analytical model, we had to take into account the driving (F_3) and resisting forces (F_4) that depend on the boundary conditions, i.e., on the value of σ'_{xx} (Fig. IV.3.4). Note that we used in our model the values of F1 and F2 given by the infinite slope model (Eqs. IV.5 and IV.6). Mourgues and Cobbold (2003) showed that these values could be used to describe the behaviour of normal faults during gravity sliding, even in models where the slope is not infinite.

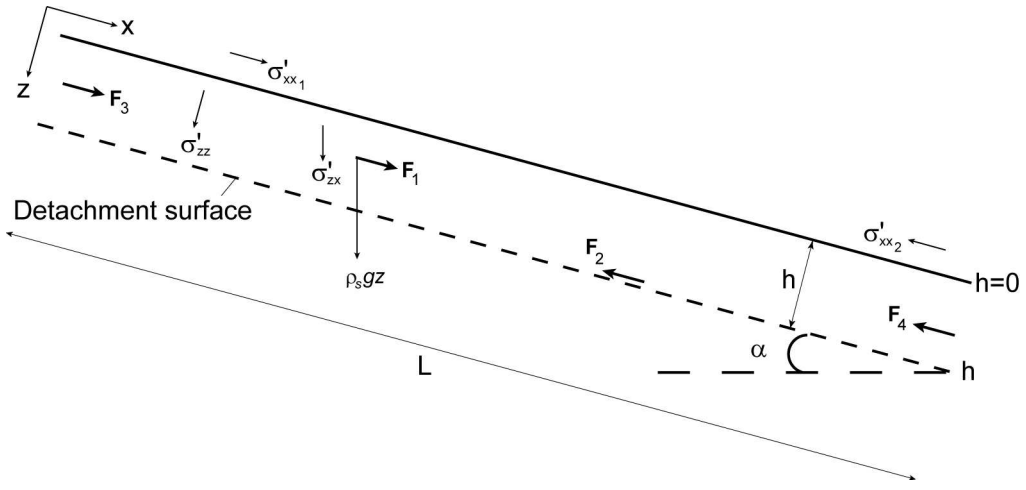


Figure IV.3.4 (above) : Stresses and forces applied in our model. F_1 is the driving force induced by the weight of the model, F_2 is the basal frictional resisting force, F_3 and F_4 are the driving and resisting forces induced by the effective stress σ'_{xx}.

In order to calculate the values of F_3 and F_4, the effective stress σ'_{xx} can be calculated, at yield, using Mohr's circle. The radius of the circle can be expressed as:

$$R = \sin\phi(\sigma_0 + c / \tan\phi) \qquad (IV.8)$$

$$\text{or } R = \sqrt{\sigma'^{2}_{xz} + (\sigma'_{zz} - \sigma_0)} \qquad (IV.9)$$

The center of the circle is

$$\sigma_0 = (\sigma'_{xx} + \sigma'_{zz}) / 2 \qquad (IV.10)$$

By calculating R^2 in equations IV.8 and IV.9, we obtain:

$$\sigma_0^2(1-\sin^2\phi) - \sigma_0(2c\sin\phi\cos\phi + 2\sigma'_{zz}) + \sigma'^{2}_{zz} + \sigma'^{2}_{xz} - c^2\cos^2\phi = 0 \qquad (IV.11)$$

with $\sigma'_{zz} = (1-\lambda_c)\rho_b g h \cos\alpha$

Two different values of σ'_{xx} are obtained when resolving this second order equation. These values, hereafter referred as σ'_{xx1} and σ'_{xx2}, correspond to the effective stresses in the upslope part (dominated by extension deformation processes) and in the downslope part of the model (subjected to shortening where a downslope buttress is present), respectively (Fig. IV.3.5).

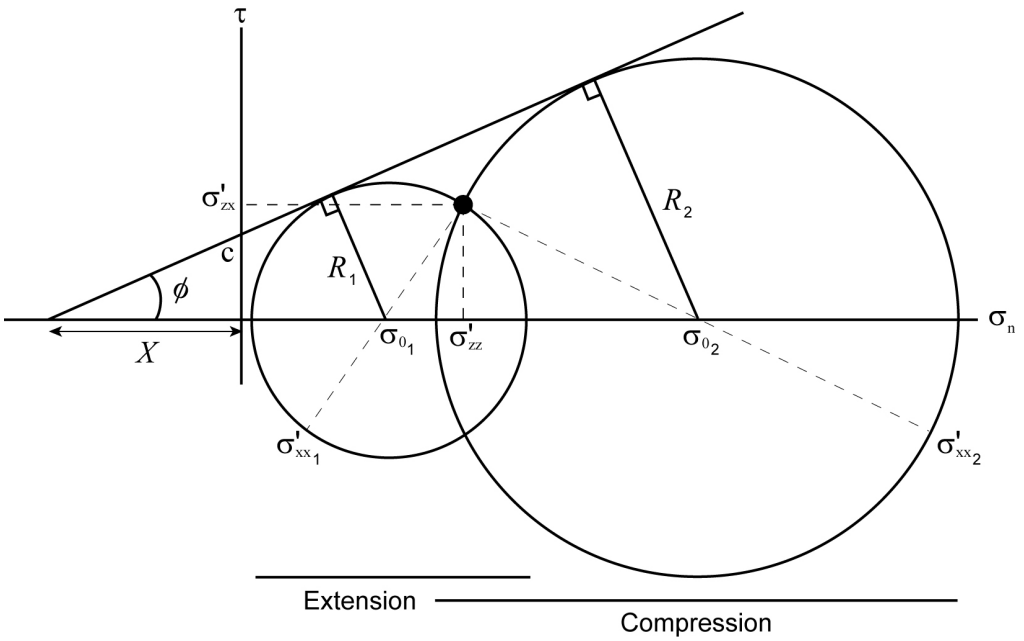


Figure IV.3.5 : Mohr's circle representation of the values of σ'_{xx} in the upslope part (σ'_{xx1}, extension) and downslope part (σ'_{xx2}, shortening) of the model.

We suppose that the pressure gradient, hence the coefficient of fluid pressure in the cover (λc), is constant. Therefore, σ'_{xx} increases linearly with the depth increasing and:
F_3, the driving force induced by the effective stress $\sigma'_{xx} = 2\sigma_0 - \sigma'_{zz}$

$$F_3 = \sigma'^{0}_{xx_1} h + \int_0^h \sigma'_{xx_1} = \sigma'^{0}_{xx_1} h + (\sigma'^{h}_{xx_1} - \sigma'^{0}_{xx_1})h/2 \qquad (IV.12)$$

F_4 is the resisting force potentially applied at the base of the slope

$$F_4 = \sigma'^{0}_{xx_2} h + \int_0^h \sigma'_{xx_2} = \sigma'^{0}_{xx_2} h + (\sigma'^{h}_{xx_2} - \sigma'^{0}_{xx_2})h/2 \qquad (IV.13)$$

with σ'^{0}_{xx} and σ'^{h}_{xx} the effective stresses at the top of the model and at depth *h*, respectively.

At yield, F1+F3=F2+F4. The length (*L*) of a sliding sheet at yield can then be expressed as:

$$L = \frac{\sigma'^{0}_{xx_1} - \sigma'^{0}_{xx_2} + 1/2(\sigma'^{h}_{xx_1} - \sigma'^{0}_{xx_1} - \sigma'^{h}_{xx_2} + \sigma'^{0}_{xx_2})}{(1-\lambda_b)\mu_b \rho g \cos\alpha + c_b/h - \rho g \sin\alpha} \qquad (IV.14)$$

IV.3.4 Analytical results

In this section, we describe the evolution of the sliding sheet length at yield, depending on the boundary conditions. Mourgues and Cobbold (2006) and Lacoste et al. (submitted) showed that the evolution of the deformation with respect to the coefficient of fluid pressure λ_b greatly differed depending on whether or not a distal buttress was present. Mourgues and Cobbold (2006) focused on gravity sliding in the presence of such a buttress (Fig. IV.3.6A). Therefore, in our model, we tested the influence of fluid overpressure on sliding in the case where the resisting force F_4 was absent (i.e., $\sigma'_{xx2}=0$) (Fig. IV.3.6B).

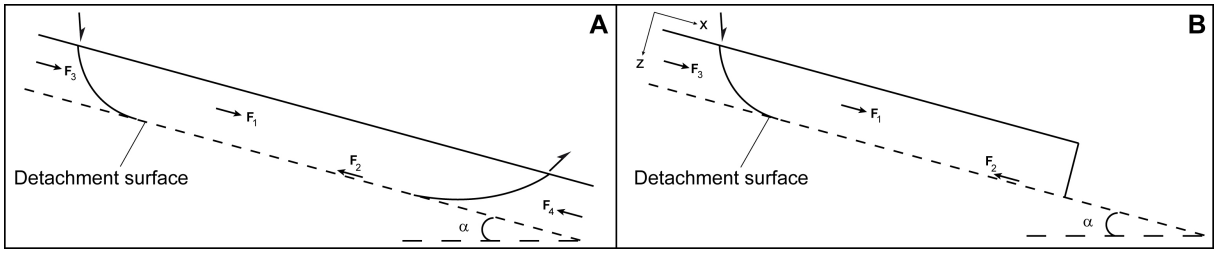


Figure IV.3.6 : Schematic representation of sliding along a detachment surface and forces applied to the system in the presence of a distal buttress (A) or not (B).

Mourgues and Cobbold (2006) showed that a minimal length was required for the driving forces (i.e., the weight of the cover) to overcome the frictional and downslope resisting forces. This length decreases with increasing λ_b, because of the decrease of the frictional force by fluid overpressure. By contrast, the predicted sliding sheet length increases with increasing λ_b in models having no downslope resisting force (Fig. IV.3.7). In this case, the curve also has a horizontal and a vertical asymptote. The horizontal asymptote shows that short instabilities may form even where the value of λ_b is low. The vertical asymptote corresponds to values of λ_b for which the sliding sheet may reach an infinite length. The latter case is called "infinite-slope model". In this model, the entire cover is predicted to slide for a given value of λ_b. This value can be determined either graphically or using equation IV.7. The slight differences observed in these values are due to approximations when calculating the coefficient of internal friction (μ).

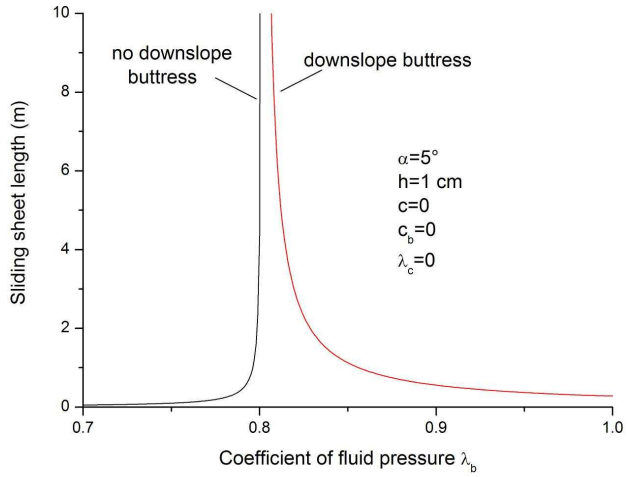


Figure IV.3.7 : Evolution of the sliding sheet length with respect to λ_b, in the presence (red line) and absence (black line) of a downslope buttress

We also determined the sliding sheet length evolution with respect to λ_b for different values of the basal slope angle (α), cover thickness (h), coefficient of fluid pressure in the

cover (λ_c) and cohesion (c). The physical properties of the materials we used are presented in Table 1. As observed in the experimental models, increases in α and/or in h induce decreases in the value of the coefficient of fluid pressure at the base (λ_b) required to trigger sliding, thus facilitating mass movement (Figs. IV.3.8A and B). Nevertheless, we observe that the amount of decrease depends on the varying parameter. Increases in the slope angle strongly reduces the value of λ_b required to trigger sliding (Fig. IV.3.8A), whereas variations in cover thickness have only a minor influence (Fig. IV.3.8B). An increase in h also decreases the concavity of the curve, as shown in the analog models, where the sliding lengths evolutions in models having a 2 cm-thick cover tend to be more linear. In contrast, an increase in the coefficient of fluid pressure in the cover leads to a slight increase in λ_b required for sliding (Fig. IV.3.8C). The sliding sheet tends to reach a minimum length with the cohesion at the base increasing (Fig. IV.3.8D), showing that, even for λ_b=1, sliding of a highly cohesive cover along the detachment surface may not occur.

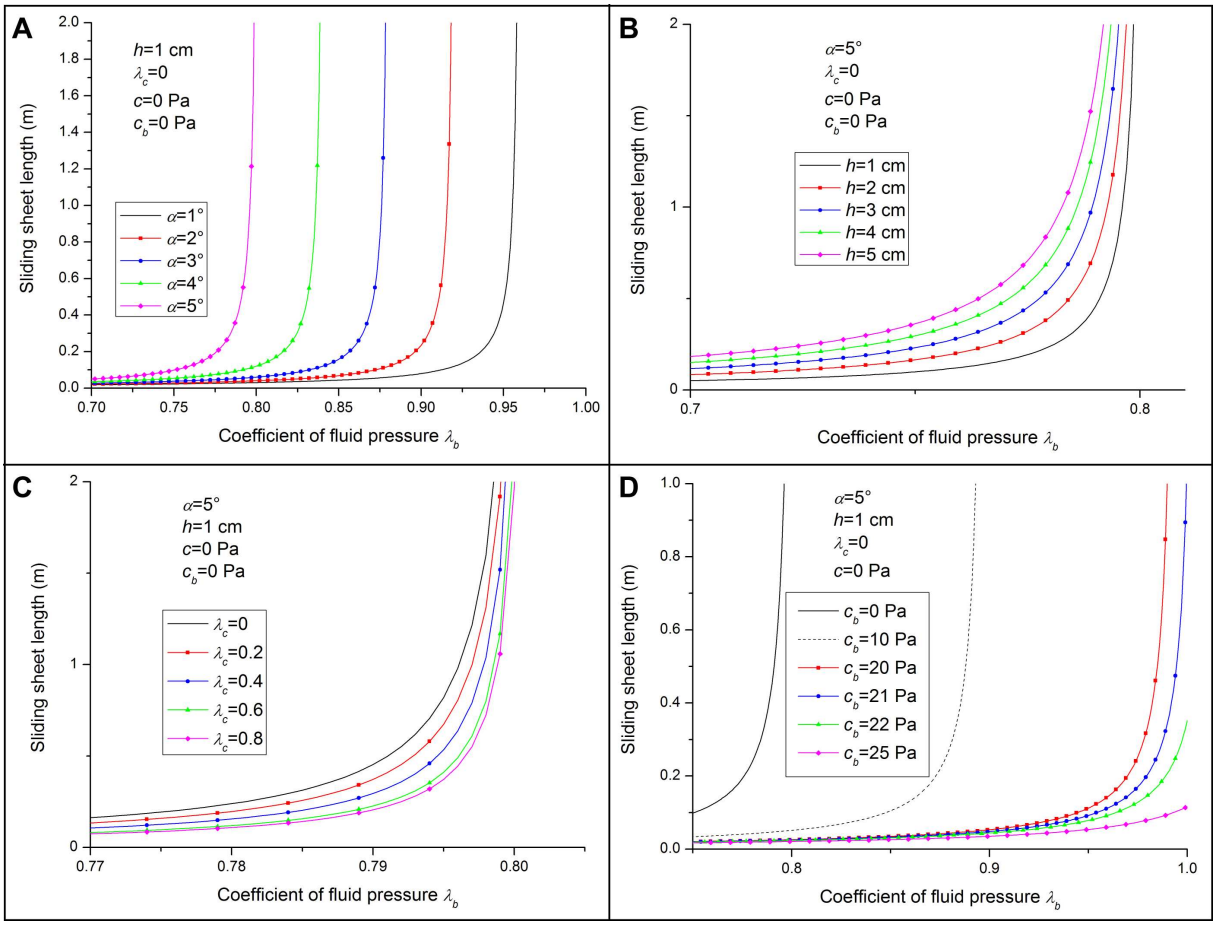


Figure IV.3.8 : Influence of the basal slope angle (A), the cover thickness (B), the coefficient of fluid pressure in the cover (C) and of the cohesion at the base (D) on the evolution of the sliding sheet length with respect to λ_b

The sliding-sheet lengths with respect to λ_b, for different values of c, are plotted in figure IV.3.9A. The value of λ_b required to trigger sliding increases with *c* increasing. The sliding sheet lengths increase exponentially with λ_b, for cohesion values inferior to ~35 Pa. The cohesion then reaches a threshold value, below which slope instabilities don't form. Above this threshold value (c>35 Pa), the sliding-sheet lengths decrease with λ_b increasing, showing that the cover needs to reach a given length for the slide to be triggered, for a given amount of λ_b. In order to better understand the sliding behaviour contrast between low-cohesion and high-cohesion covers, we plotted the changes in the force F_1, which is the only force that depends on *c*, in the absence of a downslope buttress, with respect to *c*. F_1 decreases linearly with *c* increasing (Fig.IV.3.9B). Interestingly, the value of F_1 is positive for *c*<32 Pa, and becomes negative when the value of *c* exceeds 32 Pa.

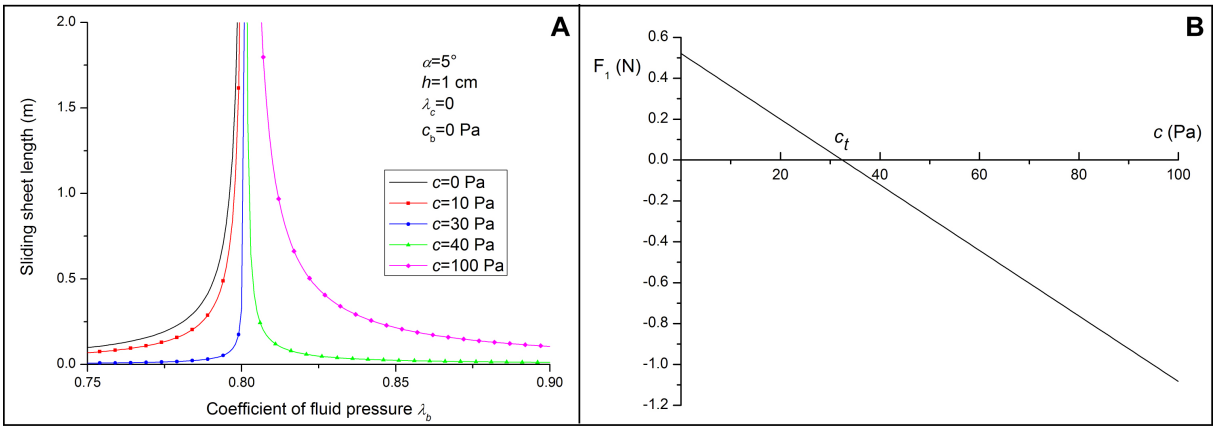


Figure IV.3.9 : Influence of the cover cohesion (*c*) on sliding. A: Evolution of the sliding sheet length with respect to λ_b, for different values of *c*. B: Evolution of the force F_1 with respect to *c*. The sliding implications of the threshold value (c_t) are discussed in section IV.3.5

IV.3.5 Discussion

IV.3.5.1 Sliding processes in models subjected to fluid overpressure

The experimental and analytical models show that the sliding sheet length increased with increasing λ_b, contrarily to that in models having a downslope buttress (Mourgues and Cobbold, 2006; Mourgues et al., 2009). The presence of a downslope resisting force prevents slope instability formation below a threshold of λ_b (Fig. IV.3.10A), for which the value of the resisting force F_2 decreases enough to allow for sliding to occur. However, in the case of a low value of λ_b, the driving forces (the weight of the cover and/or the basal slope) still have to

reach high values to overcome the buttressing resistance. With λ_b increasing, the sliding sheet length, i.e., the distance between the upslope normal fault and the downslope thrust diminishes (Fig. IV.3.10B).

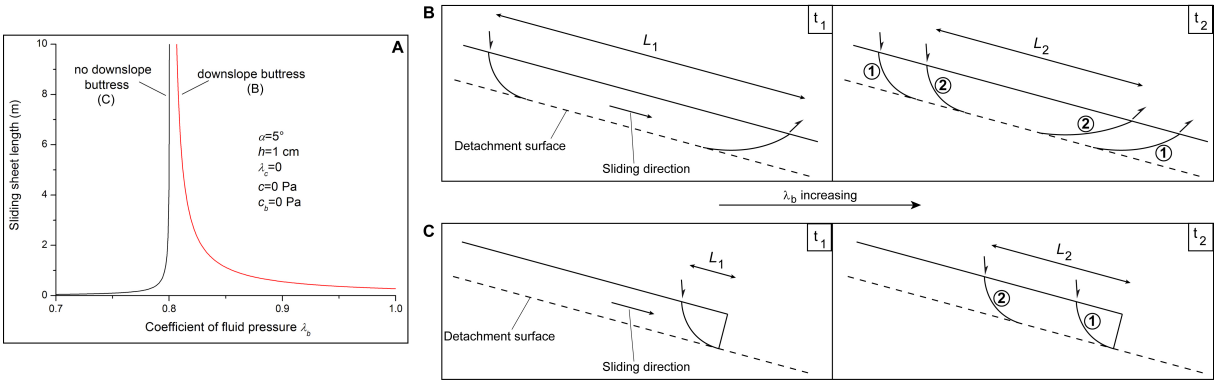


Figure IV.3.10 : Synthetic sliding processes above a *décollement* layer subjected to fluid overpressure. A: Graph of the sliding sheet length with respect to λ_b, as predicted by the analytical model. B: Evolution of the deformation in a model having a downslope buttress. C: Evolution of the deformation in a model with a downslope incision

Combined low basal resistance related to fluid overpressure and the lack of downslope buttress critically reduce the forces resisting sliding and trigger deformation, even where the driving forces are moderate. In such a case, slope instabilities form even at low λ_b values (Fig. IV.3.10A). The driving forces F_1 and F_3 do not depend on λ_b. Therefore, with λ_b increasing, the sliding sheet lengths increase, because of the progressive decrease in the value of the frictional force F_2. In the absence of distal buttress, the deformation thus propagates retrogressively from the valley flanks upslope (Fig. IV.3.10C).

IV.3.5.2 Comparison between experimental and analytical models

Despite the general agreement between the experimental and analytical curves (exponential growth, reduction in the required coefficient of fluid pressure with the basal slope and/or the cover thickness), several differences need further discussing.

No vertical asymptote, corresponding to the infinite-slope model case, was observed in our analogue models. The thinning of the cover and the important amount of strain at the base of the slope at the end of the experiments lead to a different state of stresses, hence hampering sliding of infinitely-long sheets, than the initial boundary conditions, for which the analytical curves were drawn. Furthermore, no buttress resisting force was taken into account in the analytical model because the downslope edge of this model was assumed to be perpendicular to the basal slope (Fig. IV.3.6B). In the experiments, we used low-cohesion sand, which

collapsed during the incision process that removed the distal buttress. In practice, a wedge formed, generating a resisting force (F_2). As weak a force this might be, it turned out to be high enough to prevent the whole cover from sliding, as predicted by the infinite-slope model (Crans et al., 1980; Mello and Pratson, 1999). In the experiments that involved a 2 cm-thick cover, the sharp increase in the sliding-sheet length with increasing λ_b was not clearly visible, except for the 3°-basal slope angle model. Because the resisting force induced by the wedge increases with increasing cover thickness, it therefore influences and blocks sliding in the models having a 2 cm-thick cover, even where F_2 had been reduced by the effect of fluid overpressure.

Lateral friction along the sidewalls effects may also have a strong influence on sliding evolution by adding a supplementary resisting force. Because the driving forces (compared with forces generated by the sedimentary cover thickness and the basal slope angle), as well as the shear frictional resisting force at the base of the cover, are low, lateral frictional forces can become proportionally quite important, and control the evolution of deformation of analogue models subjected to fluid overpressure (Costa and Vendeville, 2004; Schreurs et al., 2006; Vendeville, 2007). Therefore, in order to overcome the resulting force resisting sliding, the driving forces (the basal slope angle and/or the cover thickness) must be increase. Experiments yielded results in accordance with theoretical predictions only where slope angles, hence the driving forces, were high (>2°) (high driving forces) and in models where the lateral frictional resisting forces were low, hence models having a 1 cm-thick cover.

The evolution of the sliding-sheet length with respect to λ_b also depends on the values of the *décollement* layer and cover cohesion (Figs. IV.3.8 and IV.3.9). High cohesion values hamper sliding. In our analytical calculations (Fig IV.3.9), we assumed that our sands were dry and had no cohesion. However, air-moisture in the laboratory (up to about 50%.) may have raised the sand's cohesion to non-negligible levels. The materials (sand and glass microbeads) that we used in these models could then have had a cohesion greater than previously expected when the experiments were performed, which would lead to higher resistance to sliding. In the case of low driving forces (where the basal slope was <2°), this effect might have prevented the model from sliding as a whole, as observed in figure IV.3.9A.

IV.3.5.3 Influence of the cover cohesion

In rocks obeying a Mohr-Coulomb criterion of deformation ($\tau=\mu\sigma_n + c$; Byerlee, 1978), the cohesion (c) is a parameter that is independent of the normal frictional stress. Therefore, highly cohesive rocks have a greater absolute strength. The theoretical predictions of our analytical model show that increasing values of λ_b (a lower value of the frictional basal force) is necessary for the instability to form, with the cohesion of the potentially mobile cover increasing (Fig. IV.3.9). The transition to a sliding sheet length evolution similar to that observed, in the case of the presence of a downslope buttress, by Mourgues et al. (2006, 2009) indicates that, for a threshold value of c (c_t), the resisting forces become higher than the driving forces. The negative values of F_1 (Fig. IV.3.9B) show that, for cohesion values $c>c_t$, the principal effective stress σ'_{xx1} is inverted and act as a tensional resisting force. In this case, sliding requires that the sheet length reaches a minimum value in order the only driving force (the weight of the cover) to overcome the two forces resisting any downward motion. In our experimental models, we used low-cohesive sands. Therefore, the sliding-sheet length increased with λ_b increasing in the analogue models.

IV.3.6 Conclusions

We conducted analogue experiments that investigated the influence of incision and the removal of downslope buttress on the structural evolution of a cover sliding on a low-permeability layer subjected to fluid overpressure. We also developed a 2-D analytical model that helped us better understand the style and evolution of deformation observed in models. Model results show the following:

- The sliding sheet length increases with increasing the coefficient of fluid pressure (λ_b) applied at the base of the model. Slope instabilities may form even in the case when values of λ_b are low.
- The value of λ_b required for the cover to slide decreases when the basal slope angle and/or the cover thickness increase (albeit with less impact than the slope angle).. In contrast, increases in the coefficient of fluid pressure in the cover (λ_c) and/or in the cohesion of the *décollement* layer hamper sliding.
- The evolution of the deformation is also controlled by the cover cohesion (c). Beyond a threshold value of c, slope instabilities can form only for high values of

λ_b, because of the inversion of the effective stress along the x-axis resists sliding. The sliding length of high-cohesion cover decreases with increasing λ_b, thus showing an evolution similar to that observed in previous models having a downslope buttress.

IV.3.7 References

Azañon, J.M., A. Azor, J. Vicente Pérez-Peña and J.M. Carrillo (2005), Late Quaternary large-scale rotational slides induced by river incision: The Arroyo de Gor area (Guadix basin, SE Spain), *Geomorphology*, 69, 152-168.

Byerlee, J.D. (1978), Friction of rocks, *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626.

Chen, H., S. Dadson and Y-G. Chi, (2006), Recent rainfall-induced landslides and debris flow in northern Taiwan, *Geomorphology*, 77, 112-125.

Cobbold, P.R. and L. Castro (1999), Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics*, 301, 1-19.

Cobbold, P.R., R. Mourgues and K. Boyd (2004), Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation, *Marine and Petroleum Geology*, 21, 1013-1025.

Costa, E. and B. Vendeville (2004), Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement: reply to comments by Hemin Koyi and James Cotton, *Journal of Structural Geology*, 26, 2141-2143.

Crans, W., G. Mandl and J. Haremboure (1980), On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding, *Journal of Petroleum Geology*, 2, 265-307.

Haflidason, H., H.P. Sejrup, A. Nygard, J. Mienert, P. Bryn, R. Lien, C.F. Forsberg, K. Berg and D. Masson (2004), The Storegga Slide: architecture, geometry and slide-development, *Marine Geology*, 213, 201-234.

Hubbert, M.K. and W.W. Rubey (1959), Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting, *Geological Society of America Bulletin*, 70, 115-166.

Keefer, D.K. (1984). Landslides caused by earthquakes, *Geological Society of America Bulletin*, 95, 406-421.

Lacoste, A., B.C. Vendeville and L. Loncke, Influence of combined incision and fluid overpressure on slope stability: experimental modelling and natural applications, *Journal of Structural Geology*, submitted.

Mandl, G. and W. Crans (1981), Gravitational gliding in deltas, *in*: K.R. McClay and N.J. Price (Editors), Thrust and Nappe Tectonics, *Geological Society Special Publication*, 9, pp. 41-54.

Mello, U.T. and L.F. Pratson (1999). Regional slope stability and slope-failure mechanics from the two-dimensional state of stress in an infinite slope, *Marine Geology*, 154, 339-356.

Mourgues, R. and P.R. Cobbold (2003), Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling, *Tectonophysics* 376, 75-97.

Mourgues, R. and P.R. Cobbold (2006), Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures, *Journal of Structural Geology*, 28, 887-901.

Mourgues, R., E. Lecomte, B. Vendeville and S. Raillard (2009), An experimental investigation of gravity-driven shale tectonics in progradational delta, *Tectonophysics,* 474, 643-656.

Panien, M., G. Schreurs and A. Pfiffner (2006), Mechanical behaviour of granular materials used in analogue modelling: insights from grain characterisation, ring-shear tests and analogue experiments, *Journal of Structural Geology*, 28, 1710-1724.

Schellart, W.P. (2000), Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling, *Tectonophysics*, 324, 1-16.

Schreurs, G., S.J.H. Buiter, D. Boutelier, G. Corti, E. Costa, A.R. Cruden, J-M. Daniel, S. Hoth, H.A. Koyi, N. Kukowski, J. Lohrmann, A. Ravaglia, R.W. Schlische, M.O. Withjack, Y. Yamada, C. Cavozzi, C. Del Ventisette, J.A. Elder Brady, A. Hoffmann-Rothe, J-M. Mengus, D. Montanari and F. Nilforoushan (2006), Analogue benchmarks of shortening and extension experiments, *Geological Society of London Special Publication,* 253, 1-27.

Terzaghi, K.v. (1923). Die Berechnung der Durchlässigkeitsziffer des Tones aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungerscheinungen. *Akad. Wissensch. Wien., Math. Naturw. KL. Abt.,* 132, 125-138.

Van Rensbergen, P. and C.K. Morley (2000), 3D seismic study of a shale expulsion syncline at the base of the Champion delta, offshore Bruneï, and its implications for the early structural evolution of large delta systems, *Marine and Petroleum Geology,* 17, 861-872.

Vendeville, B.C. (2007). The 3-D nature of stress fields in physical experiments and its impact on models overall evolution, *European Geosciences Union General Assembly*, 15-20 April.

Weber, K.J. and E.M. Daukoru (1975), Petroleum Geology of the Niger Delta, *Proceedings of the Ninth World Petroleum Congress*, Applied Science Publishers, Ltd., London, pp. 210-221.

Yamada, Y., K. Kaneda and T. Matsuoka (2006), Influences of material properties on analogue model experiments of geologic structures, *Journal of the Society of Materials Sciences, Japan,* 55, 452-457.

PARTIE V

SYNTHESE ET CONCLUSIONS



Waitawhiti

L'étude approfondie du complexe glissé de Waitawhiti (Chaîne Côtière de l'île du Nord de Nouvelle-Zélande) a permis de proposer pour les instabilités gravitaires de cette région un mécanisme de déclenchement et d'évolution original dans ce contexte de domaine émergé de marge active. Cette étude a nécessité l'utilisation de méthodes variées: télédétection, travail de terrain, géotechnique, modélisation expérimentale, établissant ainsi un lien entre les différentes disciplines d'étude des instabilités gravitaires.

La diminution des forces résistantes au mouvement permet le déclenchement de glissements de terrain. Ces forces sont (1) la friction à la base de la couverture potentiellement mobile et (2) la présence d'une butée en bas de pente. Sur la base des interprétations d'images satellite et des observations sur le terrain, nous avons émis l'hypothèse que des surpressions de fluides, diminuant la résistance de niveaux peu perméables, associées à de fortes incisions en bas de pente, provoquent le déclenchement des glissements de Waitawhiti en réduisant de façon très importante les forces résistantes au mouvement. Des modélisations analogiques ont alors permis de comprendre les influences combinées de l'incision fluviatile (et plus généralement de l'absence de butoir distal) et des surpressions de fluide sur le déclenchement de telles instabilités. Enfin, un modèle analytique de glissement d'une couverture sédimentaire sur un niveau soumis à des surpressions de fluide a été développé afin de définir les forces mises en jeu et de caractériser l'évolution des glissements dans un tel contexte.

V.1 Apports de l'approche analytique : évolution de la longueur de glissement et paramètres agissant sur la stabilité de systèmes en surpression-incision

Le modèle analytique, développé sur la base des travaux de Mourgues et Cobbold (2006) permet de prédire la longueur du glissement en fonction du coefficient de pression de fluide (λ_b) appliqué à la base de la couverture (Fig. V.1). Ce modèle montre que l'évolution de la longueur de glissement dépend de la présence ou non d'une butée en bas de pente (Fig. V.1A).

L'existence d'une butée induit une force résistante au mouvement et le glissement doit atteindre une longueur suffisante pour que les forces motrices, dépendantes du poids du modèle, soit supérieures aux forces résistantes (Mourgues et Cobbold, 2006 ; Fig. V.1A). La masse glissée est alors composée d'une partie en extension en haut de pente, d'un bloc translaté non déformé à mi-pente et d'une partie compressive en bas de pente (Fig. V.1B). Dans ce cas, la longueur de glissement diminue avec l'augmentation de λ_b, la force de friction devenant moins importante (Figs. V.1A et B').

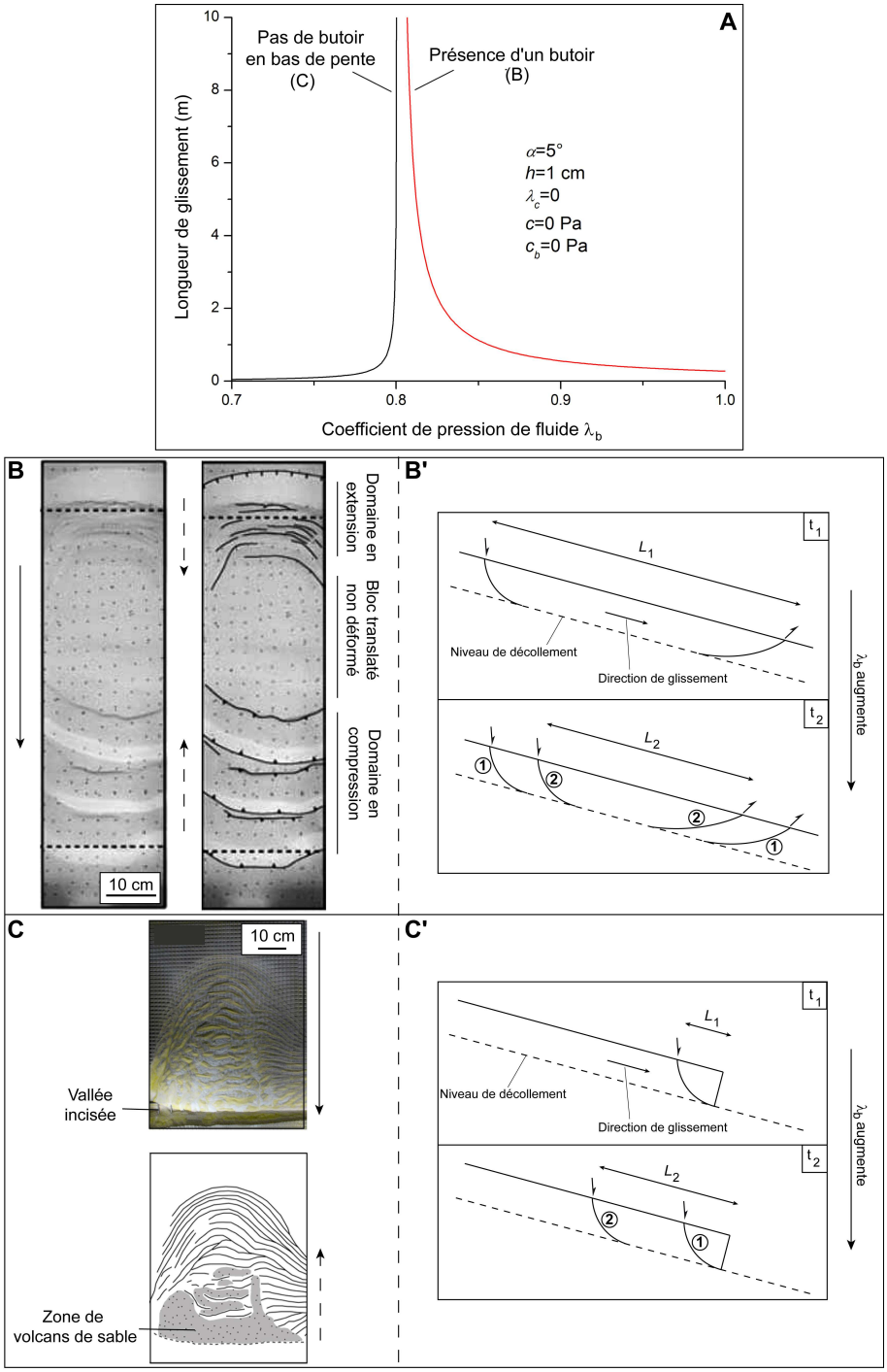


Figure V.1 : Longueur de glissement et évolution de la déformation de systèmes soumis à des surpressions de fluides. A : Longueur analytique de glissement en fonction du coefficient de pression de fluide appliqué à la base. B : Vue de surface (gauche) et interprétation (droite) d'un modèle expérimental dans le cas d'un butoir distal (pente = 16°) (d'après Mourgues et Cobbold, 2006). B' : Evolution de la déformation en présence d'un butoir distal. Noter que la longueur de glissement (la distance entre la faille normale et le chevauchement bordant le glissement) diminue lorsque λ_b augmente. C : Vue de surface (haut) et interprétation (bas) d'un modèle expérimental en l'absence d'un butoir distal (pente = 3,2°). C' : Evolution de la déformation en l'absence de butoir distal. La longueur de glissement augmente lorsque λ_b augmente.

Seule la force de friction à la base résiste au mouvement dans les systèmes dans lesquels le butoir distal est absent. Le glissement le long du plan de décollement est alors possible même pour de faibles valeurs du coefficient de pression de fluide (λ_b). Dans ce contexte, la longueur de glissement croît lorsque λ_b augmente (Fig. V.1A et C'). La masse glissée se compose dans ce cas de blocs séparés par des failles normales (Fig. V.1C) et il n'existe ni domaine compressif, ni grand bloc translaté. Le modèle analytique montre également que dans le cas de matériaux peu cohésifs, l'augmentation de l'épaisseur de la couverture sédimentaire et/ou de l'angle de base, paramètres ayant une influence sur la valeur des forces motrices, favorise le glissement. En revanche, des valeurs plus fortes de la cohésion du niveau de décollement et/ou de la couverture induisent une augmentation de la force résistante de friction, rendant le déclenchement du glissement plus difficile. Nous avons montré de plus que la valeur de cohésion dans la couverture contrôle le style de déformation des modèles. Lorsque la cohésion franchit une valeur seuil, la force motrice exercée par les contraintes effectives principales en extension en haut de pente s'inverse et devient une force résistante, requérant ainsi la présence d'une force en tension pour initier le glissement de la couverture. Les systèmes ayant une forte cohésion, même en l'absence d'un butoir distal, se comportent alors comme les systèmes soumis à une force résistante en bas de pente décrits ci-dessus.

V.2 Apports de la modélisation expérimentale : Mécanismes de glissement, structures et évolution de la déformation

Les modélisations analogiques ont permis de détailler l'effet combiné de surpressions de fluide et d'incisions en bas de pente sur l'initiation, l'évolution et la structure des instabilités gravitaires. Les modèles étaient construits en utilisant le dispositif construit par Régis Mourgues et élaboré dans les travaux de Mourgues et Cobbold (2006), qui permet d'injecter de l'air comprimé à la base de modèles comportant une couche de faible perméabilité, constituée de microbilles de verre, surmontée d'une couverture de sable grossier. Ce dispositif a été complété lors de cette thèse par un bras d'incision et a été équipé d'un manomètre digital afin de mesurer les variations de pression de fluide au cours du temps.

L'incision en bas de pente conduit à la mise à l'affleurement du niveau de faible perméabilité soumis à des surpressions de fluide et induit le déclenchement du mouvement (*cf.* chap. IV.2), ce niveau de décollement ayant alors une résistance au cisaillement très faible. En effet, les modèles montrent qu'en l'absence de surpressions et là où l'incision

n’atteint pas le niveau potentiel de décollement, aucun glissement n’est déclenché. La propagation rétrogressive de la déformation vers le haut de pente (Figs. V.2A, B et C) est ensuite générée par (1) une augmentation de la pression de fluides et/ou (2) des épisodes réguliers d’incision du butoir distal formé à mesure que le matériel glissé s’accumule dans la vallée. Ces modèles montrent comme le modèle analytique que, lorsque l’incision est continue, la longueur de glissement augmente lorsque le coefficient de pression de fluide augmente (Fig. IV.3.3). L’extension de la déformation est également plus importante lorsque la pente basale augmente.

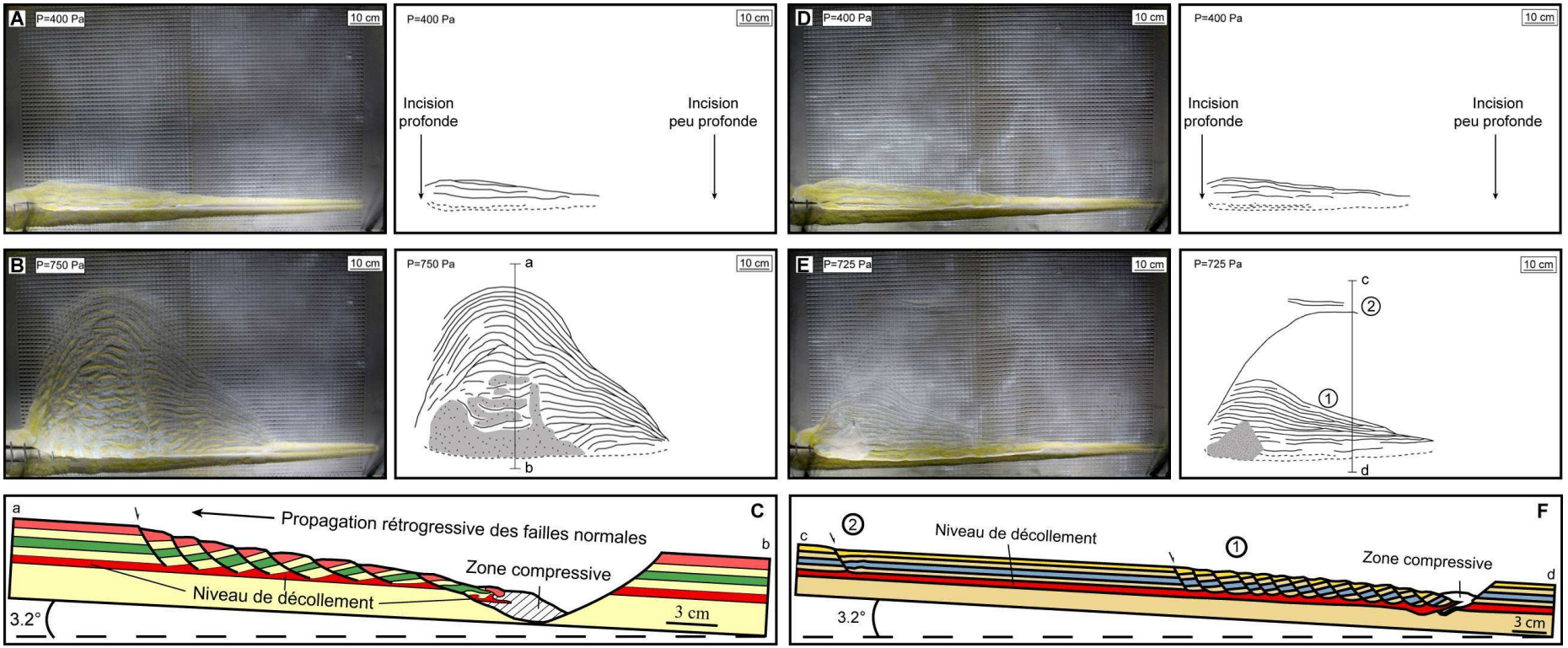


Figure V.2 : Evolution des modèles expérimentaux avec l'augmentation de la pression de fluide. A : Vue de surface au premier stade d'une expérience dans laquelle le butoir est continuellement érodé. B : Vue de surface du stade final de l'expérience. C : Vue en coupe du stade final de l'expérience. Noter la propagation vers le haut de pente de la déformation. D : Vue de surface au premier stade d'une expérience dans laquelle le butoir n'est pas érodé après les épisodes de glissement successifs. E : Vue de surface du stade final de l'expérience. F : Vue en coupe du stade final de l'expérience. Noter la propagation vers le haut de pente de la déformation aux premiers stades de l'expérience (1), puis le développement d'un graben en haut de pente (2) après formation d'un butoir distal.

Dans le cas où le butoir distal n'est pas érodé continuellement, le style de déformation est différent. Aux premiers stades de l'expérience, la déformation se propage depuis les flancs de la vallée vers le haut de pente (Fig. V.2D). Lorsqu'un butoir se forme, *i.e.*, lorsqu'une force résistante est exercée en bas de pente, une longueur minimale de couverture est requise pour que la force motrice soit suffisante à l'initiation du mouvement (Fig. V.2E). On observe alors une zone en extension en haut de pente, un bloc de couverture translaté et non déformé à mi-pente et des structures compressives en bas de pente (Fig. V.2F).

Les modèles analogiques nous ont confirmé que la combinaison de surpressions de fluide et de profondes incisions régulières dans le temps en bas de pente réduit drastiquement les forces résistantes au mouvement et permet ainsi le déclenchement d'instabilités, même dans le cas de très faibles pentes basales (voire horizontales). La simple présence d'une pente de surface, même très faible, suffit alors à fournir une force motrice plus importante que les forces résistant au mouvement.

V.3 Application au cas du complexe de Waitawhiti

V.3.1 Rappel des spécificités du complexe

Le complexe glissé de Waitawhiti est situé au cœur du synclinal de Tawhero, dans la Chaîne Côtière de Nouvelle-Zélande, dans la partie émergée du prisme de subduction Hikurangi (V.3). Ce complexe est caractérisé par de grands glissements multidirectionnels actifs d'une surface moyenne d'environ 1 km². Les instabilités sont intimement liées au réseau de drainage (Figs. V.3C et V.4 ; *cf.* chap. III.2). En effet, des vallées fortement incisées bordent les glissements dans leur partie distale et sont perpendiculaires à la direction du mouvement. De telles incisions retirent les butoirs distaux, jamais observés sur le terrain, excepté en un endroit où des conditions particulières ont permis sa préservation, et éliminent ainsi la résistance en bas de pente, favorisant le déclenchement d'instabilités.

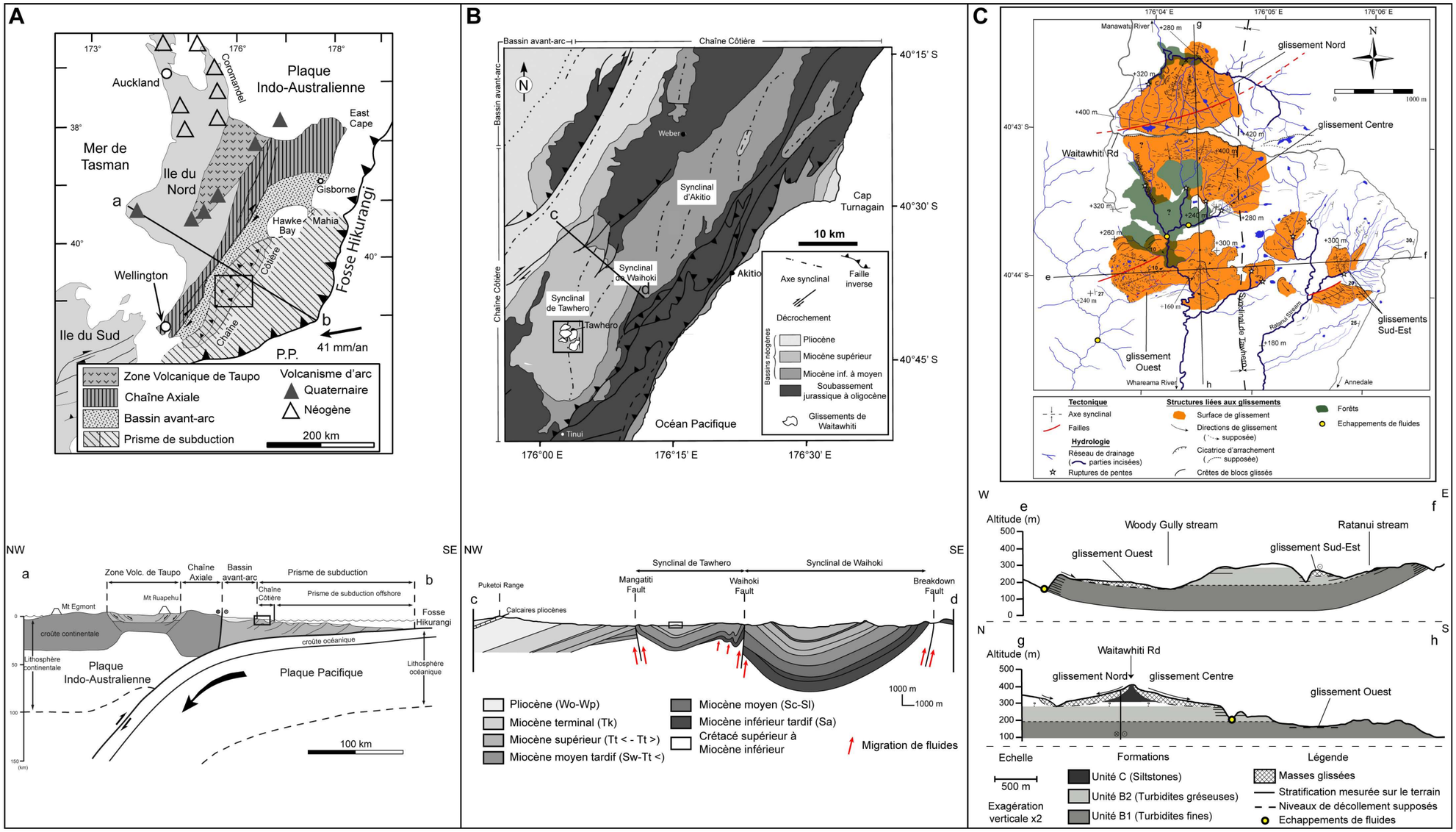


Figure V.3 : Position du complexe glissé de Waitawhiti au sein du prisme de subduction Hikurangi. A : Carte (en haut) et coupe (en bas) des principaux éléments structuraux constituant le complexe de subduction Hikurangi, île du Nord de Nouvelle-Zélande (d'après Chanier *et al.*, 1999). B : Schéma structural (en haut ; d'après Lee et Begg, 2002) et coupe (en bas ; d'après Bailleul, 2005) de la région du Wairarapa. C : Carte morphostructurale (en haut) et coupes du complexe de Waitawhiti. Les rectangles noirs indiquent la localisation de la zone d'étude.

Les glissements de Waitawhiti affectent les séries turbiditiques, composées de grès fins peu indurés et de siltstones très fracturés, du Miocène terminal du synclinal de Tawhero (Figs. III.1.8 et V.3B). Ces séries correspondent aux derniers stades du remplissage de bassins perchés développés pendant la structuration sous-marine du prisme de subduction (Van der Lingen et Pettinga, 1980 ; Bailleul et al., 2007) et ont été déformées et plissées au cours de la surrection de la Chaîne Côtière. L'émersion très rapide de ces séries durant le Quaternaire (Van der Lingen et Pettinga, 1980 ; Neef, 1992b ; Bailleul, 2005) induit ensuite un sous-compactage des roches. Les tests mécaniques montrent en effet que la résistance des grès et siltstones est faible, et diminue encore en présence d'eau. Les grès ont une porosité plus importante (24%, contre 16% pour les siltstones). Les niveaux silteux présents à la base des glissements Nord, Centre et Ouest montrent de fortes proportions (jusqu'à 19%) en minéraux argileux, diminuant ainsi la perméabilité de ces niveaux.

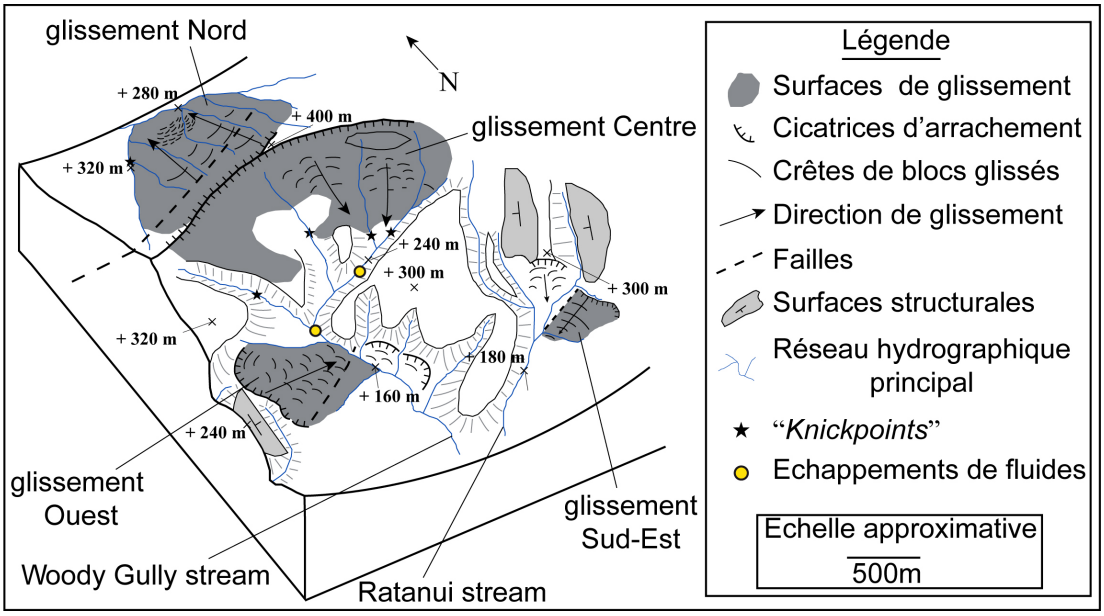


Figure V.4 : Bloc-diagramme schématique du complexe de Waitawhiti

Les gaz thermogéniques, associés à des hydrocarbures, mis en évidence au sein du complexe de Waitawhiti sont générés dans des niveaux riches en matière organique du soubassement paléocène à crétacé, comme les *« Waipawa black shales »* (Leckie *et al.*, 1992 ; Killops *et al.*, 2000 ; Rogers *et al.*, 2001). La migration de ces gaz vers la surface s'effectue ensuite à travers les crêtes anticlinales et le long d'accidents crustaux, en particulier des failles décrochantes, affectant la Chaîne Côtière (Fig. II.1.5 ; Chanier, 1990 ; Darby *et al.*, 2000 ; Funnell *et al.*, 2002). Dans la région de Waitawhiti, la migration des gaz s'effectue donc

probablement le long des décrochements observés (Fig. V.3B et C) et ensuite latéralement à travers les niveaux sableux poreux. Les gaz confinés à la base des niveaux silteux riches en argiles et ayant une faible perméabilité peuvent entrer en régime de surpression et agir comme niveaux de décollement potentiels (Terzaghi, 1923 ; Hubbert et Rubey, 1959).

V.3.2 Processus de glissement dans le complexe de Waitawhiti

Les changements climatiques marquant la fin de la dernière période glaciaire (18±2 ka BP) sont à l'origine des forts taux d'incision caractéristiques des rivières majeures et affluents de la Chaîne Côtière (Litchfield et Berryman, 2005, 2006). Les glissements de Waitawhiti, datés au radiocarbone, sont postérieurs à cette dernière période glaciaire. En outre, on observe un décalage temporel entre le glissement Ouest, daté à environ 6000 ans BP, et le glissement Centre, daté à environ 1600 ans BP (Tableau III.1.2), situés respectivement en aval et en amont du Woody Gully stream. Ce décalage apparaît lié au mécanisme de recul de l'incision fluviatile par migration de *« knickpoints »* vers l'amont. Cette incision continuelle en bas de pente provoque la mise à l'affleurement des niveaux silteux de faible perméabilité, dont la résistance au cisaillement est réduite lorsqu'ils sont soumis à des surpressions de fluide, et est identifiée ici comme responsable de l'activité des glissements du complexe de Waitawhiti. Les modèles analytique et analogiques réalisés confirment en effet que l'incision réduit les forces résistantes au mouvement et facilite le déclenchement de glissements. Ce processus continu d'incision fluviatile explique alors l'absence de butoirs compressifs dans les parties distales des glissements. Les modèles analogiques montrent de plus que l'incision du butoir peut suffire à entretenir le mouvement de la masse glissée. La morphologie des glissements du complexe de Waitawhiti, comportant essentiellement des structures extensives évoluant de manière rétrogressive, est très similaire aux glissements générés dans les modèles analogiques continuellement incisés en bas de pente (*cf.* chap. IV.2).

V.3.3 Autres paramètres de contrôle potentiels - Discussion

Les précipitations ou l'activité sismique sont également souvent à l'origine du déclenchement de glissements de terrain (Rogers et Selby, 1980 ; Keefer, 1984, 2002 ; Chen *et al.*, 2006 ; Binet *et al.*, 2007). Toutefois, les processus de glissement et les structures observées dans ces cas diffèrent de ceux du complexe de Waitawhiti, ce qui suggère que ces

facteurs ne soient pas prépondérants dans cette région. Nous discutons ci-dessous les modes d'action de ces différents facteurs et les styles ou caractéristiques qu'ils auraient dû générer.

Wang et Sassa (2003) ont réalisé des expériences analogiques de glissements induits par les eaux météoriques. Leurs résultats montrent que l'initiation de la rupture s'effectue après infiltration de l'eau jusqu'à la base de la couverture potentiellement mobile. La pression interstitielle augmente alors graduellement jusqu'au point de rupture. Le mouvement induit ensuite une surpression de fluides dans la couverture, dont la résistance diminue alors. Deux styles de déformation sont observés, selon la taille des grains dans la couverture et sa perméabilité. (1) Dans le cas d'une granulométrie grossière, associée à une forte perméabilité, la dissipation des surpressions est rapide et des failles normales séparant de larges blocs, et évoluant de façon rétrogressive, se développent. Le mouvement évolue ensuite en coulée très peu profonde. (2) Les couvertures à grain plus fins et moins perméables maintiennent l'état de surpression, ce qui cause la liquéfaction quasi-instantanée de ces couvertures. Le glissement évolue dès la rupture en coulée, dont le mouvement est entretenu par les surpressions non dissipées.

Les instabilités gravitaires de Waitawhiti montrent des processus de déformation rétrogressive, comme dans le cas (1). Le corps de ces glissements est constitué de blocs dont la structure n'est pas ou peu affectée, même dans le cas des plus anciens glissements, toujours actifs. Pourtant, les tests mécaniques effectués sur les grès et siltstones de Waitawhiti montrent que ces roches se délitent et se fracturent intensément en présence d'eau. L'infiltration et la saturation en eau de la couverture, conduisant selon les cas à sa liquéfaction immédiate ou progressive (Wang et Sassa, 2003) et à des glissements évoluant en coulées, ne semble donc pas à l'origine des mouvements gravitaires présentés dans cette étude. De plus, nos modèles analogiques montrent que les surpressions de fluide *à la base* de la couverture précèdent et provoquent le déclenchement d'instabilités. Ce phénomène est différent des surpressions observées par Wang et Sassa (2003) *dans* la couverture, et postérieures à l'initiation du mouvement. Toutefois, l'infiltration d'eau peut engendrer la déstructuration partielle de la couverture après initiation du glissement (cas des badlands du glissement Centre).

La captation des eaux de pluie par un niveau stratigraphique de surface très poreux ou très fracturé peut aussi conduire à la formation d'aquifères perchés le long des versants, facteur permettant le déclenchement d'instabilités gravitaires (*e.g.*, La Clapière, Alpes françaises, Cappa *et al.*, 2004, Guglielmi *et al.*, 2005). La nappe ainsi formée permet alors la lubrification d'un plan de glissement et peut conduire, dans le cas d'une absence de résistance

en bas de pente ou d'une forte pente, au mouvement le long du versant. L'absence de sources ou de résurgences, la profondeur importante des niveaux de décollement (>20 m) ainsi que les faibles pentes basales et de surface des glissements dans le complexe de Waitawhiti, laissent penser que de telles nappes ne sont pas présentes dans la zone d'étude, excluant ainsi l'hypothèse de ce processus comme facteur déclenchant. Des études hydrologiques (piézométrie, résistivité) permettraient de valider cette affirmation.

L'incision dans des séries de roches à forte cohésion, formant des versants à très forts gradients de pentes, voire des falaises, et la mise à l'affleurement d'un niveau dont la résistance est diminuée par l'infiltration d'eau provoque l'effondrement de ces séries (Grainger *et al.*, 1985 ; Azañon *et al.*, 2005). Cependant, cet effondrement reste dans ce cas localisé à proximité de la zone incisée. Azañon *et al.* (2005) ont montré que ce type de mouvement était caractérisé par des épisodes peu nombreux de glissement le long de failles listriques, et ne se propageant pas de façon rétrogressive. Dans le complexe de Waitawhiti, la propagation de la déformation s'effectue vers le haut de pente, parfois très loin de la vallée incisée, mettant en évidence un mécanisme différent de celui induit par l'infiltration d'eau. Les épisodes de glissement sont nombreux, mis en évidence par la forte densité de blocs glissés liés aux mouvements rotationnels (plus de 15 blocs glissés dans la longueur des glissements ; Fig.III.1.3).

Des séismes de forte magnitude sont également un facteur déclenchant potentiel pour les glissements de Waitawhiti. En effet, les tremblements de terre de forte magnitude sont souvent associés au déclenchement de glissements profonds (>10 m) de grande ampleur (Keefer, 1984 ; Crozier *et al.*, 1995 ; Davies *et al.*, 2006). Crozier *et al.* (1995) ont de plus montré que la synchronicité de ces glissements au sein d'une même région était caractéristique de leur origine sismique. Cependant, les âges minimum des glissements de Waitawhiti sont espacés de plusieurs milliers d'années. Il est probable qu'une forte secousse sismique aurait déclenché de multiples évènements de glissement simultanés plutôt que les instabilités observées dans cette région, qui ont des âges variables. De plus, de tels évènements mènent plutôt au glissement en masse (Davies, 2006) ou à la déstructuration totale de la couverture en avalanche de débris (Chang *et al.*, 2005), phénomène jamais observé dans le complexe de Waitawhiti.

V.4 Applications à d'autres contextes

Dans les domaines émergés, l'influence combinée du retrait de butoir distal par érosion et de surpressions de fluides comme facteur déclenchant d'instabilités gravitaires est à envisager dans des contextes de marge active, où les taux d'incision sont forts. Cependant, dans les domaines sous-marins, certains contextes, comme les marges passives incisées par des canyons ou encore, à plus grande échelle, les marges transformantes, peuvent présenter des caractéristiques similaires.

V.4.1 Cas des canyons sous-marins

Le long des marges actives et passives, des canyons sous-marins permettent le transfert de sédiments entre le plateau continental et les fonds abyssaux (Dana, 1880 ; Daly, 1936 ; Lewis et Barnes, 1999 ; Mountjoy *et al.*, 2009). Des courants de turbidités, induisant l'abrasion et l'érosion du fond marin, sont à l'origine de ces canyons (Daly, 1936). Le passage régulier de tels courants permet ensuite d'entretenir le mécanisme d'incision dans les canyons sous-marins (Mulder *et al.*, 1997 ; Mitchell, 2006). Ces canyons peuvent être comparés aux vallées profondément incisées des domaines émergés. L'érosion, en retirant la résistance en bas de pente, permet alors le déclenchement d'instabilités gravitaires. Mountjoy *et al.* (2009) montrent en effet que le glissement le long des flancs est le facteur principal d'élargissement des canyons sous-marins (Fig. V.5). Il est envisageable que des surpressions de fluide, présentes dans tous types de contextes (*cf.* chap. II.1), soient de plus associées à l'incision des canyons, et facilitent le déclenchement de glissements sous-marins et leur propagation vers le haut de pente en réduisant la résistance au cisaillement à la base de la couverture.

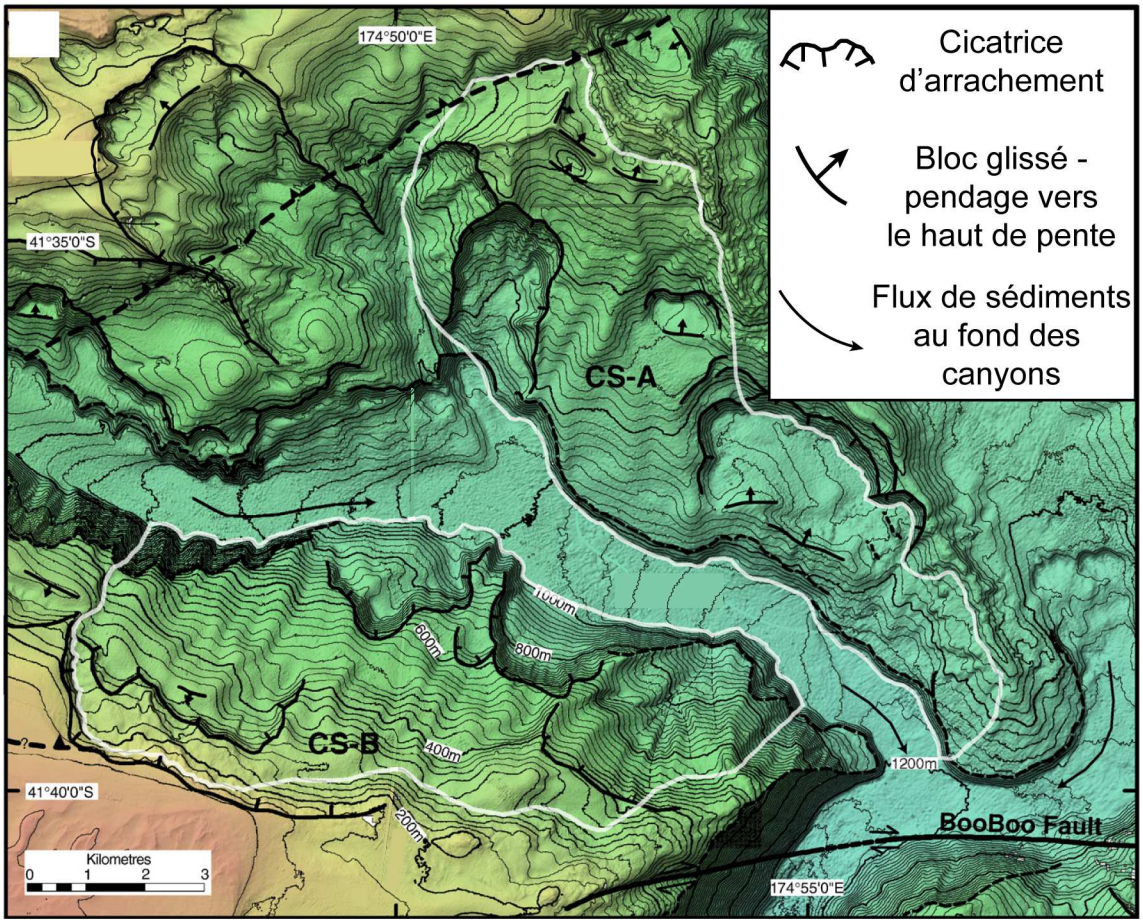


Figure V.5 : Instabilités gravitaires associées à l'incision d'un canyon sous-marin, détroit de Cook, Nouvelle-Zélande, modifié d'après Mountjoy *et al.* (2009). Les zones entourées en blanc de part et d'autre (CS-A et CS-B) des flancs du canyon sont des zones de glissement.

V.4.2 Cas des marges transformantes

Les marges transformantes ont la particularité de montrer des transitions Océan-Continent très abruptes, héritées de l'ouverture initiale le long d'une faille transformante verticale (Fig. V.6). Cette transition se traduit par des pentes de surface très importantes (en général supérieures à 20°), et la présence d'une falaise topographique en lieu et place de la pente continentale (Mascle et Blarez, 1987 ; Mascle *et al.*, 1996; Mascle et Basile, 1998). Les marges transformantes emprisonnent lors du rifting de la matière organique fossile capable de générer des surpressions de fluides dans les domaines les plus sédimentés. De récentes études menées le long de plusieurs marges transformantes (New Jersey, Dugan et Flemings, 2000, Cote d'Ivoire, DeCaprona, 1992 ; Demerara, Mosher *et al.*, 2005 ; O'Regan et Moran, 2007 ; Guyane Française, Loncke *et al.*, 2009) ont montré que certaines portions de ces marges s'étaient entièrement effondrées sur des épaisseurs plurikilométriques (Fig. V.6). D'une façon

plus générale, les glissements gravitaires y sont extrêmement nombreux, à des échelles d'épaisseurs de la dizaine à la centaine de mètres, et y constituent le principal processus d'érosion-sédimentation. Le long de la marge Guyanaise en particulier, ces glissements sont associés en surface à de vastes champs de pock-marks témoignant de la présence d'intenses circulations de fluides (Loncke *et al.*, 2009). Les fluides s'échappant le long de l'escarpement témoignent de processus de migration latérale (O'Regan et Moran, 2007), pouvant alors indiquer que des niveaux de faible perméabilité empêchent le mouvement ascendant de ces fluides. De plus, la morphologie abrupte de la transition océan-continent mène à l'absence de butoir à la terminaison de la marge continentale.

Les modèles réalisés au cours de cette étude et l'hypothèse de la combinaison de l'absence de butoir distal et de surpressions de fluides comme facteurs déclenchants d'instabilités gravitaires peuvent donc également être appliqués aux systèmes de marges transformantes, comme le suggèrent Loncke *et al.* (2009).

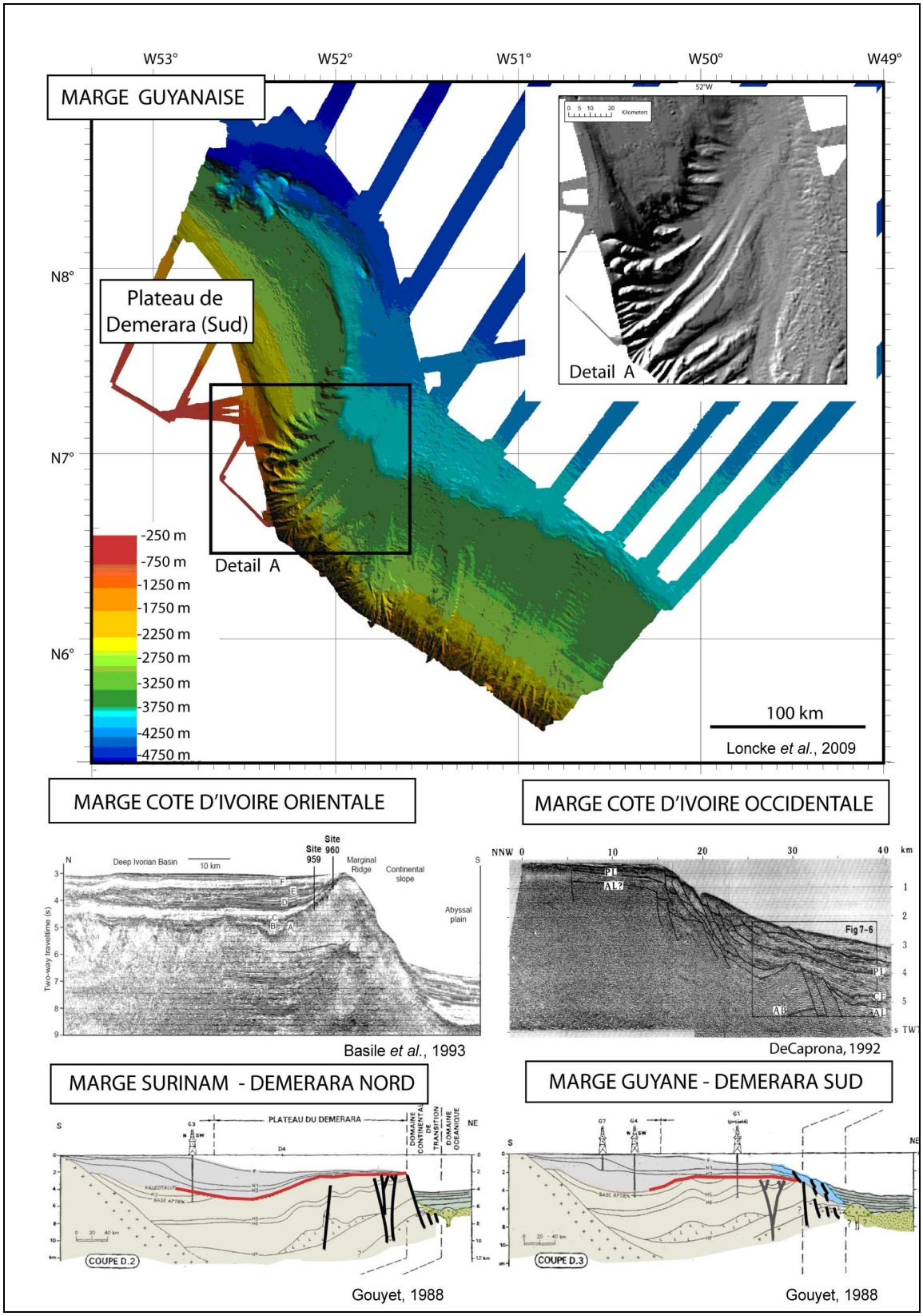


Figure V.6 : Exemples d'effondrements multi-échelles le long des marges transformantes équatoriales. En haut, carte bathymétrique au large de la Guyane. En bas, profils sismiques et interprétations témoignent de la récurrence d'effondrements de grande ampleur le long des marges Côte d'Ivoire-Ghana et Guyane-Surinam (d'après Loncke *et al.*, 2009).

V.5 Conclusion et perspectives

Les surpressions de fluide à la base de niveaux imperméables et l'incision fluviatile ont été identifiées, sur la base d'observations de terrain et de modélisations analytiques et analogiques, comme responsables du déclenchement des instabilités gravitaires du complexe de Waitawhiti. Le méthane thermogénique migrant vers la surface entre en régime de surpressions à la base de niveaux silteux, riches en argiles, de faible perméabilité, réduisant ainsi la résistance de ces niveaux de décollement potentiels et facilitant le glissement de la couverture sus-jacente. L'incision fluviatile, liée aux changements climatiques postglaciaires, conduit à la mise à l'affleurement des niveaux de décollement et à l'absence de résistance en bas de pente, déclenchant ainsi les glissements étudiés. Les modèles analogiques montrent que l'incision permanente du butoir distal, confirmée par l'absence de structures compressives en bas de pente des glissements de Waitawhiti, permet la propagation rétrogressive régulière de la déformation vers le haut de pente, même dans le cas des faibles gradients de pente à la base et en surface des glissements.

Néanmoins, des observations complémentaires sont nécessaires afin de lier les phases de mouvement des glissements aux variations de pressions dans les séries sédimentaires. Pour cela, des forages, permettant de mesurer ces pressions, et le suivi de l'activité des glissements, par tachéométrie par exemple, doivent être réalisés sur plusieurs années. De telles analyses pourraient servir à la compréhension fine de ces processus. Des datations systématiques des tourbières développées dans les contre-pentes des glissements permettraient également de mieux contraindre les différentes phases d'activité de ces instabilités, d'établir un modèle d'évolution de glissements de terrain dans ce contexte de surpressions de fluide combinées à des incisions en bas de pente, et d'appliquer ce modèle à d'autres glissements en contexte de marge active, ou à d'autres contextes comme, par exemple, les marges incisées par des canyons sous-marins ou les marges transformantes.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

Ader, M., Javoy, M., **1998**. Diagenèse précoce en milieu sulfuré réducteur: une étude isotopique dans le Jurassique basal du Bassin parisien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)* 327, 803-809.

Alexander, D.E., **2005**. Vulnerability to landslides, *in:* T. Glade, T. Anderson, M. Crozier, (Eds.), Landslide Hazard and Risk. Chichester, UK: Wiley and Sons, pp.175-198.

Anderson, H., Webb, T. H., **1994**. New Zealand seismicity patterns revealed by the upgraded National Seismic Network. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics* 37, 477–493.

Ansell, J.H., Bannister, S.C., **1996**. Shallow morphology of the subducted Pacific plate along the Hikurangi margin, New Zealand. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 93, 3-20.

Azañon, J.M., Azor, A., Vicente Pérez-Peña, J., Carrillo, J.M., **2005**. Late Quaternary large-scale rotational slides induced by river incision: The Arroyo de Gor area (Guadix basin, SE Spain). *Geomorphology* 69, 152-168.

B

Bailleul, J., **2005**. Dynamique sédimentaire et structurale des bassins perchés sur les prismes de subduction, l'exemple du prisme Hikurangi, Nouvelle-Zélande. *Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille*, 292 pp.

Bailleul, J., Robin, C., Chanier, F., Guillocheau, F., Field, B., Ferrière, J., **2007**. Turbidite systems in the inner forearc domain of the Hikurangi convergent margin (New Zealand): new constraints on the development of trench-slope basins. *Journal of Sedimentary Research* 77, 263-283.

Ballance, P.F., **1976**. Evolution of the upper Cenozoic magmatic arc and plate boundary in northern New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters* 28, 356-370.

Ballance, P.F., **1993**. The New Zealand Neogene Forearc Basins, *in:* P.F. Ballance (Series Editor: Hsü, K.J.), ed., South Pacific Sedimentary Basins, *Sedimentary Basins of the World 2*, Amsterdam, Elsevier Sciences Publishers B.V., pp. 177-193.

Basile, C., Mascle, J., Popoff, M., Bouillin, J.P., Mascle, G., **1993**. The Ivory Coast–Ghana transform margin: a marginal ridge structure from seismic data. *Tectonophysics* 22, 1–19.

Bayon, G., Loncke, L., Dupré, S., Caprais, J.-C., Ducassou, E., Duperron, S., Etoubleau, J., Foucher, J.-P., Fouquet, Y., Gontharet, S., Henderson, G.M., Huguen, C., Klaucke, I., Mascle, A., Migeon, S., Olu-Le Roy, K., Ondréas, H., Pierre, C., Sibuet, M., Stadnitskaia, A., Woodside, J.M., **2009**. Multi-disciplinary investigation of fluid seepage on an unstable margin: The case of the Central Nile deep sea fan. *Marine Geology* 261, 92-104.

Beanland, S., Melhutsh, A., Nicol, A., Ravens, J., **1998**. Structure and deformational history of the inner forearc region, Hikurangi subduction margin, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics* 41, 325-342.

Beavan, J., Tregoning, P., Bevis, M., Kato, T., Meertens, C., **2002**. Motion and rigidity of thePacific Plate and implications for plate boundary deformation. *Journal of Geophysical Research* 107, doi:10.1029/2001JB000282.

Berryman, K., **1993**. Distribution, age, and deformation of Late Pleistocene marine terraces at Mahia Peninsula, Hikurangi Subduction Margin, New Zealand. *Tectonics* 12, 1365-1379.

Berryman, K.R., Ota, Y., Hull, A.G., **1989.** Holocene paleoseismicity in the fold and thrust belt of the Hikurangi subduction zone, eastern North Island, New Zealand. *Tectonophysics* 163, 185-195.

Berryman, K., Marden, M., Eden, D., Mazengarb, C., Ota, Y., Moriya, I., **2000**. Tectonic and paleoclimatic significance of Quaternary river terraces of the Waipaoa River, east coast, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 43, 229-245.

Bilotti, F., Shaw, J., **2005**. Deep-water Niger Delta fold and thrust belt modelled as a critical taper wedge: The influence of elevated basal fluid pressure on structural styles. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 89, 1475-1491.

Binet, S., Mudry, J., Scavia, C., Campus, S., Bertrand, C., Guglielmi, Y., **2007**. In situ characterization of flows in a fractured unstable slope. *Geomorphology* 86, 193-203.

Blum, M.D., Törnqvist T.E., **2000**, Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47, 2-48.

Bolton, A., Maltman, A., **1998**. Fluid-flow pathways in actively deforming sediments: the role of pore fluid pressures and volume change. *Marine and Petroleum Geology* 15, 281-297.

Bout-Roumazeilles, V., Cortijo, E., Labeyrie, L., Debrabant, P., **1999**. Clay mineral evidence of nepheloid layer contribution to the Heinrich layers in the Northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoceanography* 146, 211-228.

Bowers, G.L., **1994**. Pore pressure estimation from velocity data; accounting for overpressure mechanisms besides undercompaction. *IAD/SPE Drilling conference*, Dallas, Texas, Feb. 15-18.

Bradshaw, J.D., Andrews, P.B., Adams, C.J., **1981**. Carboniferous to Cretaceous on the Pacific margin of Gondwana: The Rangitata Phase of New Zealand, *in* M.M. Cresswell, P. Vella (Eds.), Gondwana Five, *Papers and abstracts of papers presented at the Fifth International Gondwana Symposium*, Balkema, Rotterdam, pp. 217–221.

Brown, K.M., Bekins, B., Clennell, B., Dewhurst, D., Westbrook, G., **1994**. Heterogeneous hydrofracture development and accretionary fault dynamics. *Geology* 22, 259-262.

Burbank, D.W., **2002**. Rates of erosion and their implication for exhumation. *Mineralogical Magazine* 66, 25-52.

Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R., Duncan, C., **1996**. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalaya. *Nature* 379, 505-510.

Buret, C., Chanier, F., Ferrière, J., Proust, J.-N., **1997**. Individualisation d'un basin d'avant-arc au cours du fonctionnement d'une marge active : la marge Hikurangi, Nouvelle-Zélande. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)* 325, 615-621.

Byerlee, J.D., **1978**. Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* 116, 615-626.

C

Cadell, H.M., **1890**. Experimental researches in mountain building. *Transactions of the Royal Society of Edinburg*, 337 pp.

Cape, C.D., Lamb, S.H., Vella, P., Wells, P.E., Woodward, D.J., **1990**. Geological structure of Wairarapa valley, New Zealand, from seismic reflection profiling. *Journal of the Royal Society of New Zealand* 20, 85-105.

Cappa, F., Guglielmi, Y., Soukatchoff, V.M., Mudryc, J., Bertrand, C., Charmoille, A., **2004**. Hydromechanical modeling of a large moving rock slope inferred from slope levelling coupled to spring long-term hydrochemical monitoring: example of the La Clapière landslide (Southern Alps, France). *Journal of Hydrology* 291, 67-90.

Carter, J.A., **2002**. Phytolith analysis and paleoenvironmental reconstruction from Lake Poukawa Core, Hawkes Bay, New Zealand. *Global and Planetary Change* 33, 257-267.

Cashman, S.M., Kelsey, C.F., **1990**. Forearc uplift and extension, southern Hawke's bay, New Zealand: Mid-Pleistocene to Present. *Tectonics* 9, 23-44.

Cashman, S.M., Kelsey, H.M., Erdman, C.F., Cutten, H.N.C, Berryman, K.R., **1992**. Strain partitioning between structural domains in the forearc of the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Tectonics* 11, 242-257.

Chang, K-J., Taboada, A., Chan, Y-C., **2005**. Geological and morphological study of the Jiufengershan landslide triggered by the Chi-Chi Taiwan earthquake. *Geomorphology* 71, 293-309.

Chanier, F., **1990**. Mud volcanoes on the emerged ridge of the Hikurangi accretionary prism, New Zealand; tectonic setting and structural signification, *in:* J.-P. Cadet, X. Le Pichon, International Conference on Fluids in subduction zones and related processes, Paris, 5-6 Novembre, p. 99.

Chanier, F., **1991**, Le prisme d'accrétion Hikurangi: un témoin de l'évolution géodynamique d'une marge active péripacifique (Nouvelle-Zélande). *Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Techniques de Lille-Flandres-Artois*, Villeneuve d'Ascq, France, 357 pp.

Chanier, F., Ferrière, J., **1989**. Sur l'existence de mouvements tangentiels majeurs dans la chaîne côtière orientale de Nouvelle-Zélande ; signification dans le cadre de la subduction de la plaque Pacifique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)* 308, 1645-1650.

Chanier, F., Ferrière, J., **1991**. From a passive to an active margin: tectonic and sedimentary processes linked to the birth of an accretionary prism (Hikurangi margin, New Zealand). *Bulletin de la Société Géologique de France* 162, 649-660.

Chanier, F., Ferrière, J., Angelier, J., **1999**. Extensional deformations across an active margin, relations with subsidence, uplift, and rotations: The Hikurangi subduction, New Zealand. *Tectonics* 18, 862-876.

Chen, H., Dadson, S., Chi, Y-G., **2006**. Recent rainfall-induced landslides and debris flow in northern Taiwan. *Geomorphology* 77, 112-125.

Cobbold, P.R., Castro, L., **1999**. Fluid pressure and effective stress in sandbox models. *Tectonophysics* 301, 1-19.

Cobbold, P.R., Mourgues, R., Boyd, K., **2004**. Mechanism of thin-skinned detachment in the Amazon Fan: assessing the importance of fluid overpressure and hydrocarbon generation. *Marine and Petroleum Geology* 21, 1013-1025.

Cole, J.W., **1979**. Structure, petrology and genesis of Cenozoic volcanism, Taupo volcanic zone, New Zealand – a review. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 22, 631-657.

Cole, J.W., **1986**. Distribution and tectonic setting of late Cenozoic volcanism in New Zealand, *in:* I.E.M. Smith, ed., Late Cenozoic volcanism in New Zealand. *Bulletin of the Royal Society of New Zealand*, 7-20.

Cole, E.R., Gregg, R.C., Joyce, P.A., McManamon, D.J., **1992.** An introduction to the petroleum geology of New Zealand, *in:* New Zealand petroleum prospectus. Publication by the Petroleum Unit, Energy and Resources Division, Ministry of Commerce, New Zealand.

Collot, J.-Y., Delteil, J., Lewis, K.B., Davy, B., Lamarche, G., Audru, J-C., Barnes, P., Chanier, F., Chaumillon, E., Lallemand, S., Mercier de Lépinay, B., Orpin, A., Pelletier, B., Sosson, M., Toussaint, B., Uruski, C., **1996**. From oblique subduction to intra-continental transpression: structures of the southern Kermadec-Hikurangi margin from multibeam bathymetry, side-scan sonar and seismic reflection: *Marine Geophysical Researches* 18, 357-381.

Cooper, R.A., **2004**. The New Zealand Geological Timescale. *Geological and Nuclear Sciences Monograph* 22. Lower Hutt, Geological and Nuclear Sciences, 284 pp.

Costa, E., Vendeville, B., **2004**. Experimental insights on the geometry and kinematics of fold-and-thrust belts above weak, viscous evaporitic décollement: reply to comments by Hemin Koyi and James Cotton. *Journal of Structural Geology* 26, 2141-2143.

Crans, W., Mandl, G., Haremboure, J., **1980**. On the theory of growth faulting: a geomechanical delta model based on gravity sliding. *Journal of Petroleum Geology* 2, 265-307.

Crosby, B.T., Whipple, K.X., **2006**. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 82, 16-38.

Crozier, M.J., Deimel, M.S., Simon, J.S., **1995**. Investigation of earthquake triggering for deep-seated landslides, Taranaki, New Zealand. *Quaternary International* 25, 65-73.

Cruden, D.M., **1991**. A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 43, 27-29.

Cruden, D.M., Varnes, D.J., **1996**. Landslide types and processes, *in:* A.K. Turner, R.L. Schuster (Eds.), Landslides, Investigation and Mitigation. Special Report 247. Transportation Research Board, National Research Council, pp. 36-75.

Crundwell, M.P., **1987**. Neogene stratigraphy and geological history of the Wainuioru valley, eastern Wairarapa, New Zealand. *Unpublished Master of Science with Honour thesis*, Victoria University, Wellington, 126 pp.

D

Dan G., Sultan N., Savoye, B., **2007**. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling, *Marine Geology* 245, 40-64.

Daly, R.A., **1936**. Origin of submarine “canyons”. *American Journal of Science* 31, 401–420.

Dana, J.D., **1880**. Manual of Geology, *Treating of the Principles of the Science with Special Reference to American Geological History*, 911 pp.

Darby, D., Funnell, R., Uruski, C.I., Field, B.D., **2000**. Patterns of fluid flow in the East Coast Basin. *New Zealand Petroleum Conference Proceedings*, 19-22 March.

Davies, E. J., Frederick, J.B., Leask, W.L., Williams. T.J., **2000**. East Coast drilling results. *New Zealand Petroleum Conference Proceedings*, 19-22 March.

Davies, T.R., McSaveney, M.J., Beetham, R.D., **2006.** Rapid block glides: slide-surface fragmentation in New Zealand’s Waikaremoana landslide. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology* 39, 115-129.

Davy, P., Cobbold, P.R., **1991**. Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere. *Tectonophysics* 188, 1-25.

Davy, B., Wood, R., **1994**. Gravity and magnetic modelling of the Hikurangi Plateau: *Marine Geology* 118, 139-151.

De Caprona G., **1992**. The continental margin of western Côte d'Ivoire: structural framework inherited from intra-continental shearing. *Thèse de l'Université de Göteborg, Geologiska Institutionen* 69, 150p.

De Mets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., **1994**. Effects of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* 21, 2191-2194.

Dikau, R., Brunsden, D., Schrott, L., Ibsen, M. (Eds.), **1996**. Landslide Recognition, Identification, Movement and Causes. Wiley, Chichester, 251 pp.

Dixon, J.M., **1974**. A new method of determining finite strain in models of geological structures. *Tectonophysic*s 24, 99-114.

Dixon, J.M., **1975**. Finite strain and progressive deformation in models of diapiric structures. *Tectonophysics* 28, 89-124.

Dixon, J.M., Summers, J.M., **1985**. Recent developments in centrifuge modelling of tectonic processes; equipment, model construction techniques and rheology of model materials. *Journal of Structural Geology* 7, 83-102.

Doser, D.I., Webb, T.H. **2003**. Source parameters of large historical (1917–1961) earthquakes, North Island, New Zealand. *Geophysical Journal International* 152, 795-832.

Dugan, B., Flemings, P.B., **2000**. The New Jersey margin: compaction and fluid flow. *Journal of Geochemical Exploration* 69-70, 477-481.

E

England, P., Molnar, P., **1990**. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18, 1173-1177.

F

Favre, A., **1878**. Expériences sur les effets des refoulements ou écrasements latéraux en géologie. *Archives des sciences physiques et naturelles* 246.

Field, B.D., Uruski, C.I., Beu, A.G., Browne, G.H., Crampton, J.S., Funnell, R., Killops, S., Laird, M.G., Mazengarb, C., Morgans, H.E.G., Rait, G.J., Smale, D., Strong, C.P., **1997**. Cretaceous - Cenozoic geology and petroleum systems of the East Coast region, New Zealand. *Institute of Geological and Nuclear Sciences Monograph* 19, 301 pp.

Fitch, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to southeast Asia and western Pacific. *Journal of Geophysical Research* 77, 4432-4460.

Fisher, A.T., Zwart, G., Shipley, T., Ogawa, Y., Ashi, J., Blum, P., Brückmann, W., Filice, F., Goldberg, D., Henry, P., Housen, B., Jurado, M-J., Kastner, M., Labaume, P., Laier, T., Leitch, E., Maltman, A., Meyer, A., Moore, J.C., Moore, G., Peacock, S., Rabaute, A., Steiger, T., Tobin, H., Underwood, M., Xu, Y., Yin, H., Zheng, Y., **1996**. Relation between permeability and effective stress along a plate-boundary fault, Barbados accretionary complex. *Geology* 24, 307-310.

Flageollet, J-C., Helluin, E., **1987**. Morphological investigations of the sliding areas along the coast of Pays d'Auge, near Villerville, Normandy, France, *in*: International geomorphology, V. Gardiner (Ed.), John Wiley and Sons, London, pp. 477-486.

Francis, D., 1995. Oil and Gas seeps of Northern and Central East Coast Basin. *Petroleum Exploration in New Zealand News* 44, 21-27.

Funnell, R.H., Darby, D., Stagpoole, V.M., Field, B.D., Uruski, C.I., **2002**. Petroleum generation and migration models for the East Coast Basin. *New Zealand Petroleum Conference Proceedings*, 24-27 February.

G

Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Sultan, N., Cauquil, E., Brigaud, F., **2003**. Sinuous pockmark belt as indicator of a shallow buried turbiditic channel on the lower slope of the Congo Basin, West African Margin, *in:* P.Van Rensbergen, R.R. Hillis, A.J. Maltman, C.K. Morley (Eds.), Subsurface Sediment Mobilization, *Geological Society of London Special Publications* 216, pp.173-189.

Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Sermondadaz, G., **2004**. Polygonal faults–furrows system related to early stages of compaction - Upper Miocene to present sediments of the Lower Congo Basin. *Basin Research* 16, 101-116.

Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Levache, D., Sermondadaz, G., Seranne, M., **2006**. Evidences of early to late fluid migration from an upper Miocene turbiditic channel revealed by 3D seismic coupled to geochemical sampling within seafloor pockmarks, Lower Congo Basin. *Marine and Petroleum Geology* 23, 387-399.

Géli, L., Henry, P., Zitter, T., Dupré, S., Tryon, M., Çagatay, M.N., Mercier de Lépinay, B., Le Pichon, X., Sengör, A.M.C., Görür, N., Natalin, B., Uçarkus, G., Özeren, S., Volker, D., Gasperini, L., Bourlange, S., **2008**. Gas emissions and active tectonics within the submerged section of the North Anatolian Fault zone in the Sea of Marmara. *Earth and Planetary Sciences Letters* 274, 34-39.

Ghani, M.A., **1978**. Late Cenozoic vertical crustal movements in the southern North Island, New Zealand. New Zealand *Journal of Geology and Geophysics* 21, 117-125.

Gibb, J.G., **1986**. A New Zealand regional Holocene eustatic sealevel curve and its application to determination of vertical tectonic movements: a contribution to IGCP

Project 200, *in*: W.I. Reilly, B.E. Harford (Eds.), Recent Crustal Movements of the Pacific Region. *Royal Society of New Zealand Bulletin* 24. pp. 377-395.

Gouyet, S., **1988**. Evolution tectono-sédimentaire des marges Guyanaise et Nord-Brésilienne au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud. *Thèse de l'Université de Pau et des pays de l'Adour*, 374 pp.

Grainger, P., Tubb, C.D.N., Neilson, A.P.M., **1985**. Landslide activity at the Pinhay water source, Lyme Regis. *Proceedings of the Ussher Society* 6, 246-252.

Guglielmi, G., Cappa, F., Binet, S., **2005**. Coupling between hydrogeology and deformation of mountainous rock slopes: Insights from La Clapière area (southern Alps, France). *Comptes Rendus Geosciences* 337, 1154-1163.

H

Haflidason, H., Sejrup, H.P., Nygard, A., Mienert, J., Bryn, P., Lien, R., Forsberg, C.F., Berg, K., Masson, D., **2004**. The Storegga Slide: architecture, geometry and slide-development. *Marine Geology* 213, 201-234.

Hall, J., **1815**. On the vertical position and convolution of certain strata, and their relation with granite. *Transactions of the Royal Society of London* 7, 79-108.

Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., **1996**. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: a review of field data and their implications. *Global Planetary Change* 12, 213-235.

Hancox, G.T., Perrin, N.D., Dellow, G.D., **1997.** Earthquake-induced landsliding in New Zealand and implications for MM intensity and seismic hazard assessment. *Client Report* 43601B, Institute of Geological and Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand, 105 pp.

Harper, M.A., Collen, J.D., **2002**. Glaciations, interglaciations and reworked microfossils in Poukawa Basin, New Zealand. *Global and Planetary Change* 33, 257-267.

Hennig, A., Yassir, N., Addis, A., Warrington, A., **2002**. Pore pressure estimation in an active thrust region and its impact on exploration and drilling, *in* A.R. Huffman, G.L. Bowers (Eds.), Pressure regimes in sedimentary basins and their predictions. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 76, pp. 89-105.

Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C., **1997**. The soil production function and landscape equilibrium. *Nature* 388, 358-361.

Henry, P., **2000**. Fluid flow at the toe of the Barbados accretionary wedge constrained by thermal, chemical, and hydrogeologic observations and models. *Journal of Geophysical Research* 105, 25855-25872.

Henry, P., Le Pichon, X., **1991**. Fluid flow along a decollement layer: A model applied to the 16°N section of the Barbados accretionary wedge. *Journal of Geophysical Research* 96, 6507-6528.

Henry, P., Lallemant, S.J., Nakamura, K., Tsunogai, U., Mazzotti, S., Kobayashi, K., **2002**. Surface expression of fluid venting at the toe of the Nankai wedge and implications for flow paths, *Marine Geology* 187, 119-143.

Holm, G.M., **1998**. Distribution and origin of overpressure in the central graben of the North Sea, *in*: B.E. Law, G.F. Ulmishek and V.I. Slavin (Eds.), Abnormal pressures in hydrocarbon environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Tulsa, pp. 123-144.

Holtzapffel, T., **1985**. Les minéraux argileux : Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Société Géologique du Nord*, Villeneuve d'Ascq, 136 pp.

Hooper, R.J., Fitzsimmons, R.J., Grant, N., Vendeville, B.C., **2002**. The role of deformation in controlling depositional patterns in the south – central Niger Delta, West Africa. *Journal of Structural Geology* 24, 847–859.

Hovius, N., Stark, C.P., Allen, P.A., **1997.** Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology* 25, 231-234.

Hovland, M., Gardner, J.V., Judd, A.G., **2002**. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids* 2, 127-136.

Hubbert, M.K., **1937**. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 48, 1459-1520.

Hubbert, M.K., **1951**. Mechanical basis for certain familiar geologic structures. *Geological Society of America Bulletin* 62, 355-372.

Hubbert, M.K., Rubey, W.W., **1959.** Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. *Geological Society of America Bulletin* 70, 115-166.

Huhnerbach, V., Masson, D.G., **2004**. Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour. *Marine Geology* 213, 343-362.

Hull, A.G., **1990**. Tectonics of the 1931 Hawke's Bay earthquake. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 33, 309-320.

Hunt, J., **1995**. Petroleum geochemistry and geology, 2nd Edition. San Francisco, Freeman and Company, 365 pp.

Hutchinson, J.N., **1988**. General report: Morphological and geotechnical parameters of landslide in relation to geology and hydrogeology, *in*: *Landslides, Proceedings of the 5th International Symposium on Landslides,* C. Bonard (Ed.), Balkema, Rotterdam, pp. 3-35.

J

Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., **1969**. Fundamentals of rock mechanics. Chapman and Hall, London, 593 pp.

Johnston, M.R., **1975**. Sheet N159 and Part Sheet N158, Tinui-Awatoitoi. Geological map of New Zealand, 1:63 360, Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.

K

Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin* 95, 406-421.

Keefer, D.K., **2002**. Investigating landslides caused by earthquakes – A historical review. *Surveys in Geophysics* 23, 473–510.

Killops, S.D., Hollis, C.J., Morgans, H.E.G., Sutherland, R., Field, B.D., Leckie, D.A., **2000**. Paleoceanographic significance of Late Paleocene dysaerobia at the shelf/slope break around New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 156, 51-70.

King, L.C., **1931**. Sulphur springs near Glenburn, East Wairarapa. *New Zealand Journal of Science and Technology* 9, 38-39.

Kingma, J.T., **1962**. Sheet 11-Dannevirke. Geological map of New Zealand 1:250 000. Wellington, New Zealand, Department of scientific and industrial Research.

Kingma, J.T., **1971**. Geology of Te Aute subdivision. *New Zealand Geological Survey Bulletin* 70, 173 pp.

Kvalstad, T.J., Andresena, L., Forsberga, C.F., Bergb, K., Brynb, P., Wangen, M., **2005**. The Storegga slide: evaluation of triggering sources and slide mechanics. *Marine and Petroleum Geology* 22, 245–256.

Kvenvolden, K.A., Pettinga, J.R., **1989.** Hydrocarbon gas seeps of the convergent Hikurangi margin, North Island, New Zealand. *Marine and Petroleum Geology* 6, 2-8.

L

Lacoste, A., Vendeville, B.C., Loncke, L., **2008**. Role of fluid overpressure and river incision on landslides: field work and experimental modelling. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata Special Issue*, International Geological Modelling Conference, Florence, 22-24 September, 458-462.

Lacoste, A., Loncke, L., Chanier, F., Bailleul, J., Vendeville, B.C., Mahieux, G., **2009**. Morphology and structure of a landslide complex in an active margin setting: The Waitawhiti complex, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 109, 184-196.

Lamarche, G., Joanne C., Collot J., **2008**. Successive, large mass-transport deposits in the south Kermadec fore-arc basin, New Zealand: The Matakaoa Submarine Instability Complex, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9, doi: 10.1029/2007GC001843.

Lang, A., Moya, J., Corominas, J., Schrott, L., Dikau, R., **1999**. Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology* 30, 33-52.

Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Hughes-Clarke, J.E., Acosta, J., **2004**. Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissia Channel, western Mediterranean Sea. *Sedimentology* 51, 1-14.

Le Pichon, X., Henry, P., Lallemant, S., **1990**. Water Flow in the Barbados Accretionary Complex. *Journal of Geophysical Research* 95, 8945-8967.

Leckie, D.A., Morgans, H.E.G., Wilson, G.J., Uruski, C.I.,**1992**. Stratigraphic framework and source-rock potential of Maastrichtian to Paleocene marine shale, East Coast, North Island, New Zealand : hydrocarbon prospects. *Science Report 92/5*. Institute of Geological & Nuclear Sciences, Lower Hutt, New Zealand, 35 pp.

Lee, J.M., Begg, J.G., **2002**. Geology of the Wairarapa area: Institute of Geological and Nuclear Sciences 1:250000 geological map 11. Lower Hutt, New Zealand. Institute of Geological and Nuclear Sciences Limited. 1 sheet + 66 p.

Lees, C.M., **1986**. Late Quaternary palynology of the southern Ruahine Range, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Botany* 24, 315-329.

Lewis, K.B., Pettinga, J.R., **1993**. The emerging, imbricate frontal wedge of the Hikurangi Margin, *in* P.F. Ballance (Series Editor: Hsü, K.J.), ed., South Pacific Sedimentary Basins, Sedimentary Basins of the World 2: Amsterdam, Elsevier Sciences Publishers, pp. 225-250.

Lewis, K.B., Garlick, R.D., Dawson, S.M., **1998**. Kaikoura Canyon; depths, shelf texture and whale dives. *National Institute of Water and Atmosphere (NIWA) Chart*, Miscellaneous Series 78.

Lewis, K.B., Barnes, P.M., **1999**. Kaikoura canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel. *Marine Geology* 162, 39-69.

Lewis, K.B., Pantin, H.M., **2002**. Channel-axis, overbank and drift sediment waves in the southern Hikurangi Trough, New Zealand. *Marine Geology* 192, 123-151.

Lillie, A.R., **1953**. The geology of the Dannevirke subdivision. *New Zealand Geological Survey Bulletin* 46, 156 pp.

Lin, J-C., Petley, D., Jen, C.H., Koh, A., Hsu, M-L., **2006**. Slope movements in a dynamic environment – A case study of Tachia River, Central Taiwan. *Quaternary International* 147, 103-112.

Litchfield, N., Berryman, K., **2005**. Correlation of fluvial terraces within the Hikurangi Margin, New Zealand: implications for climate and baselevel controls. *Geomorphology* 68, 291-313.

Litchfield, N., Berryman, K., **2006.** Relations between postglacial fluvial incision rates and uplift rates in the North Island, New Zealand. *Journal of Geophysical Research* 111, F02007.

Loizeau, J-L., Arbouille, D., Santiago, S., Vernet, J-P., **1994.** Evaluation of a wide range laser diffraction grain size analyser for use with sediments. *Sedimentology* 41, 353-361.

Loncke, L., Mascle, J., Fanil Science Party, **2004**. Mud volcanoes, gas chimneys pockmarksand ridges in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences. *Marine and Petroleum Geology* 21, 669-689.

Loncke L., Droz L., Gaullier V., Basile C., Patriat M., Roest W., **2009**. Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain, *Marine and Petroleum Geology* 26, 711-723.

Louie, J.N., Chavez-Perez, S., Henrys, S., Bannister, S., **2002**. Multimode migration of scattered and converted waves for the structure of the Hikurangi slab interface, New Zealand. *Tectonophysics* 355, 227-246.

Luo, X., Vasseur, G., **1992**. Contribution of compaction and aquathermal pressuring to geopressure and the influence of environmental conditions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 76, 1550-1559.

M

Mandl, G., **1988**. Mechanics of tectonic faulting: models and basic concepts. Developments in structural geology. Elsevier, 407 pp.

Mandl, G., Crans, W., **1981**. Gravitational gliding in deltas, *in*: K.R. McClay, N.J. Price (Eds.), Thrust and Nappe Tectonics. *Geological Society Special Publication* 9, pp. 41-54.

Mascle, J., Blarez, E., **1987**. Evidence for transform margin evolution from the Ivory Coast-Ghana continental margin. *Nature* 326, 378-381.

Mascle, J., Lohman, P., ODP Leg 159 Scientific Party, **1996**. ODP 159 principal results. *Proceedings of ODP, Init. Rept 159*, College Station, TX, (Ocean Drilling Program), 297-314.

Mascle, J., Basile, C., **1998**. Le point sur les marges continentales transformantes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)* 326, 827-838.

McCaffrey, R., Zwick, P., Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J., Stevens, C.W., Puntodewo, S.S.O., Subarya, C., **2000.** Strain partitioning during oblique plate convergence in northern Sumatra: Geodetic and seismologic constraints and numerical modeling. *Journal of Geophysical Research* 105, 363-376.

McCormac, F.G., Hogg, A.G., Blackwell; P.G., Buck; C.E., Higham, T.F.G., Reimer P.J., **2004**. SHCal04 Southern Hemisphere Calibration, 0-11.0 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46, 1087-1092.

McGlone, M.S., **2001**. A late Quaternary pollen record from marine core P69, southeastern North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 44, 69–77.

McGlone, M.S., **2002**. Late Quaternary Pollen Record from Lake Poukawa, Hawkes Bay, New Zealand. *Global and Planetary Change* 33, 283-299.

McGlone, M.S., Salinger, M.J., Moar, N.T., **1993**. Paleovegetation studies of New Zealand's climate since the Last Glacial Maximum, *in*: H.E. Jr. Wright, E. Jr., Kutzbach, T. Webb, W.F. Ruddiman, F.A. Street-Perrott, P.J. Bartlein (Eds.), *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis, pp. 294-317.

Meigs, A., **1998.** Bedrock landsliding forced by deglaciation: Three possible examples from the Chugach/ S t . Elias Range, Alaska. *Transactions of the American Geophysical Union* 79, p. 337.

Meissner, F.F., **1978**. Petroleum Geology of the Bakken Formation Williston Basin, North Dakota and Montana, *in*: N.C. Dutta (Ed.), Geopressure. *Geophysics reprint series*, pp. 201-223.

Mekarnia, A., Chorowicz, J., **1992**. Geological analysis of SPOT imagery at the 1:25,000 scale: example of the eastern part of the Gabian petroleum structure in southeastern France. *Remote Sensing of Environment* 39, 179-185.

Mello, U.T., Pratson, L.F., **1999**. Regional slope stability and slope-failure mechanics from the two-dimensional state of stress in an infinite slope. *Marine Geology* 154, 339-356.

Meng, Q-R., Hu, J-M., Wang, E., Qu, H-J., **2006**. Late Cenozoic denudation by large magnitude landslides in the eastern edge of Tibetan Plateau. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 252-267.

Merritts, D. J., Vincent, K.R., Wohl, E.E., **1994**. Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces, *Journal of Geophysical Research* 99, 14031-14050.

Miller, S.A., Ben-Zion, Y., Burg, J-P., **1999**. A three-dimensional fluid-controlled earthquake model: Behavior and implications. *Journal of Geophysical Research* 104, 10621-10638.

Mitchell, N.C., **2006**. Morphologies of knickpoints in submarine canyons. *Geological Society of America Bulletin* 118, 589-605.

Moore, P.R., **1988**. Structural divisions of eastern North Island. *New Zealand Geological Survey Record* 30, 24 pp.

Moore, P.R., **1989**. Stratigraphy of the Waipawa Black Shale (Paleocene), eastern North Island, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Record* 38, 19 pp.

Moore, P.R., Snowdon, L.R., Osadetz, K.G., **1987**. Maturation and petroleum source rock potential of the Whangai and Waipawa formations (Late Cretaceous-Paleocene), eastern North Island. *New Zealand Geological Survey Record* 20, 17-23.

Moore, J.C., Vrolijk, P., **1992**. Fluids in accretionary prisms. *Reviews of Geophysics* 30, 113-135.

Mortimer, N., Parkinson, D., **1996**. Hikurangi Plateau: a Cretaceous large igneous province in the southwest Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research* 101, 687-696.

Mosher, D.C., Erbacher, J., Zuelsdorff, L., Meyer, H., **2005**. Stratigraphy of the Demerara Rise, Surname, South America: a rifted margin, shallow stratigraphic source rock analogue. *American Association of Petroleum Geologists annual meeting*, Calgary, Alberta, June 19-22.

Mountjoy, J.J., Barnes, P.M., Pettinga, J.R., **2009**. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology* 260, 45–68.

Mourgues, R., **2003**. Surpressions de fluide et décollements. *Thèse de doctorat de l'Université de Rennes I*, 258 pp.

Mourgues, R., Cobbold, P.R., **2003**. Some tectonic consequences of fluid overpressures and seepage forces as demonstrated by sandbox modelling. *Tectonophysics* 376, 75-97.

Mourgues, R., Cobbold, P.R., **2006**. Sandbox experiments on gravitational spreading and gliding in the presence of fluid overpressures. *Journal of Structural Geology* 28, 887-901.

Mourgues, R., Lecomte, E., Vendeville, B., Raillard, S., **2009**. An experimental investigation of gravity-driven shale tectonics in progradational delta. *Tectonophysics* 474, 643-656.

Mulder, T., Cochonat, P., **1996**. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research* 66, 43-57.

Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M., **1997**. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology* 44, 305-326.

N

Neef, G., **1992a**. Geology of the Akitio area (1:50000 metric sheet U25BD, east), northeastern Wairarapa, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 35, 533-548.

Neef, G., **1992b**. Turbidite deposition in five Miocene, bathyal formations along an active plate margin, North Island, New Zealand, with notes on styles of deposition at the margins of east coast bathyal basins. *Sedimentary Geology* 78, 111-136.

Neef, G., **1997**. Stratigraphy, structural evolution, and tectonics of the northern part of the Tawhero Basin and adjacent areas, northern Wairarapa, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 40, 335-358.

Newnham, R.M., Lowe, D.J., Green, J.D., **1989**. Palynology, vegetation and climate of the Waikato lowlands, North Island, New Zealand, since c. 18,000 years ago. *Royal Society of New Zealand Journal* 19, 127-150.

Nicol, A., Van dissen, R., Vella, P., Alloway, B., Melhuish, A., **2002**. Growth of contractional structures during the last 10 m.y. at the southern end of the emergent Hikurangi forearc basin, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 45, 365-385.

Nicol, A., Mazengarb, C., Chanier, F., Rait, G., Uruski, C., Wallace, L., **2007**. Tectonic evolution of the active Hikurangi subduction margin, New Zealand, since the Oligocene. *Tectonics* 26.

O

O.I.M.L., **1996**. The scale of relative humidity of air certified against saturated salt solutions. Organisation Internationale de Métrologie Légale, *International Recommendation* R121, 10 pp.

Okuda, M., Shulmeister, J., Flenley, J.R., **2002.** Vegetation changes implication for the late Pleistocene at Lake Poukawa, Hawkes Bay, New Zealand. *Global and Planetary Change* 33, 269-282.

Orange, D.L., Saffer, D., Jeanjean, P., Al-Khafaji, Z., Humphrey, G., Riley, G., **2003**. Measurements and modeling of the shallow pore pressure regime at the Sigsbee Escarpment: Successful prediction of overpressure and ground-truthing with borehole measurements. *The Leading Edge* 22, 906-913.

Osborne, M.J., Swarbrick, R.E., **1997**. Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: A reevaluation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 81, 1023-1041.

O'Regan M., Moran, K., **2007**. Compressibility, permeability and stress history of sediments from Demerara rise, *in*: D.C. Mosher, J. Erbacher, M.J. Malone (Eds), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results* 207.

P

Page, M.J., Reid, L.M., Lynn, I.H., **1999**. Sediment production from Cyclone Bola landslides, Waipaoa Catchment. *Journal of Hydrology, New Zealand* 38, 289-308.

Panien, M., Schreurs, G., Pfiffner, A., **2006**. Mechanical behaviour of granular materials used in analogue modelling: insights from grain characterisation, ring-shear tests and analogue experiments. *Journal of Structural Geology* 28, 1710-1724.

Pazzaglia, F.J., Gardner, T.W., Merritts, D.J., **1998**. Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geological time scales determined by fluvial terraces, *in:* Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels. *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 107, 207-235.

Pearce, A.J., O'Loughlin, C.L., Jackson, R.J., Zhang, X.B., **1987**. Reforestation: on-site effects on hydrology and erosion, eastern Raukumara Range, New Zealand, *in:* Forest Hydrology and Watershed Management. *International Association of Hydrological Sciences Publication* 167, pp. 489-498.

Pettinga, J.R., **1982**. Upper Cenozoic structural history, coastal Hawke's bay, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 25, 149-191.

Pettinga, J.R., **2003**. Mud volcano eruption within the emergent accretionary Hikurangi margin, southern Hawke's bay, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 46, 107-121.

Pettinga, J.R., **2004**. Three-stage massive gravitational collapse of the emergent imbricate frontal wedge, Hikurangi Subduction Zone, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 47, 399-414.

Pillans, B., **1986**. A Late Quaternary uplift map for North Island, New Zealand. *Royal Society of New Zealand Bulletin* 24, 409-417.

Piper, D.J.W., Aksu, A.E., **1987**. The source and origin of the 1929 Grand Banks turbidity current inferred from sediment budgets. *Geo-Marine Letters* 7, 177-182.

R

Rait, G.J., Chanier, F., Waters, D.W., **1991.** Landward and seaward directed thrusting accompanying the onset of subduction beneath New Zealand. *Geology* 19, 230-233.

Ramberg, H., **1967**. Model experimentation of the effect of gravity on tectonic processes. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 14, 307-329.

Ramberg, H., **1981**. Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic Press, London, 452 pp.

Reid, L.M., Page, M.J., **2002**. Magnitude and frequency of landsliding in a large New Zealand catchment. *Geomorphology* 49, 71-88.

Ridd, M.F., **1970**. Mud volcanoes in New Zealand. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 54, 601-616.

Rodgers, D.W., Little, T.A., **2006**. World's largest coseismic strike-slip offset: The 1855 rupture of the Wairarapa Fault, New Zealand, and implications for displacement/length scaling of continental earthquakes. *Journal of Geophysical Research* 111, B12408.

Roering, J.J., Kirchner, J.W., Dietrich, W.E., **1999**. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research* 35, 853-870.

Rogers, K.M., Morgans, H.E.G., Wilson, G.S., **2001**. Identification of a Waipawa Formation equivalent in the upper Te Uri Member of the Whangai Formation: implications for

depositional history and age. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 44, 347-354.

Rogers, N.W., Selby, M.J., **1980**. Mechanisms of shallow translational landsliding during summer rainstorms: North Island, New Zealand. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 62, 11-21.

S

Sarracino, R., Prasad, G., **1989.** Investigation of spheroidal weathering and twinning. *GeoJournal* 19, 77-83.

Sassa, K., Fukuoka, H., Wang, F., Wang, G. (Eds.), **2007**. Progress in Landslide Science, Springer, 378 pp.

Schellart, **W.P.**, **2000**. Shear test results for cohesion and friction coefficients for different granular materials: scaling implications for their usage in analogue modelling. *Tectonophysics* 324, 1-16.

Schermer, E.R., Van Dissen, R., Berryman, K.R., **1998.** In search of the source of the 1934 Pahiatua earthquake. *New Zealand Earthquake Commission Report* 97/320, 49 pp.

Schermer, E.R., Van Dissen, R., Berryman, K.R, Kelsey, H.M., Cashman, S.M., **2004**. Active faults, paleoseismology and historical fault rupture in Northern Wairarapa, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 47, 101-122.

Schreurs, G., Buiter, S.J.H, Boutelier, D., Corti, G., Costa, E., Cruden, A.R., Daniel, J.-M., Hoth, S., Koyi, H.A., Kukowski, N., Lohrmann, J., Ravaglia, A., Schlische, R.W., Withjack, M.O., Yamada, Y., Cavozzi, C., Del Ventisette, C., Elder Brady, J.A., Hoffmann-Rothe, A., Mengus, J-M., Montanari, D., Nilforoushan, F., **2006**. Analogue benchmarks of shortening and extension experiments. *Geological Society of London Special Publication* 253, 1-27.

Schultz-Ela, D.D., Walsh, P., **2002**. Modeling of grabens extending above evaporites in Canyonlands National Park, Utah. *Journal of Structural Geology* 24, 247-275.

Screaton, E., Saffer, D., Henry, P., Hunze, S., **2002**. Porosity loss within the underthrust sediments of the Nankai accretionary complex: implications for overpressures. *Geology* 30, 19-22.

Shulmeister, J., Shane, P., Lian, O.B., Okuda, M., Carter, J.A., Harper, M., Dickinson, W., Augustinus, P., Heunis, H., **2001**. A long late-Quaternary record from Lake Poukawa, Hawke's Bay, New Zealand. *Palaegeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 176, 81-107.

Shuzui, H., 2001. Process of slip-surface development and formation of slip-surface clay in landslides in Tertiary volcanic rocks, Japan. *Engineering Geology* 61, 199-219.

Sidle, R.C., **2005**. Influence of forest harvesting activities on debris avalanches and flows, *in*: M. Jakob, O. Hungr (Eds.), Debris Flow Hazards and Related Phenomena, Springer-Praxis, Heidelberg, pp. 345-367.

Sitar, N., Anderson, S.A., Johnson, K.A., **1992**. Conditions leading to the initiation of rainfall-induced debris flows. *Proceedings of the ASCE Geotechnical Engineering Division specialty conference:Stability and performance of slopes and embankments,* New York, NY, pp. 834-839.

Smith, R.E., Wiltschko, D.V., **1996**. Generation and maintenance of abnormal fluid pressures beneath a ramping thrust sheet: isotropic permeability experiments. *Journal of Structural Geology* 18, 951-970.

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., Merritts, D.J., **2000**. Landscape response to tectonic forcing; digital elevationmodel analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, Northern California. *Geological Society of America Bulletin* 112, 1250-1263.

Souloumiac P., **2009**. Mécanismes 3D de ruine en géologie structurale: Approches numerique et analogique. *Thèse de doctorat de l'Ecole Centrale des Arts et Manufactures de Paris,* 245 pp.

Spörli, K.B., 1980. New Zealand and oblique-slip margins: tectonic development up to and during the Cainozoic, *in*: P.F. Ballance, H.G. Reading, (Eds.), Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, Oxford, Blackwell Scientific Publications, pp. 147-170.

Strong, S.W.S., **1931**. Ejection of fault breccia in the Waimata Survey District, Gisborne. *New Zealand Journal of Science and Technology* 5, 257-267.

Stuiver, M., Reimer, P.J., **1993**. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230.

Suggate, R.P., **1990**. Late Pliocene and Quaternary glaciations of New Zealand. *Quaternary Science Reviews* 9, 175-197.

Sultan, N., Cochonat, P., Cayocca, F., Bourillet, J-F., Colliat, J-L., **2004**. Analysis of submarine slumping in the Gabon continental slope. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88, 781-799.

Swarbrick, R.E., Osborne, M.J., **1998**. Mechanisms that generate abnormal pressures: an overview, *in*: B.E. Law, G.F. Ulmishek, V.I. Slavin (Eds.), Abnormal pressures in hydrocarbon environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 70, Tulsa, pp. 13-34.

Swarbrick, R.E., Osborne, M.J., Yardley, G.S., **2002**. Comparison of overpressure magnitude resulting from the main generating mechanisms. *in*: A.R. Huffman, G.L. Bowers (Eds.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 74, pp. 1-12.

T

Terzaghi, K.v., **1923**. Die Berechnung der Durchlässigkeitsziffer des Tones aus dem Verlauf der hydrodynamischen Spannungerscheinungen. *Akad. Wissensch. Wien., Math. Naturw. KL. Abt.* 132, 125-138.

Terzaghi, K.v., **1950**. Mechanics of landslides, Application of geology to engineering practice. Berkey volume, *Memoir of the Geological Society of America*, 83-123.

Trincardi, F., Cattaneo, A., Correggiari, A., Ridente, D., **2004**. Evidence of soft sediment deformation, fluid escape, sediment failure and regional weak layers within the late Quaternary mud deposits of the Adriatic Sea. *Marine Geology* 213, 91-119.

Turnbull, R.J., **1988**. The geology of the lower Miocene Whakataki formation, eastern Wairarapa. *Unpublished Master of Science with Honour thesis*, Victoria University, Wellington, 101 pp.

U

Ungerer, P., Behar, E. Discamps, D., **1983**. Tentative calculation of the overall volume expansion of organic matter during hydrocarbon genesis from geochemistry data: implications for primary migration, *in:* M. Bjoroy (Ed.), Advances in organic geochemistry. John Wiley, pp. 129-135.

V

Van der Lingen, G.J., **1982**. Development of the North Island subduction system, New zealand, *in* J.K. Leggett, ed., Trench-forearc Geology. *Geological Society of London Special Publication* 10, London, Blackwell Scientific publications, pp. 259-274.

Van der Lingen, G.J., **1988**. Textural characteristics of Flysch sediments in the upper-Miocene Makara basin, Hawkes Bay, New Zealand. *New Zealand Geological Survey Record* 35, 14-20.

Van der Lingen, G.J., Pettinga, J.G., **1980**. The Makara basin: a Miocene slope-basin along the New Zealand sector of the Australian-Pacific obliquely convergent plate boundary: *International Association of Sedimentologists Special Publication* 4, 191-215.

Van Rensbergen, P., Morley, C.K., **2000**. 3D seismic study of a shale expulsion syncline at the base of the Champion delta, offshore Bruneï, and its implications for the early structural evolution of large delta systems. *Marine and Petroleum Geology* 17, 861-872.

Varnes, D.J., **1958**. Landslide types and processes, *in:* E.B. Eckel, ed., Special Report 29: Landslides and Engineering Practice, HRB, National Research Council, Washington, D.C., pp. 20-47.

Varnes, D.J., **1978**. Slope movement types and processes, *in*: R.L. Shuster, R.J. Krizek (Eds.), Landslides-Analysis and Control. *National Academy of Sciences Special Report* 176, Washington, pp. 11-33.

Vendeville, B.C., Jackson, M.P.A. **1992**. The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology* 9, 354-371.

Vendeville, B.C., **2007**. The 3-D nature of stress fields in physical experiments and its impact on models overall evolution. *European Geosciences Union General Assembly*, 15-20 April.

W

Walcott, R.I., **1978**. Present tectonics and late Cenozoic evolution of New Zealand. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal* 52, 137-164.

Walcott, R.I., **1987**. Geodetic strain and the deformational history of the North Island of New Zealand during the late Cainozoic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 321, 163-181.

Wang, G., Sassa, K., **2003**. Pore-pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine-particule content. *Engineering Geology* 69, 109-125.

Webb, T.H., Anderson, H.J., **1998**. Focal mechanisms of large earthquakes in the North Island of New Zealand: Slip partitioning at an oblique active Margin. *Geophysical Journal International* 134, 40-86.

Weber, K.J., Daukoru, E.M., **1975**. Petroleum Geology of the Niger Delta. *Proceedings of the Ninth World Petroleum Congress*. Applied Science Publishers, Ltd., London, pp. 210-221.

Weijermars, R., **1986**. Flow behavior and physical chemistry of Bouncing Putties and related polymers in view of tectonic laboratory applications. *Tectonophysics* 124, 325-358.

Wells, P.E., **1989**. Burial history of late Neogene sedimentary basins on part of the New Zealand convergent plate margin. *Basin Research* 2, 145-160.

Westbrook, G.K., Smith, M.J., **1983**. Long decollements and mud volcanoes; evidence from the Barbados Ridge Complex for the role of high pore-fluid pressure in the development of an accretionary complex. *Geology* 11, 279-283.

Whipple, K.E., Kirby, E., Brocklehurst, S.H., **1999**. Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature* 401, 39-43.

Wood, R., Davy, B., **1994**. The Hikurangi Plateau. *Marine Geology* 118, 153-173.

Y

Yamada, Y., Kaneda, K., Matsuoka, T., **2006**. Influences of material properties on analogue model experiments of geologic structures. *Journal of the Society of Materials Sciences, Japan* 55, 452-457.

Yassir, N., Addis, M.A., **2002**. Relationships between pore pressure and stress in different tectonic settings. *in*: A.R. Huffman and G.L. Bowers (Eds.), Pressures regimes in sedimentary basins and their prediction, *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 76, pp. 79-88.

Yu, G., Wesnousky, S.G., Ekström, G., **1993**. Slip partitioning along major plate boundaries. *Pure and Applied Geophysics* 140, 183-210.

Z

Zhang, X., Phillips, C., Marden, M., **1993**. A comparison of earthflow movement mechanisms on forested and grassed slopes, Raukumara Peninsula, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 6, 175-187.

ANNEXES



ANNEXE A : CREATION DE MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN SOUS GEOIMAGE

La création de MNT, réalisée sous GEOimage (module GEOtopo) consiste en l'appariement de deux images d'un couple stéréoscopique, puis la conversion des données appariées en altitudes et le géoréférencement du MNT obtenu. Il est tout d'abord nécessaire de choisir une image qui servira de référence au cours du traitement (appelée ici « image 1 »). Les transformations s'effectueront alors sur l'autre image. La définition d'un point d'ancrage, de coordonnées et d'altitude connues est également indispensable à la création du MNT et à son géoréférencement. Les valeurs d'altitudes seront en effet définies à partir de ce point. La figure A.1 présente la chaîne de traitement du module GEOtopo.

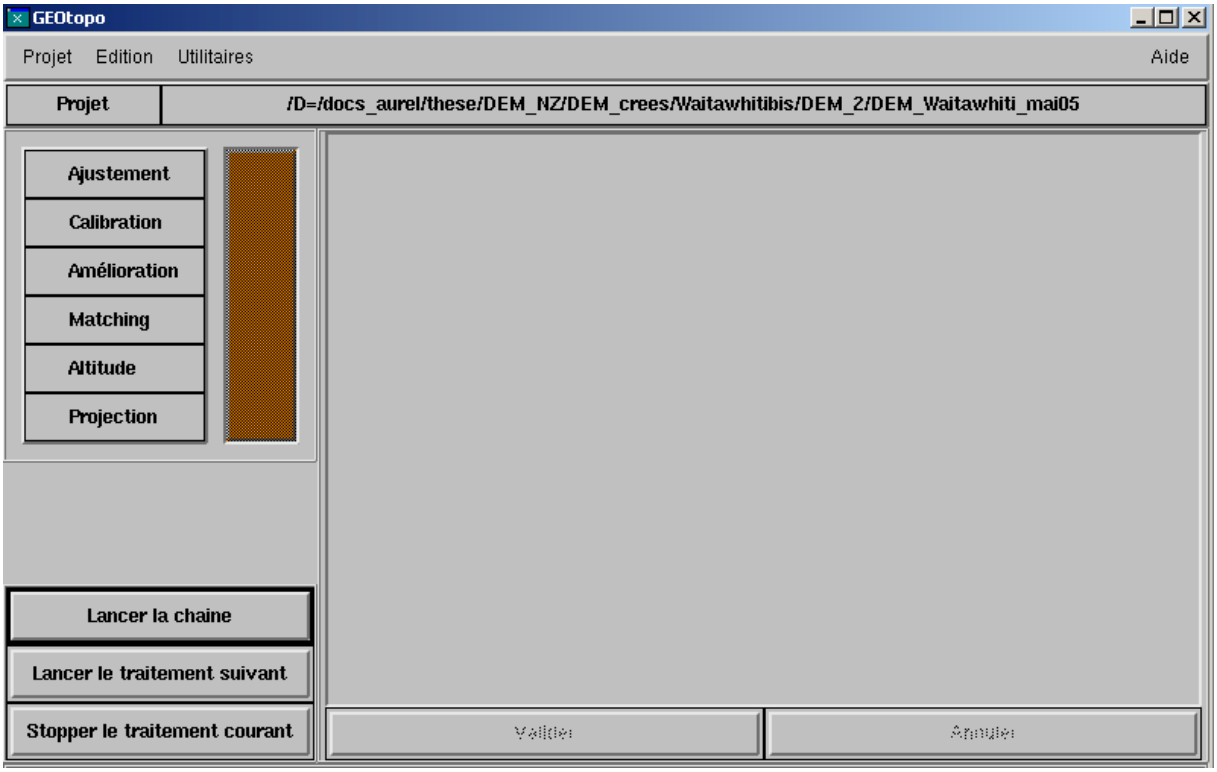


Figure A.1: Chaîne de traitement du module GEOtopo.

L'ajustement consiste à définir le point d'ancrage sur chacune des deux images, afin d'obtenir un point de repère commun à ces images. La calibration est ensuite la première étape de superposition des images (Fig. A.2). Ces images sont calées de telle sorte que ne subsistent entre elles que des décalages de pixels le long des lignes.

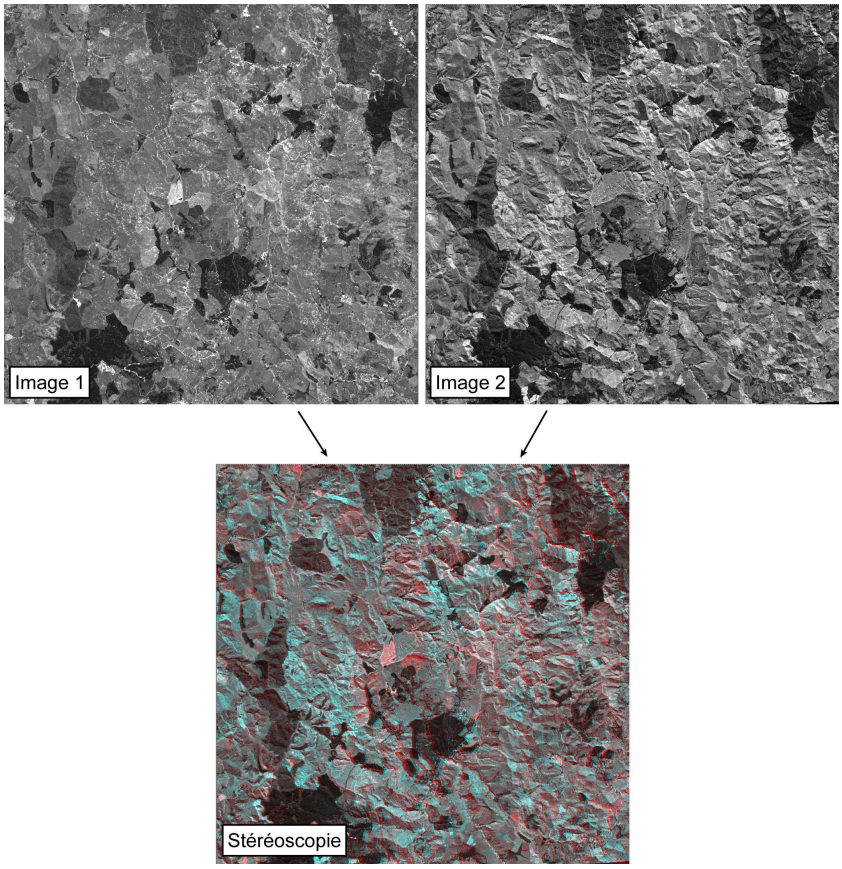


Figure A.2 : Calibration des images 1 et 2 afin d'obtenir une première image en stéréoscopie, dans laquelle subsistent des décalages de pixels le long des lignes.

L'étape de mise en correspondance (« *matching* ») permet d'affiner, au cours de plusieurs itérations, la superposition des images en corrigeant manuellement les décalages de pixels. L'appariement des structures est matérialisé sous la forme de cartes de disparités, indiquant le relief positif ou négatif par rapport au point de référence.

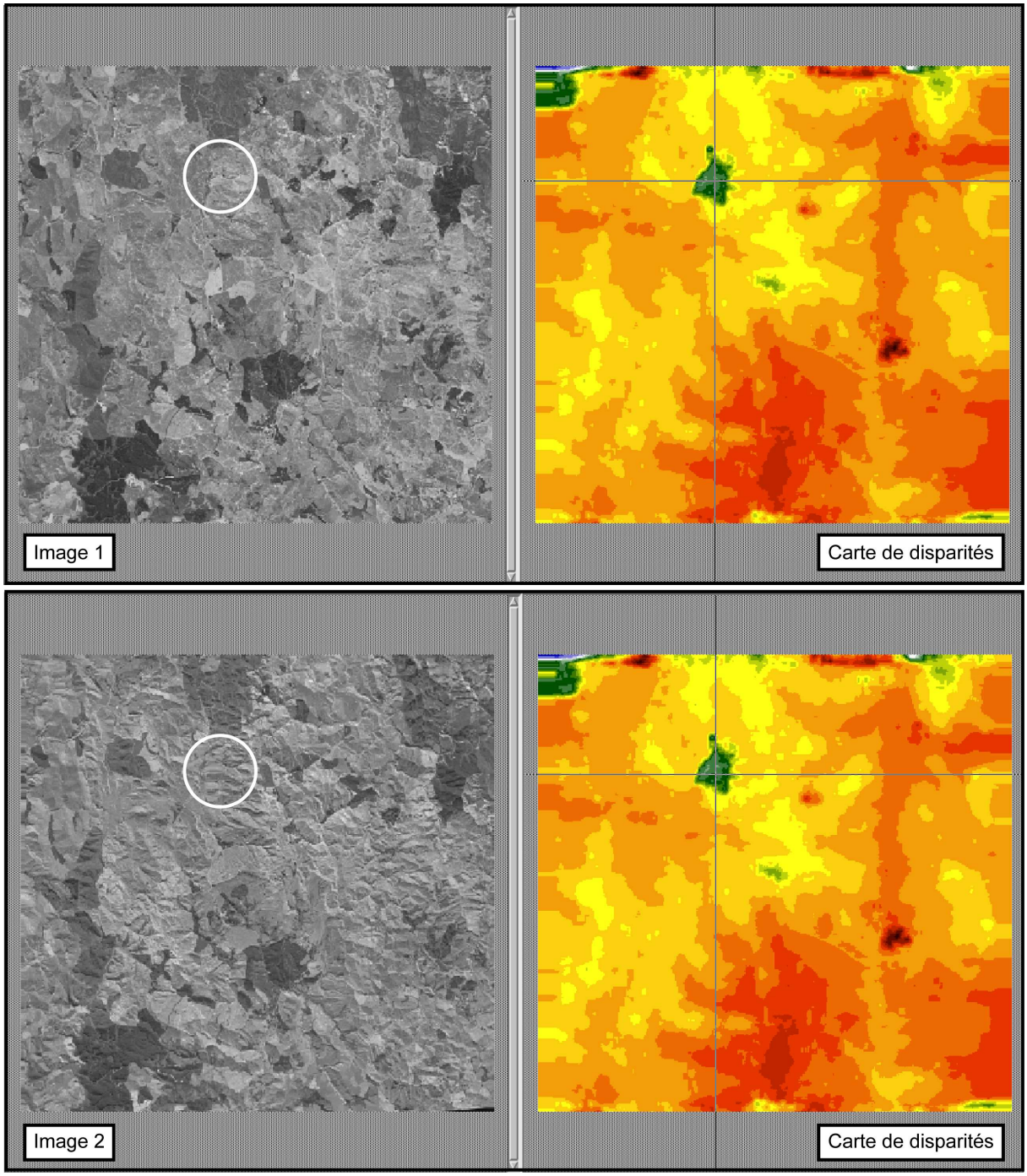


Figure A.3 : Mise en correspondance des images et cartes de disparités obtenues. Les erreurs d'appariement entre structures (par exemple les décalages entourés en blanc) sont corrigées par l'utilisateur.

Les structures mal corrélées apparaissent donc sur ces cartes de disparités comme des interruptions d'un relief continu (Fig. A.3). Par le biais de différents outils (interpolations et triangulations par exemple), il est possible pour l'utilisateur de forcer l'appariement de structures linéaires entre elles, ou de changer les valeurs de disparités à l'intérieur d'un polygone.

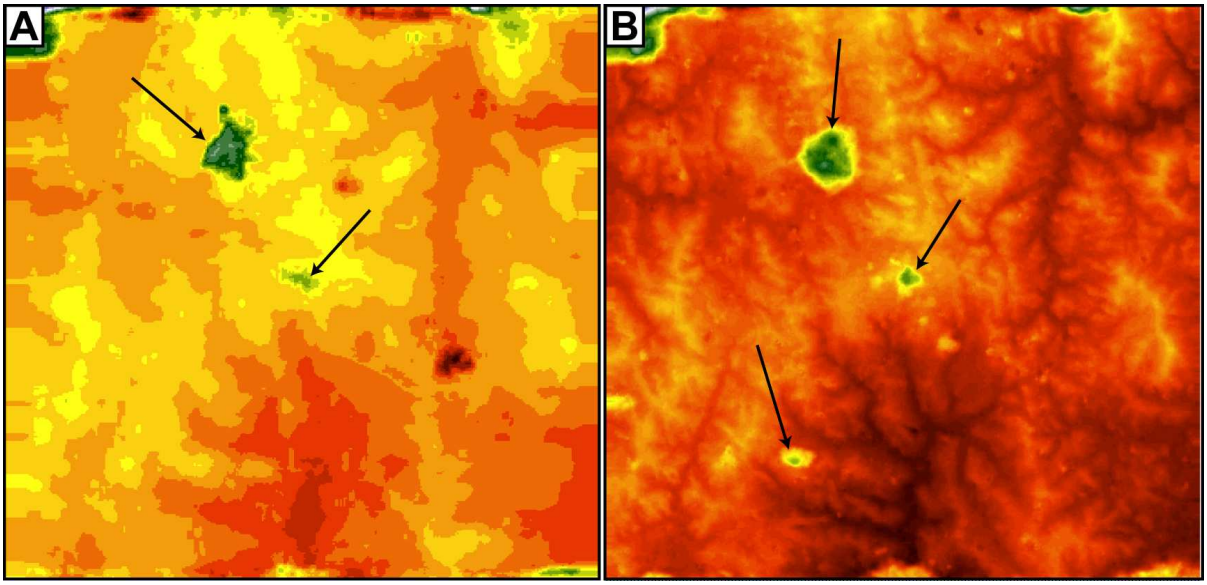


Figure A.4 : Cartes de disparités obtenues après (A) 2 itérations et (B) 4 itérations. Les erreurs de corrélation, indiquées par les flèches noires n'ont ici pas été corrigées.

Des structures de plus en plus fines sont appariées au fil des itérations (Fig. A.4). Après 6 itérations, la carte de disparités est créée à la résolution voulue. Le passage en altitude et le géoréférencement (projection) du MNT alors créé (Fig. A.5) s'effectuent à partir du point défini lors de la première étape. Il est également possible de créer des tables de couleur pour les MNT (Fig. A.6).

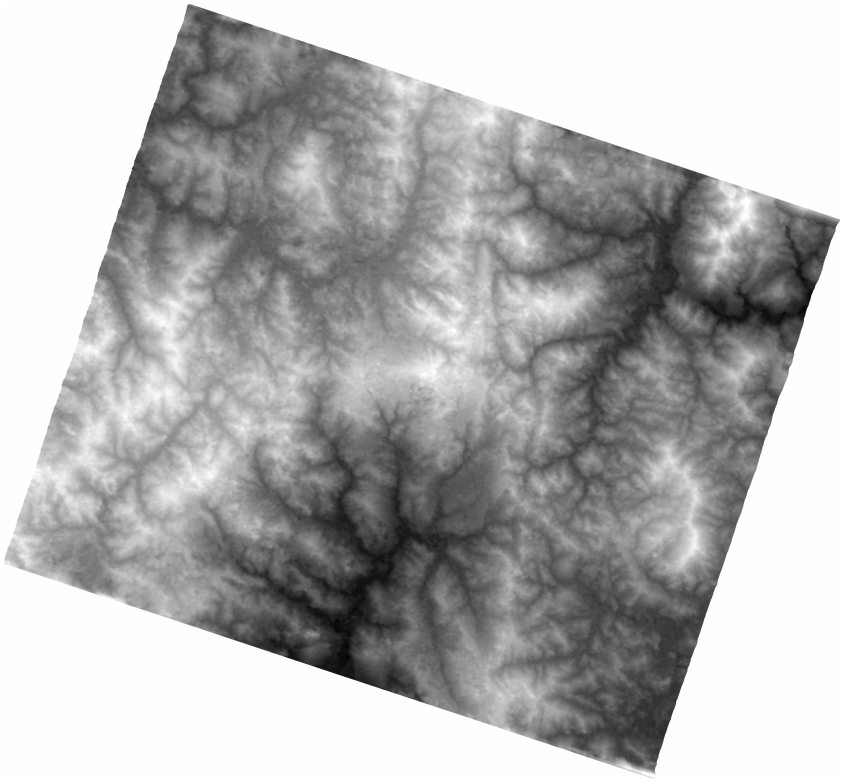


Figure A.5 : Modèle Numérique de Terrain généré par GEOimage

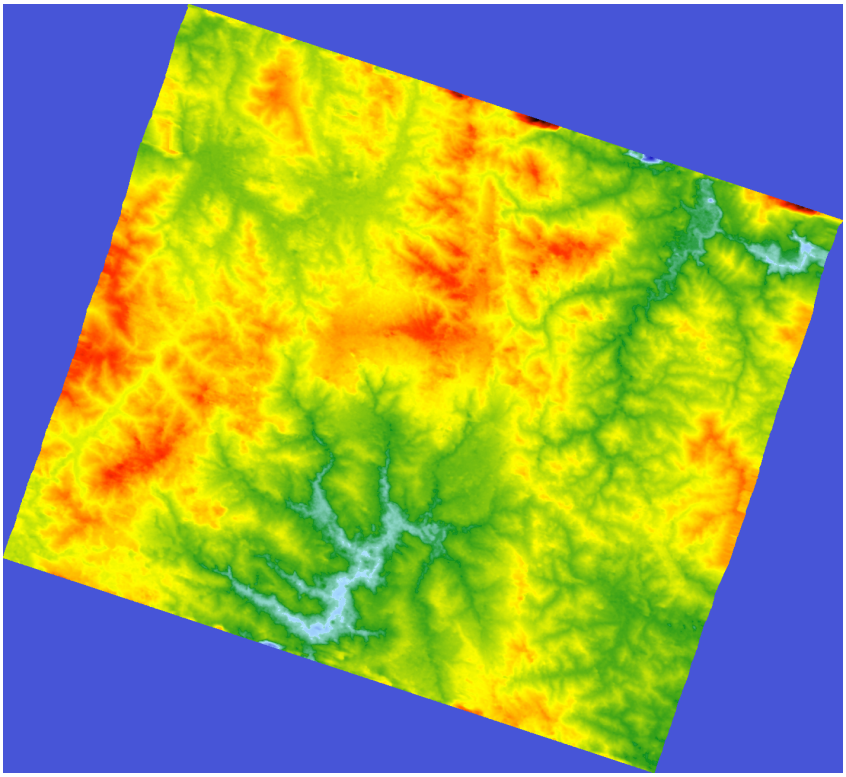


Figure A.6 : Modèle Numérique de Terrain en couleur

ANNEXE B : SYSTEME D'INFORMATION GEOGRAPHIQUE

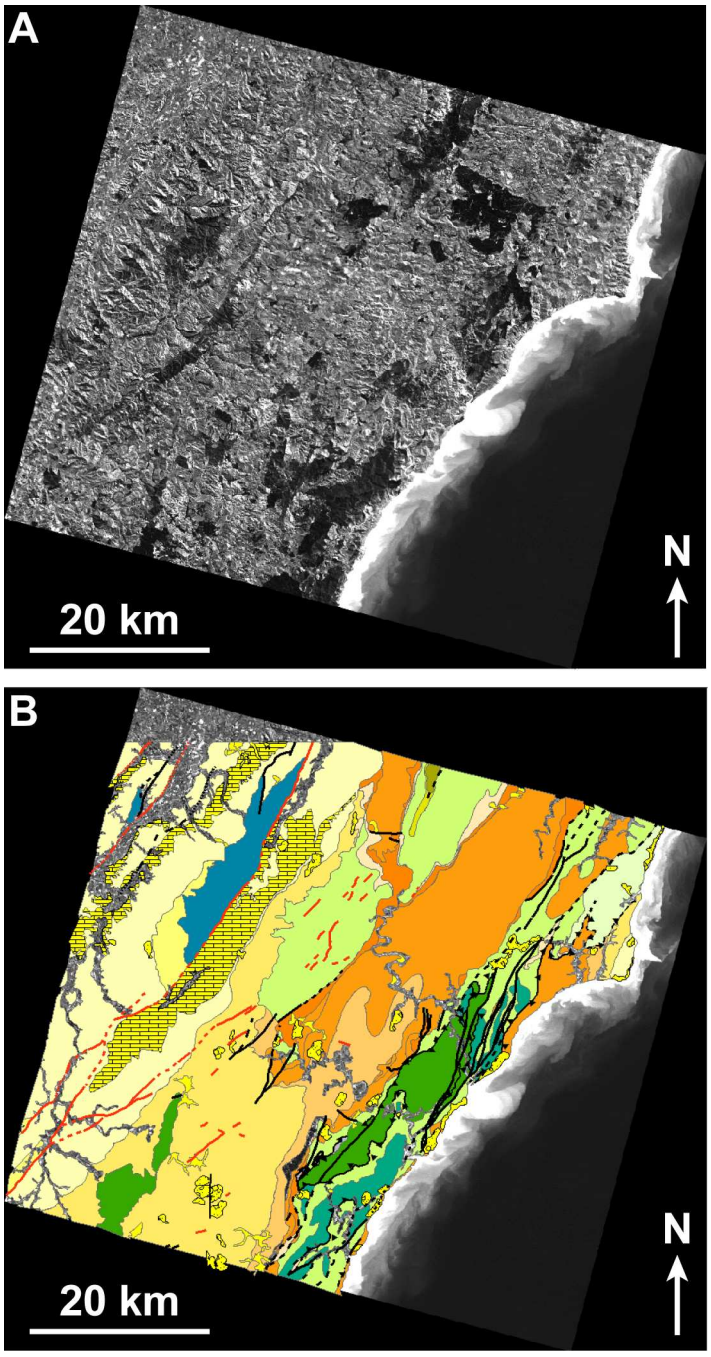


Figure B.1 : Base de données sous SIG de l'image SPOT5 sud (Dannevirke). A : image satellite. B : image satellite et carte géologique au 1/250000 (d'après Lee et Begg, 2002).

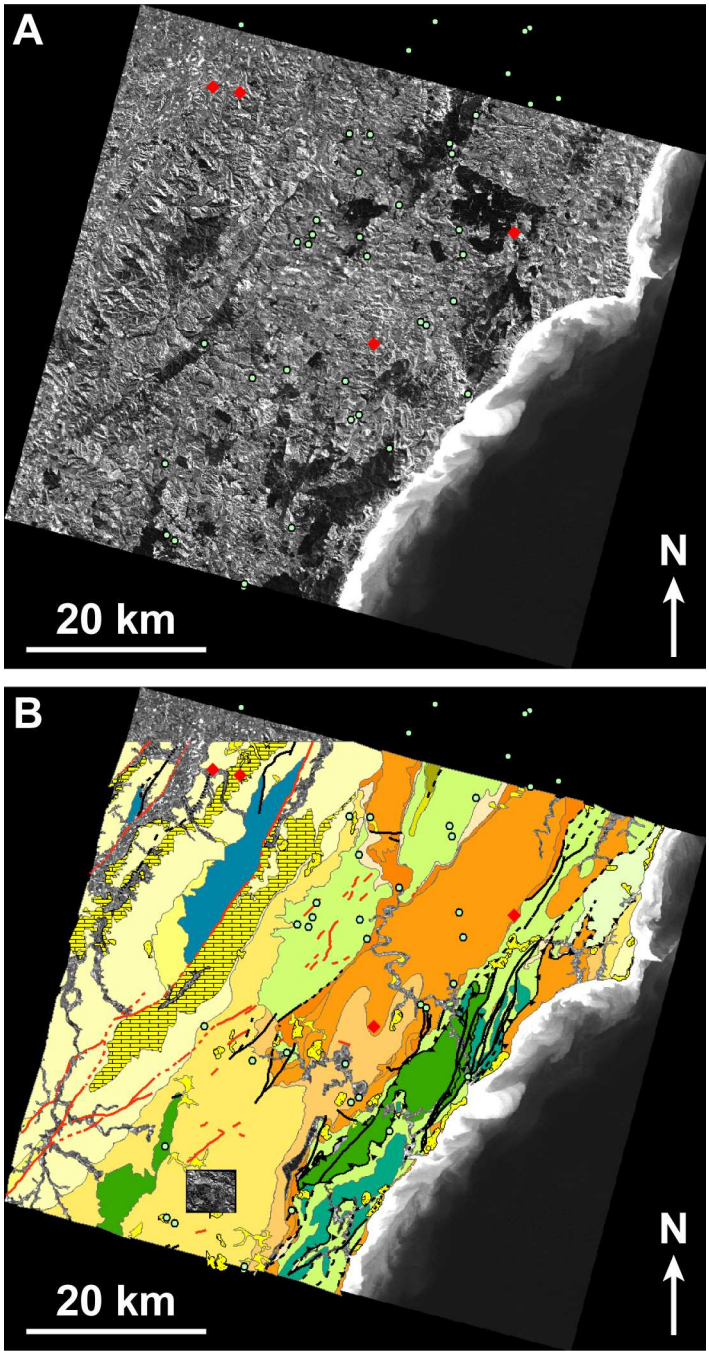


Figure B.2 : Base de données sous SIG de l'image SPOT5 sud (Dannevirke). A : image satellite, séismes historiques (losanges rouges) et échappements de fluides (cercles bleus). B : image satellite, carte géologique au 1/250000 (d'après Lee et Begg, 2002), séismes historiques et échappements de fluides. Le complexe de Waitawhiti est localisé par le rectangle au Sud-Ouest.

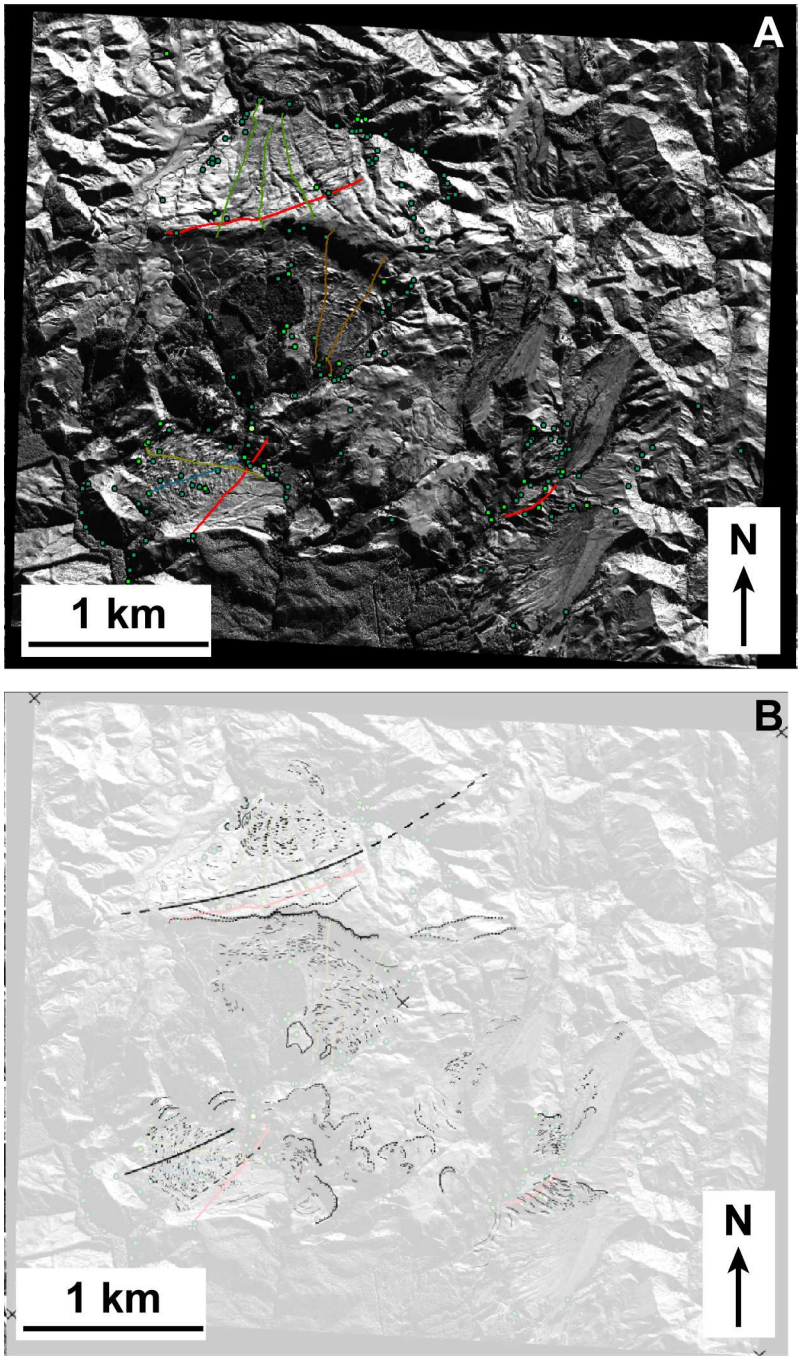


Figure B.3 : Base de données sous SIG du complexe de Waitawhiti. A : image satellite QuickBird-2, points d'observation et d'échantillonnage sur le terrain (cercles verts et bleus), failles (lignes rouges) et traces des profils topographiques levés (lignes multicolores). B : image satellite et observations morphostructurales.

ANNEXE C : HUMIDITE RELATIVE DES ECHANTILLONS SOUMIS AUX TESTS MECANIQUES - PROTOCOLE EXPERIMENTAL

Des humidités relatives (HR) différentes pour les échantillons ont été obtenues en utilisant l'échelle d'HR de l'air certifiée par rapport à des solutions saturées de sel, dites solutions hygrostatiques (O.I.M.L, 1996). Cette échelle certifiée comprend 11 points fixes d'humidité couvrant une étendue d'HR de 2 à 98,5% et une étendue de température de 5 à 80°C (OIML, 1996).

Nous avons choisi pour nos échantillons des HR de 33, 59 et 75%, correspondant respectivement aux sels suivants : chlorure de magnesium ($MgCl_2$), bromure de sodium (NaBr) et chlorure de sodium (NaCl).

Le sel doit être dissous dans des proportions telles que 30 à 90 % du sel pesé demeure non dissous. Connaissant la limite de solubilité des sels utilisés ($s = x$ grammes de sel/100 grammes d'eau), nous avons dissous 1,5 x grammes de sel dans 100 mL d'eau pure.
Les échantillons et la solution hygrostatique sont ensuite mis en équilibre dans un milieu confiné, sous cloche, pendant 60 jours. Les valeurs d'HR ont été contrôlées par hygromètre analogique (précision ±2 %).

ANNEXE D : ROLE OF FLUID OVERPRESSURE AND RIVER INCISION ON LANDSLIDES : FIELD WORK AND EXPERIMENTAL MODELLING (article publié dans le *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata Special Issue, International Geological Modelling Conference, 22-24 September 2008, Florence, Italy)*

Aurélien Lacoste [(*)], Bruno C. Vendeville [(*)], Lies Loncke [(**)]

[(*)]*Université Lille I, Laboratoire Géosystèmes (UMR 8157 CNRS), Cité Scientifique - Bâtiment SN5, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cedex (France)*
[(**)]*Université de Perpignan I, Laboratoire IMAGES (LEGEM) – E.A. 3678, 52 avenue Paul Alduy , F-66860, Perpignan (France)*

Summary

In active mountain ranges, landslides act as a major erosional factor. We analysed in detail a landslide complex located in the emerged accretionary prism of the Hikurangi subduction, in the North Island of New Zealand. The landslides appear to be closely linked to pore-fluid overpressure and deep creek incisions in their distal downslope areas. We undertook a series of experiments to understand the respective roles of slope, pore-fluid pressure and valley incision on the triggering of the slides. Landsliding occurs when the model is subjected to fluid overpressure combined with the absence of downslope buttress. It is clear that gravitational sliding is enhanced, if not triggered by valley incision.

Introduction

Landslides play a prominent role in the denudation of mountain ranges. Sliding processes and determining factors are various and depend on both external, such as rainfall or seismic activity, and intrinsic factors, such as lithology or pore-fluid overpressure. Landslides are especially common in areas of active tectonics and high uplift rates, such as the North Island of New Zealand.

The inner part of the accretionary prism of the Hikurangi subduction zone emerges in the Coastal Ranges of the North Island of New Zealand and is affected by many gravitational instabilities. Using SPOT5 satellite images analysis and field work, we investigated a selected area of the Coastal Ranges, subjected to intense deep-seated (up to 100m depth) landsliding. The slides vary in their morphology and distribution despite a rather homogeneous geological

context. They appear to strongly depend on the presence of fluid overpressure and river incision. We undertook a systematic series of analogue experiments in order to better understand the processes leading to landsliding in this active margin setting.

Geological setting and sliding characteristics

Owing to the subduction of the Pacific plate beneath the Australian plate, the Coastal Ranges of the east coast of North Island of New Zealand are subjected to intense seismic activity. At least three earthquakes of magnitude M>7 have been recorded since 1855 (Schermer et al., 2004). These earthquakes are caused by slip along right-lateral or transpressional faults. Gas seeps and mud volcanoes have been widely observed in the Coastal Ranges, thus evidencing the upward migration of thermogenic methane associated with hydrocarbon cracking at depth (Pettinga, 2003). High fluid pressure can greatly reduce the effective strength of porous rocks, especially in low-permeability stratigraphic layers.

The Waitawhiti landslide complex is located in the core of a wide growing syncline subjected to high uplift rates (up to 2.3 mm/yr; Pillans, 1986). The slides (for example the western slide, Figure 1) affect Late Miocene massive fractured siltstone and uncemented sandstone series. Some slides appear to have occurred instantaneously, whereas others have been creeping down continuously. Some are made of tilted fault blocks, whereas in others, faults blocks have been translated with no significant rotation. Finally, some slides have a compressional distal toe, whereas others are bounded downslope by incised creek valleys (Figure 2). In the latter case, the slide shows no compressional structures (folds or thrusts), either because compressional structures have never formed, or because they have been continuously removed by creek erosion. In all of our field examples, there is strong evidence that sliding takes place on horizons or beds having a very high pressure of thermogenic methane gas. The presence of high pore-fluid pressure, combined with the lack of a downslope compressional toe may be the key characteristics making sliding possible, even along very gentle slopes.

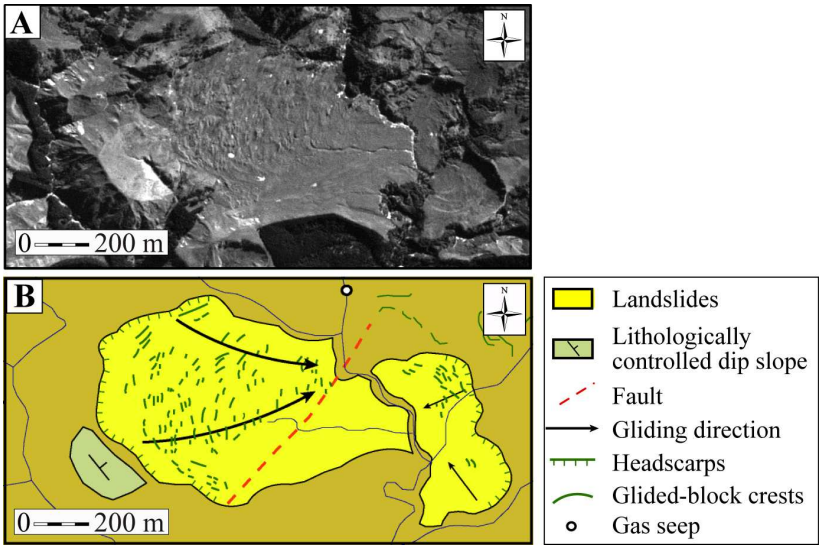


Figure 1 – A- SPOT5 satellite image of the western Waitawhiti slide. B- Geological map and morphological features of the western Waitawhiti slide.

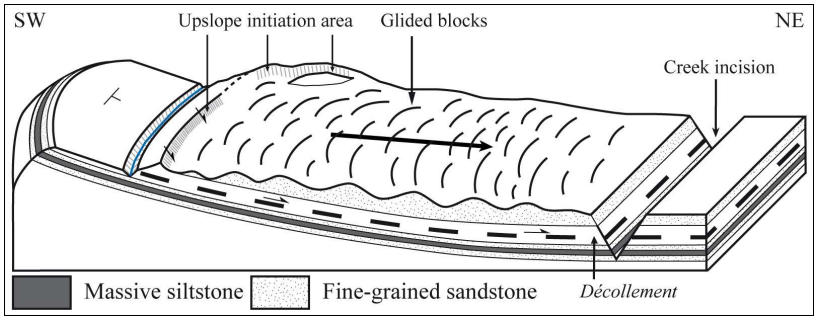


Figure 2 – Block diagram of the western Waitawhiti slide. The amount of rotation of the glided blocks overlying the clayey décollement layer is low (<5°).

Experimental set-up

We conducted a systematic series of analogue experiments in order to better understand the respective roles of (1) the local slope, (2) the magnitude of fluid pressure, and (3) the valley incision and removal of the downslope buttress on the trigger, evolution, and 3-D geometry of landslides. In the experiments, we simulated the generation of thermogenic gases using compressed air applied at the base of the model (Mourgues, 2003) (Figure 3). Models were built on a horizontal or tilted base, with or without a valley incision. In this

article, we illustrate one horizontal model in which the depth of the incision varied laterally and locally intersected a low-permeability layer (glass microbeads) acting as a potential *décollement*.

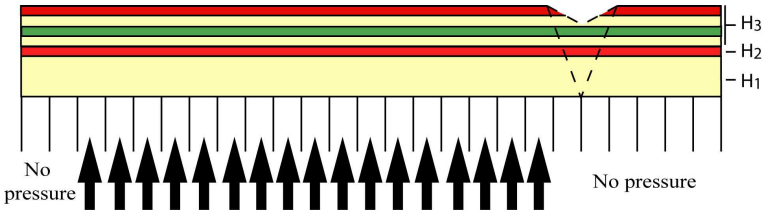


Figure 3 – Experimental set-up. Black arrows indicate the parts of the model subjected to overpressure. Dashed lines represent differential incision. H1: substratum sand layer, H2: glass microbeads *décollement* layer, H3: sand cover.

Our models consisted in a thick substratum sand layer, overlain by a 0.5mm low-permeable glass microbeads layer. These microbeads were used to model a low-permeability *décollement* layer. A sand cover, composed of four 0.5-cm layers overlaid the microbeads. We built an incising device to model differential creek incision. The model was 100 cm long, and the depth of incision varies laterally from 0.5 to 4.5 cm. After incising the cover, we progressively raised the air pressure applied at the bottom of the model until sliding occurred. We then stopped the air flow and eroded again the compressional toe of the slide, at the bottom of the valley.

Results

The overhead and oblique views in Figure 4 illustrate the structural style of the model after multiple episodes of sliding and incision.

Normal faults first formed on the flank of the valley, then propagated further inland as the air pressure was increased. Such retrogressive sliding is similar to the Turnagain Heights slide described by Voight (1975). Downslope, short-wavelength folds formed a compressional toe near the valley floor. For each episode of deformation, the air pressure was raised until thickening of the compressional toe acted as an efficient buttress that effectively blocked any further sliding. No sliding occurred in the two lateral regions where no air pressure was applied. Note that the width of the deformed area is greatest where the incision was deepest

(left part of the model), whereas no sliding took place in the rightmost part of the model, where the incision did not reach the *décollement* level.

Figure 5 shows two photographs and a line drawing of two cross sections after the end of the experiment. The cross section in Figure 5A was located in the upstream region, where the incision barely reached the *décollement* level. There, sliding remained modest, and the deformed area small, comprising only two normal faults. By contrast, the cross section in Figure 5B contains a much wider area deformed by numerous normal faults upslope, and intense small-scale folding downslope at the toe of the slide. Also note that most normal faults are listric.

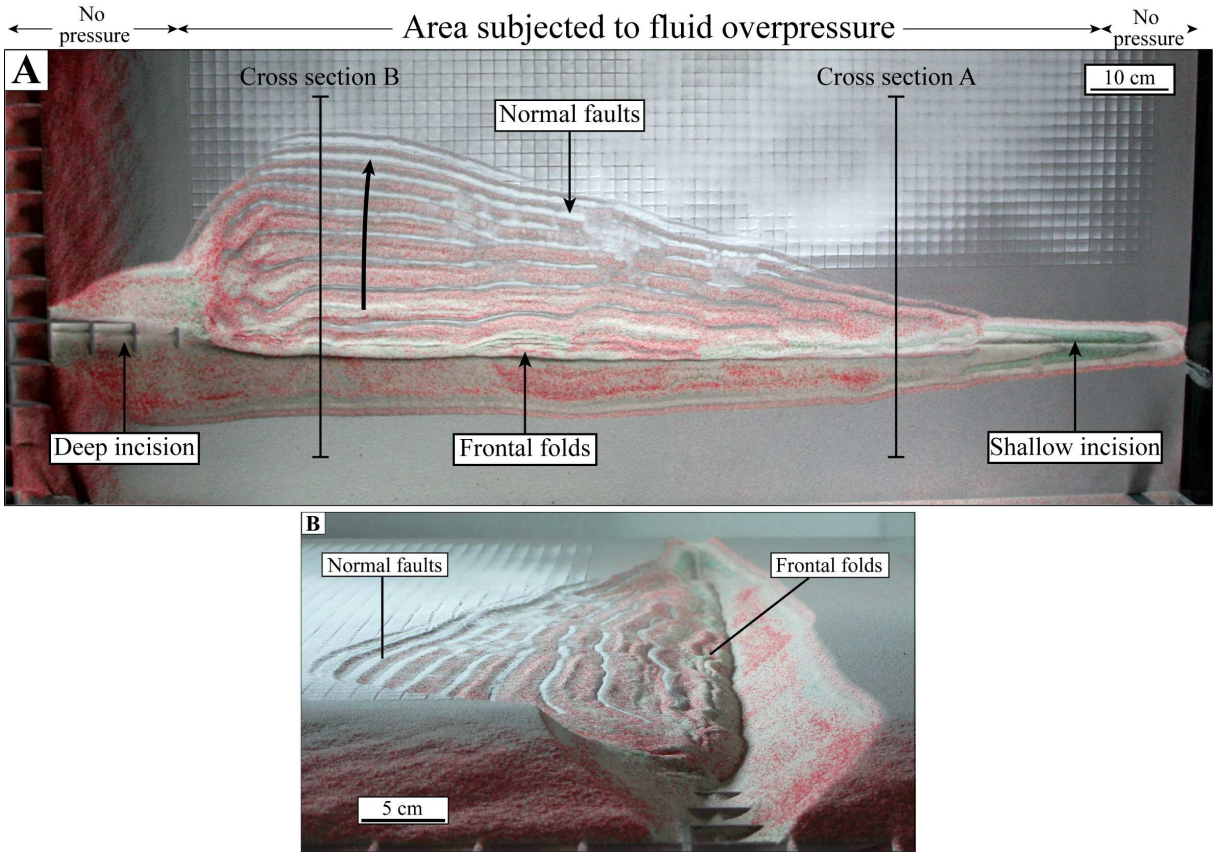


Figure 4 – A- Top view of the experiment. Arrow shows the sense of normal faults propagation. Note that the depth of incision increases from right to left. The leftmost and rightmost parts of the model were not subjected to air overpressure. B- Oblique view of the experiment (looking upstream) showing the array of normal faults (left) and contractional folds (right).

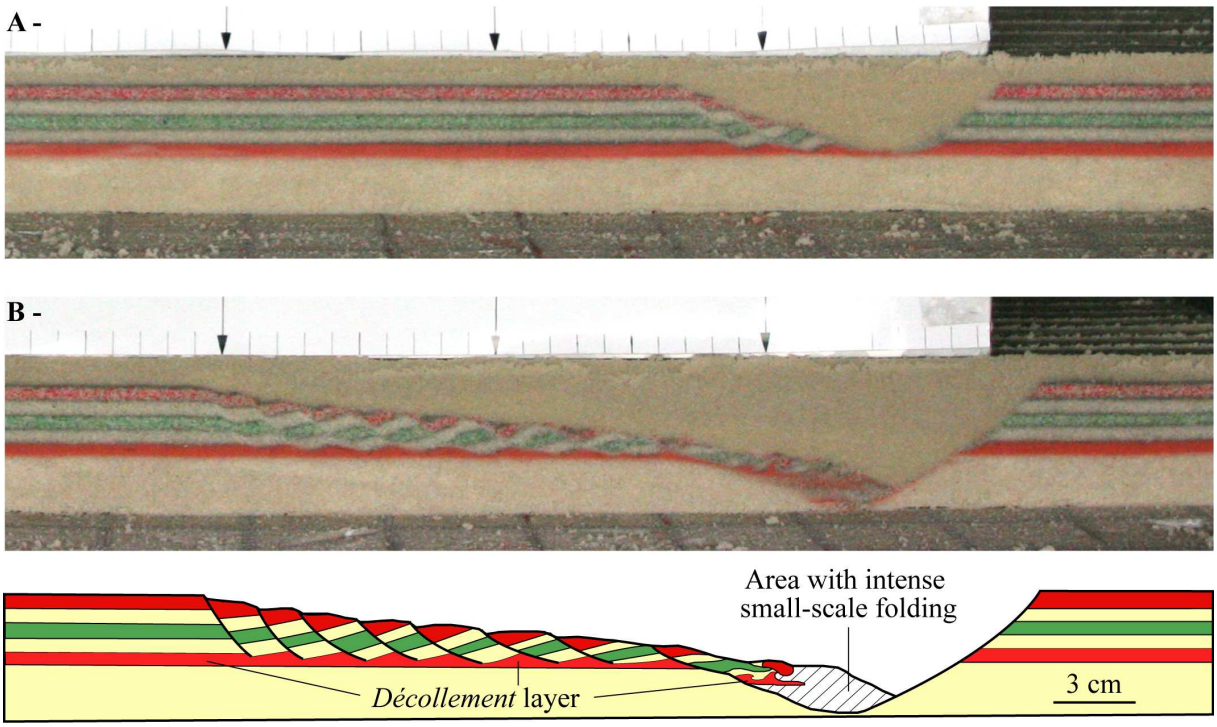


Figure 5 – A- Photograph of a cross section in the shallow-incised part of the model. B- Photograph and line drawing of a cross section in the deeply incised part of the model. See Figure 4 for locations of cross sections.

Conclusions

The above experiment demonstrates that landslides can be easily triggered if the two following factors, fluid overpressure and river incision, are present. High pore-fluid pressure in a low-permeability layer reduces the friction at the base of the potentially mobile cover. However, some sort of driving forces are necessary for a slide to occur. This may be the case where the entire cover is tilted. In our experiment, the model was deformed horizontally. The driving force thus came from the lack of lateral buttress and the sole presence of a surface slope. As weak as such a force might be, it is powerful enough to trigger large landslides in the vicinity of the incision.

REFERENCES

MOURGUES R.; 2003: *Surpressions de fluides et décollements: Modélisations analogiques et numériques*. Thèse de l'Université de Rennes1, 258 p.

PETTINGA J.R.; 2003: *Mud volcano eruption within the emergent accretionary Hikurangi margin, southern Hawke's Bay, New Zealand*. New Zealand Journal of Geology & Geophysics, vol. 46, pp. 107-121.

PILLANS B.; 1986: *A Late Quaternary uplift map for North Island, New Zealand*. Royal Society of New Zealand Bulletin, 24, pp. 409-417.

SCHERMER E.R., VAN DISSEN R., BERRYMAN K.R., KELSEY H.M., CASHMAN S.M.; 2004: *Active faults, paleoseismology and historical fault rupture in Northern Wairarapa, North Island, New Zealand*. New Zealand Journal of Geology & Geophysics, vol. 47, pp. 101-122.

VOIGHT B.; 1975: *The mechanisms of retrogressive block gliding with emphasis on the evolution of the Turnagain heights landslide, Anchorage, Alaska*. In: Gravity and Tectonics, De Jong K.A. and Scholten R. (Eds), John Wiley, New York, pp. 97-121.