

# **Projet Black Lake<sup>1</sup> :**

Évaluation de l'accélération potentielle du glissement de Black Lake et scénarios  
de Tsunami

(Rapport final)

Rapport LERN-Black-Lake-2015-01

Par Dominique Turmel, Jonathan Leblanc, Jacques Locat, Ariane Locat et Martin  
Grenon

Laboratoire d'études sur les risques naturels (LERN),  
Département de géologie et de génie géologique, Université Laval



Pour

Pierre Dorval  
Ministère des Transports du Québec  
François Bossé  
Ministère des Transports du Québec

---

<sup>1</sup> Analyse des aléas mouvements de terrain liés à l'exploitation minière et leurs conséquences possibles sur les infrastructures routières et urbaines : le cas de la mine LAB Chrysotile à St-Joseph de Coleraine



## **Avant-Propos**

Ce projet de recherche sur le potentiel tsunamigénique a été réalisé au Laboratoire d'Études sur les Risques Naturels du Département de géologie et de génie géologique de l'Université Laval. Nous tenons à remercier particulièrement Messieurs Carl Bonnevie Harbitz, PhD, Finn Lovholt, PhD, et Jihwan Kim, ainsi que le NGI, qui ont accueilli M. Jonathan Leblanc en Norvège et qui ont permis de le former sur la modélisation des tsunamis. Sans leur aide inestimable, ce projet n'aurait pu se dérouler dans les délais impartis.

Il est important de souligner ici que ce travail a été fait en collaboration avec le secteur Mécanique des Roches du Ministère des Transports. Une journée d'atelier a eu lieu au mois de juin 2015 où les résultats préliminaires ont été présentés et discutés. De plus, une journée de discussion a eu lieu suite à une première version du rapport final. Lors de cette journée de discussion, tous se sont mis d'accord avec les pondérations affectées aux différents scénarios présentés au chapitre 7 du présent rapport.

Les auteurs du présent rapport n'ont porté aucun jugement sur la notion de probabilité ou risque acceptable. Il en va du ressort des Ministères concernés d'évaluer les résultats obtenus en fonction de leurs critères d'acceptabilité sociale.

Les informations contenues dans ce rapport ont été établies dans un contexte de recherche scientifique avec une quantité limitée de données et cela afin de soutenir le MTQ dans sa démarche visant à l'évaluation du danger de tsunami en lien avec les mouvements de terrain au pourtour de la mine à ciel ouvert. Les auteurs de ce rapport, et l'Université Laval, ne peuvent pas être tenus responsables pour quelque dommage que ce soit résultant d'une utilisation autorisée ou non de ces informations.





## Sommaire exécutif

Le principal objectif de ce projet était de développer une approche paramétrique permettant d'évaluer les dangers auxquels est exposé le secteur de Black Lake vis-à-vis du potentiel de tsunami pouvant être causé par un glissement lors de l'enneigement de la fosse de la mine de LAB Chrysotile. Trois principales étapes ont été nécessaires afin d'atteindre cet objectif : 1) évaluer et décrire la morphologie des glissements potentiels ou présents, 2) modéliser la cinématique des glissements décrits en (1) et finalement 3) modéliser, pour chacun des scénarios élaborés en (1) et (2) le potentiel tsunamigénique, en fonction du niveau de l'eau dans la fosse.

Trois scénarios de glissement ont été obtenus à partir du glissement actuel, soit le glissement complet ainsi que deux secteurs dans la partie sud, qui semblent bouger de manière indépendante. Ces trois secteurs sont des glissements actifs. En plus de ces trois scénarios, le volume au-dessus du glissement de 2012 a été considéré pour l'analyse comme potentiellement instable, même si aucune amorce de mouvement n'est présentement perceptible. Cette masse de roche a été analysée selon trois scénarios de volumes différents.

Une analyse prospective de la stabilité de ces 6 scénarios a été effectuée, en faisant varier le niveau d'eau dans la fosse. Les courbes du facteur de sécurité (FS) en fonction du niveau d'eau montrent, pour les trois scénarios faisant partie du glissement complet, une diminution du FS suite à une augmentation du niveau d'eau, suivi d'un minimum et ensuite d'une augmentation du FS. La position de la surface de rupture dans la pente fait varier l'élévation à laquelle le FS du glissement modélisé est le plus bas, mais il est important de noter ici que pour tous les scénarios impliquant le glissement actif, le FS minimum est obtenu lorsque le niveau d'eau est inférieur à 160 m. Le niveau maximal d'inondation du lac sera à environ 233 m.

Pour les trois autres scénarios dont le volume est situé au-dessus du glissement de 2012, le FS obtenu à une altitude de 233 m est entre 2,4 et 2,6, si l'on prend comme hypothèse qu'il n'y a pas de structures qui favorisent l'instabilité. Dans le cas contraire, le FS pourrait être inférieur à l'unité mais il n'y a aucune évidence observable en ce sens au moment d'écrire ce rapport.

Par la suite, pour chacun des scénarios, une analyse a été faite avec le logiciel NIS afin de modéliser la cinématique des glissements. En se basant sur une analyse à rebours du glissement de 2012, les paramètres du modèle numérique ont pu être calibrés, c.-à-d. l'angle de frottement dynamique et la viscosité. Une analyse paramétrique a permis de simuler deux ou trois profils de vitesse pour

chacun des glissements : une vitesse plus lente, mais plus plausible et une vitesse plus rapide, mais moins probable. Dans un cas, un profil intermédiaire a aussi été généré.

Le logiciel GeoClaw a été utilisé afin de modéliser les tsunamis, à partir de tous les scénarios élaborés. De plus, pour chacun des scénarios de vitesse spécifique à un glissement, des modélisations ont été effectuées à plusieurs niveaux d'eau. Afin d'évaluer s'il y avait propagation jusqu'à la route 112 ou jusqu'au quartier de Black Lake, une série de 11 marégraphes, permettant d'enregistrer la présence ou non d'eau ainsi que l'élévation d'eau en un point, ont été placés sur l'ensemble du territoire. Pour chacun des scénarios analysés, il fut alors noté s'il y avait ou non inondation, et à quel endroit.

La dernière étape du travail fut de mettre en perspective le réalisme des scénarios d'évolution de la masse avec les analyses tsunamigéniques. Pour ce faire, des arbres d'événement ont été créés afin de pondérer les différents scénarios. Sur les 25 cas analysés, 10 cas pourraient inonder la route tandis que 4 pourraient affecter le secteur Black Lake de la ville de Thetford Mines. Le scénario ayant la probabilité la plus élevée d'atteindre la nouvelle route 112 aurait une probabilité de 0,02250 (lorsque le niveau du lac sera à 233 m, donc dans environ 22 années) tandis que le scénario ayant la probabilité la plus élevée d'atteindre le secteur Black Lake de la ville de Thetford Mines serait de 0,00009 (lorsque le niveau du lac sera à 233 m). Rappelons ici que ces scénarios ont été élaborés avec beaucoup d'incertitudes de telle sorte que les résultats sont conservateurs et que le suivi proposé ci-après devrait permettre de réduire les incertitudes sur la probabilité d'occurrence des divers scénarios.

La recommandation principale suite à ce travail consiste à effectuer un suivi régulier des déplacements (e.g. LiDAR, InSAR, stations totale, levés extensométriques) du glissement ainsi que des niveaux d'eau (niveau du lac, inclinomètres et piézomètres déjà installés). Dans le glissement actif, des tiges permettant des lectures de déplacements à l'aide d'un extensomètre devront être installées afin d'assurer un suivi dans les zones de mouvements récents (automne 2015). De plus, le volume au-dessus du glissement de 2012 devra être surveillé et si des mouvements deviennent évidents, au moins un inclinomètre et un nid de piézomètres devront être installés dans ce secteur. Ce faisant, ces travaux permettraient de réduire l'incertitude étant donné que l'ensemble des analyses sur la stabilité a été effectué avec une géologie très sommaire ou même inexistante. De plus, la hauteur de la nappe phréatique est inconnue dans tous les scénarios.

Finalement, il faudra s'assurer que, si des travaux étaient effectués aux pourtours du lac, des mesures soient prises afin de ne pas créer de nouveaux passages pour l'eau provenant de vagues potentiellement générées par un glissement de terrain. Dans un tel cas, des analyses supplémentaires avec la nouvelle topographie devraient être envisagées.



# Table des matières

Avant-Propos .....	iii
Sommaire exécutif .....	v
1. Introduction et mise en contexte.....	1
2. Objectifs .....	5
3. Méthodologie.....	7
3.1. Données disponibles .....	7
3.1.1. Données topographiques .....	7
3.1.2. Données de forage.....	8
3.1.3. Géologie.....	8
3.2. Géométrie du glissement et effet du remplissage sur la stabilité .....	9
3.3. Analyse de la cinématique .....	10
3.4. Analyse tsunamigénique.....	11
3.4.1. Description du modèle dans GeoClaw .....	12
3.4.2. Équations de Barré de Saint-Venant.....	14
3.5. L'incertitude et ses sources .....	18
4. Géométrie du glissement de Black Lake et effet du remplissage sur la stabilité.....	25
4.1. Glissement de 2012.....	28
4.2. Glissement global .....	28
4.3. Grand glissement Sud .....	30
4.4. Petit glissement Sud .....	31
4.5. Glissements à l'arrière du glissement de 2012 .....	32
4.5.1. Glissement R1.....	35
4.5.2. Glissement R2.....	35
4.5.3. Glissement R3.....	36
5. Cinématique du glissement rocheux .....	71
5.1. Accélération des glissements rocheux.....	71
5.2. Cinématique de glissements similaires.....	75
5.2.1. Pandemonium creek (Evans et al. 1989) .....	76
5.2.2. Åkerneset .....	77

5.2.3.	Mount Meager .....	78
5.2.4.	Bingham Canyon.....	79
5.2.5.	Glissement de La Clapière .....	80
5.3.	Scénarios d'accélération et de vitesse.....	1181
5.3.1.	Rétro-analyse du glissement de 2012 .....	81
5.3.2.	Glissement global.....	84
5.3.3.	Grand glissement Sud.....	84
5.3.4.	Petit glissement Sud.....	85
5.3.5.	Glissements à l'arrière du glissement de 2012.....	86
5.4.	Discussion sur les scénarios d'accélération.....	87
6.	Évaluation du potentiel tsunamigénique .....	107
6.1.	Physique du phénomène .....	107
6.2.	Autres cas de tsunami causés par des glissements de terrain .....	111
6.3.	Résultats des modélisations numériques.....	114
6.3.1.	Description des paramètres d'entrée .....	114
6.3.2.	Glissement de 2012 .....	117
6.3.3.	Glissement global.....	121
6.3.4.	Grand glissement Sud.....	123
6.3.5.	Petit glissement Sud.....	125
6.3.6.	Glissement à l'arrière du glissement de 2012 (R1 à R3).....	127
6.3.7.	Conclusions partielles .....	133
7.	Arbre d'événements .....	185
7.1.	Glissement global .....	188
7.2.	Grand glissement Sud .....	190
7.3.	Petit glissement Sud .....	192
7.4.	Glissement à l'arrière du glissement de 2012 (R1 à R3) .....	194
8.	Conclusion.....	205
8.1.	Scénarios possibles d'évolution des glissements de terrain .....	205
8.2.	Potentiel tsunamigénique.....	207
8.3.	Évaluation du danger.....	208
8.4.	Travaux futurs.....	210

9. Recommandations .....	211
10. Références.....	215





## Liste des tableaux

Tableau 4-1. Familles structurales déterminées à partir du MNE et à partir des données fournies par LAB Chrysotile.....	26
Tableau 4-2 Paramètres géomécaniques pour les types de roches rencontrés. Entre parenthèses sont les valeurs de GSI déterminées par le calcul à rebours du glissement de 2012, et qui seront utilisées pour ce travail. (Selon Caudal, 2015).....	27
Tableau 5-1. Accélération théorique maximale selon l'angle de frottement et la pente.....	73
Tableau 5-2. Accélération théorique maximale, dans l'eau, pour diverses pentes et angles de frottement. ....	75
Tableau 6-1 : Localisation des marégraphes (fig. 6-13) dans le domaine d'étude .....	117
Tableau 6-2 : Résultats des modélisations numériques de l'événement du juillet 2012.....	119
Tableau 6-3 : Influence du remplissage du lac sur l'élévation de surface maximale et sur la gravité de l'inondation .....	120
Tableau 6-4 : Résultats des modélisations numériques des scénarios du glissement global pouvant atteindre des infrastructures. ....	123
Tableau 6-5 : Résultats des modélisations numériques des scénarios du Grand glissement Sud pouvant atteindre des infrastructures. ....	125
Tableau 6-6 : Résultats des modélisations numériques où il y aurait atteint des éléments à risque pour le scénario de Petit glissement Sud.....	127
Tableau 6-7 : Résultats des modélisations numériques pouvant atteindre une infrastructure pour le glissement R2. ....	130
Tableau 6-8 : Résultats des modélisations numériques pouvant atteindre une infrastructure pour le glissement R3. ....	133
Tableau 7-1. Description verbale de l'incertitude versus la valeur de probabilité (Tiré de Lacasse et al. 2008). ....	188
Tableau 8-1 : Tableau résumé des scénarios potentiels pour lesquels l'eau pourrait atteindre la route ou la ville de Black Lake. Entre parenthèses est placé l'année où le niveau d'eau atteindra l'élévation indiquée. ....	209



## Table des figures

Figure 1-1. Localisation de la mine LAB Chrysotile.....	3
Figure 1-2. Localisation des deux principaux glissements et des fosses de la mine LAB Chrysotile .....	4
Figure 3-1. Localisation des forages effectués. Les forages F-E-1 et F-E-3 sont équipés d'un tube inclinométrique tandis que le forage F-E-2 est utilisé pour mesurer le niveau de l'eau. Le forage F-E-4, non discuté ici, fut effectué pour connaître la stratigraphie des résidus miniers et il n'est pas instrumenté. ....	21
Figure 3-2 : Exemple de raffinement de la grille rectangulaire, suivant la propagation d'un tsunami généré par un glissement de terrain de 20 hm <sup>3</sup> et prenant origine sur la paroi est de la fosse principale. La grille est aussi raffinée lors de l'inondation lors du déferlement de l'eau sur les berges. ....	22
Figure 3-3. Typologie des incertitudes dans un contexte d'analyse de risque (Tiré de Cauvin, 2007).....	23
Figure 4-1. Carte d'ombrage obtenu des données LiDAR aéroportées de 2010. La ligne turquoise représente la zone principalement touchée par le glissement de 2012. La ligne rouge représente le pourtour extérieur du glissement, obtenu par les observations de terrain et la comparaison des levés LiDAR aéroportés. ....	39
Figure 4-2. Carte d'ombrage provenant des données brutes de levé LiDAR aéroporté 2013. Plusieurs fissures de tension sont visibles sur cette carte, donc certaines sont notées par les flèches blanches. ....	40
Figure 4-3. Fissure de tension photographiée à l'été 2014. Cette fissure est localisée par la flèche la plus au nord sur la figure 3-2. ....	41
Figure 4-4. Différence d'élévation entre les levés LiDAR aéroportés de 2010 (avant le glissement) et de 2012 (juste après le glissement). ....	42
Figure 4-5. Des fissures sont interprétées dans ce ruisseau par la disparition de l'eau de ce dernier. En a), de l'eau est visible dans le ruisseau tandis qu'en b), photo prise quelques mètres en aval, l'eau est complètement disparue. Quelques mètres plus bas, ce ruisseau coule sur le roc, et une série de fissures sont aussi visibles. ....	43
Figure 4-6. Localisation des forages effectués. Les forages F-E-1 et F-E-3 sont équipés de tubes inclinométriques tandis que le forage F-E-2 est utilisé pour mesurer le niveau de l'eau. Le forage F-E-4, non discuté ici, fut effectué pour connaître la stratigraphie des résidus miniers et il n'est pas instrumenté. ....	44
Figure 4-7. Les levés effectués dans le forage F-E-1 (fig. 4-6) montrent un plan de rupture localisé à environ 27-28 mètres de profondeur. Un autre plan pourrait	

être situé à 38 mètres sous la surface, les prochains levés pourront confirmer cette interprétation. Graphiques des déplacements cumulés en haut et des déplacements incrémentaux en bas dans l'axe B0-B180 pour le tube inclinométrique F-E-1.....	45
Figure 4-8. Stéréonet des discontinuités tel qu'analysé par Caudal et al. (2014) par l'analyse des données LiDAR terrestres dans le logiciel Coltop 3D. Les chiffres correspondent aux familles de discontinuités identifiées au tableau 4-1 ? .....	46
Figure 4-9. Mur Est de la mine en 2010 (a) et en 2012 (b) montrant l'emplacement des 4 coupes utilisées pour l'analyse du glissement de 2012. (Tiré de Caudal (2015)) .....	46
Figure 4-10. Géologie des coupes E1, E2, E3 et E4 conformément aux plans fournis par LAB Chrysotile (Bonin, 2013) (Tiré de Caudal, 2015). .....	47
Figure 4-11. Séparation en 6 compartiments du glissement de Black Lake. Les compartiments 1, 2 et 3 correspondent au scénario de 2012 tandis que les compartiments 5 et 6 correspondent aux scénarios Grand Sud et Petit Sud. Le Nord est vers la gauche. ....	47
Figure 4-12. Carte de la profondeur de la surface de rupture pour le glissement de 2012. La coupe utilisée à la figure 4-13 y est localisée en jaune. ....	48
Figure 4-13. Coupes au droit du glissement de 2012 (fig. 4-12) montrant l'évolution de la topographie entre 2010 et 2014. ....	48
Figure 4-14. Variation du FS (FOS sur le graphique) en fonction du niveau d'eau dans la fosse pour les quatre coupes présentées aux figures 4-9 et 4-10 (Tiré de Caudal, 2015). ....	49
Figure 4-15. Carte de la profondeur de la surface de rupture pour le glissement global et localisation de la coupe utilisée pour l'analyse de stabilité (fig. 4-16)...	50
Figure 4-16. Coupe utilisée pour l'analyse du glissement global, dont l'étendue est identifiée à la fig. 4-15. ....	50
Figure 4-17. Modèle dans GeoStudio pour l'analyse de stabilité pour le glissement global. Le niveau d'eau dans la fosse est à -45 m, soit approximativement le fond de la fosse.....	51
Figure 4-18. Modèles dans GeoStudio avec deux hauteurs de nappe phréatique différentes pour le glissement global. Dans a) le niveau d'eau dans la paroi est beaucoup plus élevé que dans b). Dans les deux cas, le niveau dans la fosse est à 0 m.....	52

Figure 4-19 Évolution du facteur de sécurité pour le glissement global en fonction du niveau d'eau dans le lac, et ce pour les deux scénarios de hauteur de nappe phréatique illustrés à la fig. 4-18. ....	53
Figure 4-20. Topographie différentielle entre 2014 et 2010 du secteur du Grand glissement Sud. ....	54
Figure 4-21. Profondeur de la surface de rupture pour le Grand glissement Sud et localisation de la coupe utilisée pour l'analyse.....	55
Figure 4-22. Coupe du Grand glissement Sud montrant la topographie initiale ainsi que la topographie du cercle de rupture modélisé.....	55
Figure 4-23. Modèle utilisé pour l'analyse du Grand glissement Sud avec la position de la nappe phréatique haute (a) et basse (b). Le rectangle bleu représente la projection de la localisation du piézomètre qui, jusqu'à maintenant, a toujours été sec.....	56
Figure 4-24. Facteur de sécurité en fonction du niveau d'eau dans le lac pour le Grand glissement Sud pour les deux scénarios de niveaux d'eau.....	57
Figure 4-25. Topographie différentielle entre 2014 et 2010 du secteur du Petit glissement Sud. ....	58
Figure 4-26. Profondeur de la surface de rupture pour le Petit glissement Sud et localisation de la coupe utilisée pour l'analyse (fig. 4-27). ....	59
Figure 4-27. Coupe du Petit glissement Sud montrant la topographie initiale ainsi que la topographie du cercle de rupture modélisé. ....	60
Figure 4-28. Modèle utilisé pour l'analyse du Petit glissement Sud avec la position de la nappe phréatique basse en 'a' (scénario eau 1) et haute en 'b' (scénario eau 2). Le rectangle bleu représente la projection de la localisation du piézomètre qui, jusqu'à maintenant, a toujours été sec. ....	61
Figure 4-29. Facteur de sécurité en fonction du niveau d'eau dans le lac pour le Petit glissement Sud pour les deux scénarios de niveau d'eau. ....	62
Figure 4-30. Profondeur de la surface de rupture pour le glissement global avec interpolation en jaune d'un escarpement arrière potentiel. ....	63
Figure 4-31. Profondeur de la surface de rupture pour le glissement R1.....	64
Figure 4-32. Modèle utilisé pour l'analyse du glissement R1 .....	65
Figure 4-33. Profondeur de la surface de rupture pour le glissement R2.....	66
Figure 4-34. Modèle utilisé pour l'analyse du glissement R2 .....	67
Figure 4-35. Profondeur de la surface de rupture pour le glissement R3.....	68

Figure 4-36. Modèle utilisé pour l'analyse du glissement R3 avec niveau d'eau élevé, FS=2.6.....	69
Figure 4-37. Modèle utilisé pour l'analyse du glissement R3 avec niveau d'eau faible, FS=3.4.....	69
Figure 5-1. Représentation schématique du modèle d'Iverson et Denlinger (2001) .....	91
Figure 5-2. Profil topographique et carte du glissement de Pandemonium creek et de l'étalement des débris (Tiré d'Evans et Hungr, 1989). .....	92
Figure 5-3. Évolution de la vitesse en fonction de divers modèles et des données de surélévation pour le glissement de Pandemonium creek (Tiré d'Evans et Hungr, 1989). .....	93
Figure 5-4. Photo montrant la masse pouvant céder pour le glissement d'Aknes. Deux scénarios sont discutés, soit un scénario incorporant uniquement la masse au-dessus de la ligne noire (scénario 2B) et le scénario comportant l'ensemble de la masse (scénario 1C) (Tiré de Harbitz et al. 2014).....	93
Figure 5-5. Évolution de la vitesse en fonction de la distance (a) et du temps (b) pour les deux scénarios pour Aknes (Tiré de Harbitz et al. 2014). .....	94
Figure 5-6. Photographie aérienne montrant l'étalement et la zone source du glissement du Mount Meager (Tiré d'Allstadt 2013).....	94
Figure 5-7. Photographies montrant l'escarpement arrière du glissement du Mount Meager (A), ainsi que les zones d'étalement du glissement (B et C) (Tiré de Guthrie et al. 2012). .....	95
Figure 5-8. Évolution de la distance en fonction du temps pour le glissement de Mount Meager (Tiré d'Allstadt, 2013).....	95
Figure 5-9. Décomposition et analyse du signal sismique enregistré pour deux stations d'enregistrement pour le glissement de Bingham Canyon (Tiré de Hibert et al. 2014).....	96
Figure 5-10. Diagramme montrant l'évolution des vitesses du glissement de Vaiont en fonction des précipitations, du remplissage du réservoir et du niveau d'eau dans les piézomètres (Tiré de Genevois et Girotti, 2005). .....	97
Figure 5-11. Localisation des coupes utilisées afin d'étudier la cinématique des divers scénarios de glissement de terrain. La coupe A-A' réfère au glissement de 2012, la coupe B-B' au glissement global, la coupe C-C' au Grand glissement Sud, la coupe D-D' au Petit glissement Sud, la coupe E-E' au petit (R1) et moyen (R2) glissement derrière le glissement de 2012 et finalement la coupe F-F' au grand glissement (R3) derrière le glissement de 2012.....	98

Figure 5-12. A) Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du glissement de 2012 ainsi que les résultats. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour le glissement de 2012. ....	99
Figure 5-13. A) Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du glissement global ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du glissement global.....	100
Figure 5-14. A) Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du Grand glissement Sud ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du Grand glissement Sud. ....	101
Figure 5-15. A) Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du Petit glissement Sud ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du Petit glissement Sud.....	102
Figure 5-16. A) Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du glissement R1 ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du glissement R1. ....	103
Figure 5-17. Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du glissement R2 ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du glissement R2. ....	104
Figure 5-18. Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du glissement R3 ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du grand glissement au-dessus du glissement de 2012 (R3). ....	105
Figure 5-19. Carte des pentes découlant des données ALS de 2010. La Coupe en A est placée à l'endroit où le glissement de 2012 s'est produit tandis que la coupe en B est placée où le Petit glissement Sud se produirait. ....	106
Figure 6-1 : Schémas décrivant les différentes sources de tsunami : (a) Déplacement du fond océanique induit par un séisme, (b) glissement sous-marin (c) glissement de terrain sur les berges d'un plan d'eau peu profond, (d) glissement subaérien provoquant un impact à la surface libre (Tiré de Locat et al. 2015).....	135
Figure 6-2 : Différentes zones définissant le plan d'eau sur lequel il y a propagation d'un vague générée par un glissement de terrain. Le « splash	

zone » correspond à la zone d'éclaboussure, le « near field » à la zone proximale, le « far field » à la zone distale, le « debris flow » à une coulée de débris,  $\lambda_0$  à la longueur d'onde et  $\eta_0$  à l'amplitude. (Tiré de Walder et al. 2006).

..... 136

Figure 6-3 : Paramètres permettant de caractériser le processus de génération d'un tsunami. Le paramètre  $l$  représente la longueur du glissement,  $w$  la largeur du glissement,  $d$  l'épaisseur du glissement,  $\rho$  la masse volumique du glissement,  $u$  la vitesse du glissement,  $h$  la profondeur d'eau du bassin,  $c$  la célérité de la vague,  $g$  l'accélération gravitationnelle,  $Fr$  le nombre de Froude,  $\eta$  l'amplitude de la vague et  $\alpha$  l'angle de la pente (Tiré de Locat et al. 2015). .... 136

Figure 6-4 : Paramètres définissant le processus d'inondation d'un tsunami. La ligne de rivage correspond à l'intersection entre la coupe topographique (ligne pleine noire) et la surface libre au repos (tirets noirs horizontaux). .... 137

Figure 6-5 : Cas de Lituya Bay, Alaska, en 1958. On peut y observer la géométrie du glissement de terrain et les traces d'inondation laissées sur la rive opposée (Tiré de Fritz, 2002). .... 137

Figure 6-6 : Cas de Vaiont, Italie, en 1963. Évolution de la vague après la mobilisation du glissement de terrain : (a) 0 s, (b) 15 s, (c) 35 s, (d) 50 s (Tiré de Vacondio et al. 2013). .... 138

Figure 6-7 : Cas de Yanahuin Lake, Pérou, en 1971. On peut y observer la délimitation de la zone inondée de la berge (la zone hachurée) et la localisation des différents bâtiments du camp minier (Tiré de Plafkner et al. 1979). Le glissement s'est produit sur la rive indiquée par Qls. .... 138

Figure 6-8 : Cas de Nicolet, Québec, en 2006. Il est possible d'y observer l'étalement des débris dans la rivière et la limite de pénétration de l'eau sur la rive opposée (Tiré de Franz et al. 2015). .... 139

Figure 6-9 : Cas de la rivière La Grande, Québec, en 1987. L'effet de l'inondation sur les berges est facilement observable par l'absence de végétation (Tiré de Locat et al. 2015). .... 139

Figure 6-10 : Cas de Lac-des-Seize-Îles, Québec, en 2014. Patron de propagation du front de vague laissée sur le couvert de glace après l'événement (Tiré de Leblanc et al. 2015). .... 140

Figure 6-11 : Glissement de La Clapière, France, semblant s'autostabiliser après sa mobilisation (Tiré de Chemenda et al. 2009). .... 140

Figure 6-12 : Modèle numérique de terrain généré à partir des levés LiDAR aéroportés de 2010 et de 2014. .... 141



Figure 6-13 : Courbes de niveau des différentes élévations de la surface libre du lac, associées au remplissage de la fosse. Elles correspondent aux choix préliminaires des niveaux d'eau analysés, avant la détermination du niveau d'eau critique du lac. La localisation des marégraphes y est aussi représentée, de même que l'emplacement de la nouvelle route 112.....	142
Figure 6-14 : Définition du déplacement du centre de masse d'un glissement dans le temps le long de son axe de propagation (flèche rouge), tel que modélisé dans GeoClaw. ....	143
Figure 6-15 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) simulée en fonction de différentes élévations du niveau du lac, si l'événement de juillet 2012 s'était produit alors que le niveau d'eau dans la fosse était plus élevé.....	143
Figure 6-16 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique pour l'événement de juillet 2012 avec une élévation du niveau du lac fixée à 235 m, entre 0 et 1 minute 15 secondes.....	144
Figure 6-17 : Évolution de l'élévation de surface par rapport au temps, tel que mesuré sur les marégraphes (fig. 6-13) : (a) marégraphe 1 dans la fosse principale, (b) marégraphe 4 sur le nouveau tracé de la Route 112. Le niveau d'eau du lac est initialement fixé à une élévation de 235 m.....	146
Figure 6-18 : Profils de vitesses calculés à partir du scénario reproduisant l'événement de juillet 2012. Le profil de vitesse du cas de 2012 est soit rehaussé de 20 %, ou soit diminué de 20 à 80 %.....	147
Figure 6-19 : Élévation de surface maximale relative à l'élévation initiale du niveau du lac (235 m) et hauteur d'inondation en fonction de la vitesse maximale atteinte par le centre de masse du glissement survenu en juillet 2012. Les mesures d'élévation de surface proviennent du marégraphe 1 et celles de la hauteur d'inondation du marégraphe 4 (fig. 6-13).....	147
Figure 6-20 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement global et avec le profil des vitesses moyennes. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	148
Figure 6-21 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement global, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixée à 150 m entre 0 et 1 minute. ....	149

Figure 6-22 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement global et avec le profil des vitesses rapides. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	151
Figure 6-23 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement global, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixée à 150 m entre 0 et 1 minute. ....	152
Figure 6-24 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement grand sud et avec le profil des vitesses moyennes. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	154
Figure 6-25 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement grand sud, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 150 m entre 0 et 1 minute. ....	155
Figure 6-26 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement grand sud et avec le profil des vitesses rapides. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	157
Figure 6-27 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement grand sud, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 150 m entre 0 et 1 minute. ....	158
Figure 6-28 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement petit sud et avec le profil des vitesses moyennes. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	160
Figure 6-29 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement petit sud, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute. ....	161

Figure 6-30 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement petit sud et avec le profil des vitesses rapides. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	163
Figure 6-31 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement petit sud, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 233 m entre 0 et 1 minute. ....	164
Figure 6-32 : Résultats de la modélisation, pour le Petit glissement Sud avec le scénario des vitesses rapides et un niveau de lac fixé à 233 m, observés sur le marégraphe 4 (fig. 6-13). ....	166
Figure 6-33 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R1 et avec le profil des vitesses rapides. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	166
Figure 6-34 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation du glissement R1, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute. ....	167
Figure 6-35 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R2 et avec le profil des vitesses moyennes. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	169
Figure 6-36 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement R2, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute. ....	170
Figure 6-37 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R2 et avec le profil des vitesses rapides. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	172
Figure 6-38 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement R2, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute. ....	173

Figure 6-39 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R3 et avec le profil des vitesses moyennes. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	175
Figure 6-40 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement R3, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute. ....	176
Figure 6-41 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R3 et avec le profil des vitesses rapides. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	178
Figure 6-42 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation du glissement R3, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 233 m entre 0 et 1 minute. ....	179
Figure 6-43 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R3 et avec le profil des vitesses très rapides. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.....	181
Figure 6-44 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation du glissement R3, pour le scénario de vitesses très rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute. ....	182
Figure 7-1 : Arbre d'événement pour le scénario de glissement global. ....	197
Figure 7-2 : Arbre des conséquences pour le scénario de glissement global. ..	198
Figure 7-3 : Arbre d'événement pour le scénario de glissement Grand Sud.....	199
Figure 7-4 : Arbre des conséquences pour le scénario de glissement Grand Sud. ....	200
Figure 7-5 : Arbre d'événement pour le scénario de glissement Petit Sud. ....	201
Figure 7-6 : Arbre des conséquences pour le scénario de glissement Petit Sud. ....	202
Figure 7-7 : Arbre d'événement pour le scénario de glissement derrière le glissement de juillet 2012 (résidus miniers). ....	203
Figure 7-8 : Arbre des conséquences pour le scénario de glissement derrière le glissement de juillet 2012 (résidus miniers). ....	204

Figure 9-1. Emplacements recommandés pour les forages, inclinomètres et piézomètres dans le but de réduire l'incertitude sur les glissements R1, R2 et R3.	213
--	-----



## **1. Introduction et mise en contexte**

Dans les dernières années, au pourtour de la mine LAB d'Amiante du Canada (LAC) (fig. 1-1), deux principaux glissements de terrain sont survenus (fig. 1-2). Cette mine à ciel ouvert, exploitée par la compagnie minière LAB Chrysotile, est constituée de deux fosses séparées par un seuil (fig. 1-2). Déjà en 2010, un glissement majeur affecta le mur ouest de la fosse principale. Au mois de juillet 2012, deux glissements importants se sont produits les 6 et 13 juillet dans la partie nord du mur Est de cette même fosse, emportant partiellement la route régionale 112 qui avait déjà été déplacée sur le remblai de l'ancienne voie ferrée (fig. 1-2).

Dans un tel contexte, le premier mandat de recherche confié à l'Université Laval consistait à réaliser une analyse initiale des mouvements de terrain liés à l'exploitation minière et leurs conséquences possibles sur les infrastructures routières et urbaines, en se basant sur le cas de la mine LAB d'Amiante du Canada à St-Joseph de Coleraine. Dans la deuxième phase du projet, dont le présent rapport fait partie intégrante, l'analyse du potentiel tsunamigénique du glissement de Black Lake de la mine LAB Chrysotile est étudiée. Ces deux projets seront subséquemment, par souci de simplicité, appelés projet Black Lake, du nom du lac qui existait au droit de la mine avant son exploitation.

Ce livrable final de la deuxième phase du projet Black Lake est présenté sous la forme d'un rapport technique qui traite de quatre principaux points. En premier, le glissement de Black Lake est décrit en fonction de sa géométrie et l'effet du remplissage sur la stabilité sera analysé. En deuxième lieu, après une brève revue de la cinématique des glissements de terrain, une analyse de la cinématique des divers scénarios de glissement élaborés est effectuée. En troisième lieu, un chapitre subséquent traite de la modélisation du potentiel tsunamigénique de chacun des scénarios élaborés, en fonction de leur vitesse. Finalement, le dernier chapitre avant les conclusions propose une analyse de l'aléa lié aux divers scénarios possibles pouvant générer un tsunami. Pour chacun des scénarios de glissement élaborés, un arbre événementiel sera construit afin de présenter de manière pondérée les résultats. Il va sans dire que ce sera la responsabilité du gouvernement d'établir ce qu'est une probabilité acceptable et de prendre les actions en conséquence. Ceci est hors de notre mandat.





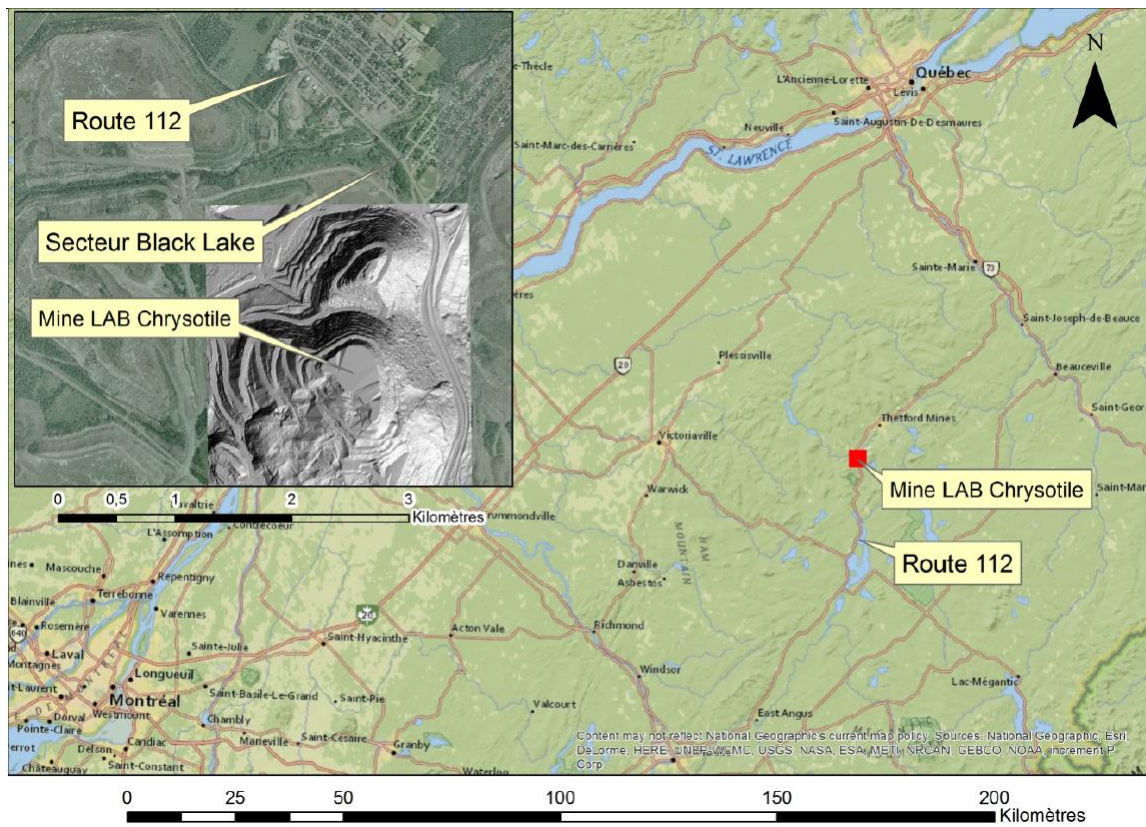


Figure 1-1. Localisation de la mine LAB Chrysotile

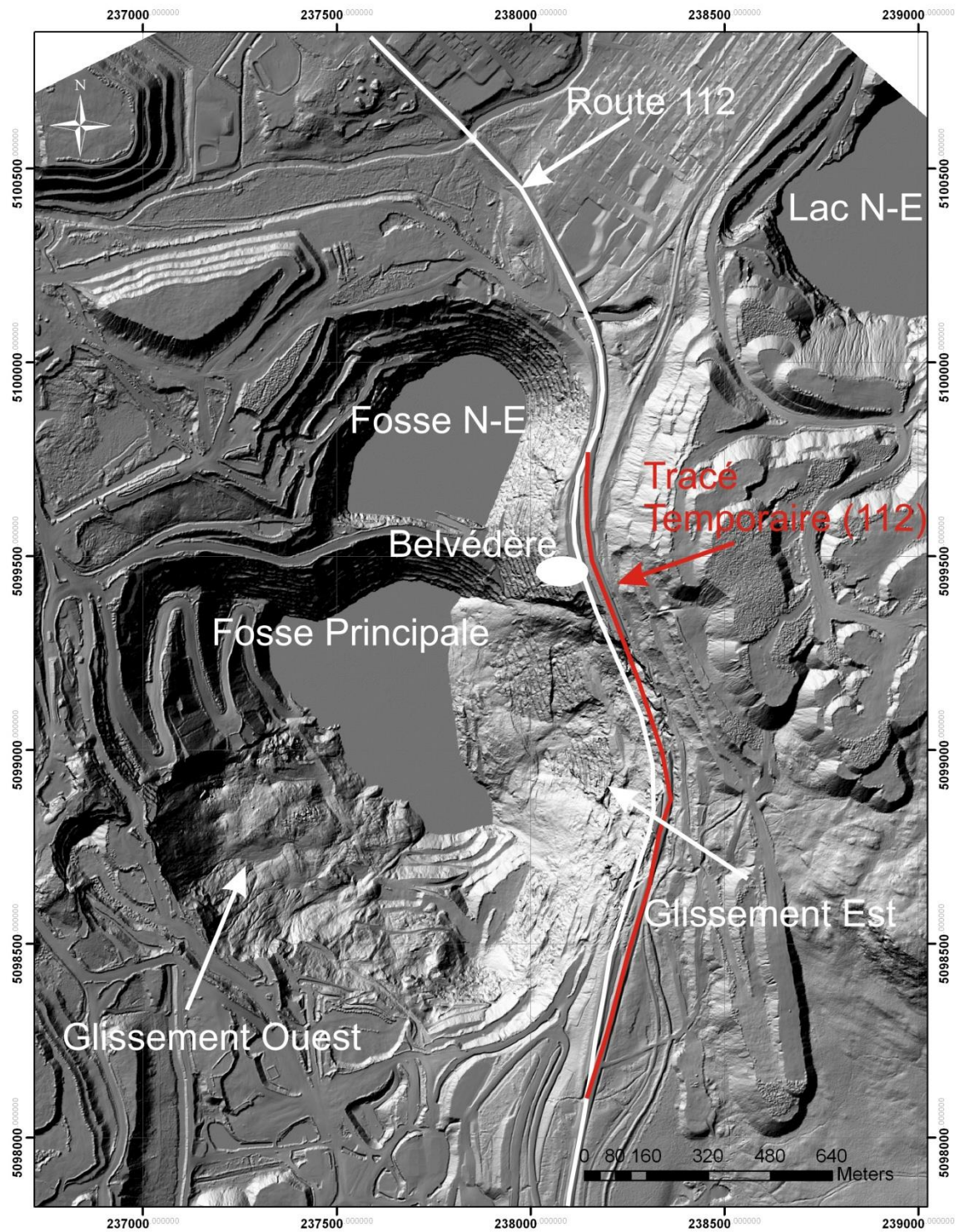


Figure 1-2. Localisation des deux principaux glissements et des fosses de la mine LAB Chrysotile

## 2. Objectifs

Le principal objectif de ce projet est de :

- Développer une approche paramétrique permettant d'évaluer les dangers auxquels est exposé le secteur de Black Lake vis-à-vis du potentiel de tsunami pouvant être causé par un glissement lors de l'ennoisement de la fosse de la mine de LAB Chrysotile;

Les objectifs spécifiques de ce projet sont :

- L'analyse des scénarios possibles de l'évolution du glissement de terrain (roche et résidus) du côté est de la mine;
- L'évaluation du potentiel tsunamigénique d'un tel glissement;
- L'analyse du danger auquel est exposé le secteur de Black Lake et les infrastructures routières par rapport à un potentiel tsunami;

Le présent rapport est séparé en quatre principaux chapitres, suivant le chapitre 3 présentant la méthodologie générale ainsi que les données disponibles. Les chapitres 4 et 5 sont en lien avec le premier objectif spécifique, soit sur les divers scénarios et leur évolution en fonction de l'ennoisement de la fosse (chapitre 4) et leur accélération possible (chapitre 5). Le chapitre 6 fait état du potentiel tsunamigénique des scénarios élaborés aux chapitres 4 et 5. Finalement, le chapitre 7 combine l'ensemble des résultats obtenus afin d'analyser le danger auquel est exposé le secteur de Black Lake de la ville de Thetford Mines ainsi que les infrastructures routières, principalement la nouvelle route 112, par rapport à un potentiel de tsunami.

Il est à noter que ce projet fait suite à une première phase du projet Black Lake, et un rapport (Turmel et al. 2014) y avait été présenté. Les données contenues dans ce rapport, telles que les analyses antérieures faites par le MTQ, les données provenant du suivi du mouvement avant 2013, etc. ne seront pas reprises ici. De plus, il est à mentionner que ce projet est fait de manière parallèle au projet R786.1 portant sur *l'Analyse de stabilité des murs est et Ouest de la fosse LAB Chrysotile à proximité de l'ancienne route 112 et de son nouveau tracé*. Dans le cadre de ce projet, deux rapports sont présentés (Grenon et Caudal 2015, Grenon et al. 2015). Seules les données pertinentes au projet sur les tsunamis seront présentées ici. Pour les autres aspects, le lecteur est référé aux autres rapports.





### **3. Méthodologie**

Ce chapitre portera en premier lieu sur les données disponibles afin d'accomplir ce projet. Par la suite, les aspects méthodologiques sur l'analyse de la géométrie du glissement, la cinématique des glissements, ainsi que la modélisation des tsunamis seront présentés.

#### **3.1. Données disponibles**

Une grande quantité d'informations sont disponibles dans la base de données du projet. Plusieurs de ces observations sont intemporelles (à l'échelle du projet), par exemple les données sur la géologie, la géologie structurale, etc. Ce sont les données de base du projet. D'autres données sont quant à elles sujettes à changement, par exemple la topographie qui évolue en fonction des déplacements du glissement de terrain ou des activités minières. Ces données ont été classées par date dans le projet.

##### **3.1.1. Données topographiques**

Les données topographiques proviennent de plusieurs sources et sont disponibles à plusieurs échelles. Les plus anciennes sont celles de la base nationale de données topographiques (BNDT). Ces données vectorielles, constituées de courbes de contour, sont à une échelle de 1 : 250 000, soit des courbes de contour aux 40 m. Dans le SIG, ces données ont aussi été converties au format matriciel, avec un maillage aux 20 m. L'intérêt de ces données, même si elles proviennent d'une source à très petite échelle, est qu'elle représente la topographie avant la création de la mine. Elle nous permet donc d'estimer l'épaisseur des résidus miniers. Les courbes de contour, à l'échelle 1:20 000, de la base de données topographique du Québec a aussi été incorporée dans le projet. Le maillage du modèle numérique d'élévation obtenu à partir de ces données a été établi à 20 m.

Le 22 novembre 2010, un levé LiDAR aéroporté (ALS) a été effectué sur le site, permettant d'avoir des données topographiques à haute résolution. Les données brutes ne sont pas disponibles; nous avons en notre possession uniquement les données interpolées pour former un modèle numérique d'élévation avec un maillage au 1 m.

Un deuxième levé LiDAR aéroporté a été effectué le 13 juillet 2012, soit après le glissement Est. Pour ce levé, les données disponibles sont les données brutes, ainsi qu'un modèle numérique d'élévation avec un maillage au 1 m.

Un troisième levé LiDAR aéroporté a été effectué le 5 août 2013. Pour ce levé, les données brutes ainsi que les données classifiées (points au sol) permettant d'interpoler un maillage au 1 m sont disponibles.

Finalement, un quatrième levé LiDAR aéroporté a été effectué le 4 novembre 2014. Ces données ont aussi été classifiées et permettent d'obtenir un modèle numérique d'élévation avec un maillage au 1 m. Les données brutes étaient aussi disponibles pour ce levé. À noter que certains problèmes d'alignement ont été décelés sur les données LiDAR aéroportées de 2014. Ces problèmes sont révélés par des masses en excès (ou en moins) importantes dans les régions fortement pentues, aux endroits où aucune différence en élévation n'aurait dû être notée. Pour pallier ce problème d'alignement, sur les données 2014, une translation de 0,5 m vers l'Est a été effectuée ainsi qu'une translation de 0,1 m dans l'axe vertical.

Mentionnons que dans le cadre du projet, des levés LiDAR terrestres ont été acquis. Ces données n'ont pas été utilisées dans cette partie du travail, mais elles sont présentées, ainsi que leur interprétation, dans Grenon et Caudal (2015).

### **3.1.2. Données de forage**

Dans le cadre de ce projet, trois forages ont été effectués à l'extrémité sud du glissement. De ces forages, localisés à la figure 3-1, deux forages d'une profondeur d'environ 50 m sont équipés d'un tube inclinométrique tandis que le troisième, d'une profondeur de 48 m est équipé pour prendre des mesures de niveau d'eau. À noter qu'au début de l'automne 2015, ce piézomètre a été vandalisé et il est maintenant bouché à une profondeur de moins de 2 m. Les résultats pertinents seront présentés ultérieurement dans ce rapport, mais mentionnons que Amoushahi et Leblanc (2014) ont produit un rapport dans le cadre de ce projet portant sur les forages ainsi que la description des échantillons récoltés.

### **3.1.3. Géologie**

Tel qu'illustré au chapitre 5, les données géologiques pertinentes à cette analyse sont sommaires. Pour le glissement de 2012, des coupes géologiques ont été fournies par la mine LAB Chrysotile. L'information disponible sur le domaine de la mine semble de bonne qualité et nous pouvons nous y référer. Par contre, ces coupes ne renseignent pas sur la géologie du massif à l'arrière de l'ancienne route 112. En effet, sur toutes leurs coupes, les contacts géologiques arrêtent au

droit de l'ancienne route 112. Étant donné le manque d'information, la géologie a été assumée constante sur l'ensemble du territoire.

### **3.2. Géométrie du glissement et effet du remplissage sur la stabilité**

L'analyse des données de déplacement ainsi que les observations de terrain ou d'autres hypothèses, qui seront explicitées dans le chapitre 4 pour chacun des secteurs, ont permis de diviser la masse en mouvement en plusieurs sous-sections. Chacune de ces divisions a une géométrie propre et représente une certaine portion de la masse en mouvement, ou une portion stable qui pourrait éventuellement bouger.

Pour chacun des scénarios élaborés, une approximation de la surface de rupture possible a été faite dans le logiciel ArcMAP afin de pouvoir calculer les volumes impliqués et afin de pouvoir générer des coupes à utiliser dans le logiciel NIS utilisé pour calculer la propagation du glissement. Afin de générer ces modèles, il a fallu, dans un premier temps, générer des isocontours à partir du modèle numérique d'élévation (MNE). Ces isocontours ont par la suite été modifiés à l'emplacement du glissement afin de simuler la topographie si la masse entière du glissement était enlevée. Par la suite, ces isocontours ont été interpolés afin de générer un nouveau MNE, mais avec le volume du glissement en moins. Les isocontours utilisés ont été générés à une distance verticale de 20 m afin de simplifier les opérations. Étant donné la méthode utilisée ainsi que les interpolations, les modèles générés ont généralement une surface de rupture courbe et non bilinéaire comme celle imposée dans Slope/W.

Pour chacun des scénarios de glissement, un modèle géologique a été élaboré à partir des informations disponibles, telles que les données fournies par la minière. Des analyses de stabilité ont été effectuées sur chacun des scénarios à l'aide du logiciel Slope/W de la série GeoStudio. Ce logiciel utilise la méthode d'équilibre limite pour calculer un facteur de sécurité pour une surface de rupture quelconque. Dans le cadre de ce travail, la surface de rupture a été imposée au modèle en fonction de paramètres propres à chacun des scénarios. Ces paramètres seront explicités dans le chapitre 4 du présent rapport. Il fut supposé dans l'élaboration de l'ensemble des scénarios que des plans de discontinuité ou de faiblesse pourraient éventuellement être formés et que ces plans allaient contrôler la rupture. Des plans de rupture bilinéaire ont donc été imposés, et non des plans de rupture circulaire.

Les paramètres géotechniques quant à eux ont été déduits suite à une analyse à rebours du glissement de 2012, tel que présenté à la section 4.1 ainsi que dans les rapports de Grenon et Cudal (2015) et de Turmel et al. (2014). Ces

paramètres ont été imposés aux différentes unités géologiques présentes dans le domaine à l'étude. Quant à la position de la nappe phréatique, deux scénarios ont été élaborés, soit une hauteur de nappe élevée et une hauteur de nappe un peu plus basse. Par l'absence de piézomètres en assez grande profondeur et couvrant l'ensemble du territoire, la hauteur réelle de la nappe nous est inconnue.

Afin de déterminer l'impact du remplissage sur la stabilité du mur est de la mine Lab Chrysotile, une étude prospective a été effectuée pour chacun des scénarios de glissement de terrain. Par étude prospective, nous entendons une étude ayant pour but de voir la stabilité à long terme, en considérant plusieurs scénarios de niveaux d'eau dans la fosse. Par cette étude, nous arrivons à produire des courbes du facteur de sécurité de la pente en fonction du niveau d'eau dans la fosse.

### 3.3. Analyse de la cinématique

Le logiciel NIS (du nom des auteurs, Norem, Irgens et Schieldrop, Norem et al. 1987) a été utilisé dans le but de modéliser numériquement la propagation de la masse et d'obtenir une estimation des vitesses atteintes par la masse lors du glissement. Le logiciel NIS utilise une version modifiée d'un fluide de type Criminale-Erickson-Filbey (CEF) (Criminale et al. 1958). L'équation constitutive pour le cisaillement peut s'écrire (3.3.1) :

$$\tau_{xy} = c + \sigma(1 - r_u) \tan \phi + m\bar{\rho} \left( \frac{dv}{dy} \right)^r \quad [3.3.1]$$

Où  $c$  représente la cohésion (ou le seuil d'écoulement),  $\sigma$  la contrainte verticale totale à la base,  $r_u$  le rapport des pressions interstitielles,  $m$  la viscosité en cisaillement du matériel,  $\bar{\rho}$  la masse volumique moyenne du matériel cisailé et  $r$  un exposant qui est égal à 2 (Norem et al. 1990) pour des glissements rocheux en régime inertiel, mais serait égal à 1 dans un régime visqueux. Les premier et troisième termes sont en relation avec le comportement visqueux du matériel tandis que le deuxième terme décrit la plasticité en fonction de la contrainte verticale, des pressions interstitielles et du frottement (Locat et Lee, 2005). En fait, le modèle demande comme paramètre d'entrée le terme  $(1 - r_u) \tan \phi$ , ce qui peut se traduire par un coefficient de frottement dynamique apparent, qui tient compte de la présence d'eau par la présence du terme  $r_u$ . Le coefficient de frottement dynamique  $\phi$  est considéré comme constant. Les analyses de la



cinématique feront référence à un angle de frottement dynamique apparent, c.-à-d. tenant compte de la présence d'eau, défini comme étant  $\arctan((1 - r_u) \tan \phi)$ .

Ce modèle a été développé, en premier lieu, pour modéliser les avalanches de neige (Norem et al. 1987), mais a été par la suite adapté pour aussi, par exemple, modéliser les glissements sous-marins (Norem et al. 1990) et les glissements rocheux (Norem 2014). Cette grande diversité d'applications trouve sa source dans le modèle rhéologique utilisé, comportant autant des termes frictionnels que des termes cohésifs ou liés à la viscosité.

La modélisation s'est déroulée en deux étapes. En premier lieu, le glissement de 2012 a été utilisé afin de déterminer les valeurs des paramètres à considérer dans le modèle. Par la suite, les autres scénarios de glissement de terrain ont été modélisés. Pour chacun de ces scénarios, étant donné l'incertitude sur les paramètres rhéologiques, deux ou trois scénarios de vitesse ont été élaborés, en faisant varier les paramètres rhéologiques dans des plages plausibles, dont un cas extrême.

Il est à noter que la topographie de la surface de rupture modélisée avec l'aide de NIS est différente que celle utilisée pour les analyses à rebours. En effet, dans NIS, pour indiquer la topographie de la surface de rupture de glissement, nous devons indiquer le point d'entrée et le point de sortie, et l'angle de la pente initiale. En fonction du point topographique suivant, soit le point de sortie de la surface de rupture, NIS passe un spline pour définir la topographie. Ceci explique aussi pourquoi les profils topographiques sont simplifiés. Il est à noter aussi que le modèle prend comme hypothèse que la masse est entièrement remaniée et qu'elle ne s'écoule pas « en bloc ». Ceci a pour effet de surestimer les accélérations et les vitesses du modèle.

### **3.4. Analyse tsunamigénique**

L'outil de modélisation numérique choisi dans le cadre de ce projet est GeoClaw, faisant partie de la suite de logiciels ClawPack, initialement développée en 1994 par Randall LeVeque (LeVeque, 1996, LeVeque, 1997, Berger et al. 1998). Il est disponible gratuitement sur internet via le lien suivant : <http://www.clawpack.org/>. On y retrouve de la documentation concernant le fonctionnement du logiciel, de même qu'une liste bibliographique d'articles faisant référence à son application. La méthode de résolution numérique préconisée dans ClawPack est décrite en détail par Berger et al. (2011) ainsi que par LeVeque (2004). L'outil a été conçu pour résoudre le système d'équations différentielles de Barré de Saint-Venant, ou « Shallow Water Equations », correspondant à la forme la plus simplifiée des

équations d'écoulement décrivant l'évolution d'un fluide incompressible répondant à l'effet des accélérations gravitationnelles et rotationnelles (Randall, 2006). Le premier volet de cette section a pour but de décrire le modèle utilisé dans l'analyse tsunamigénique, soit le modèle de GeoClaw. Le deuxième et dernier volet met de l'emphase sur la compréhension du système d'équations gouvernantes de Barré de Saint-Venant.

#### **3.4.1. Description du modèle dans GeoClaw**

GeoClaw est principalement conçu pour résoudre des problèmes dont les équations gouvernantes aux dérivées partielles sont exprimées en un système hyperbolique non linéaire des lois de conservation, où la résolution se déroule au-dessus d'un domaine à topographie et bathymétrie complexe, où un état stationnaire (c.-à-d. la surface libre à l'équilibre) doit être maintenu (LeVeque et al. 2011). Elle permet aussi de considérer, dans l'écoulement à surface libre, les déplacements de l'interface délimitant les cellules « sèches » (où la profondeur d'eau est nulle) et les cellules « mouillées » (où la profondeur d'eau est supérieure à zéro) du domaine (c.-à-d. la ligne de rivage).

GeoClaw est un programme basant sa résolution sur des méthodes de volumes finis à haute résolution (Berger et al. 2011). Plus précisément, la solution du problème est approximée en utilisant la méthode de type Godunov dans laquelle la vague est modélisée en résolvant des problèmes de Riemann aux interfaces entre les cellules du domaine d'étude. Le secteur d'étude est donc divisé sous forme de maillage rectangulaire, où chaque cellule représente un volume dans lequel la profondeur et la quantité de mouvement du fluide sont calculées. Les solutions de Riemann obtenues à partir des algorithmes de Godunov vont définir le flux aux frontières d'une cellule afin de simuler l'effet de la propagation des vagues vers les cellules voisines.

Afin d'augmenter la précision de l'approximation de la solution, des termes de correction de 2<sup>e</sup> ordre sont ajoutés, sous forme d'expansion des séries de Taylor de la solution à la fin de chaque pas de temps. Ces termes de correction sont définis sous forme de « limiteurs » de vague dans le but de prévenir toutes oscillations non physiques de la surface libre pouvant apparaître dans les régions à forts gradients de pente, où l'amplitude peut varier rapidement (LeVeque et al. 2011).

Le pas de temps est défini et limité par le nombre de Courant afin d'assurer une stabilité et une convergence de la solution dans le domaine d'étude (LeVeque, 2004). Selon LeVeque et al. (2011), le nombre de Courant est interprété comme une mesure de la fraction d'une cellule traversée par une vague dans un pas de

temps  $\Delta t$  et est calculé par la relation  $|c\Delta t/\Delta x|$ , où  $\Delta x$  est la longueur d'un côté de la cellule. Par défaut, le nombre de Courant est fixé à 0,75 dans le logiciel. Le problème de Riemann utilise les équations de Barré de Saint-Venant (présentées en détail à la section 3.4.2) à partir des solutions calculées sur une cellule ainsi qu'à partir de la topographie qui y est associée. L'avantage des méthodes de type Godunov est qu'elles préconisent une approche robuste pour résoudre numériquement les problèmes aux solutions discontinues (Berger et al. 2011). Le problème de Riemann est aussi résolu de manière transversale. Concrètement, une vague se propageant dans une direction normale à la frontière d'une cellule va modifier les solutions des cellules dans les rangées adjacentes. Ceci augmente considérablement la stabilité et la précision de la méthode (LeVeque, 1997).

Des conditions aux frontières sont imposées dans le domaine d'étude sous forme de cellules fantômes, composant deux rangées supplémentaires aux frontières du domaine. Une valeur  $y$  est déterminée à chaque pas de temps, de sorte que ces cellules dépendent des conditions aux frontières. La méthode des volumes finis est ensuite appliquée dans le domaine original. Durant leur mise à jour, les cellules adjacentes aux cellules fantômes sont affectées par ces dernières, permettant ainsi aux conditions établies aux frontières d'affecter indirectement la solution sur le domaine d'étude (LeVeque et al. 2011, LeVeque, 2004). Une condition supplémentaire aux frontières est aussi ajoutée dans le but d'empêcher, lors des calculs numériques, qu'une portion des vagues quittant les frontières ne retourne vers le domaine sous forme de réflexions non physiques. Cette condition est appelée la condition d'absorption aux frontières et permet aux vagues de quitter le domaine de calcul lorsque les frontières sont atteintes.

L'inondation des berges est affectée par la rugosité de la surface du terrain. Dans GeoClaw, cet effet est pris en compte dans le coefficient de trainée  $D$ , via le coefficient de Manning  $M$ , dépendant de la rugosité (voir la section 3.4.2 pour plus de détails). Le coefficient de trainée est donc le terme contrôlant la friction utilisé dans GeoClaw. Ce terme de friction est généralement négligeable en eaux profondes, alors il est seulement appliqué dans les régions côtières, où les profondeurs d'eau sont plus faibles (LeVeque et al. 2011). Dans ces régions côtières, le terme va affecter la mise à jour de la quantité de mouvement à la fin de chaque pas de temps.

Comme mentionné précédemment, GeoClaw se démarque en ce qui a trait à sa capacité à résoudre les problèmes d'écoulement aux frontières, au moment où la profondeur d'eau devient nulle, c.-à-d. l'interface entre les cellules sèches du maillage et les cellules mouillées du maillage est considéré dans la simulation de

l'écoulement afin de représenter l'inondation des berges. Le logiciel permet donc aux cellules du maillage de changer entre « mouillées » et « sèches » pour représenter la variation de la ligne de rivage dans le temps. GeoClaw est aussi doté d'un outil de raffinement adaptatif, ou « Adaptive Mesh Refinement » (AMR), permettant une augmentation de la résolution des cellules du maillage dans les régions d'intérêt, c'est-à-dire où la propagation des vagues se développe. La figure 3-2 montre un exemple d'utilisation de l'outil AMR dans le cas de la propagation d'un front de vague à la surface de l'océan. Le maillage initial est visible par des cellules régulières sur la totalité du domaine. Autour du front de vague, les cellules sont raffinées, donc la résolution y est meilleure. On peut voir les zones raffinées par des encadrés rectangulaires. Ces encadrés se déplacent avec le front de vague durant la modélisation numérique de la propagation.

La vague est initialement générée par la modification de la bathymétrie associée au déplacement d'une masse rocheuse dans le temps. Les déplacements sont déterminés à partir d'un profil de vitesses et d'accélération modélisé dans NIS. Le volume ainsi que la géométrie de la masse rocheuse est elle aussi établie en respectant un scénario considéré possible et réaliste. Une fois la vague initiale générée, la méthode de résolution numérique de GeoClaw permet de modéliser les processus de propagation et d'inondation.

### 3.4.2. Équations de Barré de Saint-Venant

Les équations de Barré de Saint-Venant sont dérivées des lois de conservation de la masse et de conservation de la quantité de mouvement (ou momentum). Ces équations sont valides pour des problèmes dans lesquels les effets dynamiques verticaux sur les composantes horizontales de la vitesse sont négligeables. Cela implique que les composantes horizontales de la vitesse, autant dans la direction  $x$  que dans la direction  $y$ , sont constantes en fonction de la profondeur du fluide, dans la direction  $z$ . Cette hypothèse est raisonnable uniquement dans les cas où l'amplitude des vagues est faible de même que si ces vagues sont générées dans un fluide à faible profondeur par rapport à la longueur d'onde (LeVeque, 2004). L'équation générale de la conservation de la masse s'écrit comme suit :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla(\rho \vec{u}) = 0 \quad [3.4.1]$$

Où  $\rho$  est la densité du fluide et  $\vec{u}$  est le vecteur tridimensionnel des vitesses, où les axes  $x$  et  $y$  sont orientés horizontalement à la surface alors que l'axe  $z$  est

parallèle à la profondeur. Tel que mentionné précédemment, le fluide en interaction est incompressible. Cette affirmation implique que la densité du fluide  $\rho$  est constante. La variation temporelle de la densité  $\partial\rho/\partial t$  dans l'équation [3.4.1] est donc nulle. La loi de conservation de la masse prend alors la forme suivante pour un fluide incompressible :

$$\nabla \vec{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad [3.4.2]$$

Où  $u$ ,  $v$  et  $w$  sont les composantes du vecteur vitesse dans les directions  $x$ ,  $y$  et  $z$  respectivement. En considérant maintenant la pression  $p$  et la viscosité  $\mu$  du fluide ainsi que l'accélération gravitationnelle  $g$  et la longueur d'onde  $l$ , la loi de conservation de la quantité de mouvement a la forme générale suivante :

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho u) + \nabla \cdot (\rho u \times u + pl - \mu) = \rho g \quad [3.4.3]$$

Comme le fluide généralement rencontré est l'eau, il est raisonnable d'utiliser une viscosité nulle. De plus, comme le fluide est incompressible ( $\rho$  constant), l'équation de la conservation de la quantité de mouvement [3.4.3] peut être simplifiée. Une fois le vecteur vitesse  $\vec{u}$  décomposé et une valeur négative à l'accélération gravitationnelle attribuée, étant donné que l'axe des  $z$  augmente en direction de la surface libre, il est possible d'obtenir :

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g \end{aligned} \quad [3.4.4]$$

Les équations [3.4.2] et [3.4.4] doivent maintenant être résolues afin de pouvoir déterminer la variation de la position de la surface libre dans le temps. Considérons le fond du bassin étudié, donc la bathymétrie, comme étant à une élévation  $b$  par rapport à un niveau de référence ( $z = b$ ). Définissons aussi la surface libre  $s$ , où la pression  $y$  est constante et où tout échange de masse  $y$  est impossible, située à une élévation de  $h + b$  par rapport à la même référence ( $s = h + b$ ). La profondeur d'eau en un point est donc de  $h$ . En prenant comme hypothèse que l'échelle horizontale est beaucoup plus grande que l'échelle verticale (c.-à-d. que la longueur d'onde est grande par rapport à la profondeur

d'eau), il est possible de négliger l'effet de la composante verticale sur les composantes horizontales de la vitesse. Le profil vertical de vitesse est donc moyenné sur toute la profondeur. Bref, en considérant que l'effet de la variation de la composante verticale de la vitesse est négligeable, le système d'équations [3.4.4] devient :

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \\ \frac{\partial p}{\partial z} &= -\rho g\end{aligned}\tag{3.4.5}$$

La troisième équation du système définit l'hypothèse de distribution hydrostatique de la pression pour tous points situés à une profondeur  $z$  par rapport à la surface libre. En procédant à son intégration sur toute la profondeur et en négligeant la pression à la surface libre (c.-à-d. la pression atmosphérique) en lui attribuant une valeur nulle, la définition suivante est obtenue :

$$\int_z^s \frac{\partial p}{\partial z} dz = -\rho g \int_z^s dz \equiv p(z) = \rho g(s - z)\tag{3.4.6}$$

Il est maintenant possible de procéder à l'intégration verticale des équations du modèle sur tout le domaine, soit de la surface libre  $s$  au fond du bassin  $b$ . Avant d'intégrer, il est important de considérer les conditions aux limites en fonction de l'axe vertical. Au fond du bassin, donc à  $z = b$ , les trois composantes de la vitesse sont nulles :

$$u(z = b) = v(z = b) = w(z = b) = 0\tag{3.4.7}$$

La composante verticale de la vitesse  $w$  à  $z = s$  est obtenue à partir du profil de la surface libre, variant dans l'espace horizontal  $x$  et  $y$  et dans le temps  $t$  :

$$\frac{\partial s}{\partial t} = w(s) = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y}\tag{3.4.8}$$

L'intégration verticale des différentes équations est possible en utilisant la règle de Leibniz prenant la forme suivante :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[ \int_a^b f(x, y, z, t) dz \right] = \int_a^b \left[ \frac{\partial f(x, y, z, t)}{\partial t} \right] dz + f(x, y, b, t) \frac{\partial b}{\partial t} - f(x, y, a, t) \frac{\partial a}{\partial t} \quad [3.4.9]$$

À partir de [3.4.9], la loi de conservation de la masse est obtenue en fonction de la profondeur d'eau  $h(x, y, t)$ , des composantes horizontales de la vitesse  $u(x, y, t)$  et  $v(x, y, t)$  et de l'élévation de la surface libre  $s(x, y, t)$  :

$$\int_b^s \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) dz = \frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0 \quad [3.4.10]$$

La loi de conservation de la quantité de mouvement s'intègre verticalement de la même façon, et ce en utilisant les mêmes conditions aux limites. De plus, la relation [3.4.6] permet de déterminer la pression  $p(b)$  exercée par le poids de la colonne d'eau au fond du bassin. À la surface libre, la pression  $p(s)$  est égale à zéro. Une fois combiné avec la loi de conservation de la masse, le système bidimensionnel à profondeur moyennée des équations de Saint-Venant pour l'écoulement d'un fluide incompressible à viscosité nulle est obtenu :

$$\begin{aligned} \frac{\partial(hu)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( hu^2 + \frac{1}{2} gh^2 \right) + \frac{\partial(huv)}{\partial y} + gh \frac{\partial b}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial(hv)}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \left( hv^2 + \frac{1}{2} gh^2 \right) + gh \frac{\partial b}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} &= 0 \end{aligned} \quad [3.4.11]$$

Ce système est fonction des composantes horizontales de la vitesse  $u(x, y, t)$  et  $v(x, y, t)$ , moyennées sur toute la profondeur, de l'élévation du profil bathymétrique  $b(x, y, t)$  et de la surface libre  $s(x, y, t)$  par rapport à un niveau de référence ainsi que de la profondeur du bassin d'eau étudié  $h(x, y, t)$ .

Le coefficient de trainée  $D(h, u, v)$  peut aussi être ajouté aux équations de conservation de la quantité de mouvement du système présenté en [3.4.11]. Berger et al. (2011) présente le terme de trainée sous la forme suivante :

$$D(h, u, v) = \frac{gM^2 \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{5/3}} \quad [3.4.12]$$

Où  $M$  représente le coefficient de Manning caractérisant la rugosité de surface du terrain, et qui dans GeoClaw, a une valeur par défaut de 0,025 (Berger et al.

2011), correspondant à un chenal excavé graveleux (Young et al. 2011). Cette valeur est souvent utilisée dans la modélisation de tsunami (LeVeque et al. 2011). Elle est considérée comme conservatrice par rapport une valeur de 0,05, souvent attribuée dans des rivières. Une valeur plus faible de coefficient de Manning va réduire la rugosité de surface et amplifier la gravité de la phase d'inondation du tsunami. En ajoutant le coefficient de trainée  $D$  dans le système d'équations [3.4.11], les équations de Barré de Saint-Venant telles qu'utilisées dans GeoClaw sont obtenues :

$$\begin{aligned}\frac{\partial(hu)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left( hu^2 + \frac{1}{2} gh^2 \right) + \frac{\partial(huv)}{\partial y} + gh \frac{\partial b}{\partial x} &= -Du \\ \frac{\partial(hv)}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \left( hv^2 + \frac{1}{2} gh^2 \right) + gh \frac{\partial b}{\partial y} &= -Dv \\ \frac{\partial s}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} &= 0\end{aligned}\tag{3.4.13}$$

### 3.5. L'incertitude et ses sources

D'après Dubost (2009), un phénomène est dit aléatoire quand son résultat est variable, non ou mal maîtrisé, dans tous les cas imprévisible. D'un autre côté, on qualifie un phénomène d'incertain si son résultat est inconnu, non vérifié, mais pas forcément imprévisible. Cauvin (2007) présente une revue des différentes définitions de l'incertitude en géotechnique. Nous en retenons les éléments qui suivent.

L'approche proposée par Cauvin (2007) indique que l'incertitude peut se décrire selon les quatre niveaux suivants (fig. 3.3) : (1) incertitude de ressources, (2) incertitude d'expertise, (3) incertitude de modèles et (4) incertitude de données. Pour chacun de ces niveaux, une brève définition sera donnée et les incertitudes par rapport au projet Black Lake seront évaluées, et ce pour chacune des trois grandes analyses du projet, soit la géométrie du glissement, l'analyse de la cinématique ainsi que l'analyse tsunamigénique. Des idées sur comment diminuer cette incertitude seront aussi amenées.

Les ressources d'un problème sont définies par Cauvin (2007) comme étant l'ensemble des moyens, outils et informations permettant de réaliser l'analyse de risque sur un site d'étude spécifique. L'incertitude de ressources fait donc appel à la disponibilité du savoir scientifique ainsi que l'existence, la nature et la fiabilité des informations relatives au site et aux objets étudiés. Pour le projet Black Lake, l'incertitude de ressources dans l'analyse du risque est surtout le fait du manque d'information sur la géologie du site, les conditions structurales du massif



rocheux ainsi que les conditions hydrogéologiques. En l'absence de confirmation de la position des surfaces de rupture et des niveaux d'eau, le modèle géomécanique est donc imprécis et a dû être simplifié par des conditions conservatrices, c.-à-d. en utilisant des paramètres comme des angles de frottement minimaux. Pour l'améliorer et ainsi réduire les incertitudes, il faudrait des forages, des piézomètres ainsi que des inclinomètres. Plusieurs incertitudes demeurent quant à la validité de tous les scénarios d'accélération et de vitesse proposés. Parmi ces incertitudes sont la localisation exacte du plan de rupture, qui influencera l'accélération, les matériaux en présence, qui peuvent avoir un angle de frottement dynamique inférieur ou supérieur à celui trouvé par la rétroanalyse du glissement de 2012, ainsi que le niveau de la nappe phréatique au moment où il y aura rupture. De plus, le modèle utilisé n'est pas un modèle en plan, mais bien un modèle en coupe. Des particularités géométriques non représentées en coupe pourraient faire augmenter ou diminuer la vitesse du glissement

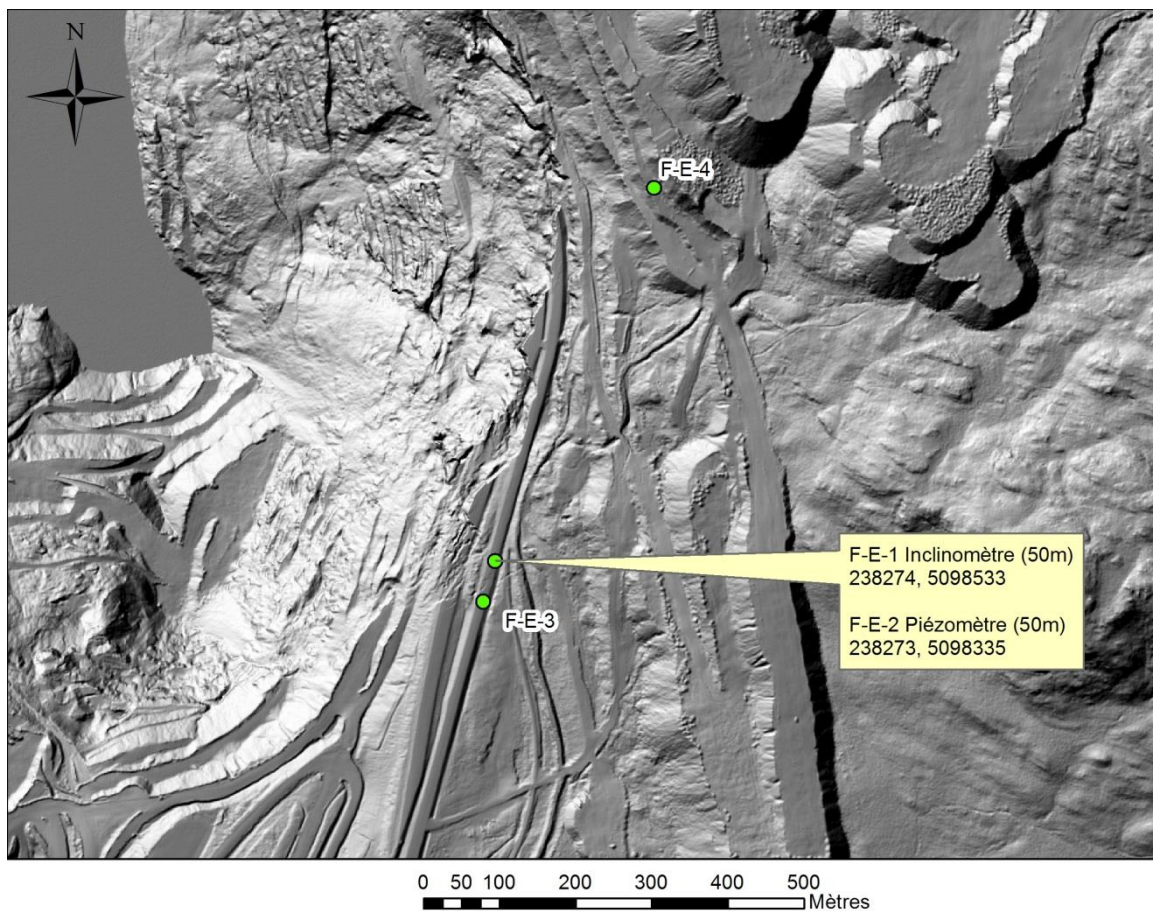
L'incertitude d'expertise correspond à tous les choix, décisions ou actions que l'individu expert aura à prendre tout au long du processus d'analyse. Ceci a trait à l'identification et la compréhension des phénomènes étudiés par l'individu, aux choix de la méthode d'analyse ainsi qu'à l'interprétation des résultats. Dans le cadre du projet Black Lake, cette incertitude a été minimisée par la présence d'un groupe de chercheurs ayant chacun des compétences spécifiques au projet. Par contre, cette incertitude est toutefois présente, par exemple, dans le choix des scénarios de glissement de terrain ou dans le choix des scénarios sur la cinématique du glissement, etc.

La troisième incertitude est l'incertitude de modèle. Ces modèles peuvent être définis comme étant des formulations mathématiques permettant une modélisation physique, mécanique ou statistique d'un phénomène. Chacun de ces outils est une simplification de la réalité. Par exemple, pour les analyses de stabilité dans le projet Black Lake, le modèle de GeoStudio a été utilisé, soit un modèle utilisant le concept d'équilibre limite pour calculer les facteurs de sécurité. Ces méthodes sont une simplification de la réalité. Le modèle rhéologique utilisé pour l'analyse cinématique est aussi un modèle simplifié. Les analyses tsunamigéniques ont été effectuées à l'aide d'un modèle dont la composante verticale n'est pas considérée (intégration verticale). Toutes ces méthodes entraînent donc une incertitude. Pour les analyses de stabilité, des analyses tridimensionnelles pourraient être éventuellement envisagées. Par contre, étant donné le manque de ressources à entrer dans le modèle, de telles analyses plus poussées ne seraient pas, avec la connaissance du site actuel, utiles pour les analyses de la cinématique ou de tsunamis. Une avenue

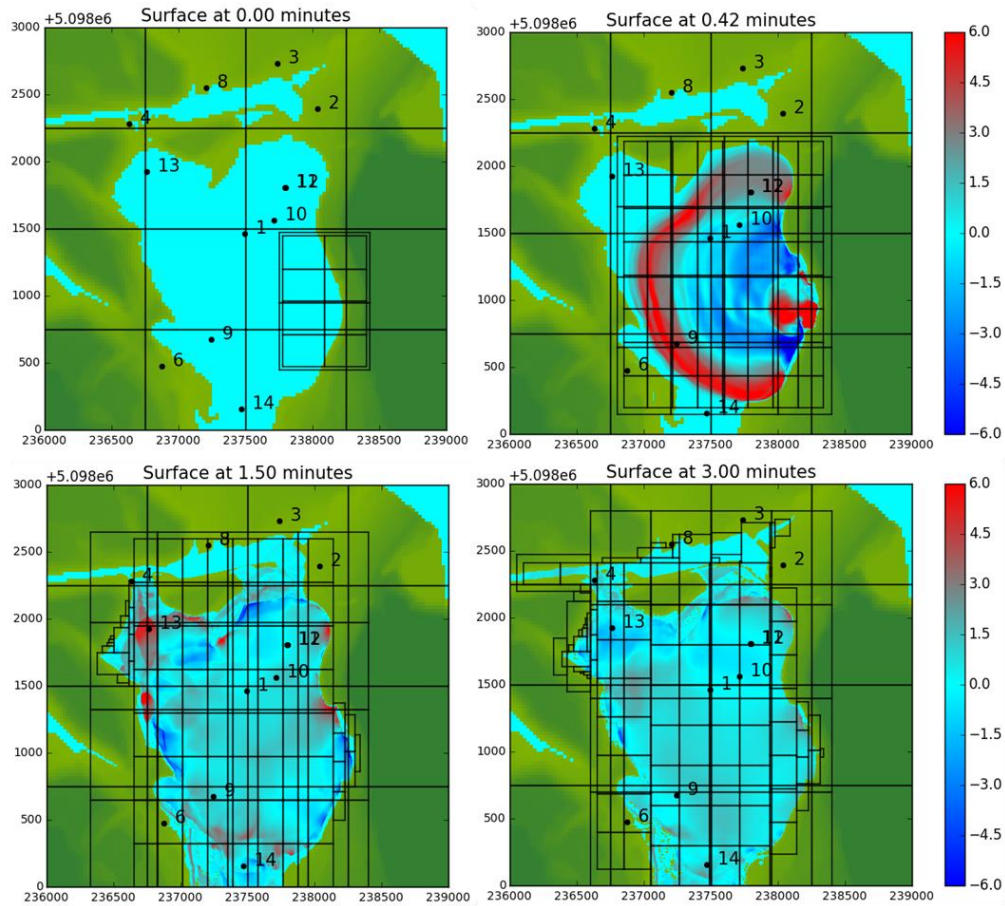
potentielle pour réduire l'incertitude serait, si cela s'avère essentiel, d'effectuer des modélisations avec un modèle physique réduit des scénarios de glissement. De telles modélisations ont été effectuées par exemple pour le glissement actif d'Aknes (présenté à la section 5.2.2). Dans un tel cas, autant la propagation du glissement que de la vague pourrait être modélisée de manière physique et non numérique.

Finalement, la quatrième incertitude est l'incertitude de données. Cette incertitude concerne l'incertitude sur les ressources. L'incertitude qui affecte les données peut être expliquée par la variabilité naturelle et spatiale des données ou le manque de connaissance vis-à-vis des valeurs qui oblige à des approximations. Dans le projet Black Lake, étant donné le peu de ressources disponibles, l'incertitude de données est très grande. La rétroanalyse du glissement de 2012 a été utilisée pour calibrer des données qui sont inconnues, tels que l'angle de frottement dynamique dans le cas de l'analyse de la cinématique. Cet angle n'est surement pas constant selon la lithologie, et cette dernière étant inconnue dans plusieurs cas, l'hypothèse d'une géologie uniforme reflète l'incertitude quant aux données. De plus, les accélérations de la masse, telle qu'estimées à l'aide du modèle numérique utilisé, ont été comparées à celles dans la littérature et ces dernières peuvent souffrir d'un biais lié au fait que seuls les cas de mobilité importante ont vraisemblablement été étudiés.

Ainsi, les résultats présentés dans ce rapport ont été obtenus en maximisant les données existantes et en utilisant des hypothèses conservatrices afin de demeurer du côté sécuritaire de nos analyses. Malgré cela, nous verrons plus loin que les résultats de nos analyses indiquent que pour les zones habitées, les risques sont très faibles, et que d'ici à ce que les conditions les plus précaires soient en place, il y aura suffisamment de temps pour réduire les diverses incertitudes sur l'approche utilisée.



**Figure 3-1. Localisation des forages effectués.** Les forages F-E-1 et F-E-3 sont équipés d'un tube inclinométrique tandis que le forage F-E-2 est utilisé pour mesurer le niveau de l'eau. Le forage F-E-4, non discuté ici, fut effectué pour connaître la stratigraphie des résidus miniers et il n'est pas instrumenté.



**Figure 3-2 : Exemple de raffinement de la grille rectangulaire, suivant la propagation d'un tsunami généré par un glissement de terrain de 20 hm<sup>3</sup> et prenant origine sur la paroi est de la fosse principale. La grille est aussi raffinée lors de l'inondation lors du déferlement de l'eau sur les berges.**

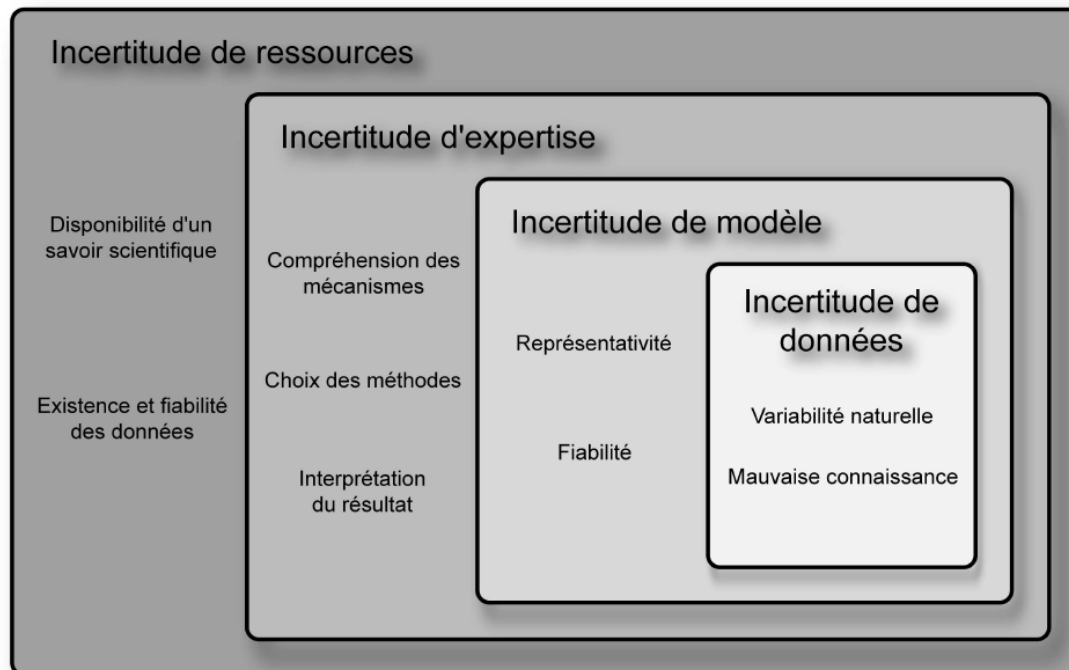


Figure 3-3. Typologie des incertitudes dans un contexte d'analyse de risque (Tiré de Cauvin, 2007)



#### **4. Géométrie du glissement de Black Lake et effet du remplissage sur la stabilité**

Le mur Est de la fosse principale de la mine Lab Chrysotile à Black Lake est soumis, et ce depuis 2010, à un glissement de terrain actif, qui a eu un premier épisode catastrophique en juillet 2012. Le glissement de 2012 emporta sur une centaine de mètres environ 20 millions de mètres cubes de roche dans le fond de la fosse. Le secteur principalement affecté par ce glissement est tracé en bleu à la figure 4-1. L'analyse du site a permis par contre de démontrer qu'un volume de roche instable important reste toujours à l'arrière de ce glissement (rouge à la fig. 4-1). En effet, une série de fissures de tension est présente sur le terrain (figures. 4-2 et 4-3), certaines pouvant avoir une largeur de près d'un mètre, pour une profondeur de plusieurs mètres : on ne voit pas leur fond dans la plupart des cas.

L'analyse des données topographiques haute résolution acquises via une série de levés LiDAR aéroportés met aussi en relief l'ensemble de la masse en mouvement (fig. 4-4). Cette image représente la topographie différentielle entre 2010 et 2012, soit la soustraction entre les deux MNE. Depuis 2012, plusieurs visites des lieux ont été effectuées afin de noter tout mouvement apparent à l'extérieur des limites établies et au moment d'écrire ces lignes (novembre 2015), la ligne rouge tracée à la figure 4-1 est la limite la plus éloignée où des fissures de tension interprétées ou réelles ont été vues. La fissure de tension qualifiée d'interprétée, dans le ruisseau (fig. 4-5), l'est par le fait que l'eau arrête de s'écouler dans le ruisseau en cet endroit et entre dans une fissure, qui n'était pas visible lors des inspections parce qu'elle est recouverte de roches.

La masse mobilisable du glissement de Black Lake apparaît donc beaucoup plus importante que la masse qui a connu un mouvement important en 2012. Ainsi, la première étape importante de ce travail consiste à définir la géométrie de la partie active du glissement. La grande difficulté pour réaliser cette étape est qu'il ne fut pas possible de placer des inclinomètres dans le centre du glissement actif. Par contre, au début de l'été 2014, un forage avec tube inclinométrique a été effectué en bordure du glissement. Ce forage, situé à environ 5 mètres à l'intérieur du glissement (localisé sur la fig. 4-6), montre un plan de glissement situé à ~27 mètres de profondeur (fig. 4-7). Un autre plan de rupture plus profond semble être présent à une profondeur de 37 mètres, mais il sera nécessaire d'effectuer d'autres lectures pour confirmer ou infirmer la validité de cette hypothèse. De plus, il ne peut pas être infirmé que le forage ait été effectué sur un bloc et que la surface de rupture du glissement soit encore plus profonde des

levés d'arpentage sur la localisation exacte du forage devront être entrepris pour vérifier cette hypothèse.

Des mesures structurales n'ont pas pu être prises sur le terrain étant donné la dangerosité du site et le nombre restreint d'affleurements dans la partie accessible du glissement. Par contre, l'analyse de Caudal et al. (2014) présente un stéréonet des discontinuités déterminées en utilisant les données topographiques acquises avec le LiDAR terrestre analysées avec le logiciel Coltop 3D (fig. 4-8) (Jaboyedoff et al. 2009, Terr@num, 2011). La compagnie LAB Chrysotile a aussi fourni des informations sur la direction et pendage de trois familles principales de discontinuités. Les diverses familles recensées sont compilées au tableau 4-1.

**Tableau 4-1. Familles structurales déterminées à partir du MNE et à partir des données fournies par LAB Chrysotile**

Source	# Famille	# pôles	Pendage / Direction du pendage
MNE	1	5	32/181
	2	19	78/041
	3	23	77/116
	4	33	61/302
	5	8	49/181
LAB Chrysotile	1	N/A	40/080
	2	N/A	85/255
	3	N/A	80/130

Les roches principalement trouvées dans le secteur sont la péridotite et la serpentinite. En effet, dans ce secteur, la péridotite est souvent altérée en serpentinite, qui peut être plus ou moins minéralisée en amiante. Dans le secteur, des altérations en talc-carbonate sont aussi trouvées, ainsi que des intrusions granitiques. Sur la figure 4-9 tirée de Caudal (2014), l'emplacement de 4 coupes géologiques fournies par la minière (Bonin, 2013) et reproduites à la figure 4-10 sont présentées. À l'aide de ces coupes, il appert évident que la partie supérieure du mur est de la fosse est principalement formée de péridotite massive ou fracturée, tandis la partie inférieure est formée de serpentinite, avec des teneurs variables en amiante.

Les rapports de Golder et de la minière (Bonin, 2013) sur les propriétés géomécaniques de ces deux types de roche montrent un écart relativement important dans les valeurs rapportées du Geological Strength Index (GSI). Les propriétés trouvées par les recherches documentaires de Caudal (2015) sont reproduites au tableau 4-2.



**Tableau 4-2 Paramètres géomécaniques pour les types de roches rencontrés. Entre parenthèses sont les valeurs de GSI déterminées par le calcul à rebours du glissement de 2012, et qui seront utilisées pour ce travail. (Selon Caudal, 2015)**

Type de roche	Poids Volumique (kN/m <sup>3</sup> )	Module d'Young (MPa)	Coefficient de Poisson	GSI	m <sub>i</sub>	UCS (MPa)	D
Serpentinite	25,1	1880	0,35	17 – 58 (41)	12	34	1 (0,5)
Péridotite	27,5	6550	0,24	37 – 100 (41)	20	120	1 (0,5)

L'analyse morphologique du glissement permet de décerner, à l'intérieur de la masse totale, plusieurs compartiments qui pourraient bouger de manière indépendante, tout comme l'a fait le glissement de 2012.

Comme mentionné précédemment, le niveau d'eau dans la fosse est présentement en train d'augmenter, étant donné que la minière a arrêté de pomper cette eau, et ce depuis 2010. Les analyses présentées par Turmel et al. (2014) dans le cadre de la première partie de ce projet montrent les prévisions du remplissage de la fosse en fonction du temps. Il est prévu que le remplissage complet du lac soit effectué en 2035. Le tableau 4-3 montre ces estimations, en se basant sur le niveau du 29 mai 2015.

**Tableau 4-3 Estimation du temps de remplissage du lac. Les estimations à partir de 2014 sont celles référées dans Turmel et al. (2014). Ces données ont été réajustées en 2015 à partir des plus récentes observations.**

	Altitude (m)	Temps restant (années) (à partir de 2014)	Année	Temps restant (années) (à partir de 2015)	Année
Remplissage de la fosse NE	120	0,11	2013	0	
Remplissage fosse principale	120	6,04	2020,04	4,91	2019,91
	150	9,8	2022,8	8,61	2022,61
	200	16,7	2029,7	15,42	2029,42
	215	19,3	2032,3	17,94	2031,94
	230	22,4	2035,4	20,99	2034,99

Ayant ainsi cadré la géométrie initiale du glissement et évalué le temps de remplissage, nous abordons donc, ci-après, l'analyse du glissement de 2012. Par la suite, nous allons considérer le glissement global et ses ramifications possibles pour finalement aborder les glissements qui pourraient éventuellement se développer à l'arrière du glissement de 2012.

#### **4.1. Glissement de 2012**

Le glissement de terrain survenu en 2012 a été étudié en détail par Caudal (2015) et Caudal et al. (2013) et fait l'objet du rapport de Grenon et Caudal (2015). De par son étude approfondie, ce glissement, même s'il a déjà eu lieu, servira comme base de référence afin d'étudier et de calibrer certains paramètres liés à l'analyse de la propagation, soit les vitesses du glissement, ses déplacements, ou les dommages qu'il aurait pu causer. Lors de l'épisode de 2012, la majeure partie de la masse déplacée était située dans le secteur nord du glissement global (fig. 4-11, secteurs 1, 2 et 3 de Caudal et al. 2014). Les études de Caudal et al. (2014) montrent que cette masse est toujours en mouvement et représente un volume d'environ  $20,5 \text{ hm}^3$ , soit environ 40 % du volume total estimé pour le glissement global. La figure 4-12 localise la coupe (fig. 4-13) utilisée pour l'étude de ce secteur. Sur cette coupe, la topographie prérupture est présentée (MNE 2010), ainsi que celle après rupture (MNE 2012), en plus de la surface de glissement utilisée pour les analyses dans NIS (logiciel utilisé pour l'analyse de la mobilité du glissement et présenté au chapitre 5). Cette surface de rupture correspond à celle du glissement principal. Il est à noter que le niveau d'eau en 2012 était à une élévation de 17 m ce qui explique la ligne horizontale sur le profil topographique.

Caudal (2015) a fait une analyse prospective de l'évolution du facteur de sécurité selon le niveau de remplissage de la fosse. Pour ce faire, il a dérivé des paramètres Mohr-Coulomb, à partir des données du tableau 4-2, et de l'épaisseur des différents matériaux. Puis, il a modélisé, le long des 4 coupes présentées à la figure 4-9, l'évolution du facteur de sécurité, selon différentes hauteurs d'eau dans la nappe, en considérant que la surface de rupture était toujours identique peu importe le niveau d'eau. La figure 4-14 montre les résultats obtenus. Ce graphique illustre bien l'effet que peut avoir la hauteur d'eau dans le réservoir. Dans ce cas-ci, et ce pour les quatre coupes étudiées, le facteur de sécurité (FS) atteint une valeur minimale lorsque le niveau d'eau dans le bassin est d'environ 5 m, avec un FS relativement stable ( $\pm 0.02$ ) entre les altitudes comprises entre -20 et +20 m. Il est bon de mentionner ici que la rupture s'est produite, en 2012, lorsque le niveau d'eau dans la fosse était à une altitude de -14,7 m, soit dans l'intervalle où les FS sont les plus faibles, et sous la valeur de 1.

#### **4.2. Glissement global**

À l'aide des informations structurales et à partir de l'emplacement connu de la surface de rupture à la surface du terrain, le modèle numérique de terrain

préglissement a été modifié dans Arc/GIS pour illustrer une surface de rupture plausible (fig. 4-15). Cette figure montre, sur le MNE préglissement de 2010, la profondeur de la surface de rupture estimée. Le haut de la surface de rupture sur cette coupe (fig. 4-16) pourrait alors grossièrement correspondre à la famille de discontinuités 4 interprétée sur le MNE (tableau 4-1). S'il s'avérait que cette surface de rupture soit la surface de rupture réelle, le volume mobilisable potentiel serait de 50 millions de mètres cubes ( $\text{hm}^3$ ), plaçant ce glissement dans les plus volumineux au Canada. Par exemple, le glissement de Franck Slide fait  $36 \text{ hm}^3$  (Cruden and Hungr, 1986), le glissement de Hope  $47 \text{ hm}^3$  (Cruden, 1977) et le glissement de Mont Meager (de 2010)  $48 \text{ hm}^3$  (Guthrie et al. 2012).

Une analyse de la stabilité sur la coupe présentée à la figure 4-17 montre que, avec un angle de frottement de 35 degrés, qui est une valeur typique pour le type de roche en question, et avec une cohésion nulle, paramètre raisonnable à utiliser étant donné le mouvement actuel, le facteur de sécurité le long de ce plan de rupture serait inférieur à l'unité avec un niveau d'eau à -45 m. Il est important de noter ici que dans le cadre de l'analyse, en termes de volume, ceci représentera le pire scénario. Par contre, des surfaces de rupture avec des FS moindres sont possibles, mais avec de plus faibles volumes. Quelques-uns de ces scénarios seront présentés plus loin.

Une analyse prospective de l'évolution du FS sur cette coupe en fonction de l'élévation du niveau d'eau dans la fosse a été entreprise selon deux scénarios quant à la position de la nappe phréatique dans la pente (fig. 4-18). Cette analyse (fig. 4-19) montre que, selon le scénario le plus critique sur la hauteur de la nappe phréatique, le FS minimal serait atteint lorsque le niveau du lac serait à environ 0 m d'élévation, et que le FS réaugmenterait par la suite. Par contre, il est important de constater que, même lorsque le niveau d'eau est à 230 m d'élévation, soit le niveau d'envolement final du lac, le FS serait à 1,13, soit proche de la limite de la stabilité. Par contre, il est important de noter que la position réelle de la surface de rupture et la géologie sont incertaines, ainsi que les propriétés géomécaniques des matériaux. De plus, la hauteur exacte de la nappe phréatique dans le talus est une inconnue de taille, tout comme le réseau d'écoulement qui y est associé. Tel qu'illustré à la figure 4-19, la variation de la hauteur de la nappe phréatique a une incidence très importante sur les valeurs de facteur de sécurité obtenues. Pour le moment, le seul piézomètre installé sur le site, juste à côté du tube inclinométrique (fig. 4-6), est sec.

### 4.3. Grand glissement Sud

Au Sud du glissement de 2012, deux secteurs pourraient présenter un comportement différent du comportement du glissement global. Le Grand glissement Sud se trouve à être la portion juste au sud du glissement de 2012. Le Grand glissement Sud a aussi subi un déplacement important en 2012 (fig. 4-20), mais moindre que le glissement appelé ici glissement de 2012. C'est donc la partie Est du secteur 5 et la partie 6 décrite par Caudal (2015) à la figure 4-11. Une série de fissures de tensions sont visibles sur les levés LiDAR aéroportés et lors des visites de terrain. Les analyses de Caudal (2014) reportées dans Grenon et Caudal (2015) ainsi que l'analyse différentielle des levés LiDAR 2012-2013 montre que, ce secteur se serait déplacé de 24 mètres (soit une moyenne de 6,6 cm/jour) et que ce déplacement serait nul entre 2013 et 2014 (Grenon et Caudal, 2015).

Nonobstant ces déplacements, la présence de fissures de tension (fig. 4-2 et 4-3), qui sont apparues lors des épisodes d'instabilité précédant la rupture de 2012, montre que le secteur est, ou a déjà été, à la limite de la stabilité. De plus, l'instabilité de 2012 qui a créé une berme du côté nord a moins affecté la masse qui pourrait être mobilisée par un glissement du côté sud. Selon la géométrie présentée à la figure 4-21, ce glissement pourrait représenter un volume d'environ 14 millions de m<sup>3</sup>. La coupe de la figure 4-22 montre plus précisément l'emplacement de la surface de rupture modélisée, avec comme référence la surface de rupture pour le glissement total. Sur la figure 4-22, le glissement atteint la majorité des fissures de tension, mais n'atteint pas celles situées le plus loin de l'escarpement arrière actuel.

En comparaison avec la surface de rupture du scénario global, dans ce cas-ci, la surface est légèrement moins profonde, mais avec une géométrie similaire. Comme indiqué dans la section méthodologie, la surface de rupture dans ArcGIS est une surface interpolée et n'est pas exactement la même que la surface de rupture imposée dans Slope/W. Par contre, pour des fins d'analyse, le volume modélisé est sensiblement le même et la surface dans ArcGIS est très proche de celle du modèle utilisé pour l'analyse de la mobilité (chapitre 5).

Aucune coupe géologique n'est disponible à cet endroit, mais selon la géologie montrée précédemment, la roche en place devrait être en majorité de la péridotite. Ici aussi, l'emplacement exact de la surface de rupture est inconnu ainsi que la hauteur de la nappe phréatique. La surface imposée est donc celle qui a donné le FS le plus faible pour le volume analysé, en utilisant une géométrie bilinéaire. En supposant une géométrie circulaire, les facteurs de sécurité seraient plus faibles; l'exercice a aussi été effectué et est décrit plus loin.

La géométrie bilinéaire nous semble la plus plausible étant donné que les ruptures dans la roche se produisent généralement le long des discontinuités et non en cisillant la roche intacte (sauf entre des discontinuités déjà présentes). La topographie du glissement modélisé ici à la forme d'un grand dièdre.

Une analyse de stabilité a été effectuée, en gardant un modèle géologique simple et en considérant l'angle de frottement constant à 35 degrés sur toute la coupe (fig. 4-23). Encore ici, deux scénarios quant à la position de la nappe phréatique ont été modélisés (fig. 4-23), avec une nappe plus éloignée de la pente (scénario 1), et une nappe plus proche (scénario 2). Sur l'analyse du FS en fonction du niveau d'eau dans la fosse (fig. 4-24), les FS les plus faibles seraient trouvés avec des niveaux d'eau compris entre 25 et 125 m. Cette plage correspond à l'élévation mesurée le 29 mai 2015, soit à 59 m. Les FS trouvés au niveau de remplissage maximal seraient d'environ 1,25.

Sur le même graphique (fig. 4-23) est montrée la même analyse, mais en utilisant non plus une surface de rupture bilinéaire, mais une surface de rupture circulaire. Pour ces analyses, le niveau de la nappe modélisé est le niveau correspondant au scénario 1. Le facteur de sécurité trouvé ici est inférieur aux facteurs de sécurité trouvés avec les scénarios bilinéaires, mais l'évolution du facteur de sécurité en fonction du niveau d'eau dans le lac est semblable.

Il est à noter ici que l'analyse de stabilité est effectuée en deux dimensions, et que le frottement latéral pourrait avoir une grande influence résultant en une plus grande stabilité si les analyses avaient été effectuées en trois dimensions. En effet, la géométrie illustrée est plus évasée au niveau de la route et plus étroite dans le fond de la fosse, géométrie similaire à un grand glissement par dièdre, mais contrôlée non pas par deux surfaces de rupture tel que proposé dans le modèle habituel d'un glissement par dièdre, mais par trois surfaces, deux latérales et une troisième en profondeur. Il est connu qu'une géométrie en dièdre, comparativement à une géométrie planaire, a un FS plus élevé par un facteur K appelé « Facteur de coin » (p. ex. Hoek et Bray, 1974). Pour un glissement avec un angle d'ouverture de plus de 100 degrés, tel que le Grand glissement Sud, et qui n'est peu ou pas couché, le facteur de coin serait, selon Hoek et Bray, d'environ 1.1 à 1.3.

#### **4.4. Petit glissement Sud**

Au-dessus de la berme mise en place par la minière, une portion de la falaise est en mouvement (fig. 4-25). Ce volume d'environ 7 hm<sup>3</sup> est la partie la plus méridionale du glissement global (fig. 4-26), et le pied du glissement serait à une élévation d'environ 105-110 m (fig. 4-27), c.-à-d. proche de la position de la

berme. L'inclinomètre placé à l'extrémité sud de ce secteur montre un déplacement de 3 mm sur le plan de rupture entre mai 2014 et mai 2015 (fig. 4-7). Un déplacement de 3 mm n'est pas décelable par l'analyse des levés LiDAR, le bruit étant plus élevé que ces faibles valeurs.

Aucune coupe géologique n'est disponible à cet endroit, mais selon les forages effectués et selon la géologie montrée précédemment, la roche en place devrait être en majorité de la péridotite. Ici aussi, l'emplacement exact de la surface de rupture est inconnu ainsi que la hauteur de la nappe phréatique. La topographie du glissement modélisé ici a plutôt la forme d'un prisme rectangulaire, tout comme le glissement de 2012.

Une analyse de la stabilité a aussi été effectuée pour ce glissement, avec deux positions de nappe phréatique différentes (fig. 4-28). La coupe utilisée pour cette analyse est localisée à la fig. 4-26 et les résultats obtenus à la fig. 4-29. Ce graphique illustre bien l'effet du niveau de l'eau sur le FS. Par contre, contrairement aux cas présentés précédemment, étant donné que le pied de ce glissement est plus haut dans la pente, le FS minimal serait atteint lorsque le niveau d'eau dans la fosse sera plus élevé, soit environ 150 m dans ce cas-ci. Il est à noter qu'au niveau d'inondation maximal, le FS serait légèrement supérieur à 1. Encore ici, il est important de souligner que l'emplacement de la nappe phréatique dans la pente a une grande influence. Le scénario 1, avec une nappe plus éloignée de la pente, montre pour tous les niveaux d'eau un FS supérieur à 1, tandis que pour le scénario 2, pour presque tous les niveaux, le FS serait inférieur à 1.

#### **4.5. Glissements à l'arrière du glissement de 2012**

Le glissement de 2012 a laissé un escarpement rocheux ayant une pente très abrupte et exposée sur près de 70 m. Les trois scénarios proposés ici sont des scénarios qui prennent en compte le mouvement éventuel de la masse laissée libre à l'arrière (sorte de rétrogression). Il est important de signaler à ce stade qu'aucun mouvement n'est présentement noté à l'arrière du glissement de 2012. Par contre, cette masse est analysée parce que plusieurs glissements rocheux seraient occasionnés pour trois raisons principales : 1) par des processus de rupture progressive, (entre autres suite à un relâchement de contraintes, par exemple suite à la déglaciation, tel qu'à Randa (Eberhardt et al. 2004), mais causé ici par une excavation rapide de la fosse), 2) par une augmentation graduelle de la fracturation à cause des conditions environnementales (ISRM, 2008) et 3) par la forme de la surface de rupture du glissement principal (fig. 4-30).

Afin d'expliquer l'effet de la rupture progressive et du relâchement des contraintes sur une masse rocheuse, le cas de Randa sera ici expliqué (Eberhardt et al. 2004). Dans une masse rocheuse, telle qu'une haute falaise, ou des mines à ciel ouvert profondes, il semble peu probable qu'un réseau de fractures ayant des persistances de plusieurs centaines de mètres existe a priori, réseau de fractures permettant de former une surface de rupture 3D complète. Plusieurs auteurs, tels que Terzaghi (1962), Robertson (1970), Einstein et al. (1983) ou Eberhardt et al. (2001) suggèrent en effet que la persistance des discontinuités clés est limitée, et qu'une interaction entre ces discontinuités et la roche intacte présente entre les discontinuités, formant des ponts rocheux, doit exister afin d'expliquer les grands glissements. Des mécanismes tels que la rupture progressive sont alors mis de l'avant pour expliquer la rupture (p. ex. Bjerrum 1967, Eberhardt et al. 2014). Cette rupture progressive explique aussi pourquoi certains glissements surviennent alors que la pente est considérée stable sans mouvement depuis des millénaires (Abele, 1997). Dans le cas de Randa, les modélisations faites par Eberhardt et al. (2004) montrent que les orientations des fractures les plus favorables au développement de la rupture progressive sont les plans alignés de manière subparallèle à la pente. De telles fractures ont été trouvées sur le terrain dans le cas de Randa, et ces fractures ont été causées par la décompression de la roche lors du retrait des glaciers. Assurément, dans le cas de Randa, l'état de contraintes dû au glacier était beaucoup plus élevé qu'ici, mais cet exemple est amené dans ce rapport étant donné que Randa est un cas très connu qui a été très étudié. Des analyses à l'échelle régionale, par exemple dans la région source de la Rance en France, montrent clairement le lien entre la position des glaciers, la décompression associée à leur fonte et la présence de glissements de terrain (Cossart et al. 2008). Dans le cas de Black Lake, la minière a creusé pendant près de 50 ans et il y a assurément eu relâchement des contraintes dans les murs de la mine. De plus, le glissement de 2012 a sûrement, lui aussi, engendré un relâchement des contraintes derrière la surface de rupture. Il pourrait donc être possible qu'un réseau de fractures subparallèles à la nouvelle pente se soit développé, et qu'un mécanisme de rupture progressive puisse éventuellement amener une partie de la pente à la rupture. Par contre, comme décrit précédemment, l'état de contraintes ne pourrait se comparer à un relâchement suite au retrait des glaciers.

L'évolution de la fracturation à long terme pourrait par contre amener un résultat similaire. Selon l'ISRM (2008), cette augmentation devrait se produire dans le cas des mines, à cause des conditions environnementales telles que des changements dans la circulation d'eau sous-terrainne ou par les cycles de gel et

de dégel. De plus, il serait possible que, à long terme, il y ait une dégradation des propriétés géotechniques des roches dues à l'altération.

Afin de déterminer l'évolution à long terme du massif rocheux, Watts (2007) propose d'utiliser comme critère de conception des parois rocheuses, des facteurs de sécurité plus élevés (voir aussi Grenon et al. 2015). Selon Watts (2007), une valeur de FS entre 2 et 3 devrait être utilisée afin de garantir la stabilité dans les prochains 100 ans, et de préférence un FS plus élevé que 3.

Le glissement global, présenté à la figure 4-15, montre une forme en cône, la partie la plus mince du cône étant la partie ayant peu bougé jusqu'à maintenant. Il serait facile de modifier cette géométrie afin d'inclure la masse de roche sous les résidus tel que dessiné sur cette figure. Il n'y a, tel que mentionné précédemment, aucune indication de mouvement dans le secteur, mais s'il y devait y avoir des déformations, la perception de ces dernières ne serait pas immédiate à la surface, étant donné la présence d'une épaisseur importante de résidus (jusqu'à 100 m environ). Les trois scénarios, similaires dans leur géométrie, vont plus ou moins loin par rapport à la rupture de 2012 et ont donc trois volumes différents. L'effet du volume sur la génération de tsunami pourra être étudié par l'analyse de ces cas. À titre indicatif, et tel qu'expliqué et illustré dans les prochains chapitres, le plus faible volume ici considéré est la borne inférieure de volume pour lequel une inondation sur la route pourrait survenir. La géologie analysée montre que la roche ne serait constituée que de péridotite. Ceci est une hypothèse utilisée étant donné qu'aucune information n'est disponible sur la géologie à cet endroit. C'est donc une extrapolation des profils montrés dans la section 4.1. Dans les trois cas, l'analyse de stabilité montre un FS élevé et la nappe phréatique a été placée de manière à obtenir un FS le plus faible possible. L'analyse des glissements R1, R2 et R3 présentée ci-après utilise des paramètres géotechniques différents que pour les autres analyses effectuées précédemment. En effet, dans les autres analyses, la prémisse de base était que, étant donné que la masse est en mouvement, les paramètres de frottement utilisés devraient être ceux des discontinuités. Incidemment, un angle de frottement de 35 degrés a été utilisé. Dans le cas présent, les analyses morphologiques ne montrent aucun déplacement. Ceci indique que, pour le moment, aucune discontinuité ne devrait contrôler le mouvement dans son entier, il existe donc encore des ponts rocheux entre les discontinuités (supposées) qui pourraient être défavorables. Conséquemment, les paramètres géotechniques considérant un massif rocheux « intact » sont utilisés. Par contre, pour chacune des analyses, un FS avec un angle de frottement impliquant un plan défini (35 degrés) sera aussi donné.



#### **4.5.1. Glissement R1**

Le glissement R1 impliquerait un volume de roche allant jusqu'à un peu plus de 100 m derrière l'escarpement actuel (fig. 4-31). Le volume mobilisé serait pour ce glissement d'environ  $2 \text{ hm}^3$  et le pied du glissement serait à une altitude d'environ 200 m, soit un peu plus bas que le niveau final du lac qui sera à 232-233 m. Le plan de rupture bilinéaire a été défini comme étant le plan de rupture le plus similaire à celui trouvé en utilisant le pire cercle de rupture.

Les paramètres géotechniques utilisés, en considérant une roche avec un GSI de 41, les paramètres de la classification Hoek-Brown précédemment mentionnés au tableau 4-2 et une épaisseur de péridotite moyenne de 55 m, sont un angle de frottement équivalent de 52,9 degrés pour une cohésion de 638 kPa. Une analyse de stabilité (fig. 4-32) montre que le facteur de sécurité obtenu serait d'environ 2,4, soit un FS élevé. En faisant le même exercice, mais en supposant que la roche en place est de la serpentinite et non de la péridotite, le FS obtenu serait de 1,4. Finalement, pour des propriétés géotechniques totalement différentes, soit un angle de frottement de 35 degrés et une cohésion nulle, soit les mêmes propriétés utilisées pour étudier les autres scénarios présentés précédemment, le FS obtenu serait de 0,67 soit un FS en deçà de la limite de stabilité. Ce scénario impliquerait la présence d'un plan de cisaillement déjà bien défini, ce qui ne semble pas être le cas présentement. Par contre, tel que mentionné précédemment, nous n'avons aucune information quant à la géologie structurale et même la géologie de ce secteur. Un scénario intermédiaire de stabilité serait possible.

Si l'hypothèse avancée, soit un massif pouvant être considéré intact présentement, avec un FS de 2,4, le FS devrait être assez élevé pour garantir la stabilité du massif pour les 100 prochaines années selon les critères de Watts (2007).

#### **4.5.2. Glissement R2**

Le glissement R2 impliquerait quant à lui un volume de roche allant jusqu'à environ 175 m derrière l'escarpement actuel (fig. 4-33), pour un volume total d'environ  $3,25 \text{ hm}^3$ . Dans ce cas aussi, le pied du glissement serait à une altitude d'environ 200 m. Le plan de rupture bilinéaire a été défini comme étant le plan de rupture ayant une géométrie similaire au glissement R1, mais avec un point de sortie et un point d'entrée différents.

Les paramètres géotechniques utilisés, en considérant une roche avec un GSI de 41, les paramètres de la classification Hoek-Brown précédemment

mentionnés au tableau 4-2 et une épaisseur de péridotite moyenne de 65 m, sont un angle de frottement équivalent de 51,7 degrés pour une cohésion de 702 kPa. L'analyse de stabilité (fig. 4-34) indique pour le plan de rupture un FS de 2,6, soit un FS élevé. En faisant le même exercice, mais en supposant que la roche en place est de la serpentinite et non de la péridotite, le FS obtenu serait de 1,5. Pour des propriétés géotechniques totalement différentes, soit un angle de frottement de 35 degrés et une cohésion nulle, soit les mêmes propriétés utilisées pour étudier les autres scénarios présentés précédemment, le FS obtenu serait de 0,87 soit un FS en deçà de la limite de stabilité. Ce scénario impliquerait la présence d'un plan de cisaillement déjà bien défini, ce qui ne semble pas être le cas présentement.

Si l'hypothèse avancée, soit un massif pouvant être considéré intact présentement, avec un FS de 2,6, le FS devrait être assez élevé pour garantir la stabilité du massif pour les 100 prochaines années selon les critères de Watts (2007).

#### **4.5.3. Glissement R3**

La troisième géométrie étudiée (R3, fig. 4-35) engloberait une portion beaucoup plus grande de la masse derrière l'escarpement, et rejoindrait la partie supérieure des stériles. Le volume de ce troisième scénario serait d'environ 13 hm<sup>3</sup>, et irait chercher jusqu'à près de 300 m derrière l'escarpement arrière de 2012, est un peu plus large que les deux autres scénarios, et a le pied du talus à une altitude d'environ 180 m. Ceci est donc un cas extrême, qui permettra de voir l'influence qu'a un tel volume sur les accélérations ainsi que sur la création d'une vague. Le plan de rupture bilinéaire a été défini comme étant le plan de rupture ayant une géométrie similaire au glissement R1, mais avec un point de sortie et un point d'entrée différents. Les paramètres géotechniques utilisés, en considérant une roche avec un GSI de 41 et les paramètres de la classification Hoek-Brown précédemment mentionnés au tableau 4-2 et une épaisseur moyenne de péridotite de 80 m sont un angle de frottement équivalent de 50,3 degrés pour une cohésion de 794 kPa. Avec de tels paramètres, le FS obtenu est d'environ 2,6 (fig. 4-36) ce qui est un FS élevé. En faisant le même exercice, mais en supposant que la roche en place est de la serpentinite et non de la péridotite, le FS obtenu serait de 1,55. Il est important de noter ici que, si des discontinuités défavorables sont présentes, et que l'angle de frottement sur ces discontinuités est faible, le FS obtenu serait beaucoup plus faible. Pour des propriétés géotechniques totalement différentes, soit un angle de frottement de 35 degrés et une cohésion nulle, soit les mêmes propriétés utilisées pour étudier les autres scénarios présentés précédemment, le FS obtenu serait de 0,98 soit

un FS juste en deçà de la limite de stabilité. L'utilisation de tels paramètres implique la présence d'un plan de glissement bien défini. Dans ce cas-ci, il n'y a pas, pour le moment, d'évidence d'une telle rupture. Finalement, le niveau d'eau dans la nappe va avoir une influence sur la stabilité. Tel que mentionné, le niveau d'eau a été placé pour toutes les analyses des glissements à l'arrière du glissement de 2012 à un niveau élevé de nappe phréatique. La figure 4-37 montre la même analyse pour un niveau plus faible, et le FS obtenu est plus élevé que 2.6, soit 3,4.

Avec un FS de 2,6, le FS devrait être assez élevé pour garantir la stabilité du massif pour les 100 prochaines années selon les critères de Watts (2007).



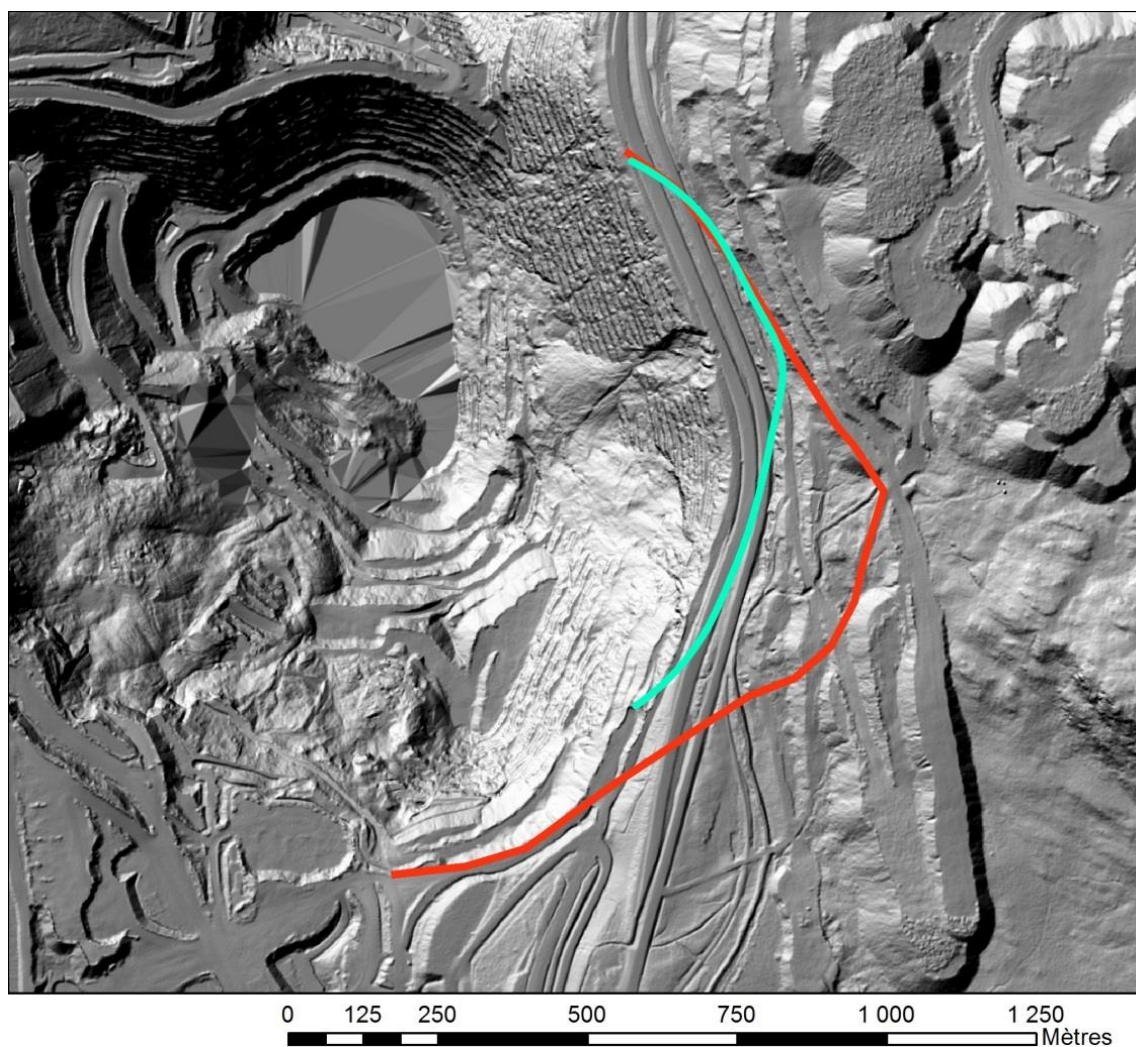
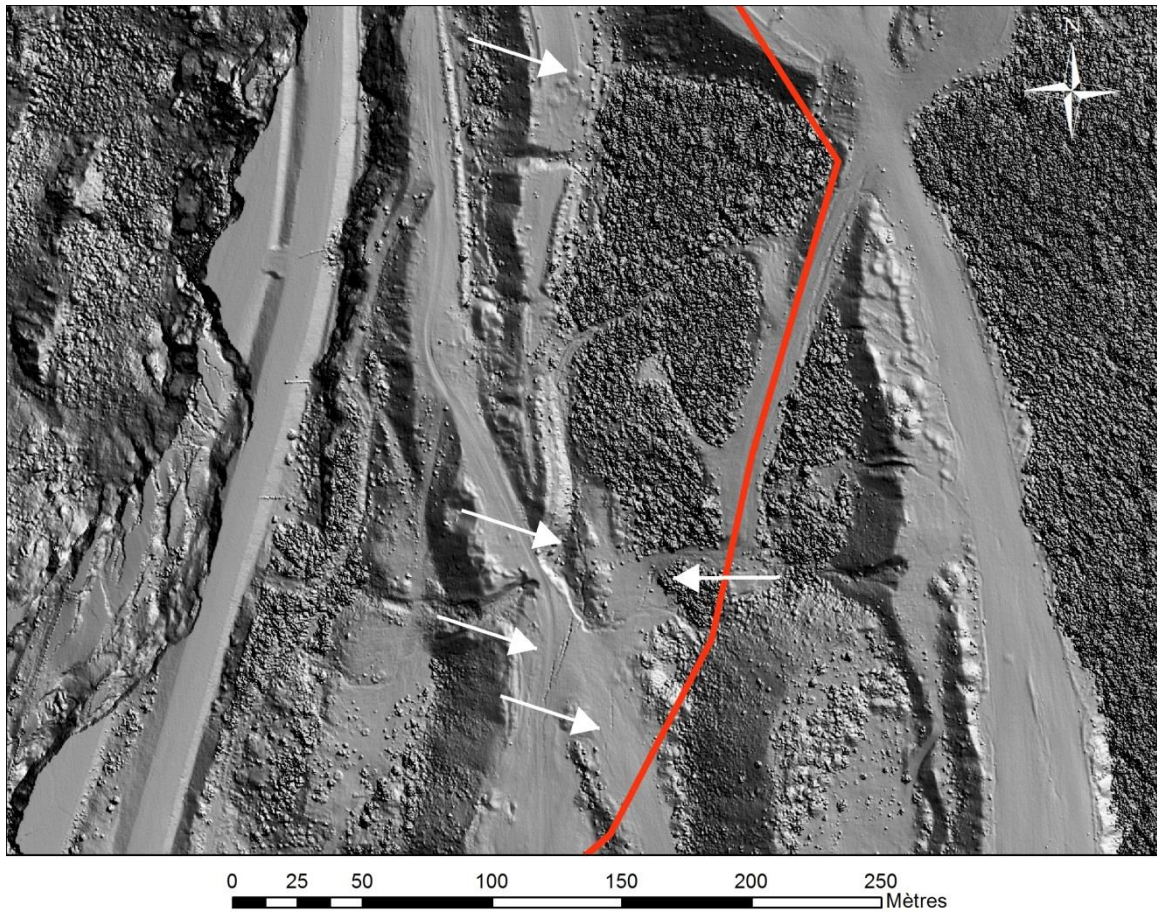


Figure 4-1. Carte d'ombrage obtenu des données LiDAR aéroportées de 2010. La ligne turquoise représente la zone principalement touchée par le glissement de 2012. La ligne rouge représente le pourtour extérieur du glissement, obtenu par les observations de terrain et la comparaison des levés LiDAR aéroportés.



**Figure 4-2. Carte d'ombrage provenant des données brutes de levé LiDAR aéroporté 2013. Plusieurs fissures de tension sont visibles sur cette carte, donc certaines sont notées par les flèches blanches.**





**Figure 4-3. Fissure de tension photographiée à l'été 2014. Cette fissure est localisée par la flèche la plus au nord sur la figure 3-2.**



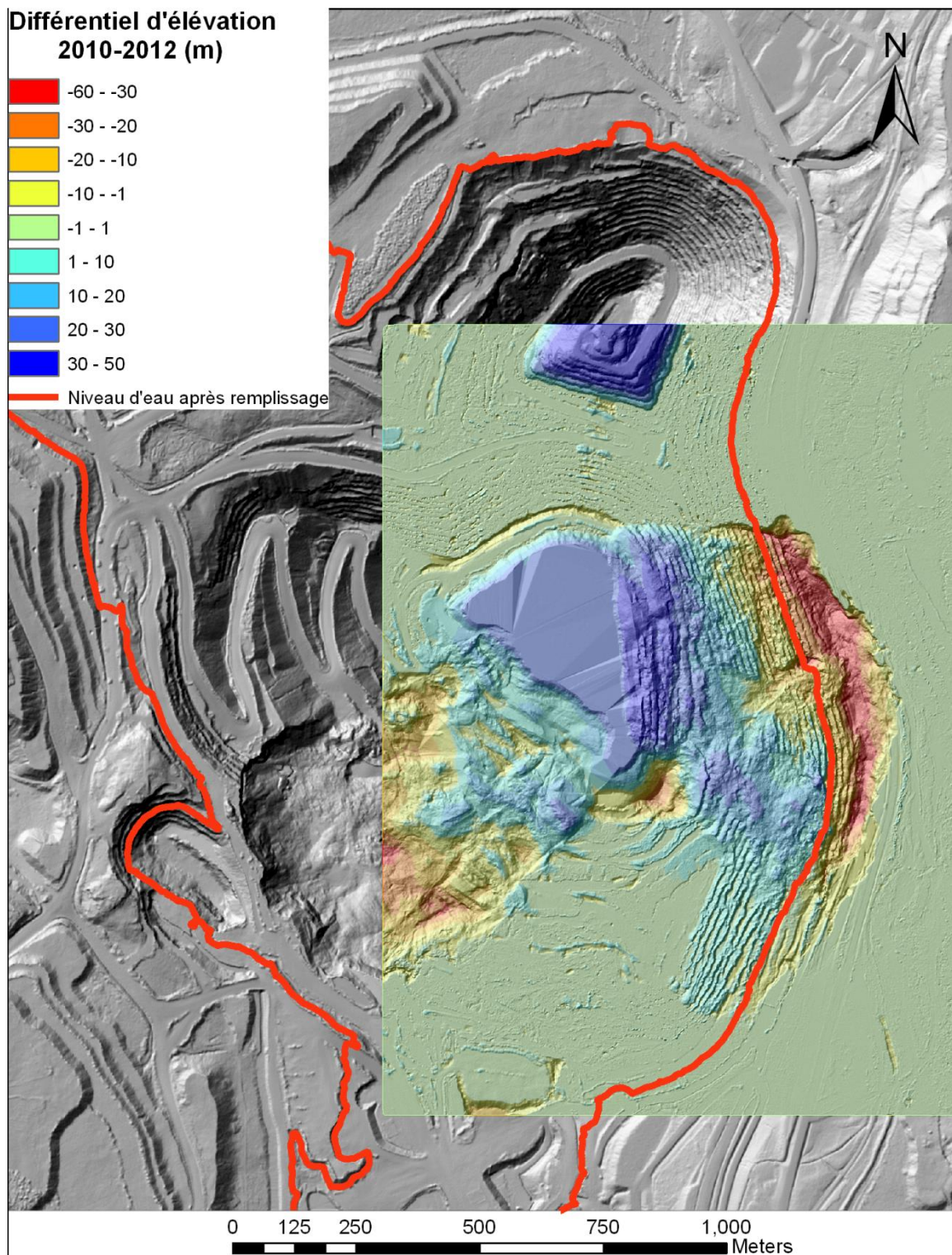


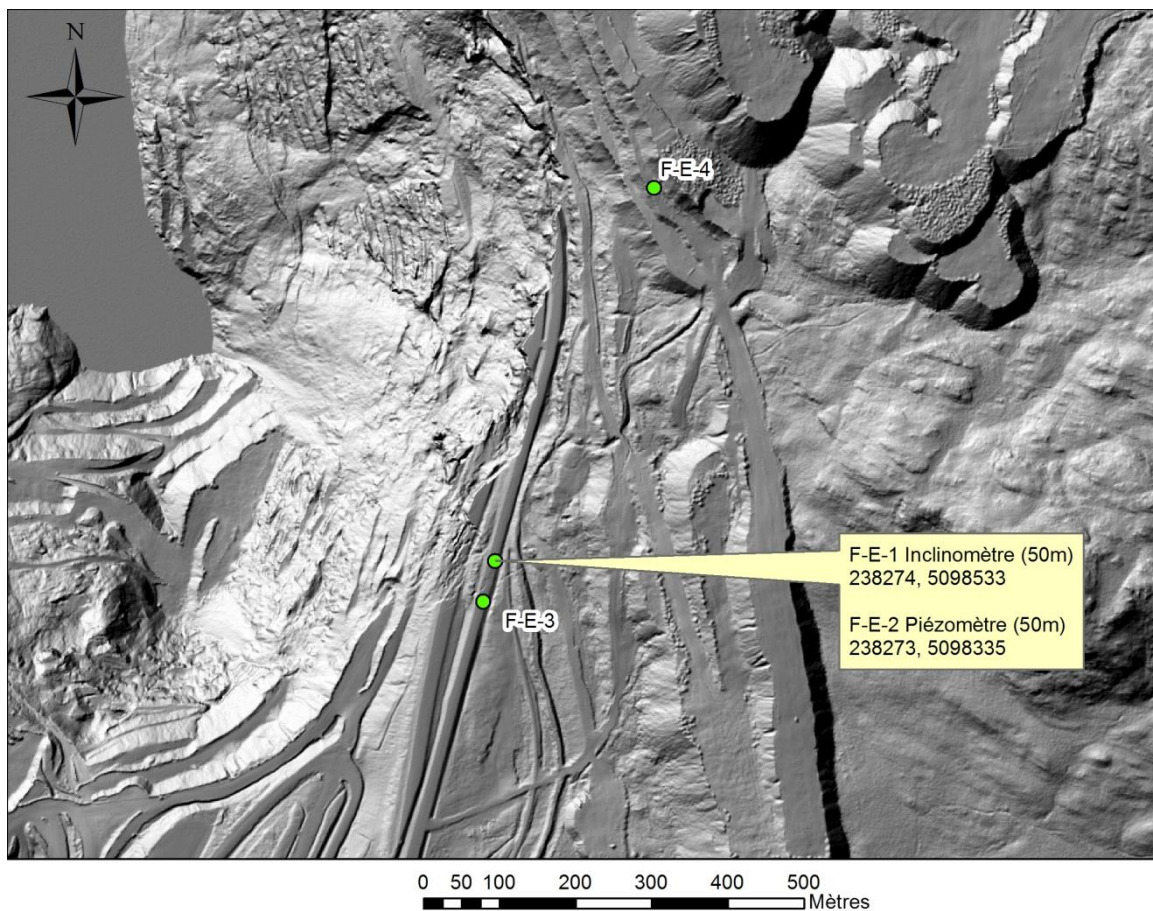
Figure 4-4. Différence d'élévation entre les levés LiDAR aéroportés de 2010 (avant le glissement) et de 2012 (juste après le glissement).





Figure 4-5. Des fissures sont interprétées dans ce ruisseau par la disparition de l'eau de ce dernier. En a), de l'eau est visible dans le ruisseau tandis qu'en b), photo prise quelques mètres en aval, l'eau est complètement disparue. Quelques mètres plus bas, ce ruisseau coule sur le roc, et une série de fissures sont aussi visibles.





**Figure 4-6. Localisation des forages effectués.** Les forages F-E-1 et F-E-3 sont équipés de tubes inclinométriques tandis que le forage F-E-2 est utilisé pour mesurer le niveau de l'eau. Le forage F-E-4, non discuté ici, fut effectué pour connaître la stratigraphie des résidus miniers et il n'est pas instrumenté.

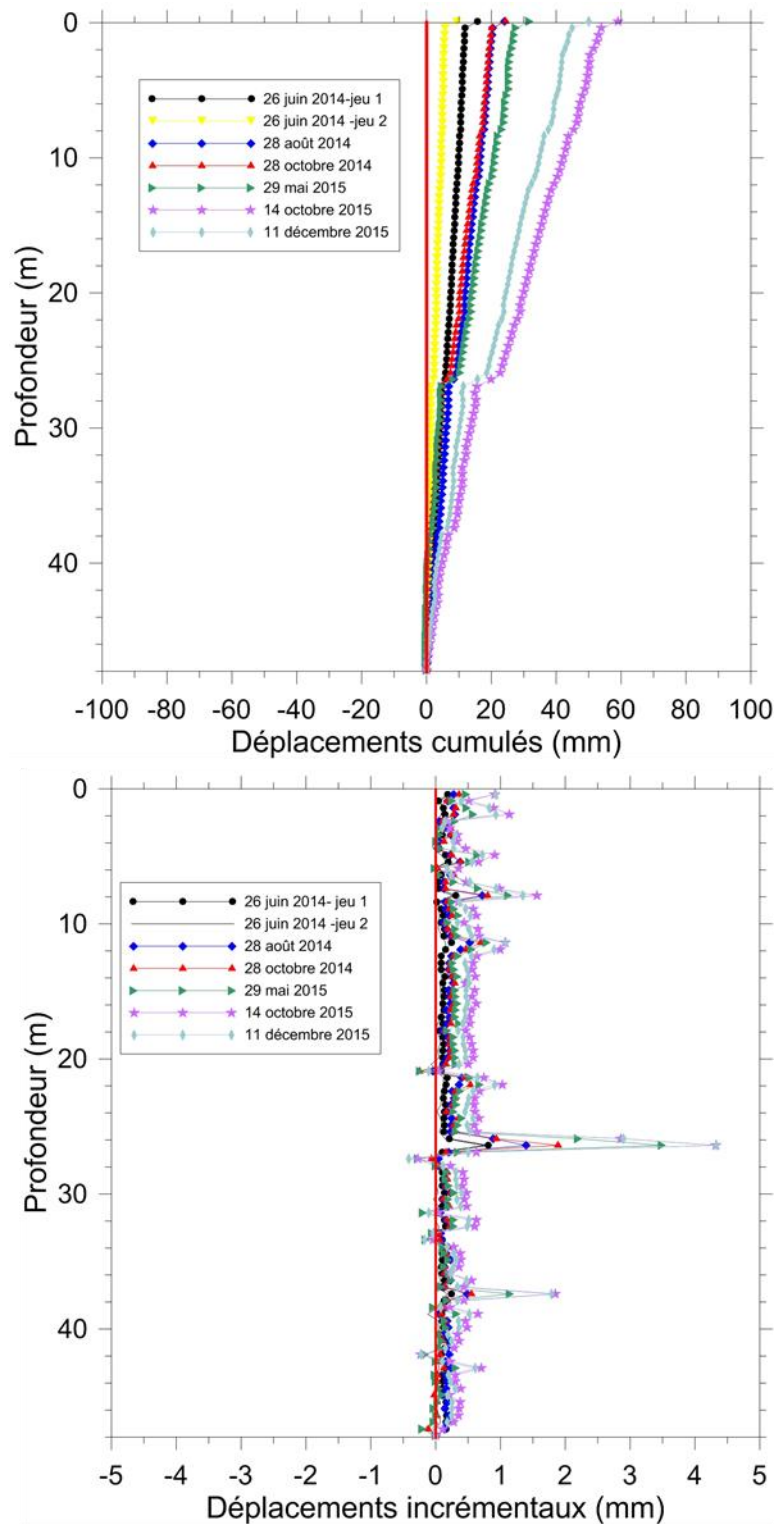


Figure 4-7. Les levés effectués dans le forage F-E-1 (fig. 4-6) montrent un plan de rupture localisé à environ 27-28 mètres de profondeur. Un autre plan pourrait être situé à 38 mètres sous la surface, les prochains levés pourront confirmer cette interprétation. Graphiques des déplacements cumulés en haut et des déplacements incrémentaux en bas dans l'axe B0-B180 pour le tube inclinométrique F-E-1.

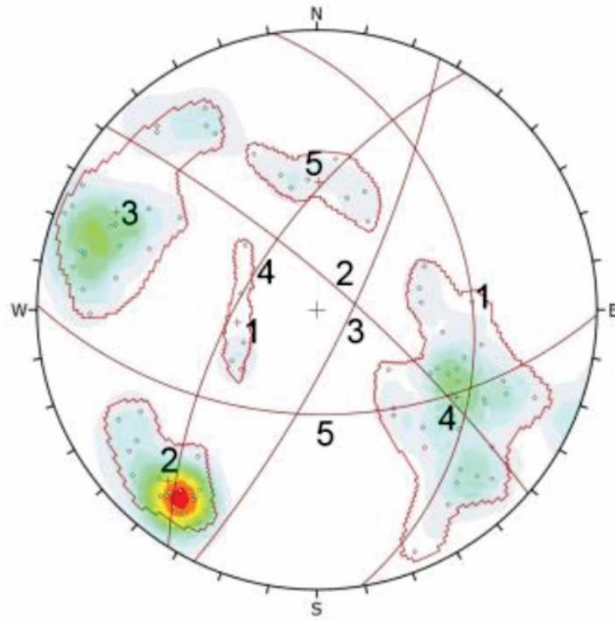


Figure 4-8. Stéréonet des discontinuités tel qu'analysé par Caudal et al. (2014) par l'analyse des données LiDAR terrestres dans le logiciel Coltop 3D. Les chiffres correspondent aux familles de discontinuités identifiées au tableau 4-1 ?

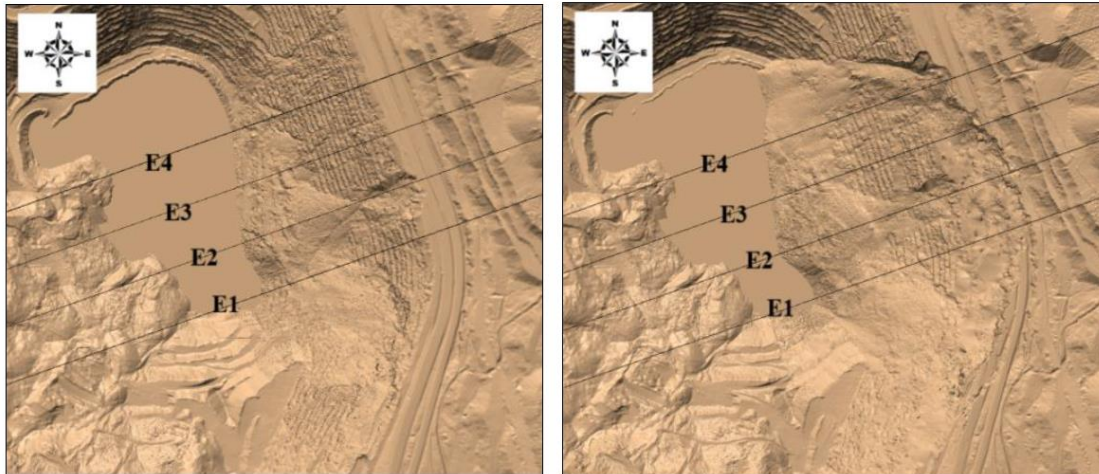


Figure 4-9. Mur Est de la mine en 2010 (a) et en 2012 (b) montrant l'emplacement des 4 coupes utilisées pour l'analyse du glissement de 2012. (Tiré de Caudal (2015))

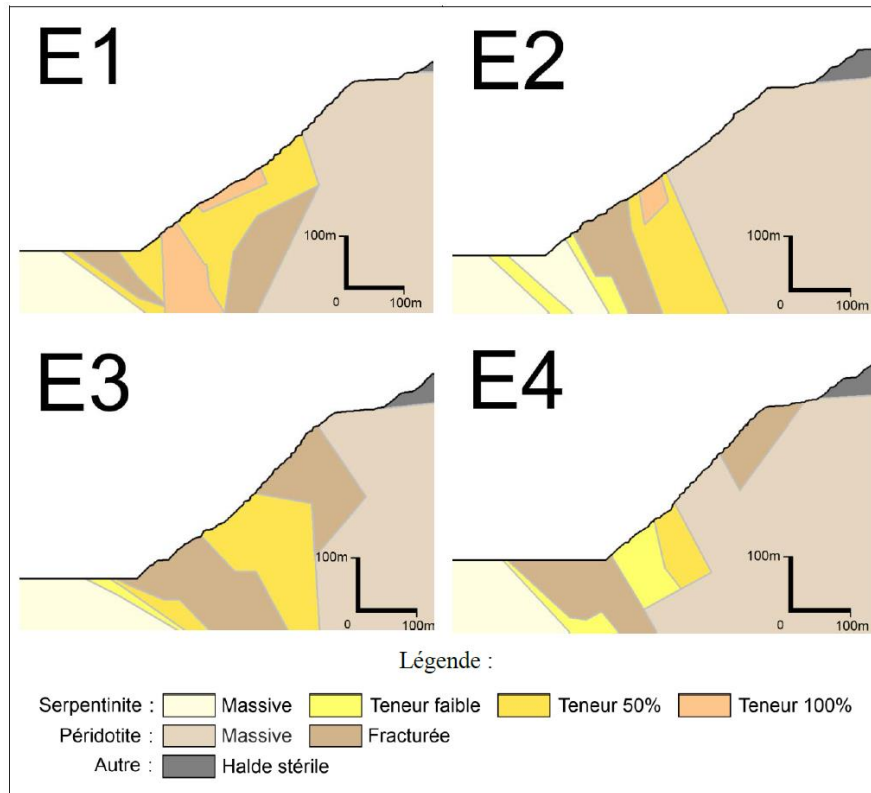


Figure 4-10. Géologie des coupes E1, E2, E3 et E4 conformément aux plans fournis par LAB Chrysotile (Bonin, 2013) (Tiré de Caudal, 2015).

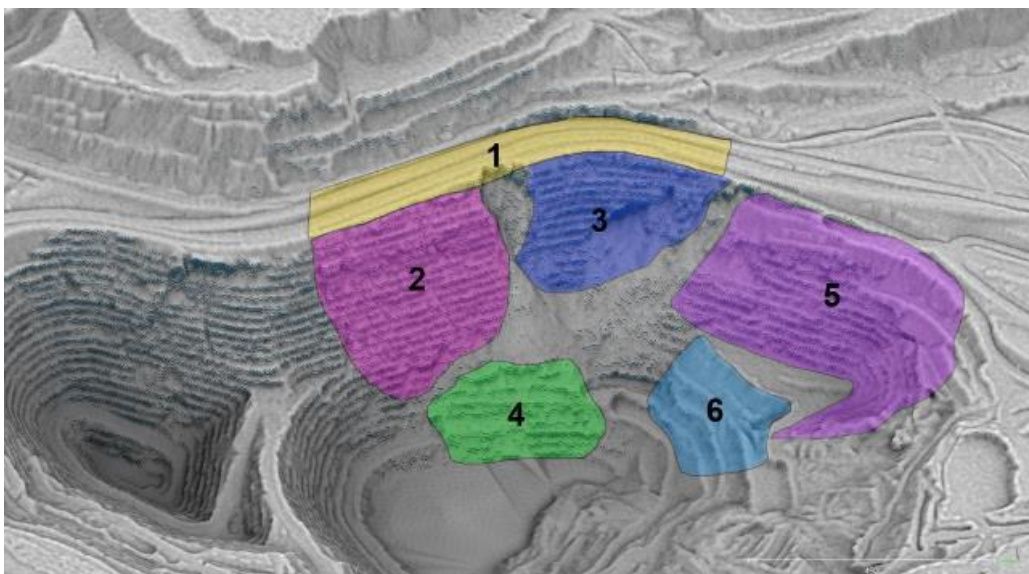


Figure 4-11. Séparation en 6 compartiments du glissement de Black Lake. Les compartiments 1, 2 et 3 correspondent au scénario de 2012 tandis que les compartiments 5 et 6 correspondent aux scénarios Grand Sud et Petit Sud. Le Nord est vers la gauche.



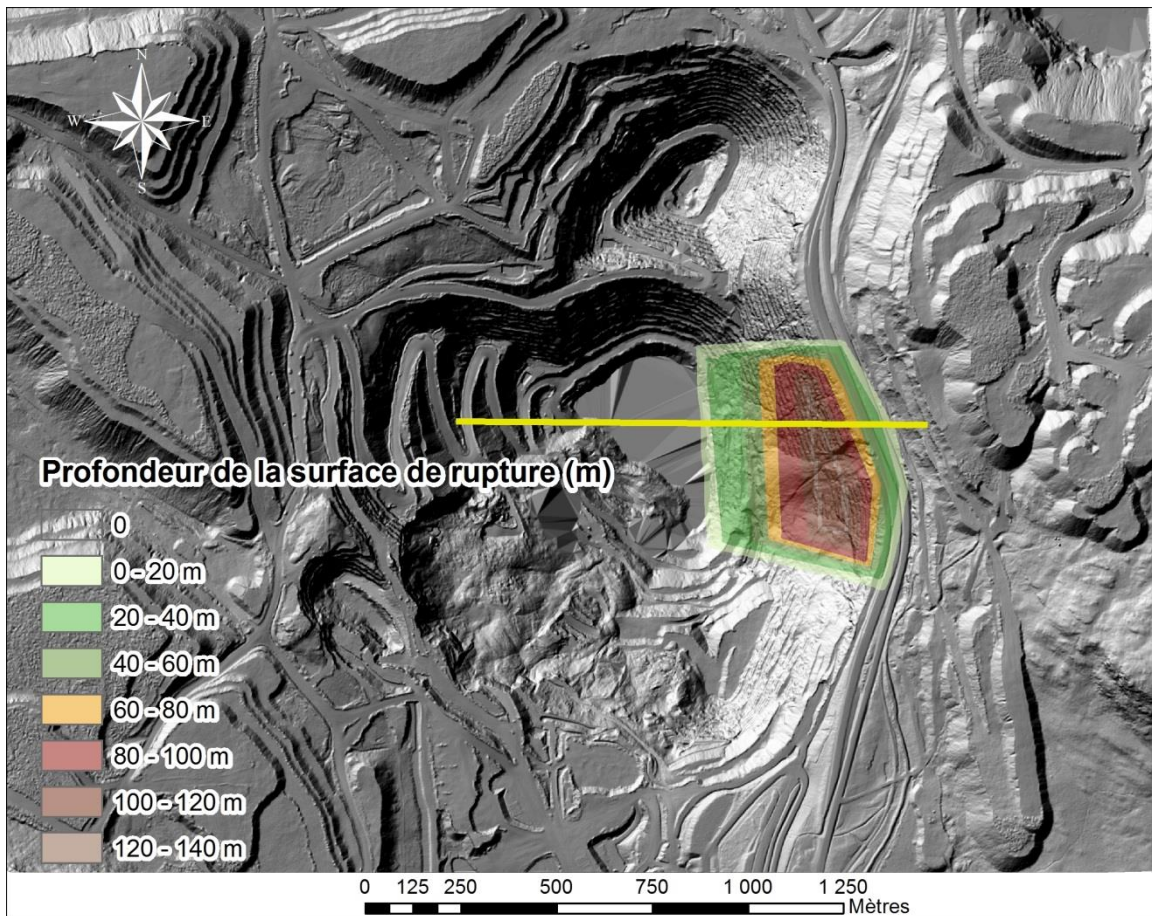


Figure 4-12. Carte de la profondeur de la surface de rupture pour le glissement de 2012. La coupe utilisée à la figure 4-13 y est localisée en jaune.

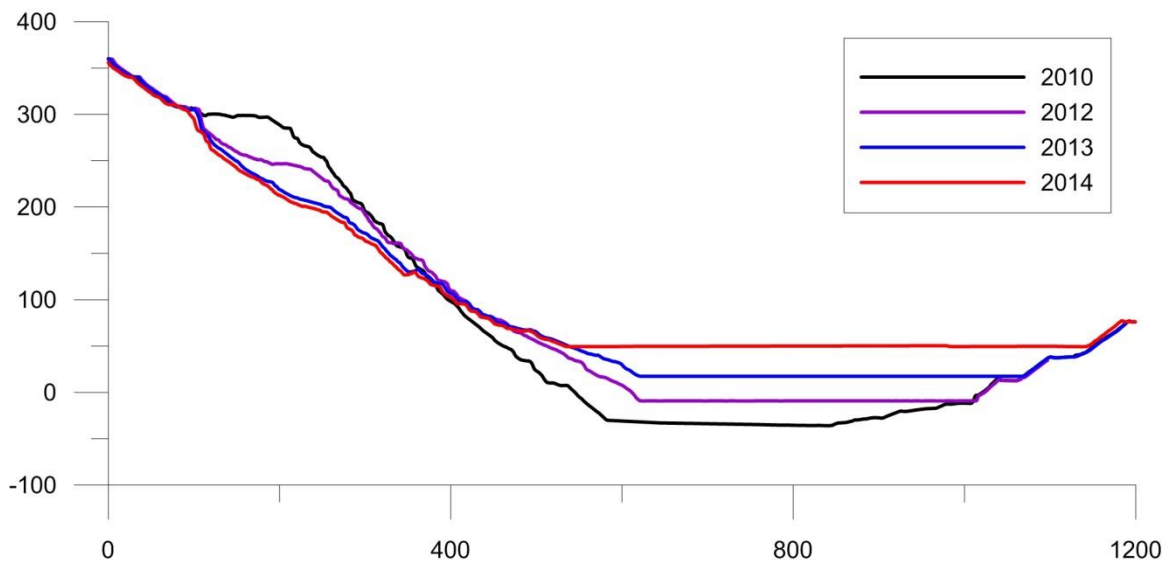
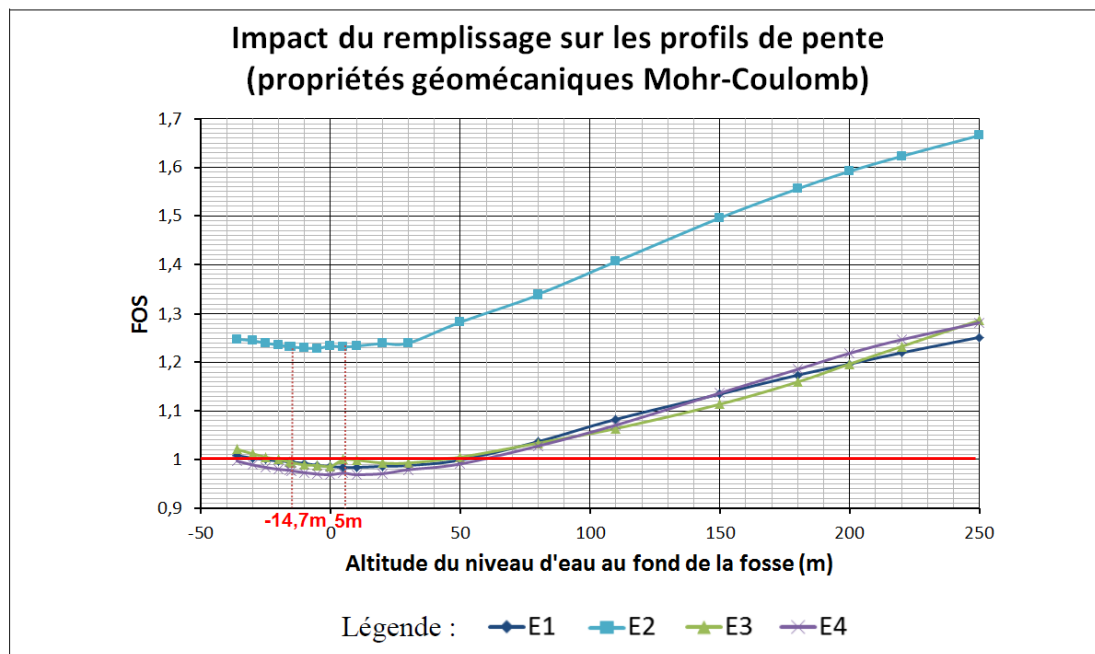


Figure 4-13. Coupes au droit du glissement de 2012 (fig. 4-12) montrant l'évolution de la topographie entre 2010 et 2014.



**Figure 4-14. Variation du FS (FOS sur le graphique) en fonction du niveau d'eau dans la fosse pour les quatre coupes présentées aux figures 4-9 et 4-10 (Tiré de Caudal, 2015).**

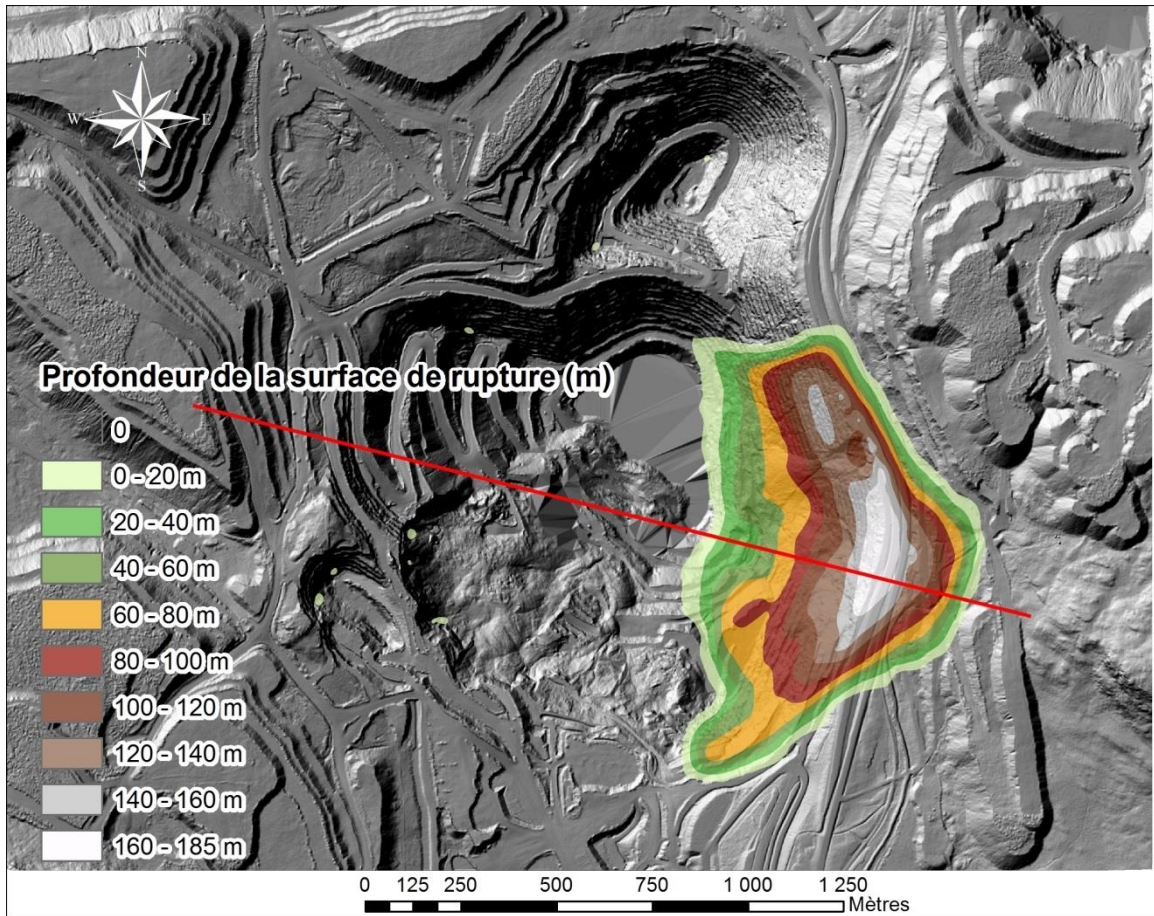


Figure 4-15. Carte de la profondeur de la surface de rupture pour le glissement global et localisation de la coupe utilisée pour l'analyse de stabilité (fig. 4-16).

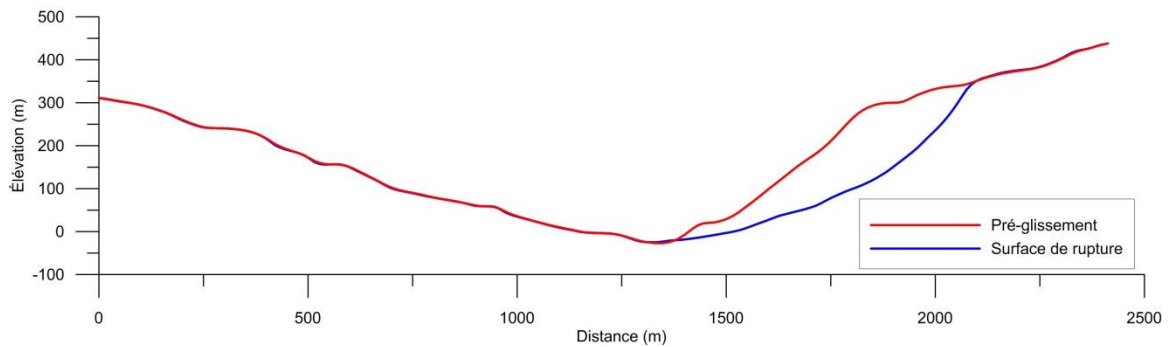
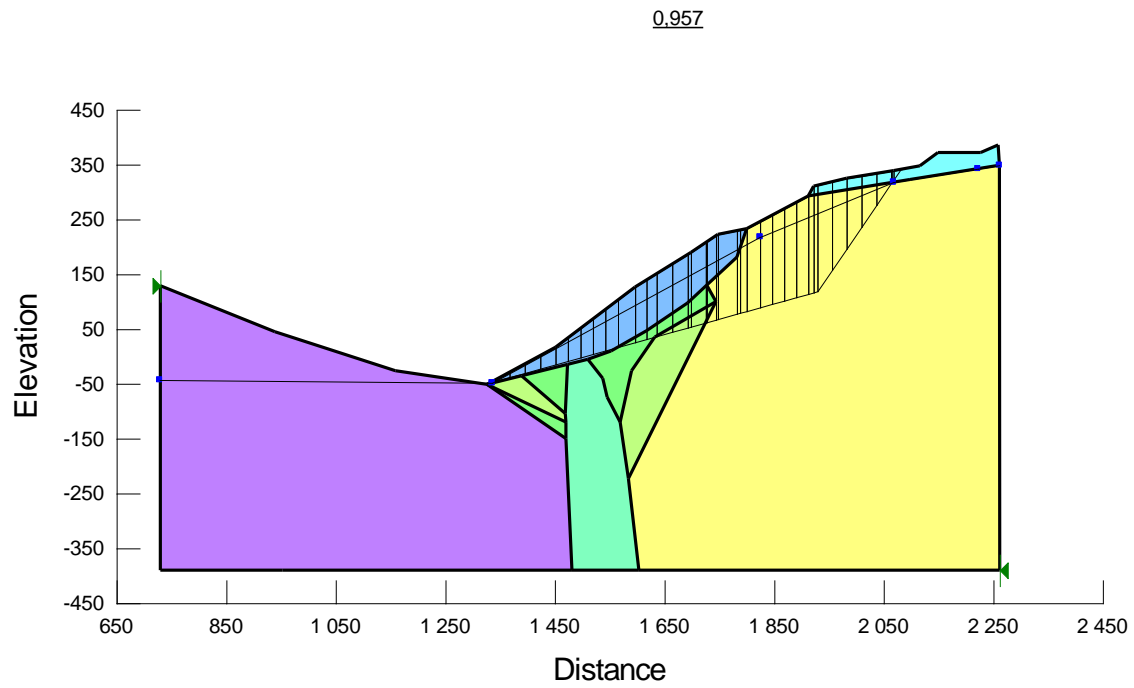


Figure 4-16. Coupe utilisée pour l'analyse du glissement global, dont l'étendue est identifiée à la fig. 4-15.





**Figure 4-17. Modèle dans GeoStudio pour l'analyse de stabilité pour le glissement global. Le niveau d'eau dans la fosse est à -45 m, soit approximativement le fond de la fosse.**

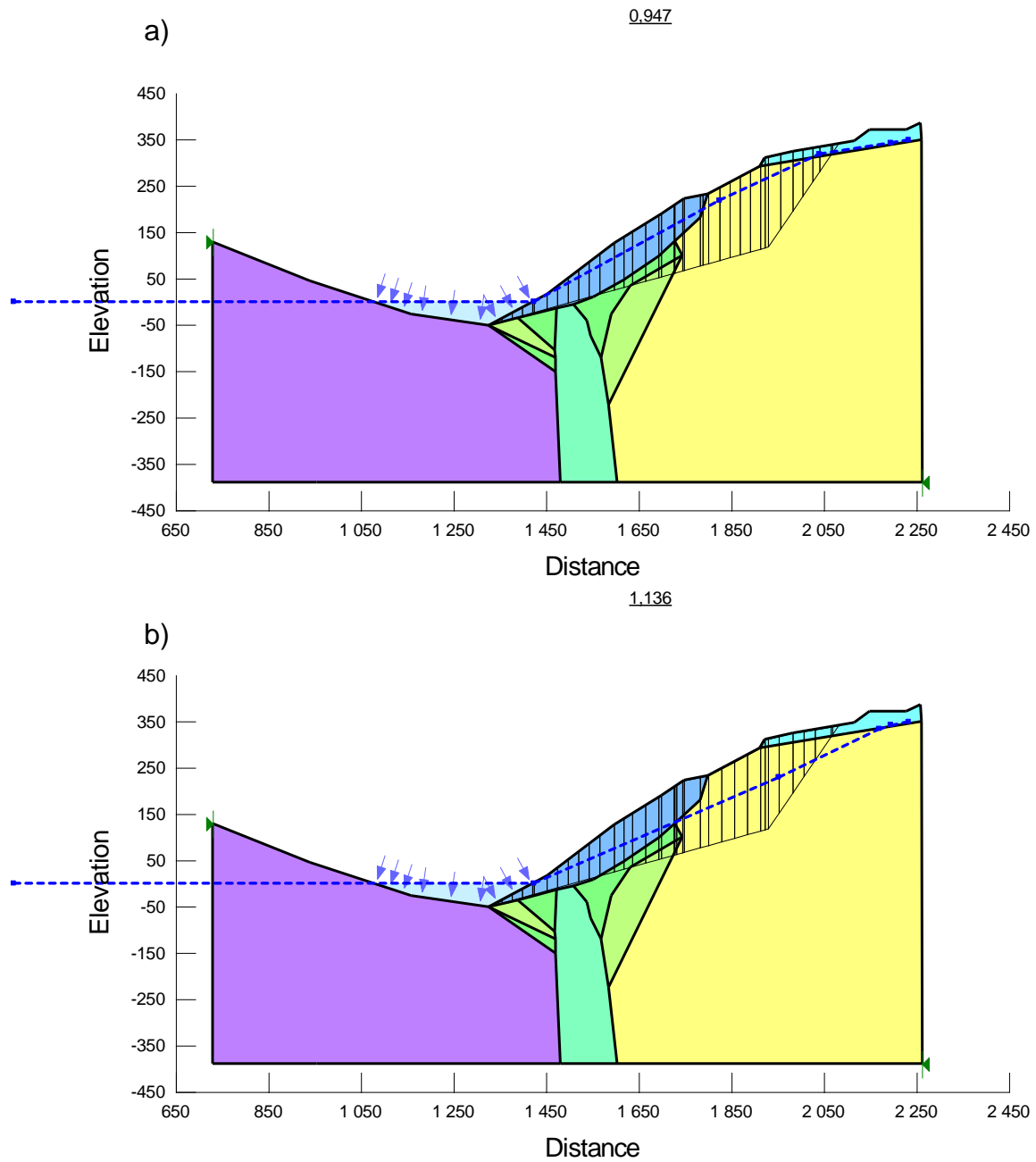


Figure 4-18. Modèles dans GeoStudio avec deux hauteurs de nappe phréatique différentes pour le glissement global. Dans a) le niveau d'eau dans la paroi est beaucoup plus élevé que dans b). Dans les deux cas, le niveau dans la fosse est à 0 m.

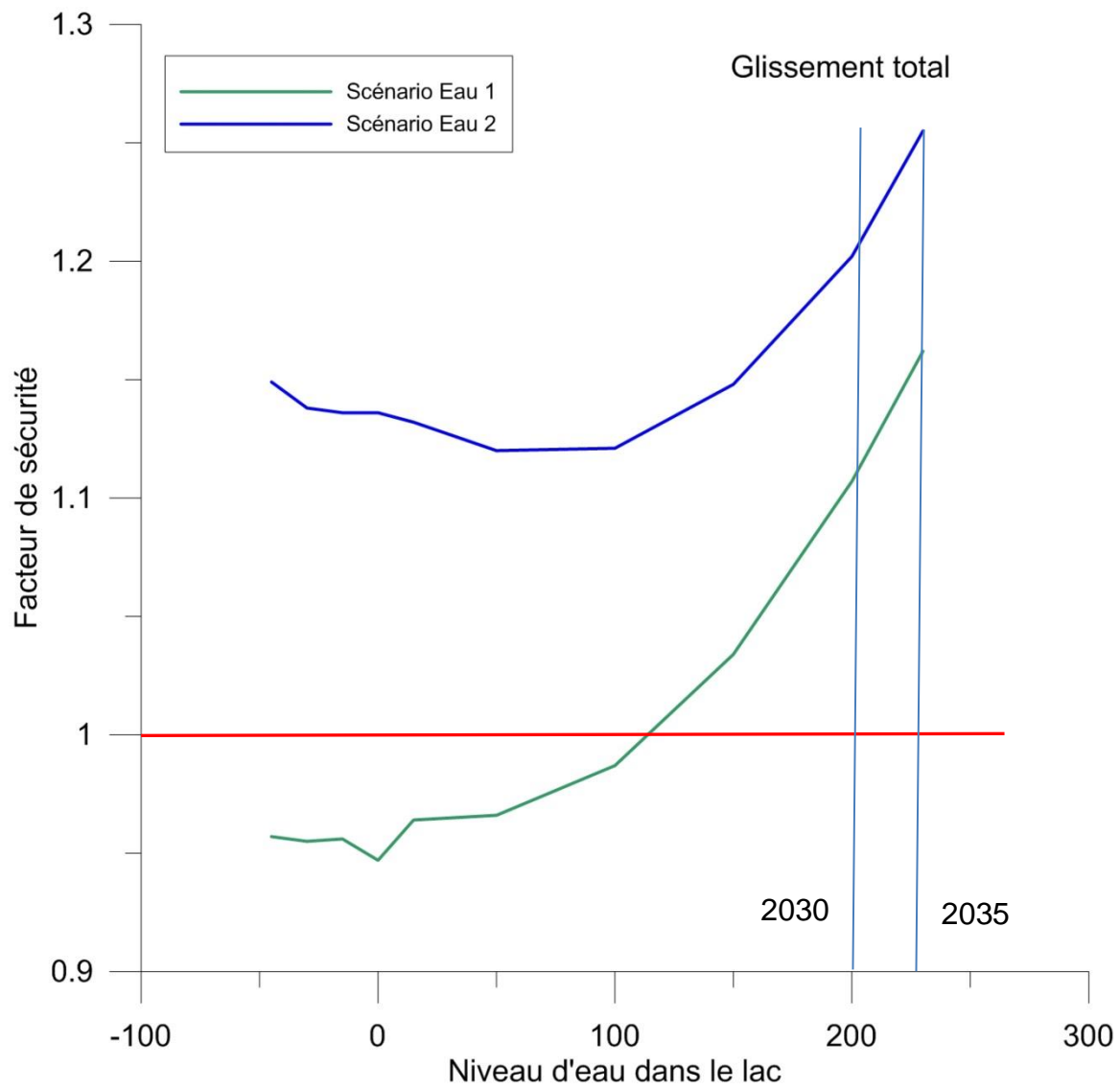


Figure 4-19 Évolution du facteur de sécurité pour le glissement global en fonction du niveau d'eau dans le lac, et ce pour les deux scénarios de hauteur de nappe phréatique illustrés à la fig. 4-18.

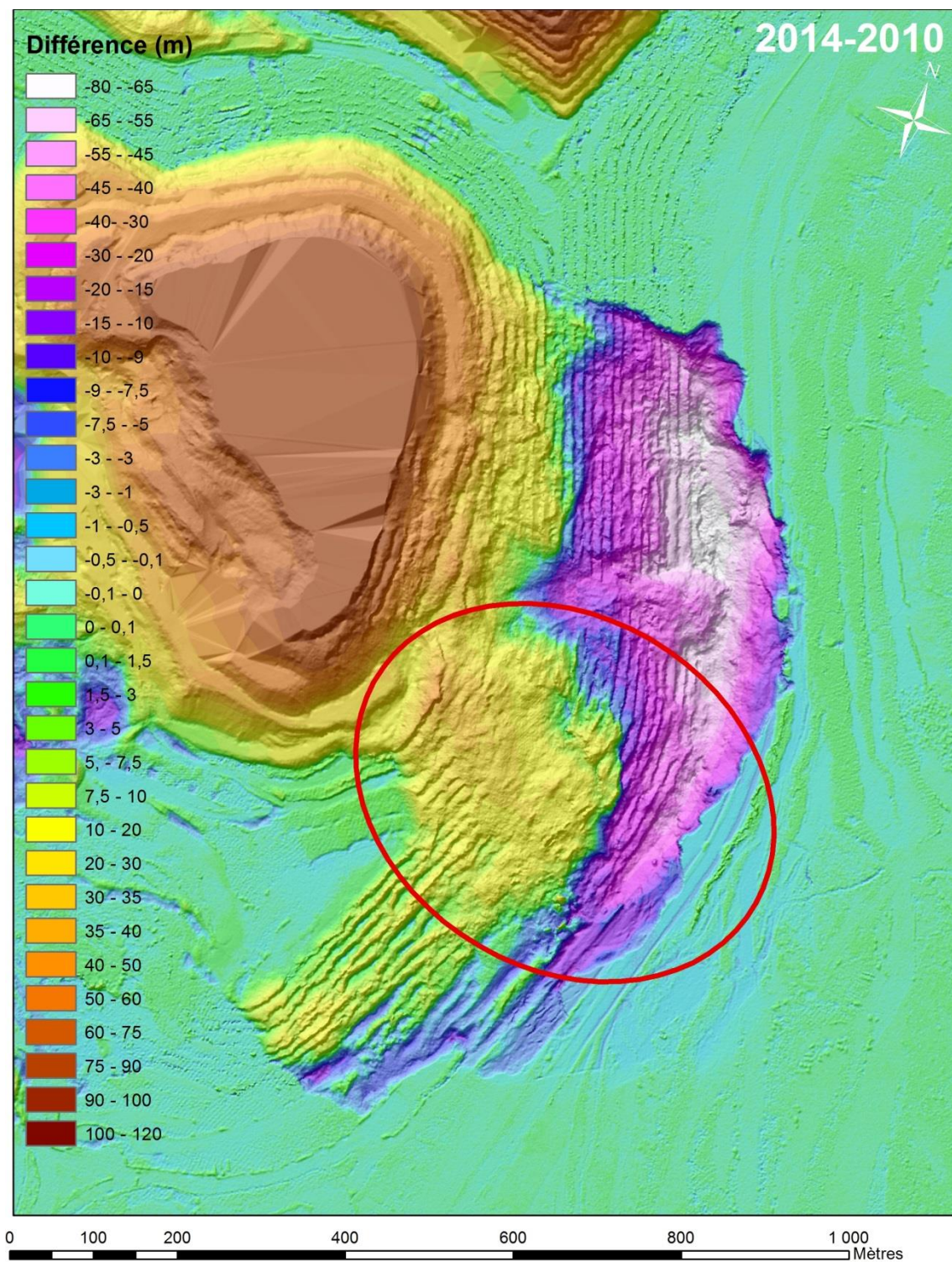


Figure 4-20. Topographie différentielle entre 2014 et 2010 du secteur du Grand glissement Sud.



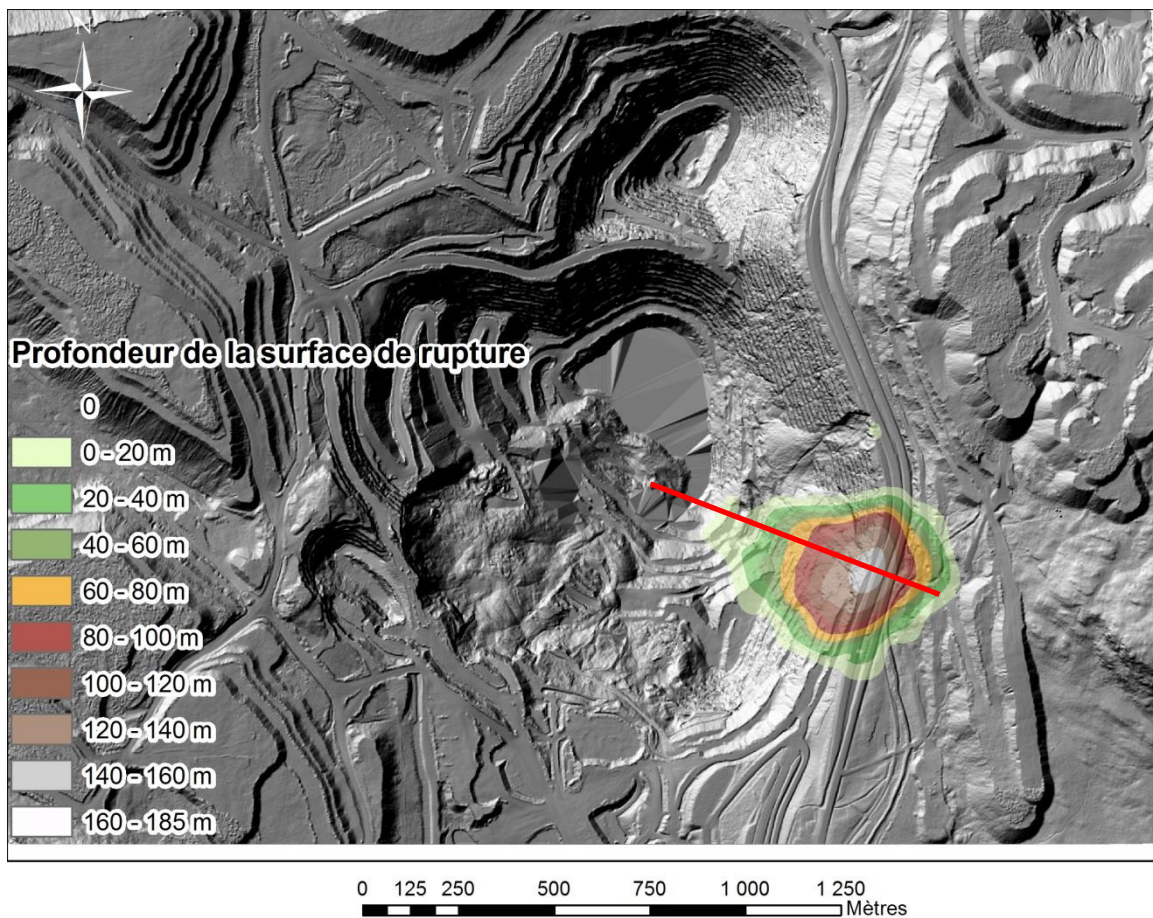


Figure 4-21. Profondeur de la surface de rupture pour le Grand glissement Sud et localisation de la coupe utilisée pour l'analyse.

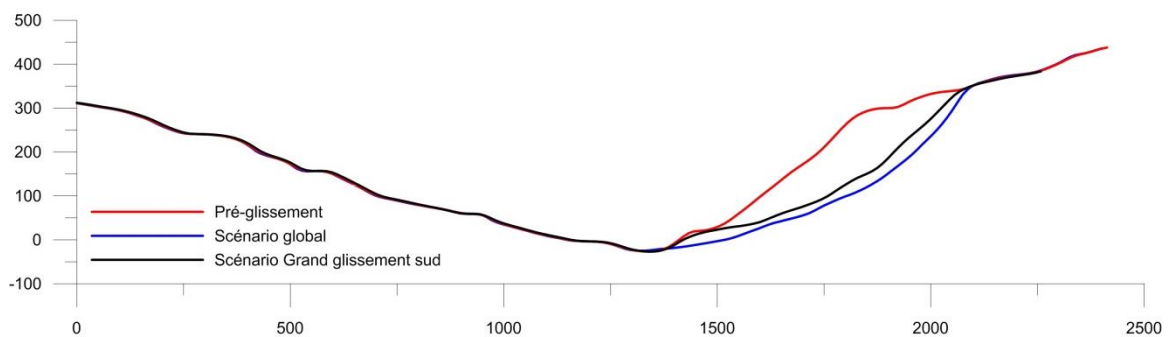
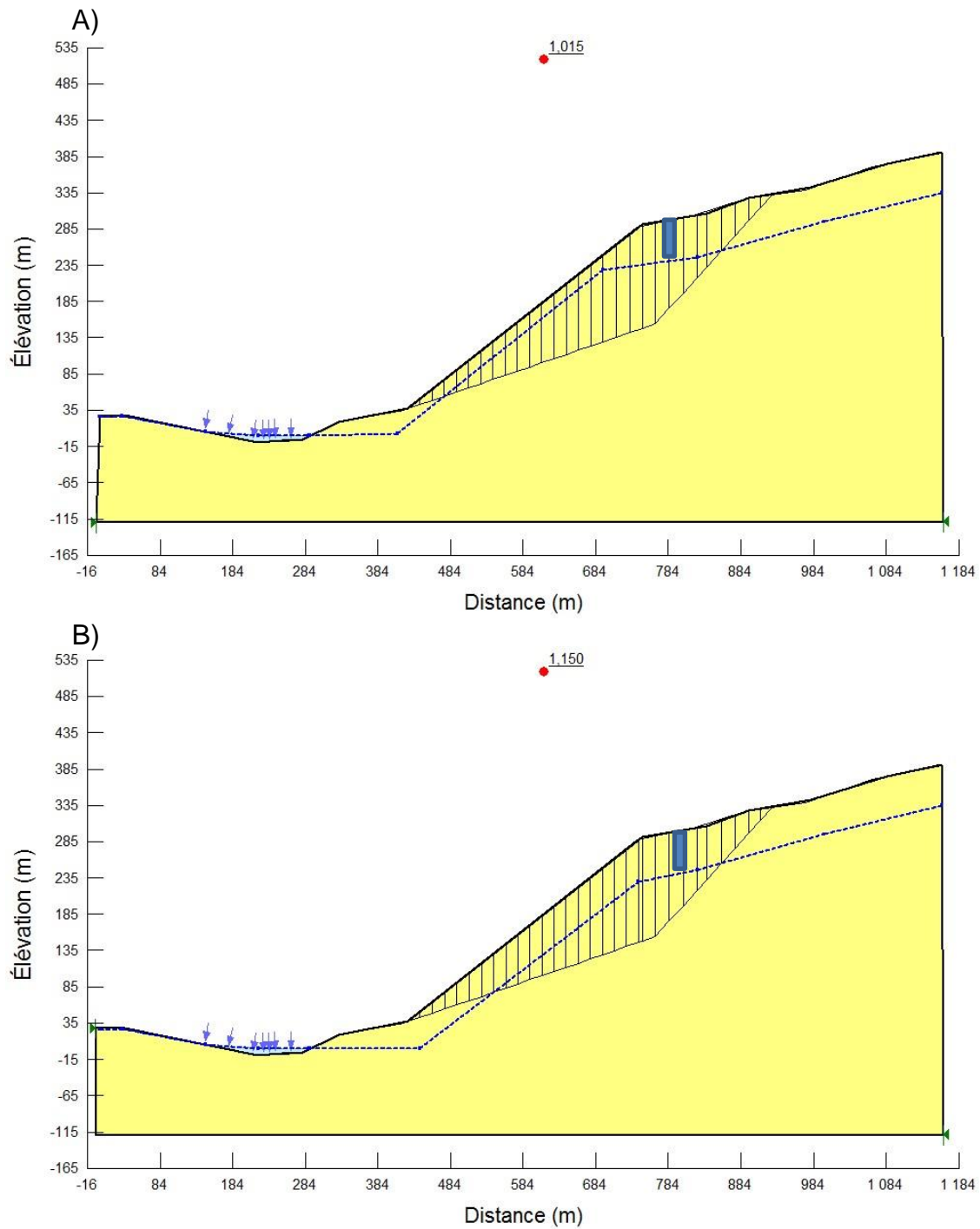


Figure 4-22. Coupe du Grand glissement Sud montrant la topographie initiale ainsi que la topographie du cercle de rupture modélisé.



**Figure 4-23. Modèle utilisé pour l'analyse du Grand glissement Sud avec la position de la nappe phréatique haute (a) et basse (b). Le rectangle bleu représente la projection de la localisation du piézomètre qui, jusqu'à maintenant, a toujours été sec.**

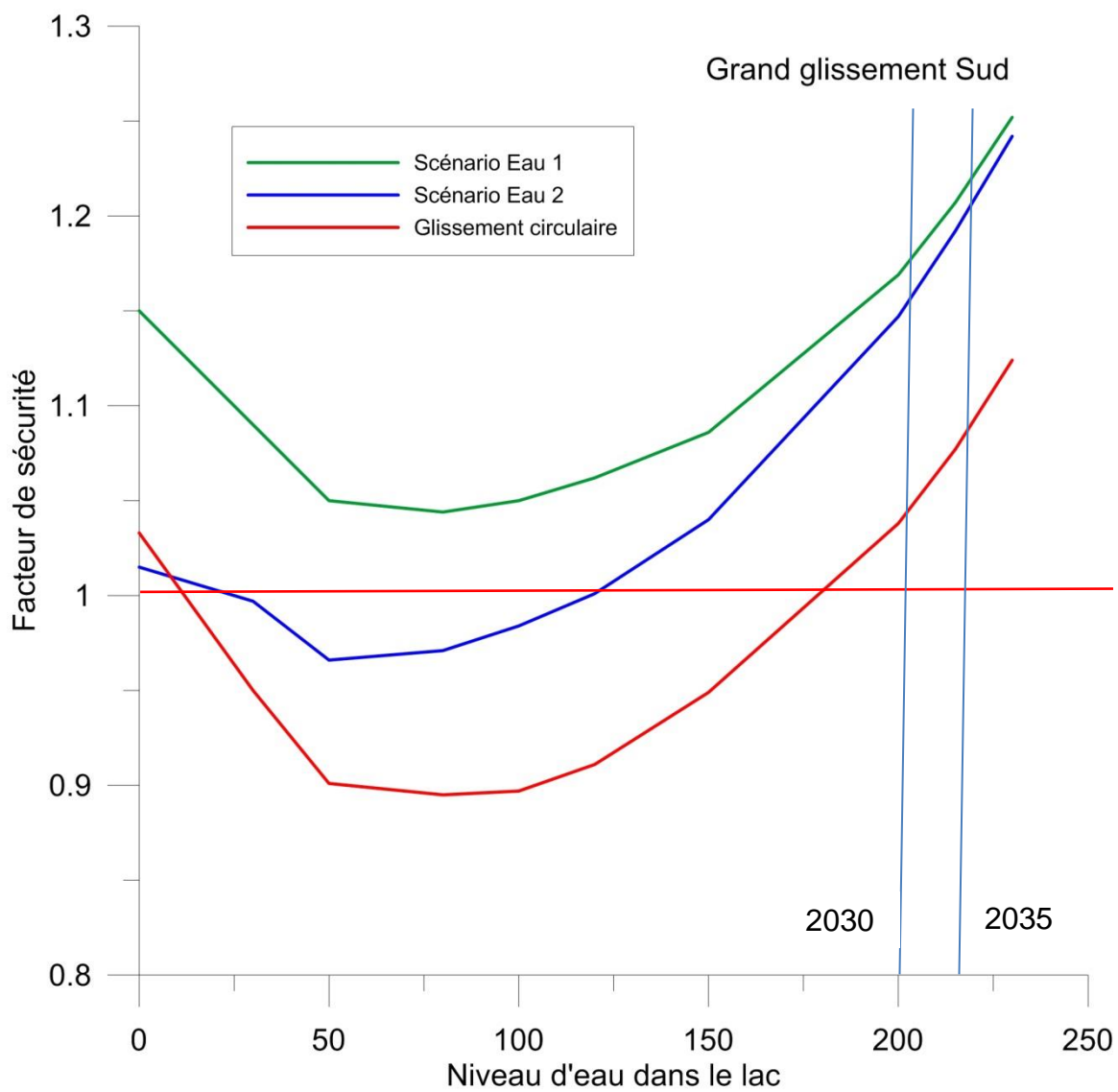


Figure 4-24. Facteur de sécurité en fonction du niveau d'eau dans le lac pour le Grand glissement Sud pour les deux scénarios de niveaux d'eau.



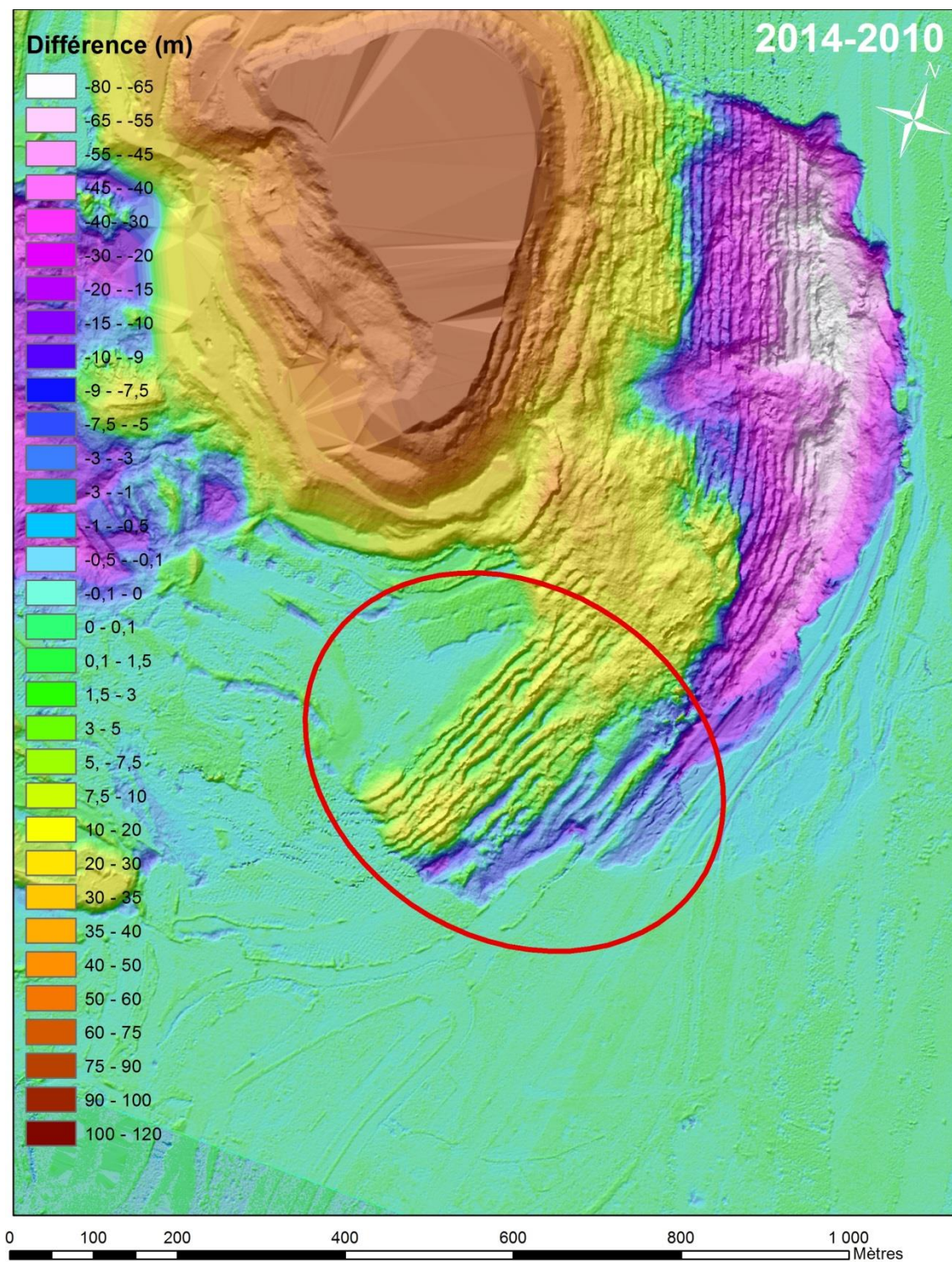


Figure 4-25. Topographie différentielle entre 2014 et 2010 du secteur du Petit glissement Sud.



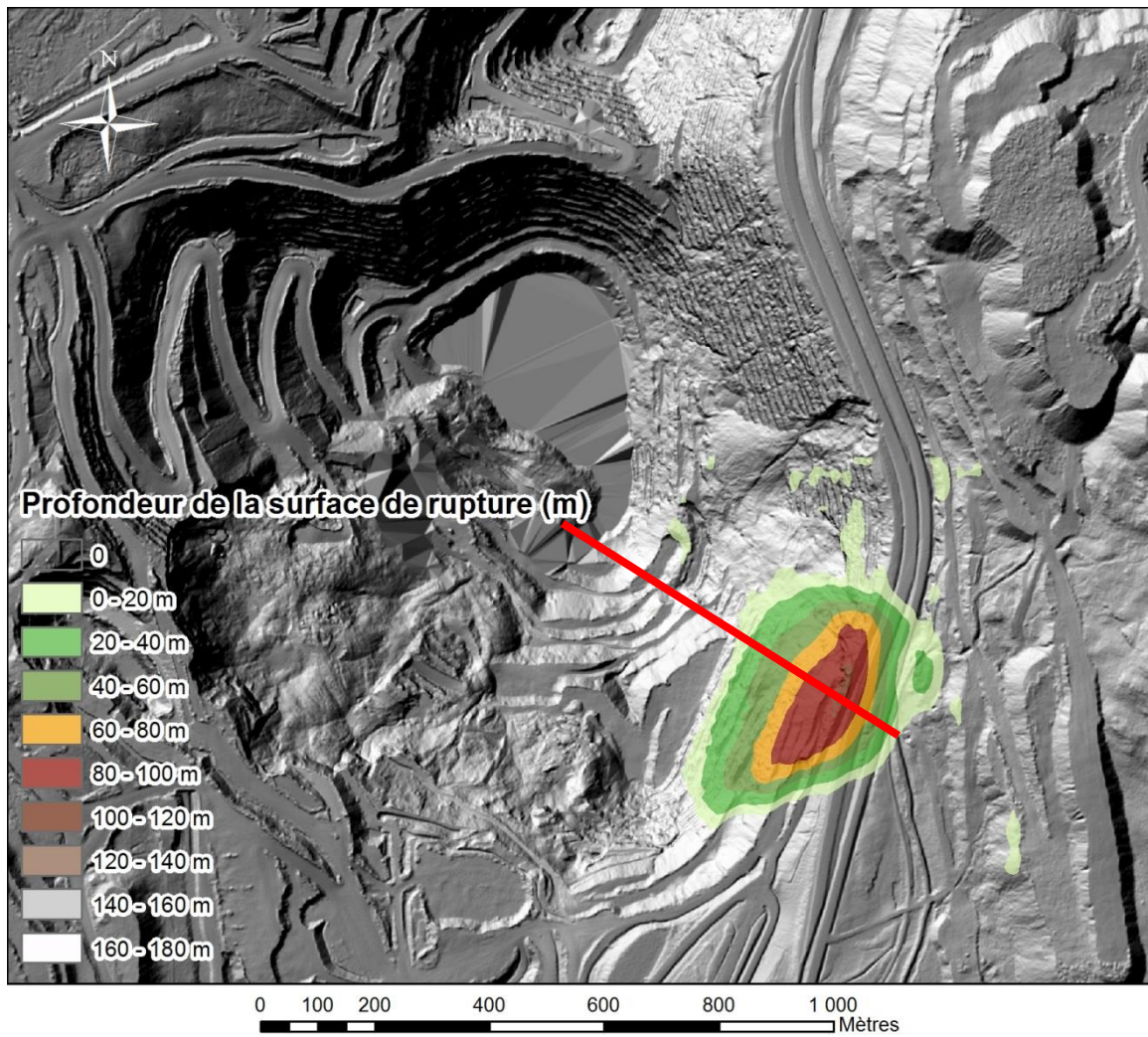
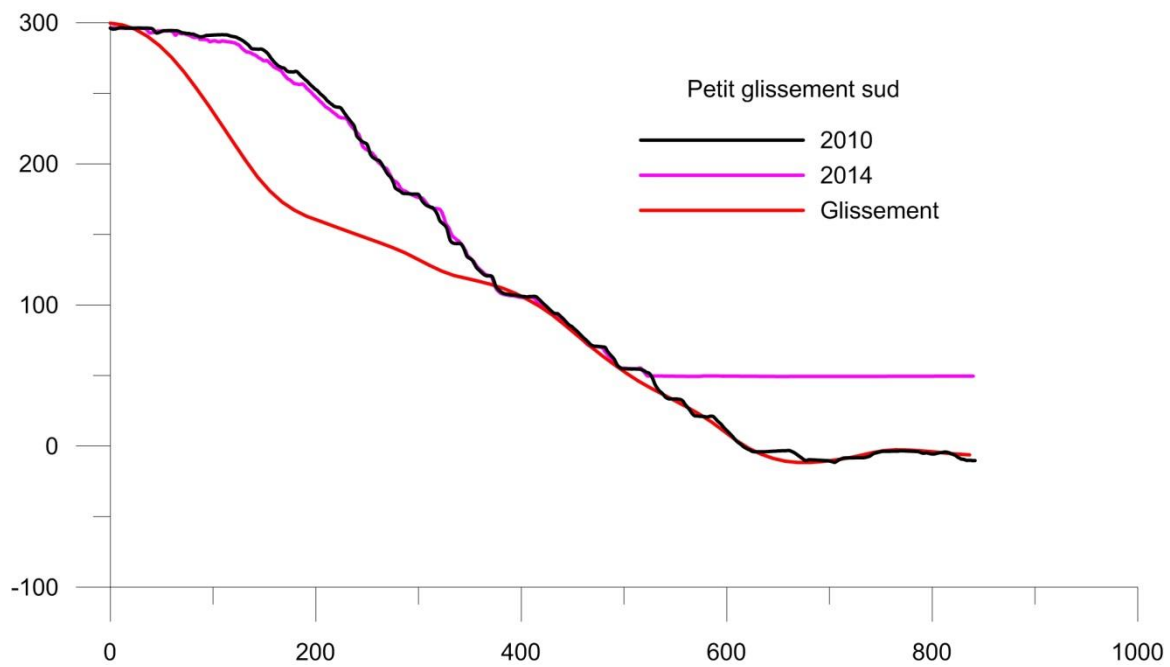
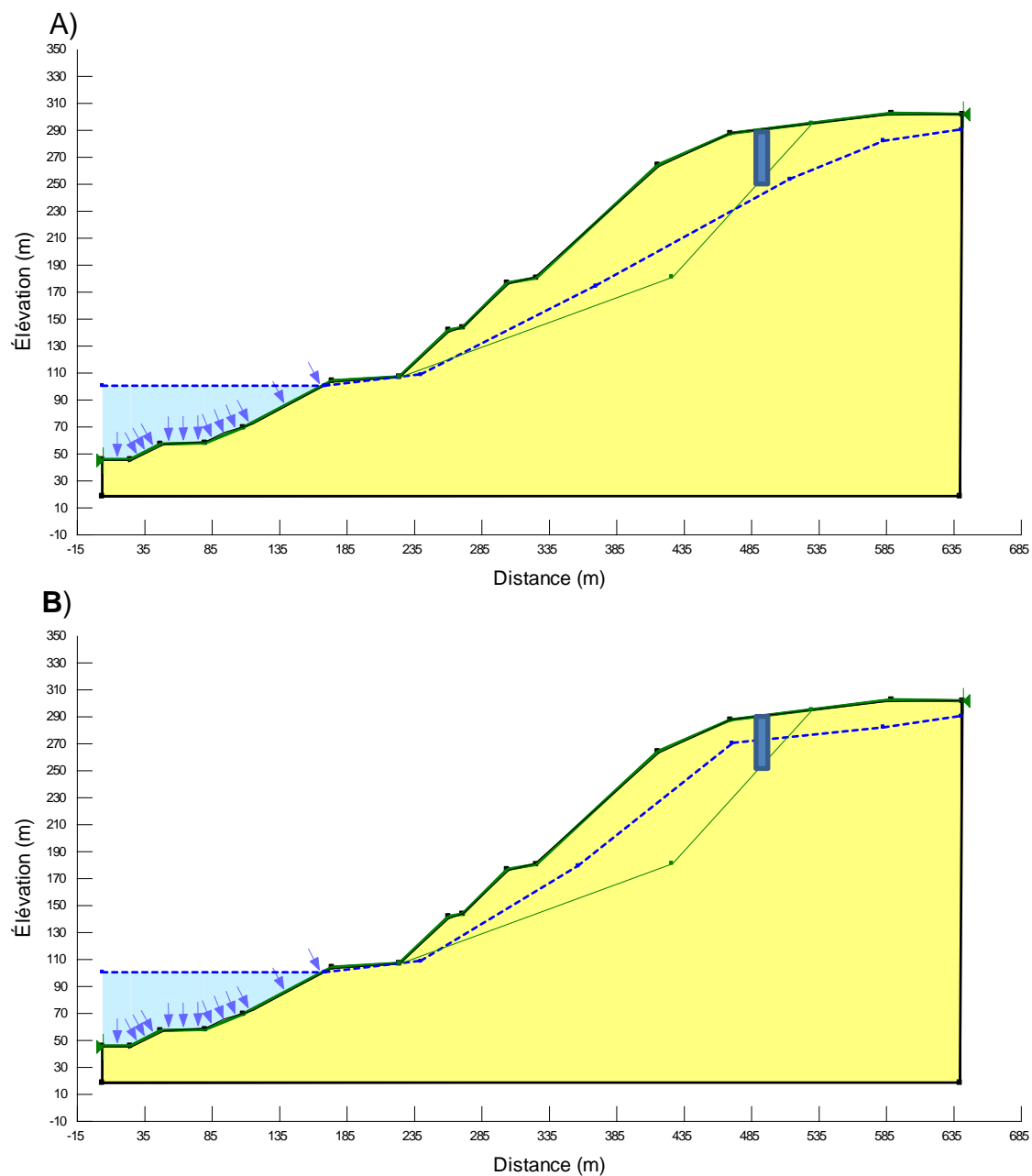


Figure 4-26. Profondeur de la surface de rupture pour le Petit glissement Sud et localisation de la coupe utilisée pour l'analyse (fig. 4-27).



**Figure 4-27. Coupe du Petit glissement Sud montrant la topographie initiale ainsi que la topographie du cercle de rupture modélisé.**



**Figure 4-28. Modèle utilisé pour l'analyse du Petit glissement Sud avec la position de la nappe phréatique basse en 'a' (scénario eau 1) et haute en 'b' (scénario eau 2). Le rectangle bleu représente la projection de la localisation du piézomètre qui, jusqu'à maintenant, a toujours été sec.**

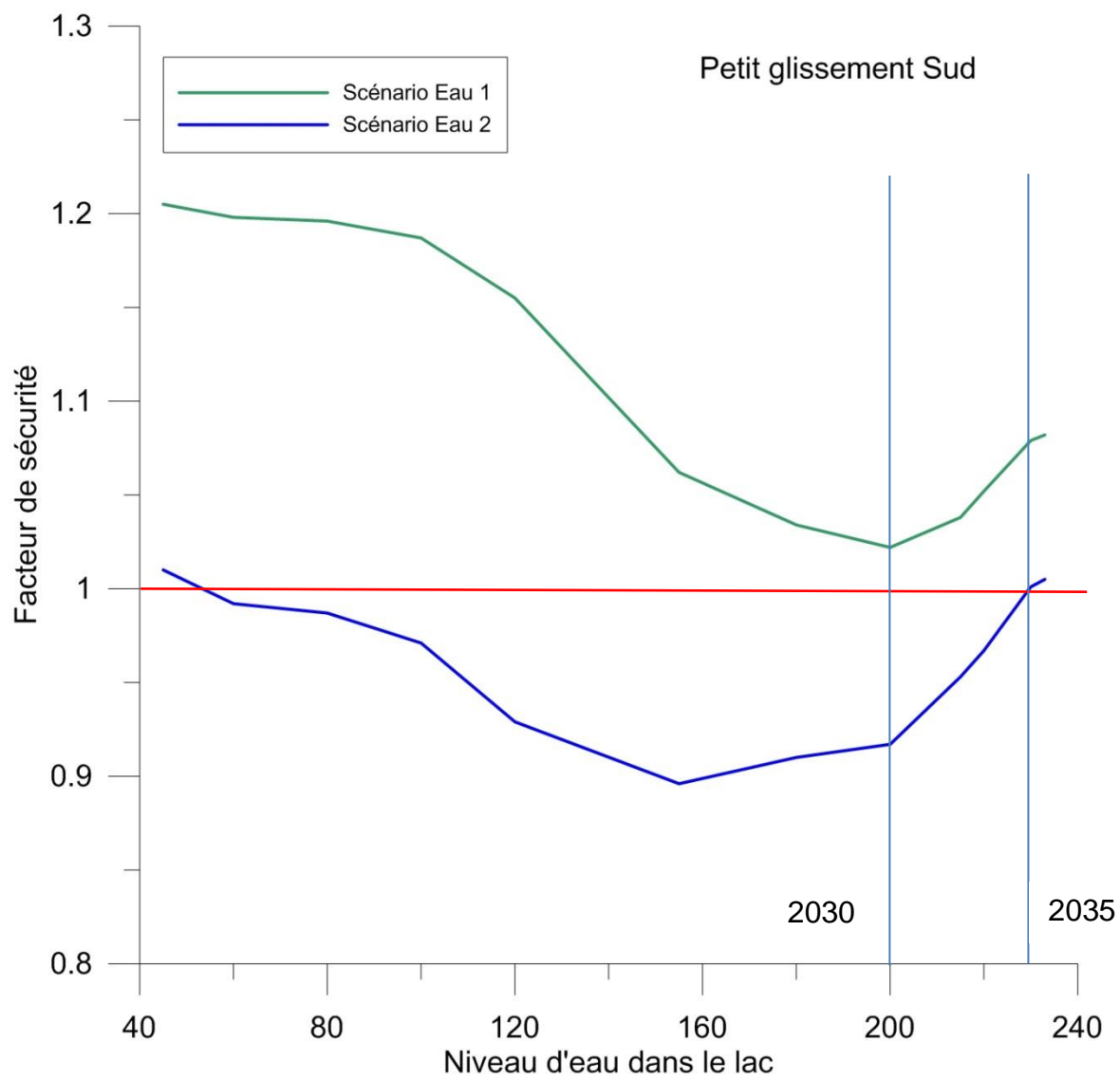


Figure 4-29. Facteur de sécurité en fonction du niveau d'eau dans le lac pour le Petit glissement Sud pour les deux scénarios de niveau d'eau.



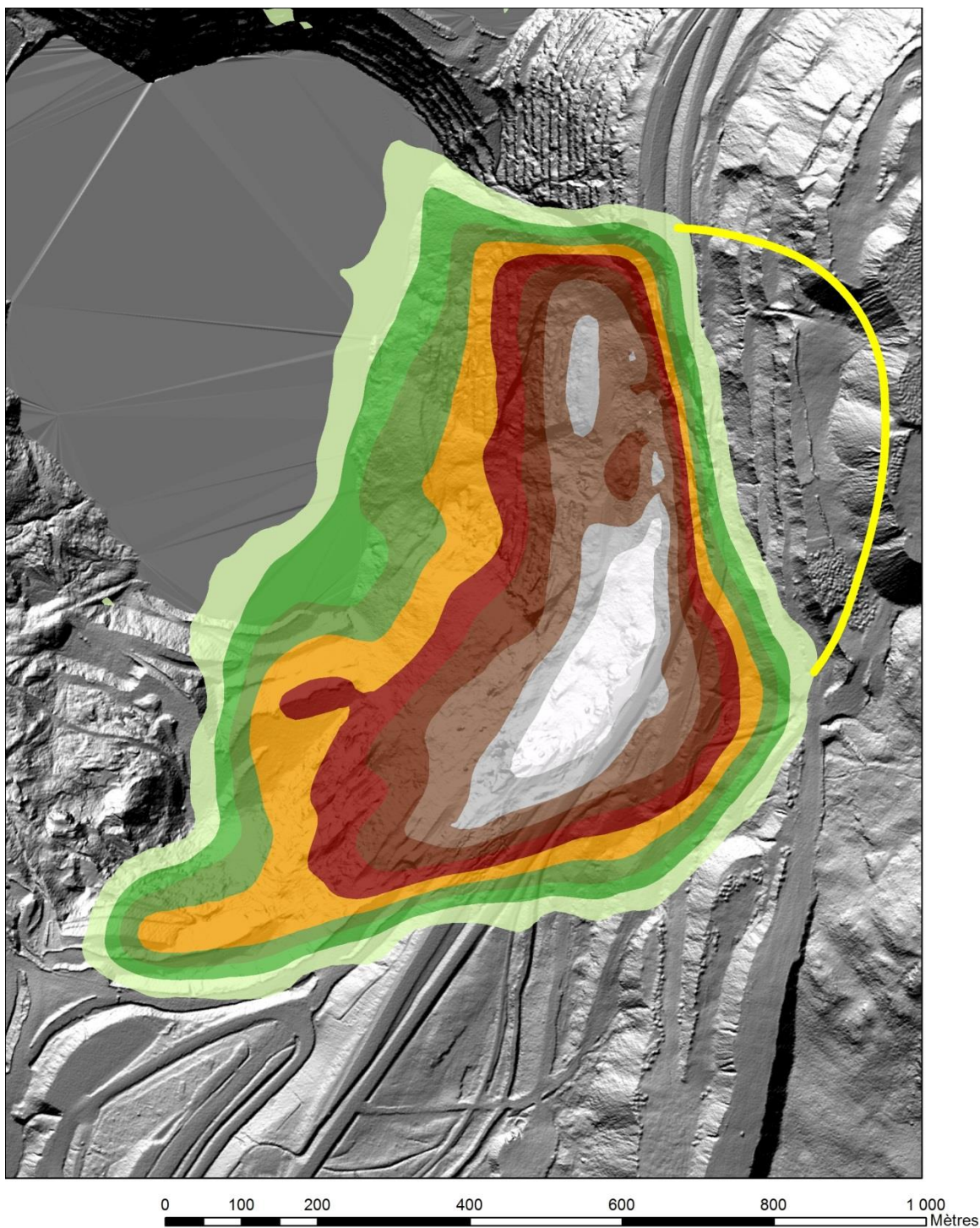


Figure 4-30. Profondeur de la surface de rupture pour le glissement global avec interpolation en jaune d'un escarpement arrière potentiel.



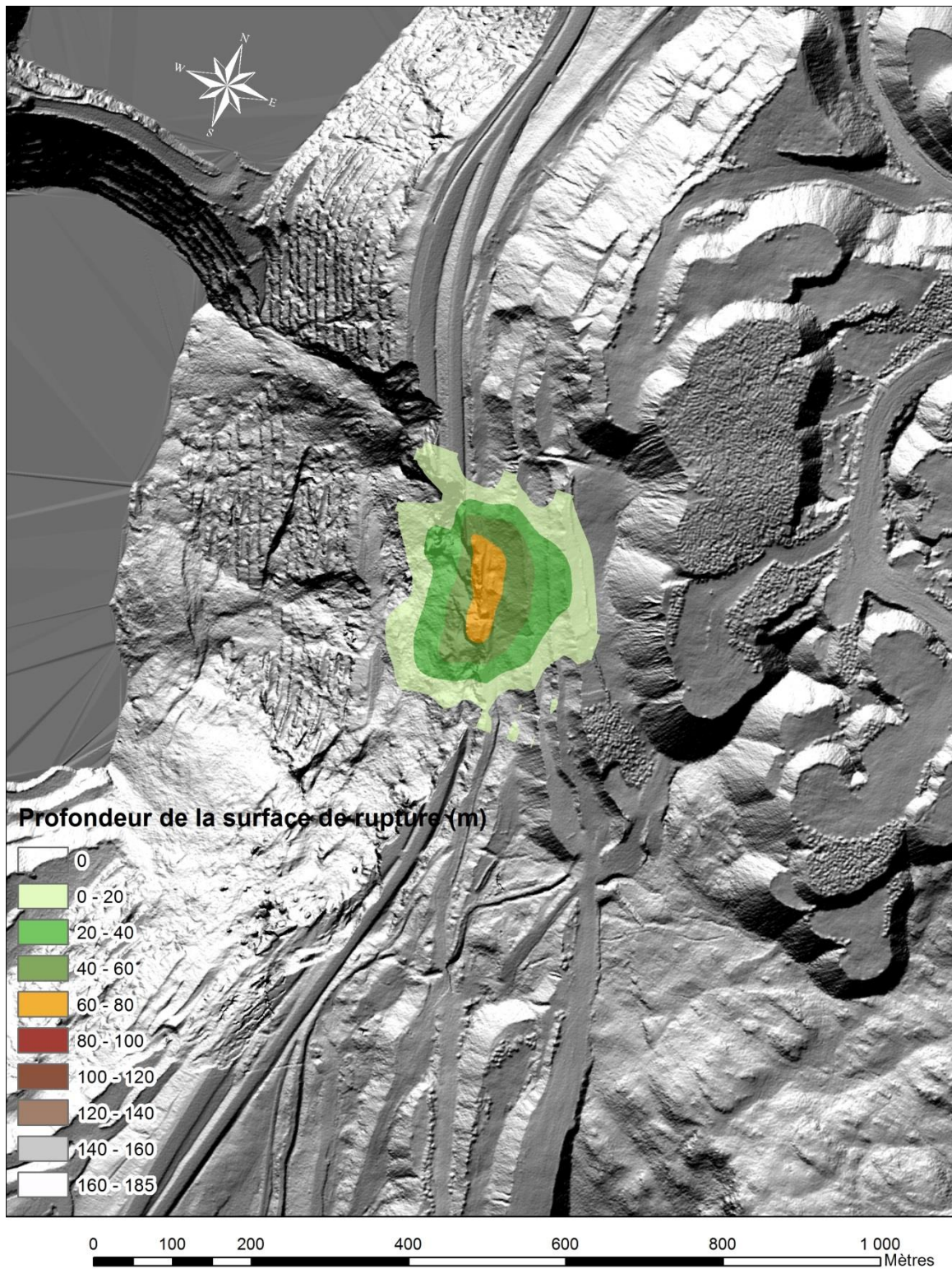
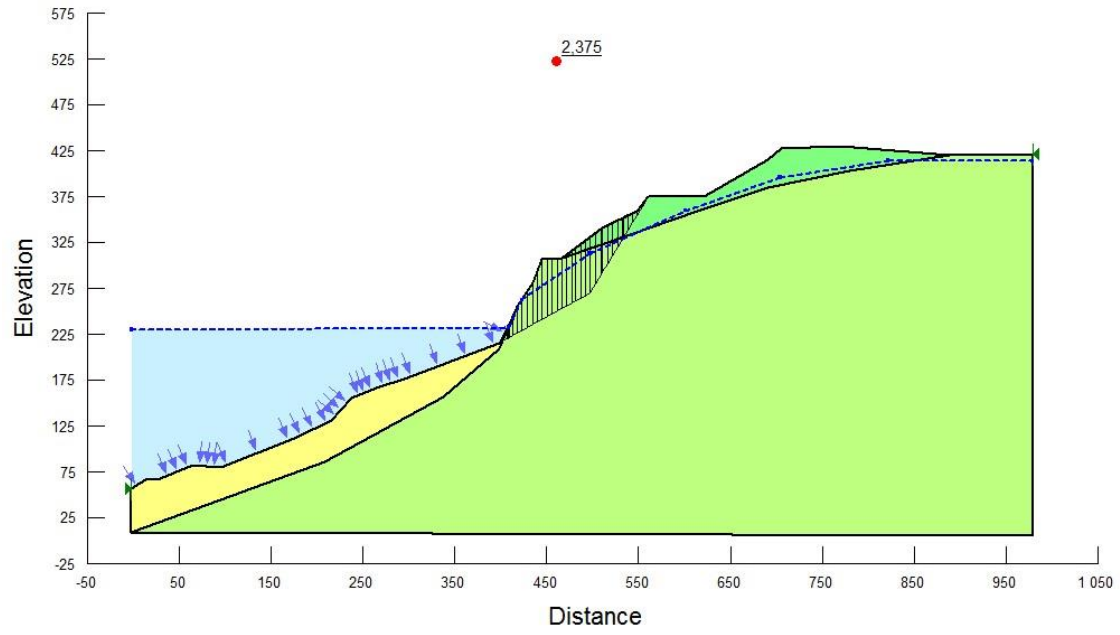


Figure 4-31. Profondeur de la surface de rupture pour le glissement R1.



**Figure 4-32. Modèle utilisé pour l'analyse du glissement R1**



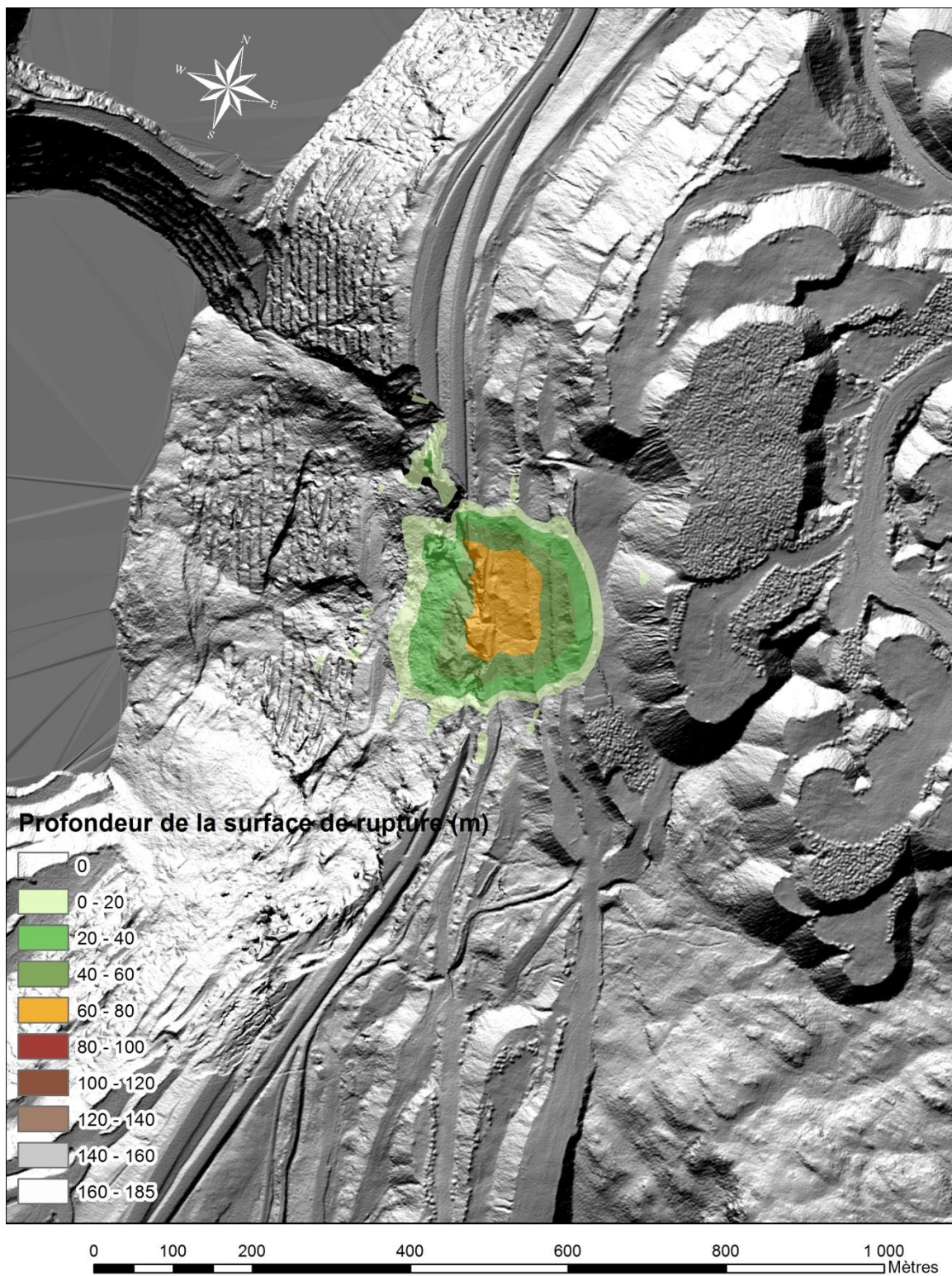


Figure 4-33. Profondeur de la surface de rupture pour le glissement R2.



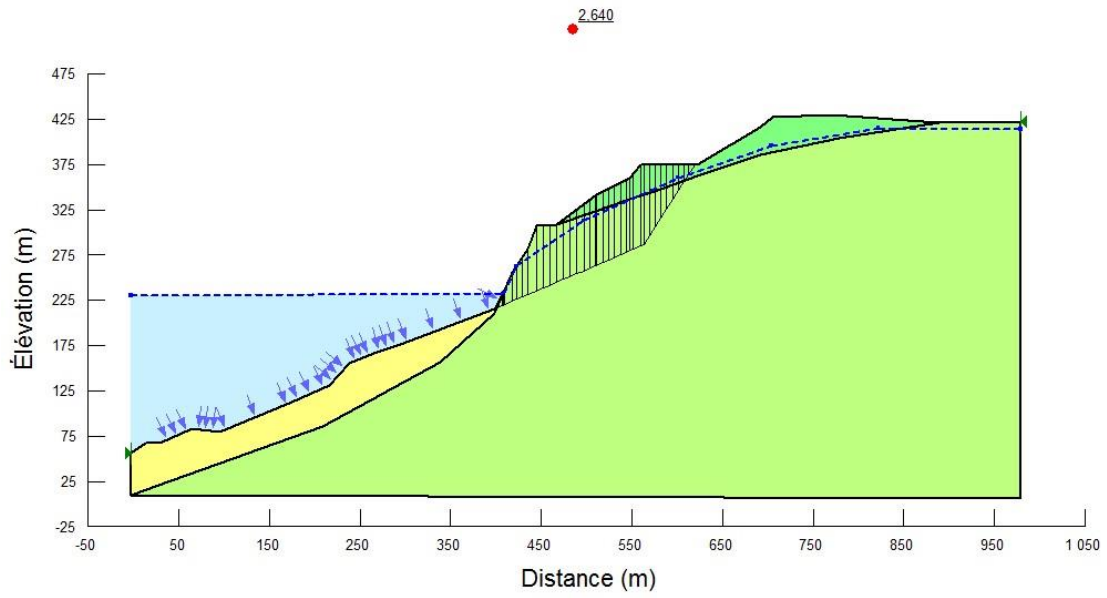


Figure 4-34. Modèle utilisé pour l'analyse du glissement R2

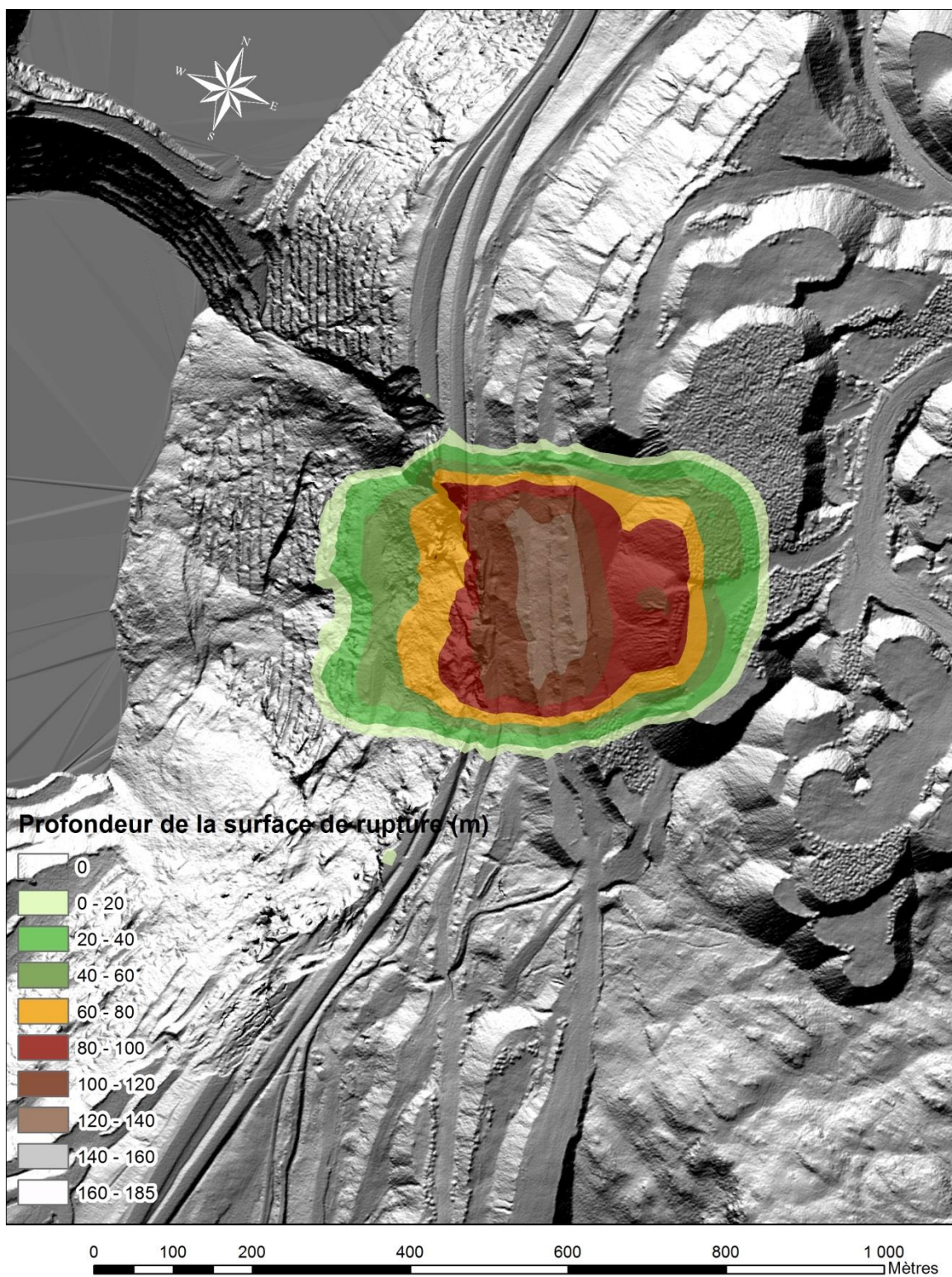


Figure 4-35. Profondeur de la surface de rupture pour le glissement R3.

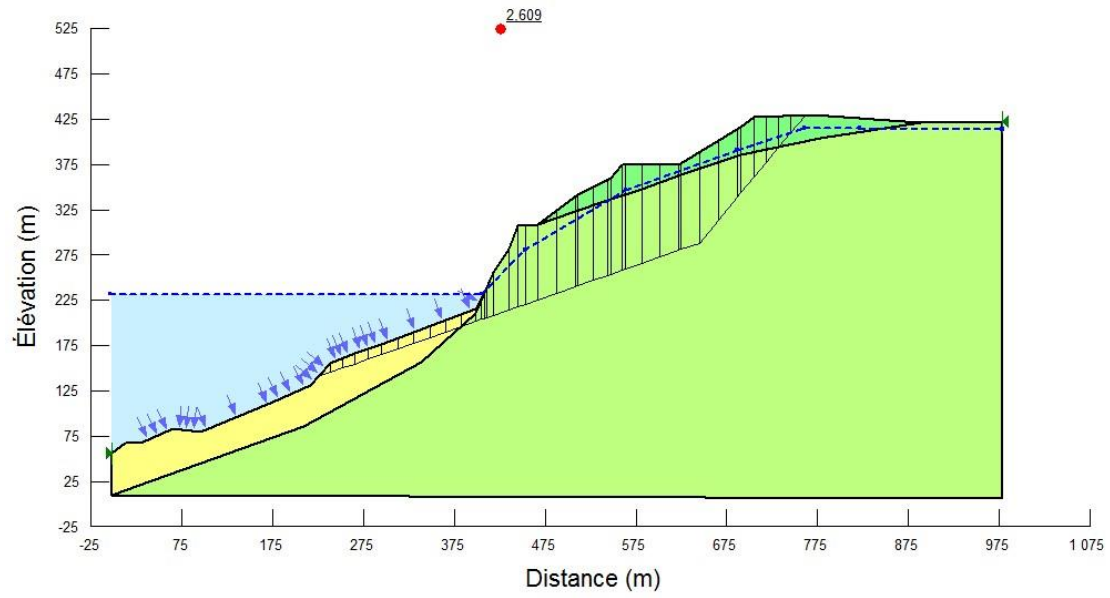


Figure 4-36. Modèle utilisé pour l'analyse du glissement R3 avec niveau d'eau élevé, FS=2.6

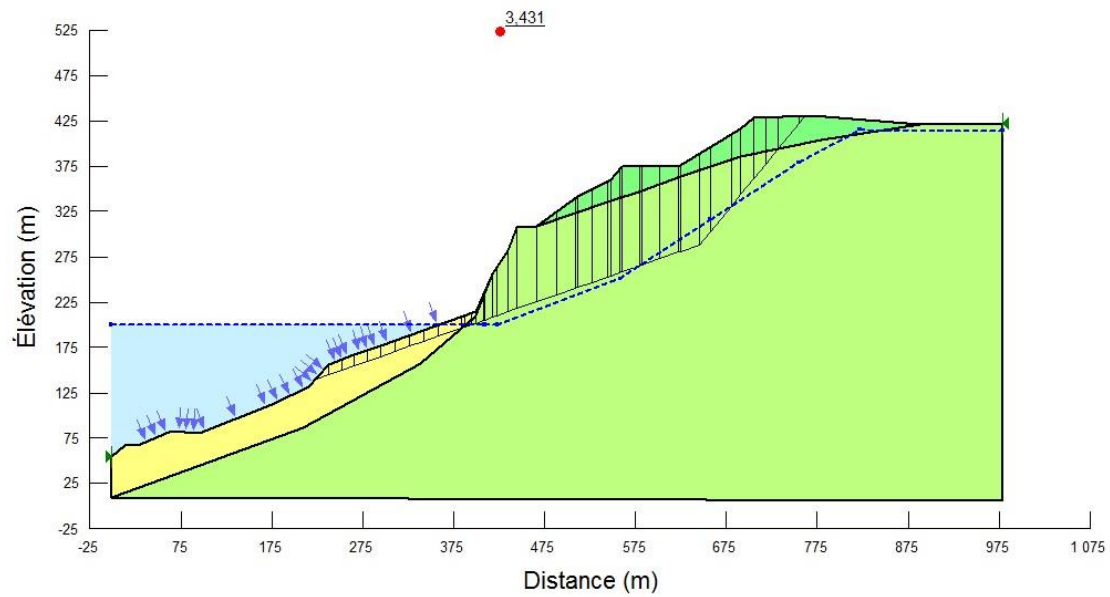


Figure 4-37. Modèle utilisé pour l'analyse du glissement R3 avec niveau d'eau faible, FS=3.4



## 5. Cinématique du glissement rocheux

Trois principaux paramètres sont nécessaires à la modélisation des tsunamis causés par un glissement de terrain, soit la géométrie du problème, incluant la bathymétrie du plan d'eau dans lequel se déroule l'événement ainsi que la topographie du milieu entourant le plan d'eau, la géométrie du glissement lui-même et finalement les paramètres cinétiques du glissement, soit son volume, sa vitesse et accélération en fonction du temps et de son emplacement. Ce chapitre portera principalement sur les paramètres cinématiques, la géométrie des glissements ayant été abordée au chapitre 4. En premier lieu, une revue de la littérature sur d'autres glissements rocheux et sur les manières d'aborder la post-rupture de ces événements sera effectuée. Par la suite, des scénarios de vitesse pour le glissement de Black Lake seront proposés, à partir de résultats de modélisation numérique.

### 5.1. Accélération des glissements rocheux

Outre la géométrie du glissement, le principal facteur qui doit être entré dans le modèle numérique de simulation de tsunami, pour calculer la vague initiale, est le parcours du centre de masse du glissement dans le temps. Pour ce faire, les accélérations et décélérations doivent être estimées pour le glissement. Dans cette section une revue de la physique gouvernant le phénomène ainsi qu'une discussion sur les cas similaires documentés sera effectuée.

Considérons en premier lieu le modèle de Iverson et Denlinger (2001), qui se sert de l'équation de résistance au glissement ( $\tau_{base}$ ) de Coulomb-Terzaghi :

$$\tau_{base} = (\sigma_{base} - p_{base})\tan\varphi_{base} \quad [5.1.1]$$

Où  $\sigma_{base}$  est la contrainte à la base du glissement,  $p_{base}$  la pression de fluides et  $\varphi_{base}$  l'angle de frottement de Coulomb à la base, qui est habituellement de l'ordre de 30 à 40 degrés (Iverson, 2006). Iverson et Denlinger (2001) partent dans leurs travaux de cette équation de base et y ajoutent quelques contraintes pour prendre compte du frottement interne au matériel, de la déformation de la masse et de l'évolution de la pression interstitielle dans le temps et l'espace. La démonstration pour arriver au système d'équations en trois dimensions est au-delà de l'objet de ce rapport, mais le système d'équations est reproduit ci-après (Iverson, 2006).

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{\partial G}{\partial y} = S \quad (2a)$$

where

$$U = \begin{bmatrix} h \\ h \bar{v}_x \\ h \bar{v}_y \\ \lambda h \end{bmatrix} \quad F = \begin{bmatrix} h \bar{v}_x \\ h \bar{v}_x^2 + \frac{1}{2} h c^2 \\ h \bar{v}_x \bar{v}_y \\ \lambda h \bar{v}_x \end{bmatrix} \quad G = \begin{bmatrix} h \bar{v}_y \\ h \bar{v}_y \bar{v}_x \\ h \bar{v}_y^2 + \frac{1}{2} h c^2 \\ \lambda h \bar{v}_y \end{bmatrix} \quad S = \begin{bmatrix} 0 \\ S_x \\ S_y \\ S_\lambda \end{bmatrix} \quad (2b,c,d,e)$$

$$S_x = g_x h - \text{sgn}(\bar{v}_x)(1 - \lambda) \left( g_z + \bar{v}_x^2 \frac{\partial \theta_x}{\partial x} \right) h \tan \phi_{bed} - \frac{3 v_f \mu \bar{v}_x}{\rho h} \\ + \frac{v_f \mu h}{\rho} \frac{\partial^2 \bar{v}_x}{\partial x^2} - \text{sgn} \left( \frac{\partial \bar{v}_x}{\partial y} \right) h k_{act/pass} \frac{\partial}{\partial y} [g_z h (1 - \lambda)] \sin \phi_{int} + \frac{v_f \mu h}{\rho} \frac{\partial^2 \bar{v}_x}{\partial y^2} \quad (2f)$$

$$S_y = g_y h - \text{sgn}(\bar{v}_y)(1 - \lambda) \left( g_z + \bar{v}_y^2 \frac{\partial \theta_y}{\partial y} \right) h \tan \phi_{bed} - \frac{3 v_f \mu \bar{v}_y}{\rho h} \\ + \frac{v_f \mu h}{\rho} \frac{\partial^2 \bar{v}_y}{\partial y^2} - \text{sgn} \left( \frac{\partial \bar{v}_y}{\partial x} \right) h k_{act/pass} \frac{\partial}{\partial x} [g_z h (1 - \lambda)] \sin \phi_{int} + \frac{v_f \mu h}{\rho} \frac{\partial^2 \bar{v}_y}{\partial x^2} \quad (2g)$$

$$S_\lambda = \frac{D}{\rho g_z h} \frac{2}{\lambda_0} \left( \frac{\partial p}{\partial z} \Big|_h + \rho_f g_z \right) \quad (2h)$$

$$k_{act/pass} = 2 \frac{1 \mp [1 - \cos^2 \phi_{int} (1 + \tan^2 \phi_{bed})]^{1/2}}{\cos^2 \phi_{int}} - 1 \quad (2i)$$

$$\lambda = \frac{p_{bed}}{\rho g_z h} \quad c = \sqrt{[(1 - \lambda) k_{act/pass} + \lambda] g_z h} \quad (2j,k)$$

Ce système d'équations comprend les équations de conservation de masse et de momentum, qui tiennent compte du frottement tel que défini précédemment et l'évolution des contraintes effectives, et tout cela en fonction du temps et de l'espace. Physiquement, cela représente le problème illustré à la figure 5-1 (Iverson, 2006).

Les équations précédentes sont le cas général de quelques applications bien documentées dans la littérature, telles que les équations de Savage et Hutter (1989, 1991) pour les écoulements granulaires et les équations de glissement-

consolidation de Hutchinson (1986). Si l'on simplifie le problème à un cas unidimensionnel d'un écoulement d'un bloc (donc sec, sans pression de fluide à la base) sur un plan, on arrive à l'équation simplifiée suivante :

$$\frac{dv}{dt} = g(\sin\theta - \cos\theta \tan\phi) \quad [5.1.3]$$

Où  $g$  représente l'accélération gravitationnelle,  $\theta$  l'angle de la pente et  $\phi$  l'angle de frottement. Le tableau 5-1 montre, suivant l'équation 5.1.3, pour divers angles de pente et divers coefficients de frottement les accélérations que subirait ce bloc sur un plan incliné. Cette valeur tend vers  $9,8 \text{ m/s}^2$  ( $g$ ) si l'angle atteint  $90^\circ$ .

**Tableau 5-1. Accélération théorique maximale selon l'angle de frottement et la pente.**

Pente (degrés)	Phi = 30 degrés	Phi = 35 degrés
30	0 $\text{m/s}^2$	-1,04 $\text{m/s}^2$
35	1 $\text{m/s}^2$	0 $\text{m/s}^2$
40	1,96 $\text{m/s}^2$	1 $\text{m/s}^2$
50	3,87 $\text{m/s}^2$	3 $\text{m/s}^2$
60	5,66 $\text{m/s}^2$	5 $\text{m/s}^2$

Le modèle précédent ne tient compte que du frottement à la base et ne tient pas compte de la présence d'eau, comme fluide ambiant ou sur le plan de glissement, par exemple. Dans ce cas, la force de masse ajoutée ainsi que la force de trainée doivent être prises en compte, et l'état de contraintes doit être ajusté en conséquence. La force de trainée est décrite comme étant causée par les effets visqueux entre la masse en mouvement et le fluide ambiant. La force de masse ajoutée quant à elle fait référence à la force nécessaire pour accélérer le fluide ambiant. En effet, lorsqu'un corps accélère dans un fluide, il accélère par le fait même une partie de ce fluide. En fait, c'est ce fluide accéléré qui est en bonne partie responsable de la génération d'un tsunami. En prenant compte de ces deux forces, l'équation (5.1.3) devient alors :

$$(\rho_b + C_m \rho_w) V \frac{dv}{dt} = (\rho_b - \rho_w) V g (\sin\theta - \cos\theta \tan\phi) - \frac{1}{2} C_d \rho_w A \left( \frac{ds}{dt} \right)^2 \quad [5.1.4]$$

Où  $C_m$  est le coefficient de masse ajoutée,  $V$  le volume du glissement,  $C_d$  le coefficient de trainée et  $A$  l'aire frontale du glissement. Les coefficients de masse ajoutée et de trainée pourraient être pris comme étant unitaires, en supposant une forme cylindrique du devant du glissement. L'on peut dès lors constater que lorsque le glissement est dans l'eau, son accélération sera inférieure à celui d'un glissement purement aérien. Il est important de constater que le terme avec le coefficient de trainée est fonction de la vitesse ( $ds/dt$ ), tandis que la force de masse ajoutée est fonction de l'accélération ( $dv/dt$ ). Nous avons un problème



non linéaire ne possédant pas de solution exacte, et nous ne sommes ici que dans une seule dimension. Si l'on rajoute les autres dimensions, la force de portance devra être prise en compte, par exemple. On peut vite voir que, nonobstant les inconnus du problème par exemple la géométrie réelle du glissement, l'angle de frottement dynamique, la fragmentation de la masse, les pressions d'eau, etc. il est difficile d'obtenir une évaluation numérique des accélérations et vitesses potentielles du glissement. Les relations précitées prennent en compte que la mobilité des glissements est expliquée que par la mécanique frictionnelle. Plus de 20 modèles ont été proposés pour expliquer la mobilité des glissements de terrain (Shaller et Smith-Shaller, 1996). Dans la littérature, plusieurs autres mécanismes ont été avancés pour expliquer les distances de parcours des grands glissements rocheux supérieurs à ceux qui devraient être si uniquement le frottement était pris en compte (Legros, 2006). Étant donné que ces déplacements sur de grandes distances ne devraient pas se produire dans le cas de Black Lake, ces modèles ne seront pas expliqués.

Toujours en conservant un point de vue simplifié, et en ajoutant comme condition que le glissement se fait sur un plan incliné de longueur infini, nous pouvons tout d'abord calculer de manière théorique quelle pourrait être l'accélération initiale du glissement, en mettant comme égal à 0 le terme de vitesse ( $ds/dt$ ) dans l'équation 5.1.4. L'équation 5.1.5 est alors obtenue :

$$\frac{(\rho_b - \rho_w) V g (\sin\theta - \cos\theta \tan\phi)}{(\rho_b + C_m \rho_w) V} = \frac{dv}{dt} = a_0 \quad [5.1.5]$$

De manière similaire, nous pouvons obtenir la vitesse maximale théorique, soit la vitesse lorsque le terme  $dv/dt$  devient nul :

$$\sqrt{\frac{2(\rho_b - \rho_w) V g (\sin\theta - \cos\theta \tan\phi)}{C_d \rho_w A}} = \frac{ds}{dt} = u_t \quad [5.1.6]$$

Selon Watts (1997), on peut alors expliquer les caractéristiques du glissement qu'en fonction d'une longueur de propagation caractéristique ( $s_0$ ) et d'un temps caractéristique ( $t_0$ ). En effet, selon l'analyse dimensionnelle présentée par Watts (1997), il peut être démontré que :

$$s_0 = \frac{u_t^2}{a_0} , \quad t_0 = \frac{u_t}{a_0} \quad [5.1.7]$$

L'équation (5.1.5) ici réécrite en (5.1.8) avec  $\gamma$  étant égal à la densité relative du glissement de terrain donne, pour un cas bidimensionnel, quelle serait l'accélération théorique pour un glissement sur une pente quelconque d'angle  $\theta$  en tenant compte des effets hydrauliques. Pour l'accélération initiale, uniquement le coefficient de masse ajoutée doit être pris en compte. Selon Watts (1997,



1998), Watts et al. (2000), Grilli et Watts (2001) et Enet et al. (2003), le coefficient de masse ajoutée devrait être égal à 1.

$$g \sin \theta \left( \frac{\gamma-1}{\gamma+c_m} \right) \left( 1 - \frac{\tan \phi}{\tan \theta} \right) = a_0 \quad [5.1.8]$$

Avec une densité relative de 3,2 pour la péridotite, le tableau 5-2 donne l'accélération initiale du glissement pour différents angles de pente et de frottement.

**Tableau 5-2. Accélération théorique maximale, dans l'eau, pour diverses pentes et angles de frottement.**

		Angle de frottement (degrés)		
Pente (degrés)		30	35	40
	20	-1,01	-1,59	-2,24
	25	-0,51	-1,06	-1,70
	30	0	-0,53	-1,14
	35	0,5	0	-0,571
	40	1,06	0,53	0
	50	1,98	1,59	1,14
	60	2,90	2,59	2,24

## 5.2. Cinématique de glissements similaires

Étant donné leur caractère le plus souvent soudain, et leur faible occurrence temporelle, il y a très peu de glissements rocheux dont la cinématique a été directement observée. En effet, dans la majorité des cas, uniquement la distance de parcours est connue, mais les caractéristiques de vitesse et d'accélération ne le sont pas, où ne sont qu'estimées qu'à partir de descriptions de témoins où par des caractéristiques sur la trajectoire, comme la hauteur de surélévation dans les courbes présente dans la trajectoire du glissement lorsque ce dernier est canalisé. La comparaison la plus simple pour comprendre cette surélévation est l'analogie avec le bobsleigh qui va plus ou moins haut dans les courbes en fonction, entres autres, de sa vitesse (Erisman et Abele, 2001). Par contre, lorsque ces indicateurs sont présents, la trajectoire se doit d'être canalisée, ce qui n'est pas le cas à Black Lake. La canalisation de la masse a comme majeure conséquence une distance de parcours plus élevée, et donc des vitesses potentiellement plus grandes. Une autre technique pour estimer la cinématique des glissements sera expliquée subséquemment lorsque seront abordés les

glissements de Bingham Canyon et de Mount Meager. Un dernier cas, soit le glissement de la Clapière, sera traité étant donné son comportement différent des cas précédemment mentionnés. Les glissements mentionnés ne seront que très brièvement décrits, de plus amples informations sur ces glissements sont disponibles dans la littérature référencée.

#### **5.2.1. Pandemonium creek (Evans et al. 1989)**

Le glissement de Pandemonium creek a eu lieu, selon Evans et al. (1989), à l'été 1959. Ce glissement, localisé dans le parc provincial de Tweedsmuir en Colombie-Britannique, n'a pas eu de témoins directs. Ce glissement, d'un volume de 5 millions de mètres cubes, est composé de diorite de quartz gneissique qui s'est détaché d'un éperon rocheux de la face frontale d'un cirque glaciaire. Les débris de ce glissement ont parcouru une distance de près de 9 km pour une dénivellation de 2 km. Il est important de mentionner que les débris se sont écoulés sur un glacier pour le premier kilomètre (fig. 5-2), et qu'ils étaient ensuite partiellement canalisés par des moraines pour le kilomètre suivant (fig. 5-2), et, finalement, canalisés complètement les kilomètres suivants, en suivant le ruisseau Pandemonium (fig. 5-2). Fait intéressant, les débris ont fait un virage à 90 degrés en cet endroit, la pente du ruisseau étant perpendiculaire à la pente de la première phase du glissement. Une remontée des débris est donc visible à l'endroit où il y a eu le virage (fig. 5-2) ce qui permet une estimation de la vitesse atteinte par le glissement à cet endroit.

En utilisant le modèle de Körner (1976) pour modéliser la vitesse d'écoulement du glissement en fonction de paramètres de résistance, et en utilisant les données de surélévation dans les virages, Evans et al. (1989) ont estimé les vitesses atteintes par le glissement, tel que présenté à la figure 5-3.

Après les trois premiers kilomètres, soit juste avant le virage à 90 degrés vers la droite, les vitesses calculées par la surélévation sont de l'ordre de 80 à 100 m/s, soit près de 300 km/h. Par la suite, dû au changement de pente, un seuil hydraulique se serait créé dans la masse en mouvement, amenant une augmentation de la hauteur de l'écoulement, mais une diminution de la vitesse de ce même écoulement. Les vitesses calculées par l'analyse des surélévations dans le ruisseau Pandemonium sont presque constantes sur toute la trajectoire, soit aux alentours de 20-30 m/s. Trois méthodes ont été utilisées pour calculer cette vitesse, soit une méthode simple qui ne tient pas compte du frottement (Chow, 1959, Apmann, 1973), la méthode de Voellmy (1955), et en utilisant les équations de Hung et McClung (1987).

Le modèle présenté par Evans et al. (1989), reproduit à la figure 5-3, montre une accélération initiale très importante (plus de  $8 \text{ m/s}^2$ ) et très peu plausible. L'accélération donnée par le modèle utilisé par Evans et al. (1989) étant impossible si on considère le profil sur lequel se déplace la masse en mouvement. Dans le cadre de ce rapport, nous allons utiliser une accélération constante sur les 3 premiers kilomètres, afin de définir une accélération minimale. Cette accélération, calculée à partir des vitesses déduites des données de terrain, serait ainsi de l'ordre de 1 à  $1,6 \text{ m/s}^2$ .

### 5.2.2. Åkerneset

Le glissement d'Aknes est situé dans les fjords de l'ouest de la Norvège. Ayant un volume estimé de 50 millions de mètres cubes, ce glissement est un glissement actif n'ayant pas encore atteint de rupture catastrophique. Il est par contre intégré dans ce rapport pour une raison principale, Harbitz et al. (2014) ont effectué des modélisations physiques sur l'accélération de ce glissement, et ont mis ces modélisations à l'échelle pour obtenir les vitesses que pourrait avoir ce glissement. Étant donné le peu d'informations sur les vitesses potentielles des glissements rocheux, il est donc utile d'intégrer ces modélisations à cette revue. De plus, l'étude de ce glissement est faite dans un contexte similaire au contexte de Black Lake, soit pour l'étude de tsunamis causés par des glissements rocheux. Ce volume de roche, similaire à celui de Black Lake, tombera dans un fjord et pourra déclencher un tsunami qui pourra atteindre plusieurs villages situés le long de ce fjord. Par contre, contrairement à Black Lake, ce glissement est situé totalement en dehors de l'eau, il aura donc une partie d'accélération dans l'air.

Le site d'Aknes est sur la face sud-ouest d'une montagne ayant une pente moyenne d'environ 30 à 35 degrés (Ganerod et al. 2008). L'élévation de cette montagne varie entre le niveau de la mer et une altitude de 1300 m, sur une distance horizontale d'environ 1500 m (Ganerod et al. 2008). L'escarpement arrière du glissement voit le jour à une élévation maximale d'environ 900 m, et la base du glissement, qui voit le jour dans la pente, est quant à elle à une élévation d'environ 150 m (Ganerod et al. 2008). Ce glissement rocheux a été séparé par différents auteurs en divers scénarios, auxquels des probabilités de rupture ont été décernées. Pour leurs analyses par modélisation physique, Harbitz et al. (2014) ont étudié deux scénarios, représentés à la figure 5-4, qui montre une vue de face du glissement. Un premier scénario, avec un volume de  $54 \text{ hm}^3$ , comprendrait l'ensemble de la masse et est représenté en rouge. Le second scénario, d'un volume de  $18 \text{ hm}^3$ , comprendrait la partie située au-dessus du trait noir de la figure 5-4.

Pour chacun de ces deux scénarios, des modélisations en laboratoire ont été effectuées par le NGI. Une mise à l'échelle de ces modélisations a produit les profils de vitesses présentés à la figure 5-5. Dans la figure du haut, la position 0 correspond à la ligne de rivage. Pour les deux scénarios, l'accélération jusqu'à la ligne de rivage est sensiblement la même, pour atteindre des vitesses d'environ 50 m/s. Pour le scénario 1C, soit celui qui a le volume le plus élevé, la masse continue d'accélérer lorsqu'elle est rendue dans l'eau, et commence à ralentir lorsqu'elle atteint le fond du fjord. La vitesse maximale atteinte est alors d'environ 80 m/s. Les détails sur ces modélisations physiques ne sont pas fournis par Harbitz et al. (2014) et sont référencées dans un rapport interne du NGI (2014). L'accélération moyenne requise pour atteindre les vitesses observées est de l'ordre de 3 à 4,2 m/s<sup>2</sup> si l'accélération est constante sur les 600 premiers mètres, soit avant d'atteindre l'eau. Sous l'eau, l'accélération moyenne est entre 2,3 et 3,25 m/s<sup>2</sup>.

### **5.2.3. Mount Meager**

Lorsque de grands glissements se produisent, l'interaction entre la masse en mouvement et le sol sous-jacent se produit. Cette interaction produit des vibrations, qui produisent des ondes sismiques. Lorsque la masse en mouvement est assez grande, ces ondes sismiques peuvent être captées par le réseau de sismographes avoisinants. Les premières études sur l'étude de l'onde sismique produite par ces grands glissements remontent à 1978 (Berrocal et al. 1978). Ces techniques permettaient de localiser de grands glissements (plusieurs millions de m<sup>3</sup>), par exemple. Par la suite, ces techniques se sont répandues et sont de plus en plus précises. Par exemple, Hilbert (2012) montre dans sa thèse qu'au volcan du piton de la Fournaise, la localisation des sources de chute de blocs ainsi que leurs caractéristiques tel que le volume des événements peut être étudiée par l'analyse des séismogrammes de quatre stations sismographiques situées à proximité du volcan.

Le glissement de Mount Meager, en Colombie-Britannique, a été analysé à l'aide des sismogrammes. À l'aide de données provenant de cinq sismomètres situés à des distances variant entre 70 et 276 km du site du glissement, Allstadt (2013) a utilisé la théorie voulant que les glissements ayant un volume important génèrent des ondes sismiques ayant une période longue étant donné l'accélération de la masse qui se fait sur une grande période. Allstadt (2013) a utilisé ces informations pour approximer le mouvement du glissement, et a pu obtenir une série temporelle de la force qu'exerce le glissement sur le sol sous-jacent.

Le glissement du Mount Meager (2010) est un glissement complexe ayant débuté comme un glissement rocheux et évolué en coulée de débris (Guthrie et

al. 2012) lorsque le volume rocheux a percuté la vallée opposée et entraîné un glissement de la masse saturée (fig. 5-6). Le glissement initial avait un volume approximatif de 50 millions de  $m^3$ , et a comme origine l'affaissement complet d'un flanc du Mount Meager (2554 m) (fig. 5-7). Encore une fois ici, comme ce fut le cas pour le glissement de Pandemonium, la partie coulée de débris s'est effectuée de manière canalisée. De plus, les coulées ayant des comportements rhéologiques différents des glissements rocheux, seule la partie glissement rocheuse sera abordée ici.

L'analyse d'Allstadt (2013) montre, pour les 40 premières secondes du glissement, une accélération initiale de  $0,39 \text{ m/s}^2$  (fig. 5-8). La masse a pris 36 secondes pour accélérer à une vitesse de 15 m/s, ayant parcouru une distance d'environ 250 mètres, sur une pente d'environ 23 degrés.

#### **5.2.4. Bingham Canyon**

Le 10 avril 2013, un glissement important est survenu dans la mine de cuivre de Bingham Canyon près de Salt Lake City, en Utah (Pankow et al. 2014, Hibert et al. 2014). Ce glissement, composé en fait de deux événements distincts séparés par environ 1h30 (Pankow et al. 2014), est situé dans une région où il y a une forte densité de stations ayant un sismographe (Pankow et al. 2014). Le volume total du glissement est d'environ 65 millions de  $m^3$ , faisant de ce glissement le plus important glissement rocheux non volcanique de l'Amérique du Nord (Pankow et al. 2014). Selon les analyses de Hibert et al. 2014, le premier glissement aurait déplacé environ 60 % du volume total tandis que le deuxième aurait emporté 40 % du volume, soit 39 millions et 26 millions de mètres cubes respectivement.

À l'aide de techniques appelées « Landslide Force History », développées par Ekström et Stark (2013), Hibert et al. (2014) ont inversé les données sismiques de grande longueur d'onde, provenant de plusieurs sismogrammes, afin de déterminer la vitesse, trajectoire et accélération des deux glissements. La figure 5-9 montre le résultat pour les deux glissements, pour deux sismographes différents. Dans ces figures, la valeur  $|F|$  représente les forces calculées par leur procédure, tandis que le produit vectoriel de l'accélération et de la vitesse est représenté par la ligne rouge. Une valeur négative de la ligne rouge représente donc une décélération tandis qu'une valeur positive représente une accélération. Finalement, les points de couleurs représentent le déplacement en fonction du temps sur les figures du bas montrant la topographie pré-rupture.

Toujours selon Hibert et al. (2014), les distances de parcours pour les deux glissements sont de 1100 m et de 1400 m. Les vitesses maximales de ces

glissements seraient de 37,2 m/s et de 36,7 m/s, avec des accélérations maximales de  $2,1 \text{ m/s}^2$  et  $2,3 \text{ m/s}^2$ . Hibert et al. (2014) notent dans leur discussion que le début de la phase de décélération coïncide avec l'arrivée du centre de masse au bas de la pente. En effet, même si l'accélération est plus faible avant cette arrivée, la masse accélère toujours tant que le centre de masse n'est pas arrivé en bas de pente.

### **5.2.5. Glissement de La Clapière**

Le glissement de la Clapière est un glissement mobilisant un volume d'environ  $50 \text{ hm}^3$ , et se situe à environ 800 m en aval de St-Étienne-de-Tinée, à 90 km au nord-ouest de Nice, en France. Ce glissement rocheux s'effectue sur un plan situé entre 100 et 150 m de profondeur dans des gneiss (Perez et Serratrice, 2012). Ce glissement est différent des glissements présentés ci-contre par le fait qu'il n'a pas présenté d'accélération soudaine et catastrophique, mais qu'il semble plutôt s'autostabiliser et cela en partie par le fait que la surface de rupture, qui voit le jour presque au pied de la pente, et que la cause initiale de l'instabilité, c.-à-d. l'érosion, a été éliminée par la déviation de la rivière dans un tunnel.

La plupart des écroulements rocheux montrent des signes avant-coureurs, tels que des fissures et des déplacements lents de la masse. Dans plusieurs cas, l'évolution de la rupture se fait de manière graduelle, et il y a eu au cours du temps une accélération graduelle de la masse. S'en suit un point de non-retour où la masse peut accélérer de manière catastrophique. Un exemple de ce comportement se retrouve dans le glissement de Vaiont (p. ex. Genevois et Ghirotti, 2005), où des vitesses de déplacement de plus en plus rapide ont été notées avant que survienne le glissement (fig. 5-10 (fig. 6 de Genevois et Ghirotti, 2005)).

Le cas de La Clapière est différent. En effet, ce glissement, actif depuis quelques millénaires (El Bedoui et al. 2008), a subi une phase d'accélération très importante jusqu'en 1986-1987 (p. ex. Sornette et al. 2004). En effet, entre 1950 et 1960, des vitesses de 0,5 m/an étaient discernables. Ces vitesses ont augmenté à 1,5 m/an entre 1975 et 1982. À partir de janvier 1986, ces vitesses ont connu une augmentation très importante, pour atteindre jusqu'à 90 mm/jour en octobre 1987. Les déplacements ont par la suite été relativement rapides jusqu'en 2001, avec 125 m de déplacement en 15 ans (Perrez et Serratrice, 2012), pour ralentir par la suite (0,70 m/an). Selon Perrez et Serratrice (2012), même si le glissement n'est pas en position d'équilibre et que de nouveaux déplacements sont encore à attendre, le scénario de rupture catastrophique n'est maintenant plus envisagé.



L'exemple de La Clapière démontre bien que ce ne sont pas tous les glissements rocheux actifs qui vont évoluer de manière catastrophique. Certains n'accéléreront jamais de manière importante, tandis que d'autres, comme La Clapière, peuvent subir une accélération, mais s'autostabiliser par la suite.

### **5.3. Scénarios d'accélération et de vitesse**

L'analyse de la cinématique de glissements similaires montre qu'un vaste champ d'accélération et de vitesse potentielles est possible, et ce pour des volumes de glissement similaires. Les accélérations trouvées sont comprises entre 0,4 et 4,2 m/s<sup>2</sup>.

Afin de modéliser les glissements potentiels à Black Lake, une première étude a été réalisée sur le glissement de 2012 afin de caler les paramètres du modèle NIS présenté dans la section méthodologique. Ceci est possible étant donné que, pour le glissement de 2012, nous avons connaissance autant de la géométrie pré-rupture que de la géométrie post-rupture.

#### **5.3.1. Rétro-analyse du glissement de 2012**

Le glissement de 2012 a été modélisé sur une coupe perpendiculaire au mouvement (Coupe A, figure 5-11). Pour le logiciel NIS, une topographie initiale de la surface de rupture et de l'épaisseur de matériel au-dessus doit être prescrite, ainsi que la topographie sur laquelle vont s'écouler les débris. La coupe A est reproduite à la figure 5-12, où sont illustrés la topographie pré-rupture, la topographie modélisée, la surface de rupture, la topographie post-rupture réelle et la topographie post-rupture modélisée. Il est à noter qu'une partie des débris sont sous l'eau, et aucun levé bathymétrique n'a été effectué. La géométrie exacte du pied du glissement est donc inconnue, mais devrait s'approcher d'un talus d'éboulis, c.-à-d. assez uniforme avec un angle d'environ 35°.

Deux principaux paramètres doivent être définis dans le modèle (éq. 3.3.1 et section 3.3), soit le coefficient de frottement dynamique apparent défini par  $(1 - r_u) \tan \phi$  et la viscosité cinématique ( $m$ ) du matériel. La densité moyenne du matériel a été laissée constante à 3200 kg/m<sup>3</sup> soit une masse volumique pouvant être représentative du type de roche en présence, c.-à-d. de la péridotite (p. ex. Herzbert et al. 1983),

L'angle de frottement ( $\phi$ ) est une constante pour le matériel. Selon Hung et Morgenstern (1984), l'angle de frottement dynamique devrait être de 2 à 4 degrés plus faibles que l'angle de frottement statique. Pour la roche en présence, l'angle de frottement statique devrait être entre 35 et 40 degrés, un angle de

frottement dynamique entre 31 et 36 degrés devrait être envisageable, correspondant à un coefficient de frottement ( $\tan \phi$ ) compris entre 0,6 et 0,73. Étant donné le rabattement de la nappe par la minière, on peut émettre l'hypothèse que les pressions interstitielles sont négligeables sur la surface de rupture du glissement de 2012, soit un paramètre  $r_u = 0$ . Dans ce cas, le coefficient de frottement apparent et le coefficient de frottement réel seront donc le même. Il est à noter que dans les autres scénarios, étant donné la remontée de la nappe, le paramètre  $r_u$  sera modifié, entraînant des coefficients ou angles de frottement apparents plus faibles.

Deux paramètres ont donc été variés afin de reproduire la morphologie du glissement de 2012, soit le paramètre sur la viscosité cinématique et le coefficient de frottement. Le meilleur agencement a été trouvé avec un coefficient de frottement de 0,67, équivalent à un angle de frottement de 33,5 degrés et une viscosité cinématique de 1 m<sup>2</sup>/s. Avec ces paramètres, la topographie post-rupture calculée, soit la ligne orange sur la figure 5-12a, reproduit fidèlement la topographie réelle, soit la ligne bleue sur cette même figure.

Le profil de vitesse résultant pour l'élément central est reproduit à la figure 5-12b. Il montre une accélération rapide de la masse suivi d'une décélération graduelle jusqu'à l'arrêt. L'accélération initiale serait d'environ 2 m/s<sup>2</sup>, et la décélération à partir de la sixième seconde, et ce pour 14 secondes serait d'environ 1 m/s<sup>2</sup>. Selon François Bossé du Ministère des Transports du Québec, ces vitesses seraient surévaluées, et le mouvement aurait plutôt eu lieu en quelques heures. Par contre, les auteurs de ce rapport n'ont pas eu accès aux documents photographiques permettant de déduire ces vitesses.

Le coefficient de frottement dynamique utilisé correspond à un angle de frottement de 33,5 degrés, soit un peu moins que l'angle de frottement statique d'un matériel de ce genre. L'utilisation d'un tel angle dans l'analyse à rebours montre que le modèle peut simuler de tels événements. La formulation utilisée dans NIS permet de modéliser l'écoulement comme étant soit dominé par le terme de frottement, soit dominé par la viscosité. Dans ce cas-ci, nous croyons que la mécanique est surtout dictée par le frottement, surtout que l'accélération se fait sur une faible distance et que la masse n'a pas le temps de se remanier et de se comporter comme un fluide. La viscosité cinématique utilisée, soit 1 m<sup>2</sup>/s, a été volontairement laissée basse pour que le paramètre frictionnel soit le paramètre dominant. D'autres auteurs, tels que Sousa et Voight (1992), ont opté pour des modèles d'écoulement de type Bingham. Dans un tel modèle d'écoulement, le frottement n'est pas pris en compte, et le matériel se comporte uniquement comme un matériel visqueux. Leurs modélisations sur le glissement

de La Clapière montrent que, pour un tel modèle, des viscosités cinématiques de l'ordre de 10 à 150 m<sup>2</sup>/s doivent être utilisées, soit d'un à deux ordres de grandeur plus élevés que celles utilisées dans le modèle présenté ici. Pour modéliser le glissement de Madison Canyon, Trunk et al. (1986) ont quant à eux utilisé des valeurs de viscosité cinématique de 370-380 m<sup>2</sup>/s. L'analyse du glissement de 2012 montre qu'il est possible d'expliquer le comportement post-rupture du glissement de 2012 à Black Lake en invoquant principalement le frottement comme paramètre régularisant le mouvement. Le paramètre de viscosité est utilisé dans ce cas-ci afin de stabiliser numériquement le modèle.

Les accélérations initiales obtenues avec le modèle sont conformes à l'accélération maximale théorique sur un plan incliné à environ 45 degrés, ce qui correspond environ au plan de rupture tel que défini dans le modèle NIS. La valeur de cette accélération initiale est aussi dans le même ordre que celles mentionnées pour les glissements présentés précédemment. Autant d'un point de vue géométrique que d'un point de vue dynamique, il appert donc que le modèle NIS reproduit d'une manière satisfaisante le glissement de 2012 et que certains des paramètres qui en sont déduits peuvent être utilisés pour modéliser la mobilité des glissements étudiés à Black Lake.

En utilisant les paramètres de viscosité cinématique déduits du glissement de 2012, une analyse a été effectuée sur l'évolution des vitesses des autres glissements en fonction de diverses valeurs de coefficient de frottement. Ces valeurs témoignent de l'incertitude que l'on a sur ce coefficient, et sur le fait que l'eau pourrait aussi aider à, tel que mentionné précédemment, lubrifier le plan de rupture, diminuant ainsi le coefficient de frottement dynamique effectif (section 3,3). Le niveau d'eau dans la pente lorsqu'il y aura glissement étant inconnu, des hypothèses quant au paramètre  $r_u$  doivent donc être émises. Étant donné que plusieurs valeurs de  $r_u$  sont possibles, les scénarios présentés plus loin font référence à 2 ou 3 valeurs potentielles d'angle de frottement dynamique apparent. Il va de soi que ces valeurs sont arbitraires, dans le sens que la valeur réelle de ce coefficient, lorsque le glissement aura lieu, est inconnue. Par contre, tel que discuté dans la section 5.4, les angles utilisés ici sont soit des valeurs extrême (le plus bas coefficient de frottement dynamique apparent) ou intermédiaire et plausible (la valeur la plus haute de coefficient de frottement dynamique apparent).

De plus, une diminution de l'angle de frottement dynamique apparent pourrait être justifiée par l'incertitude sur l'angle véritable de la surface de rupture ainsi que sur la nature exacte des matériaux en présence. Un angle de frottement plus faible sur une pente plus faible viendrait compenser pour un angle de frottement plus élevé sur une pente plus élevée. Il va sans dire que le coefficient le plus

proche de celui trouvé dans l'analyse à rebours semble a priori le coefficient le plus plausible, étant donné qu'il est plus proche de celui trouvé par l'analyse post-rupture du glissement de 2012. Finalement, le choix des angles de 25 et 29 degrés pour le glissement global, et de 22 et 27 degrés pour les autres glissements, est une conséquence du modèle numérique utilisé, qui ne trouvait pas de solution numériquement stable avec toute la gamme de paramètres d'entrée pour le glissement global.

### **5.3.2. Glissement global**

En utilisant les paramètres de viscosité cinématique déduits du glissement de 2012, l'analyse pour le glissement global (coupe B, figure 5-11) a été effectuée pour diverses valeurs de coefficient de frottement. La figure 5-13a montre les profils topographiques obtenus pour deux angles de frottement différents (25 et 29 degrés), tandis que la figure 5-13 b montre les profils de vitesse pour l'élément central pour ces mêmes paramètres. L'utilisation d'un angle de frottement de 33,5 degrés entraînerait (non montré) un déplacement d'environ 8 m, avec des vitesses relativement faibles. Ce cas a été jugé non problématique pour l'analyse tsunamigénique. Les deux scénarios de la figure 5-13a montrent une morphologie similaire, mais plus l'angle de frottement est faible, plus la distance d'étalement est grande. Les vitesses maximales obtenues sont de l'ordre de 6 à 10 m/s. Pour les deux scénarios, les courbes de vitesse sont similaires, soit une accélération rapide sur les premières dizaines de mètres, suivi d'un plateau avec vitesse constante et finalement une décélération rapide. L'accélération initiale pour ces deux scénarios de vitesse est d'environ  $1,6 \text{ m/s}^2$ . Les vitesses maximales atteintes sont entre 7 et 16 m/s, vitesses relativement faibles comparativement aux cas présentés provenant de la littérature. Ceci s'explique par la faible distance entre le pied du glissement et le pied de la pente, entraînant une courte distance d'accélération.

### **5.3.3. Grand glissement Sud**

Le profil utilisé pour modéliser l'écoulement pour le Grand glissement Sud est présenté à la figure 5-14a et localisé à la figure 5-11 (Profil C-C'). Comparativement au glissement global où le pied du glissement était presque à la base de la fosse, dans ce cas-ci, le pied du glissement serait à environ 50 m d'élévation, soit un peu moins élevé que le niveau d'eau en mai 2015. Ici aussi, deux angles de frottement ont été utilisés, soit un angle de 27 et un angle de 22 degrés. L'utilisation d'un angle de frottement de 33,5 degrés entraînerait (non

montré) un déplacement d'environ 1 m. Ce cas a été jugé non problématique pour l'analyse tsunamigénique.

Le profil de vitesse ainsi que les topographies finales sont présentés à la figure 5-14. Les vitesses maximales atteintes seraient de l'ordre de 10 à 14 m/s, pour des accélérations initiales d'environ  $1,8 \text{ m/s}^2$ . Les distances de parcours du centre de masse seraient de l'ordre de 175 à 375 m selon l'angle de frottement utilisé. L'influence de la surface de rupture surélevée par rapport au fond de la fosse pourrait ici être invoquée pour expliquer les vitesses plus élevées atteintes. Quant à l'accélération, elle serait relativement similaire à celle obtenue pour le glissement global.

Il est à noter ici que la forme du glissement pourrait avoir une grande importance sur ces scénarios de vitesse et d'accélération. En effet, le glissement a une forme en dièdre, ce qui pourrait faire en sorte que les accélérations seraient moindres, la masse étant bloquée par les surfaces latérales. Une modélisation bidimensionnelle ne permet toutefois pas de tenir en compte de cette caractéristique.

#### **5.3.4. Petit glissement Sud**

Le profil utilisé pour modéliser l'écoulement pour le Petit glissement Sud est présenté à la figure 5-15 et localisé à la figure 5-11 (Profil D-D'). Comparativement au glissement global où le pied du glissement était presque à la base de la fosse, dans ce cas-ci, le pied du glissement serait à environ 140 m d'élévation. Les angles de frottement utilisés pour modéliser cet écoulement sont de 27 et de 22 degrés. L'utilisation d'un angle de frottement de 33,5 degrés entraînerait (non montré) un déplacement d'environ 10 m pour les 30 derniers mètres du glissement tandis que la partie supérieure ne bougerait que d'environ 1 m. Ce cas a été jugé non problématique pour l'analyse tsunamigénique.

Le profil de vitesse ainsi que les topographies obtenues pour ces modélisations sont présentés à la figure 5-15. Le déplacement calculé par le modèle serait de l'ordre de 70 à 220 m. Les vitesses maximales atteintes ici sont de l'ordre de 5 à 9 m/s, soit des vitesses plus faibles que pour le Grand glissement Sud, même si la distance avant le fond de la fosse sont plus élevées. Ces plus faibles vitesses et plus faibles distances de parcours sont expliquées par l'angle de la berme qui est plus faible que l'angle d'écoulement pour le Grand glissement Sud. Cette différence est aussi notable sur l'accélération initiale, qui dans ce cas est d'environ  $1,1 \text{ m/s}^2$ .

### **5.3.5. Glissements à l'arrière du glissement de 2012**

#### **5.3.5.1. Glissement R1**

En utilisant le profil E-E' présenté à la figure 5-16 et localisé à la figure 5-11, le glissement R1 a été modélisé en utilisant des angles de frottement de 27 et de 22 degrés. Pour le petit glissement, sur la coupe utilisée, le pied du glissement est à environ 215 m d'altitude. Le glissement glisse par la suite sur les débris du glissement de 2012, qui ont une pente relativement faible. La figure 5-16 montre les profils de vitesse et topographique obtenus selon les deux angles de frottement utilisés. Sur ce profil, la ligne en noir montre la topographie laissée suite au glissement de 2012 comparativement à la ligne bleue qui est la topographie de 2010.

Les vitesses atteintes pour ce glissement sont comprises entre 8 et 13 m/s, avec une accélération initiale de  $1,4 \text{ m/s}^2$ . Le centre de masse des débris montre des déplacements de l'ordre de 200 à 400 m

#### **5.3.5.2. Glissement R2**

En utilisant le profil E-E' présenté à la figure 5-17a localisé à la figure 5-11, le glissement R2 a été modélisé, en utilisant aussi des angles de frottement de 27 et de 22 degrés. La même coupe a été utilisée que pour le petit glissement, uniquement la position arrière de la surface de rupture a été modifiée. La figure 5-17 montre les profils de vitesse obtenus par la modélisation.

Les vitesses atteintes ici seraient comprises entre 7 et 10 m/s, pour un déplacement du centre de masse entre 140 et 325 m. L'accélération initiale serait d'environ  $1 \text{ m/s}^2$ . On peut constater que, dans ce cas-ci, le volume du glissement plus important a tendance à réduire la vitesse et le déplacement du centre de masse, pour une géométrie similaire du plan de rupture.

#### **5.3.5.3. Glissement R3**

Le glissement R3 présente quant à lui une surface de rupture qui verrait le jour un peu plus bas dans la pente, à une altitude d'environ 175 m. Pour ce glissement, en utilisant la coupe F-F' localisée à la figure 5-11, trois angles de frottement ont été utilisés, soit 22, 24 et 27 degrés.

Les résultats obtenus pour ces simulations sont montrés à la figure 5-18. Pour les scénarios avec un angle de frottement de 24 et de 27 degrés, des distances de parcours de 75 à 150 m ont été obtenues, avec des vitesses maximales de l'ordre de 5 à 7 m/s. Le résultat avec un angle de frottement de 22 degrés est



tout autre, avec un déplacement du centre de masse de l'ordre de 925 m, pour des vitesses maximales de près de 30 m/s. Lorsqu'un angle de 22 degrés et moins est utilisé, pour cette simulation, l'ensemble de la masse s'écoule jusqu'au bas de la fosse, tandis qu'avec un angle plus élevé, à l'instar du petit et moyen glissement, la masse se trouve à être étalée sur la pente, sans rejoindre le fond de la fosse.

#### **5.4. Discussion sur les scénarios d'accélération**

Dans toutes les modélisations effectuées, le paramètre de frottement dynamique apparent fût fixé à une valeur moindre que celle trouvée lors de l'étude à rebours du glissement de 2012. Ce choix de valeur moindre a été effectué parce que, avec un angle de frottement de 33,5 degrés tel que celui trouvé lors de l'analyse à rebours, le déplacement enregistré par le glissement est très faible. Par exemple, pour le glissement R1, en lieu et place d'une distance de parcours de près de 200 m avec un angle de frottement de 28 degrés, avec 33,5 degrés, il n'y a qu'un déplacement de 4 m. Dans le cas du Petit glissement Sud, en établissant l'angle de frottement à 33,5 degrés, seuls les 30 m les plus bas se déplaceraient d'un maximum de 10 m, tandis que toute la masse au-dessus ne bougerait que d'environ 1 m. De plus, un plus haut niveau d'eau dans la pente ferait diminuer, tel qu'indiqué plus bas, l'angle de frottement effectif.

L'analyse des différents scénarios de vitesse doit être mise en perspective avec les données topographiques du problème à l'étude. La figure 5-19 montre une carte des pentes sur le mur Est de la mine, carte dérivée des données topographiques du LiDAR aéroporté de 2010. On peut remarquer que les pentes sont composées, comme dans toutes les mines, d'une alternance entre des bancs relativement plats séparés par des pentes relativement pentues. La pente sur laquelle se propage la masse, une fois sortie de la surface de glissement, se trouve donc à être une pente composite formée d'une alternance entre des zones plus escarpées et moins escarpées. La coupe A (fig. 5-19) traverse la section qui fût affectée par le glissement de 2012 et montre bien cette alternance entre des pentes très élevées de l'ordre de 60 à 70 degrés, avec des bancs où la pente est de l'ordre de 0 à 20 degrés. La pente moyenne, le long de cette coupe, est d'environ 42 degrés, mais cette pente varie en fait entre 0 et près de 75 degrés.

Le Petit glissement Sud montre de grandes zones avec une pente très faible, et des pentes qui peuvent aller jusqu'à 60 degrés par endroits (fig. 5-19, coupe B). La pente moyenne sur ce profil est de l'ordre de 25 degrés, si on tient compte de la berme qui couvre les premiers 50 m de la zone de propagation et de 29 degrés si on n'en tient pas compte.

Cette comparaison met donc en évidence la raison pourquoi nous devons utiliser des angles de frottement plus faibles pour ces scénarios, étant donné que la pente d'écoulement est aussi plus faible. L'utilisation d'un angle tel que celui calculé par la rétro-analyse du glissement de 2012 n'induit pas, dans ces scénarios, de déplacement notable de la masse (tout au plus quelques mètres). Partant de l'hypothèse que l'analyse à rebours du glissement de 2012 fait du sens, ce qui est raisonnable en se basant sur les valeurs trouvées, il faut donc faire intervenir ici non plus l'angle de frottement dynamique, mais bien un angle de frottement dynamique apparent, plus faible que celui déterminé dans des conditions sèches. Ceci revient donc à dire que pour qu'un déplacement se produise, le niveau d'eau dans la pente doit être élevé. De plus, plus le niveau d'eau sera élevé, plus les accélérations pourront être importantes.

Les scénarios ont été effectués avec des angles de frottement apparent plus faible afin de représenter l'effet que pourrait avoir l'eau sur le mouvement. L'équation 3.3.1 reprise ici représente le modèle rhéologique utilisé dans les simulations.

$$\tau_{xy} = c + \sigma(1 - r_u) \tan \phi + m\bar{\rho} \left( \frac{dv}{dy} \right)^r \quad [5.4.1]$$

Le terme frictionnel, dans cette formulation, fait intervenir le facteur  $r_u$  représentant le rapport des pressions interstitielles, soit (5.4.2).

$$r_u = \frac{u}{\gamma_t H_s} \quad [5.4.2]$$

Où  $u$  représente les pressions interstitielles,  $\gamma_t$  le poids volumique total et  $H_s$  la hauteur de la colonne de roche. L'on pourrait montrer que, dans un cas saturé, donc dans le cas où  $H_s$  est égale à la hauteur de la colonne d'eau, le rapport  $r_u$  maximal, s'il n'y a aucune surpression d'eau, serait égale à :

$$r_{u\_max} = \frac{\rho_w}{\rho_t} \quad [5.4.3]$$

En considérant la porosité de fracture très faible,  $\rho_t$  pourrait être approximé comme étant égal à  $\rho_s$ , le  $r_{u\_max}$  serait donc égal à, considérant une masse volumique de 3200 kg/m<sup>3</sup>,

$$r_{u\_max} = \frac{\rho_w}{\rho_t} = \frac{1000}{3200} = 0.3125 \quad [5.4.4]$$

Ceci correspond à la valeur maximale, s'il n'y a pas de surpressions et si la nappe phréatique affleure en surface. Il ne serait pas faux de considérer que

cette valeur pourrait être un peu plus élevée dans le cas que le déplacement lui-même induise des surpressions.

Les scénarios utilisés, soit avec des angles de frottement apparents de 22 et 27 degrés, correspondent respectivement à des  $r_u$  de 0,40 et de 0,25. La valeur de 27 correspond donc à un  $r_u$  plausible, si la hauteur de la nappe d'eau est équivalente à 80 % de la hauteur de la colonne de roche. Quant à la valeur de 0,40, elle est plus élevée que la valeur maximale, mais elle a été prise en compte pour montrer notre incertitude quant aux paramètres, ou permettre de considérer des surpressions induites lors du glissement. En effet, la valeur de 22 degrés pourrait aussi correspondre à une valeur de  $r_{u\_max}$ , mais avec un angle de frottement dynamique non pas de 33,5 degrés, mais de 30 degrés. Nous pourrions donc, dans le cadre de l'analyse du chapitre 7, considérer la valeur de 22 degrés comme étant une valeur minimale et extrême, cette valeur représentant des conditions extrêmes, mais qui sont aussi le reflet de notre incertitude autant sur les propriétés de la roche que sur la hauteur de la nappe phréatique si glissement il y avait.

Les scénarios de vitesse obtenus montrent des accélérations initiales comprises entre 0,5 et 2 m/s<sup>2</sup>, ce qui est comparable aux accélérations initiales des glissements décrits dans la littérature. Les vitesses atteintes sont par contre plus faibles, principalement dû à la faible pente sur laquelle le glissement se produit, ainsi que sur la courte distance avant que la masse ne rejoigne le fond de la fosse. Il est à noter que l'accélération initiale se fait sur la surface de glissement, et que dans la plupart des cas, la masse n'a pas le temps de dépasser de beaucoup la niche du glissement avant d'être arrêtée. La seule exception se trouve à être le grand glissement en haut du glissement de 2012 (R3), lorsqu'un angle de frottement de 22° est utilisé. Dans ce cas, l'accélération subie lorsque le centre de masse dépasse la niche du glissement est notable, et les vitesses atteintes sont très élevées. La décélération commence réellement lorsque le centre de masse rejoint le bas de la pente.

Finalement, les modélisations dans NIS ne tiennent pas compte de la présence de la masse d'eau comme facteur influençant l'accélération de la masse en mouvement. La démonstration dans la section 5.1 montre que lorsque la masse est dans l'eau, l'accélération initiale devrait être inférieure à l'accélération dans l'air. Mais, tel que démontré plus tôt, la présence d'eau sur la surface de rupture pourrait a contrario faire descendre l'angle de frottement dynamique apparent sur la surface.



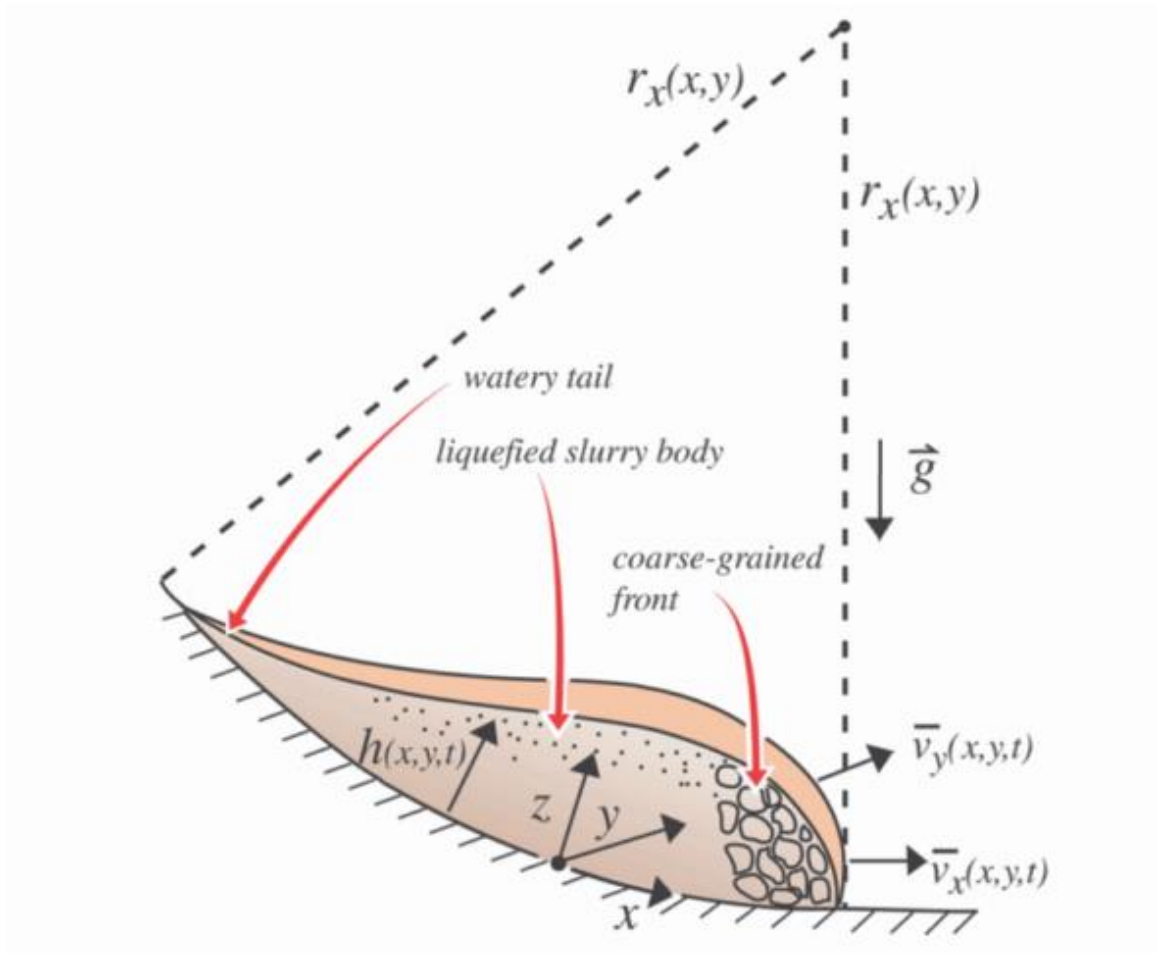


Figure 5-1. Représentation schématique du modèle d'Iverson et Denlinger (2001)

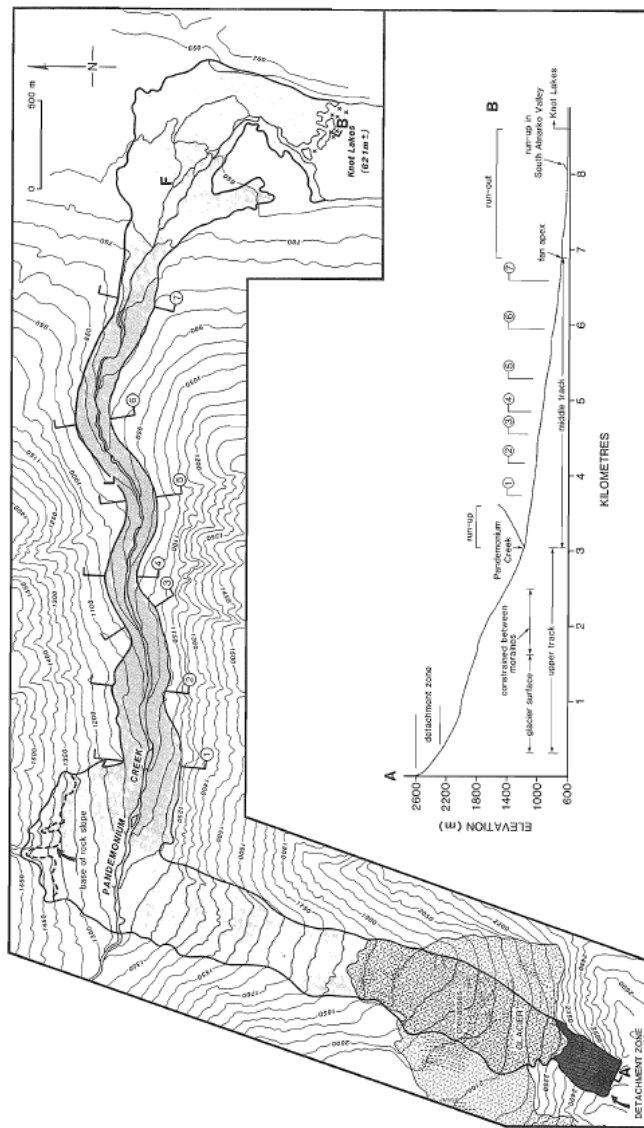


FIG. 4. Topography and longitudinal profile of PCRA. The profile is drawn without vertical exaggeration. Numbered cross sections are shown in Fig. 10. L., Location of levee mentioned in text; F, Pandemonium Creek fan.

Figure 5-2. Profil topographique et carte du glissement de Pandemonium creek et de l'étalement des débris (Tiré d'Evans et Hungr, 1989).

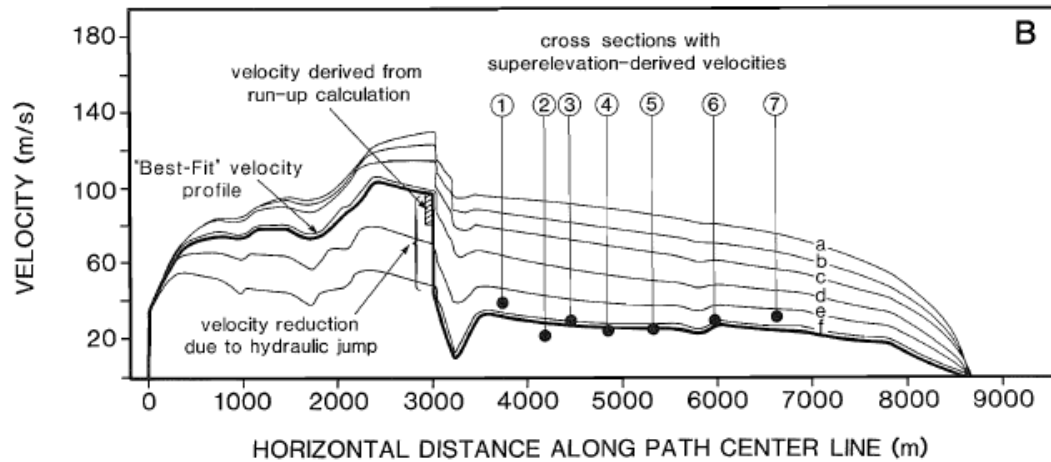


Figure 5-3. Évolution de la vitesse en fonction de divers modèles et des données de surélévation pour le glissement de Pandemonium creek (Tiré d'Evans et Hungr, 1989).

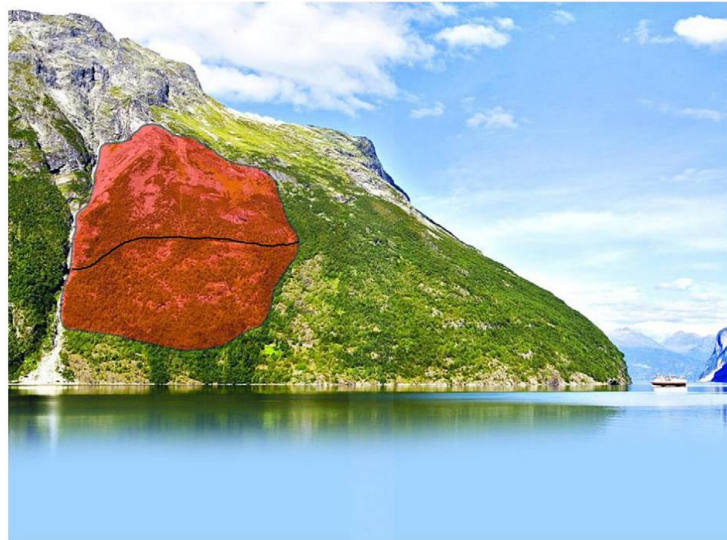


Fig. 4. The Åkerneset rock slope seen from the fjord Sunnfjordsfjorden. Scenario 1C (54 Mm<sup>3</sup>, nominal probability between 1 in 1000 and 1 in 5000 years) comprises approximately the whole shaded area. Scenario 2B (18 Mm<sup>3</sup>, nominal probability larger than 1 in 1000 years) comprises the part of the shaded area above the black line. Background photo by courtesy of Åknes/Tafjord Beredskap IKS.

Figure 5-4. Photo montrant la masse pouvant céder pour le glissement d'Aknes. Deux scénarios sont discutés, soit un scénario incorporant uniquement la masse au-dessus de la ligne noire (scénario 2B) et le scénario comportant l'ensemble de la masse (scénario 1C) (Tiré de Harbitz et al. 2014).



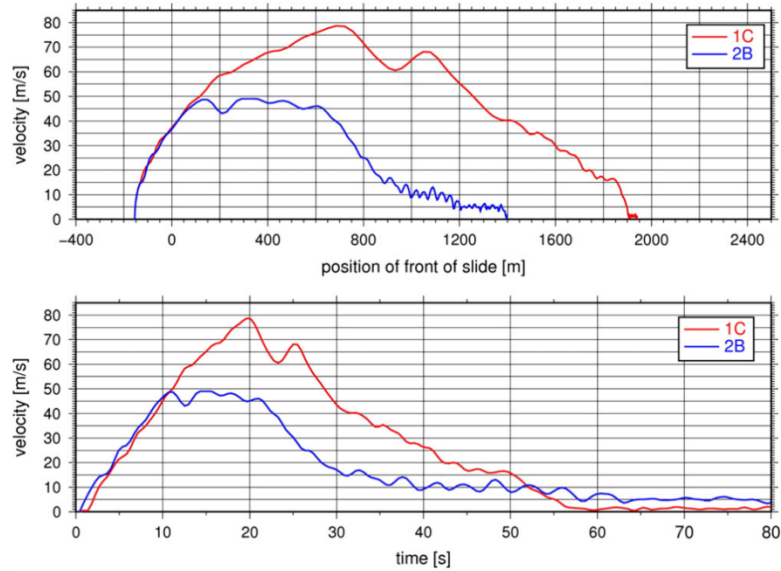


Fig. 5. Velocity progression as a function of front position of the rockslide (upper panel) and time (lower panel) for rockslide scenarios 1C (nominal probability between 1 in 1000 and 1 in 5000 years) and 2B (nominal probability larger than 1 in 1000 years) from Åkerneset, as measured in the laboratory experiments (transferred to full scale). Position = 0 in the upper panel corresponds to the shoreline.

Figure 5-5. Évolution de la vitesse en fonction de la distance (a) et du temps (b) pour les deux scénarios pour Aknes (Tiré de Harbitz et al. 2014).

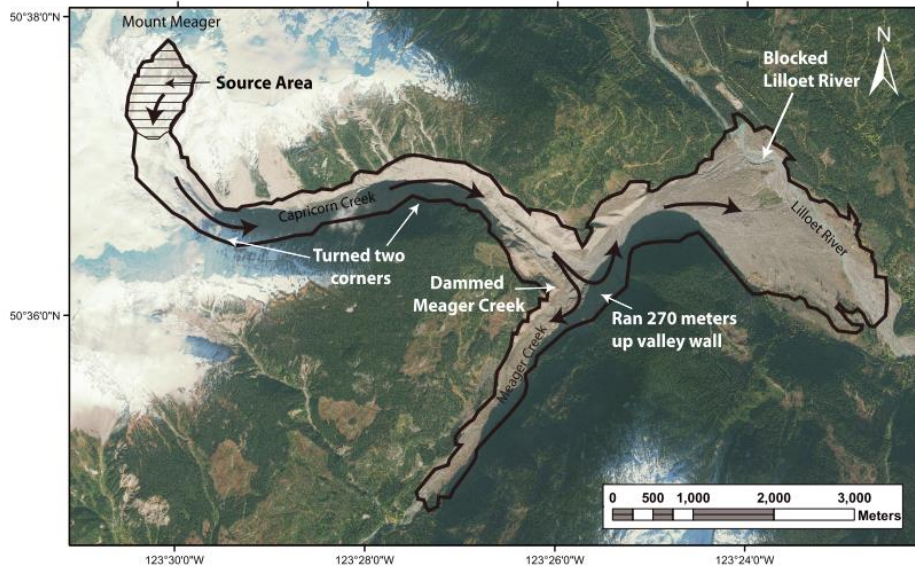
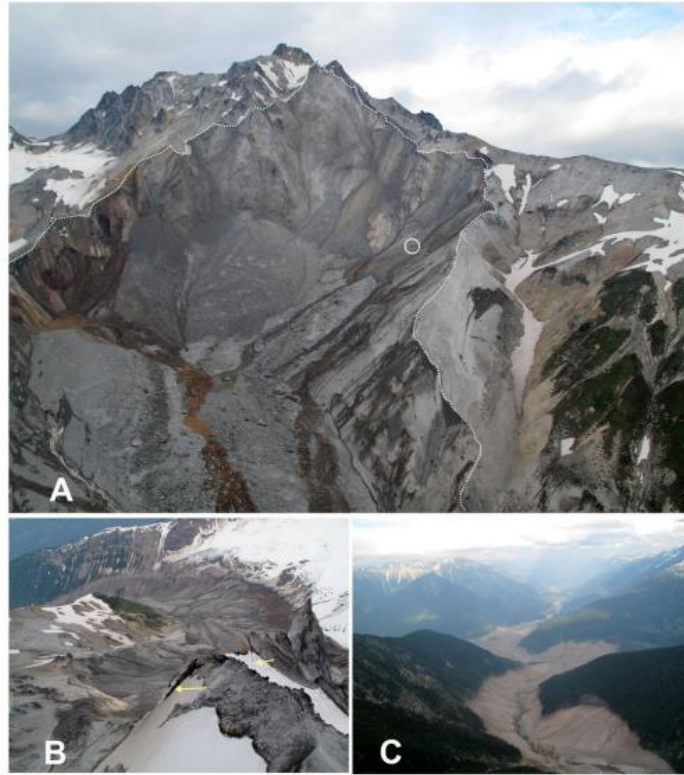
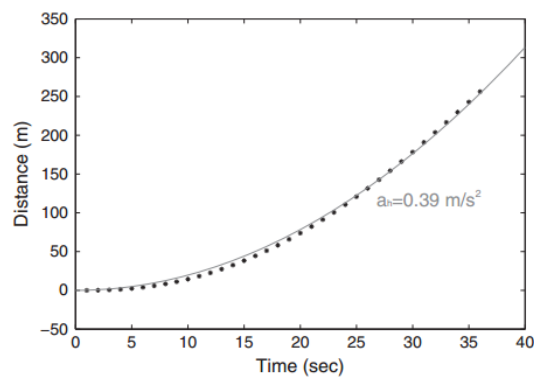


Figure 1. Overview of the sliding path overlain on a post-landslide satellite image with approximate boundaries outlined. Refer to inset map on Figure 3 for regional location of Mount Meager.

Figure 5-6. Photographie aérienne montrant l'étalement et la zone source du glissement du Mount Meager (Tiré d'Allstadt 2013).

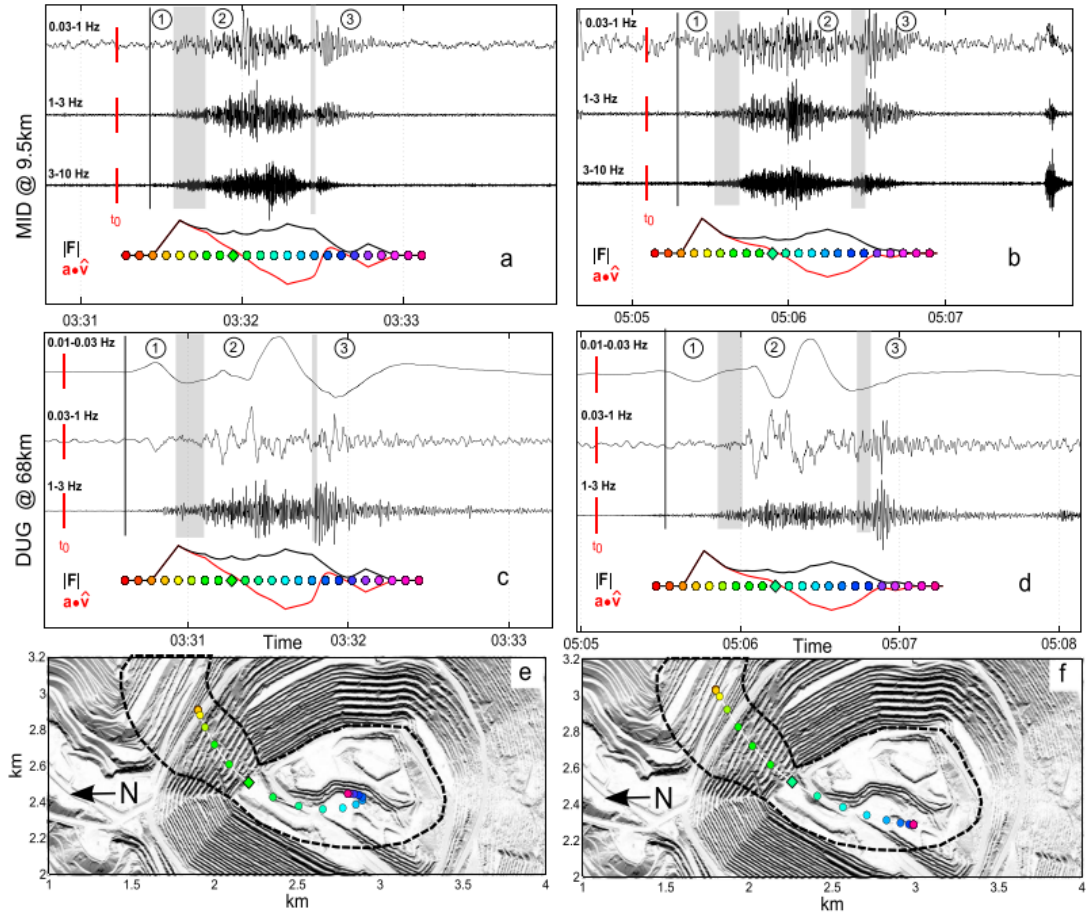


**Figure 5-7.** Photographies montrant l'escarpement arrière du glissement du Mount Meager (A), ainsi que les zones d'étalement du glissement (B et C) (Tiré de Guthrie et al. 2012).



**Figure 10.** The horizontal trajectory of the rockslide calculated from the long period ( $T=75\text{--}150\text{ s}$ ) force-time function assuming a mass of 48.5 million  $\text{m}^3$ . The solid line shows a quadratic fit to the trajectory to the form of the equation of motion relating displacement, acceleration, and time. The best fitting average acceleration was  $0.39\text{ m/s}^2$ .

**Figure 5-8.** Évolution de la distance en fonction du temps pour le glissement de Mount Meager (Tiré d'Allstadt, 2013).



**Figure 3.** Frequency decomposition of the seismic signal recorded at station MID generated by (a) the first and (b) the second landslide, along with the modulus of the inverted forces (black curve) and the vector product of the acceleration and the normalized velocity vectors (red curve). The vertical black line indicates the onset of the seismic signal. Gray rectangles indicate the transition phase between episodes (1, 2, and 3). The original start time of the LFH is indicated by  $t_0$ , before shifting it by the traveltime of the seismic waves. Frequency decomposition of the seismic signal recorded at station DUG generated by (c) the first landslide and (d) the second landslide, and inverted forces. Inferred trajectories for (e) the first and (f) the second landslides. Colored dots indicate the time at which the center of mass occupied the corresponding position along the inferred trajectory. The contour of the scar and the deposit is shown by the black dashed line.

**Figure 5-9.** Décomposition et analyse du signal sismique enregistré pour deux stations d'enregistrement pour le glissement de Bingham Canyon (Tiré de Hibert et al. 2014).

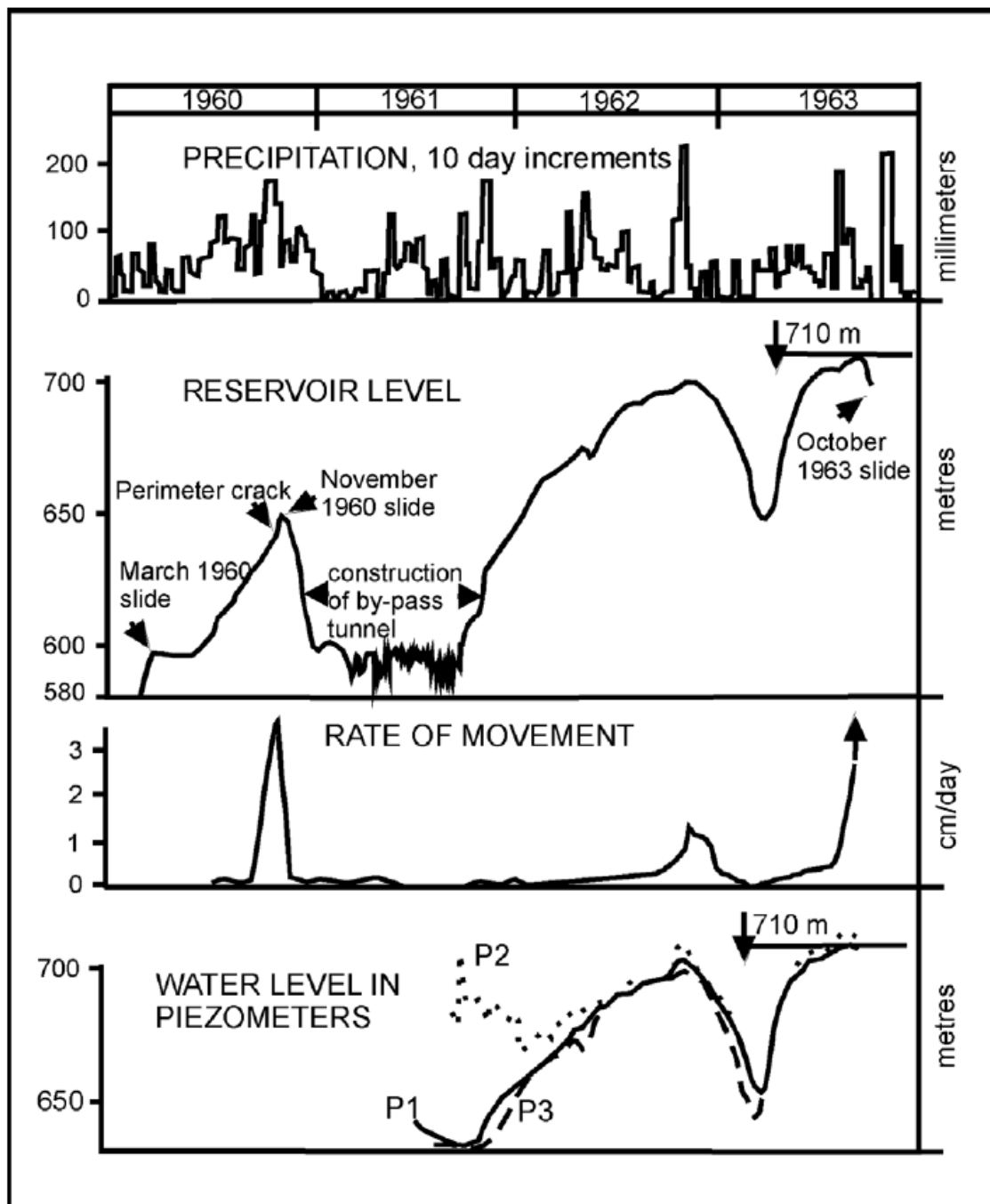
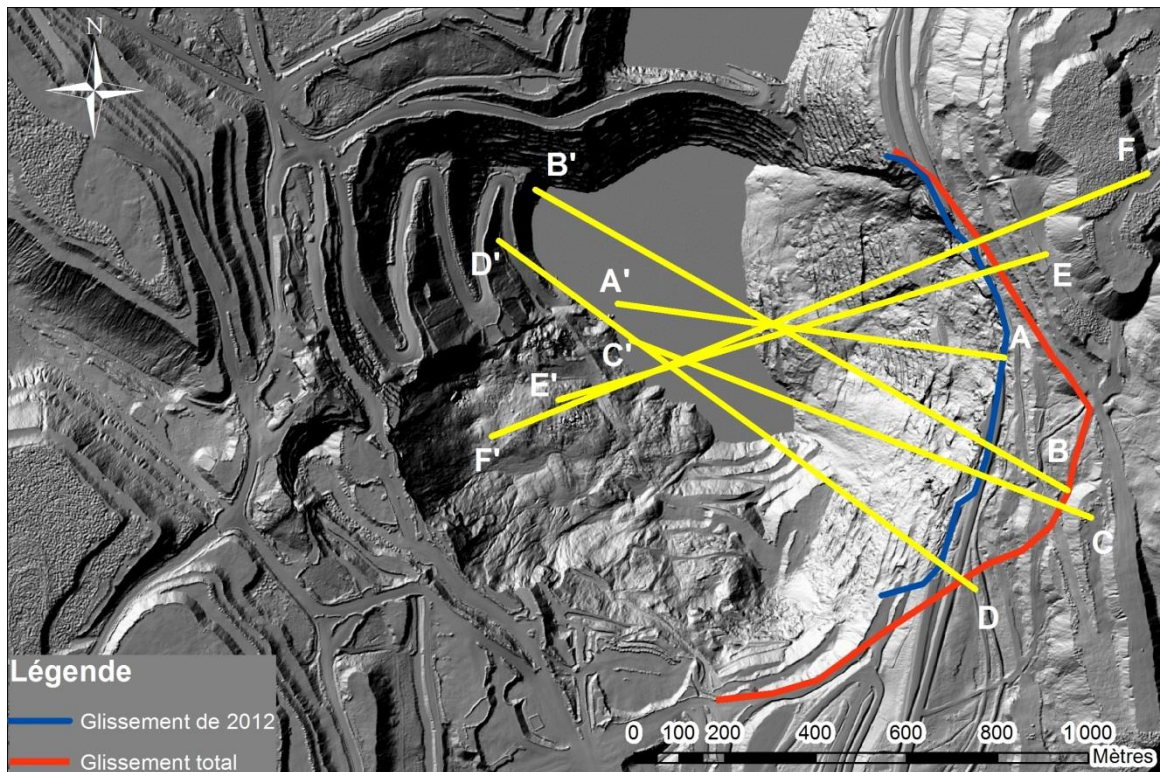


Figure 5-10. Diagramme montrant l'évolution des vitesses du glissement de Vaiont en fonction des précipitations, du remplissage du réservoir et du niveau d'eau dans les piézomètres (Tiré de Genevois et Girotti, 2005).





**Figure 5-11. Localisation des coupes utilisées afin d'étudier la cinématique des divers scénarios de glissement de terrain. La coupe A-A' réfère au glissement de 2012, la coupe B-B' au glissement global, la coupe C-C' au Grand glissement Sud, la coupe D-D' au Petit glissement Sud, la coupe E-E' au petit (R1) et moyen (R2) glissement derrière le glissement de 2012 et finalement la coupe F-F' au grand glissement (R3) derrière le glissement de 2012.**

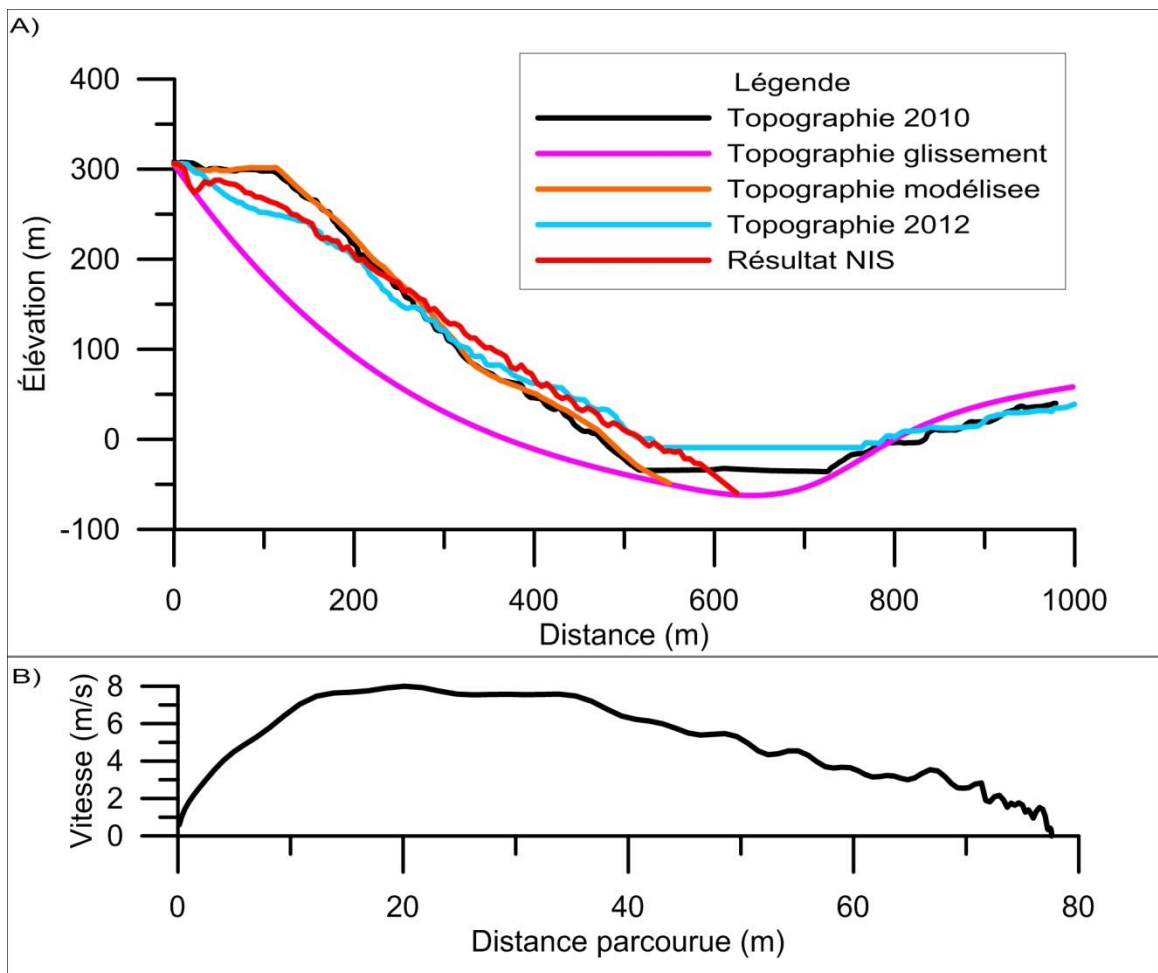
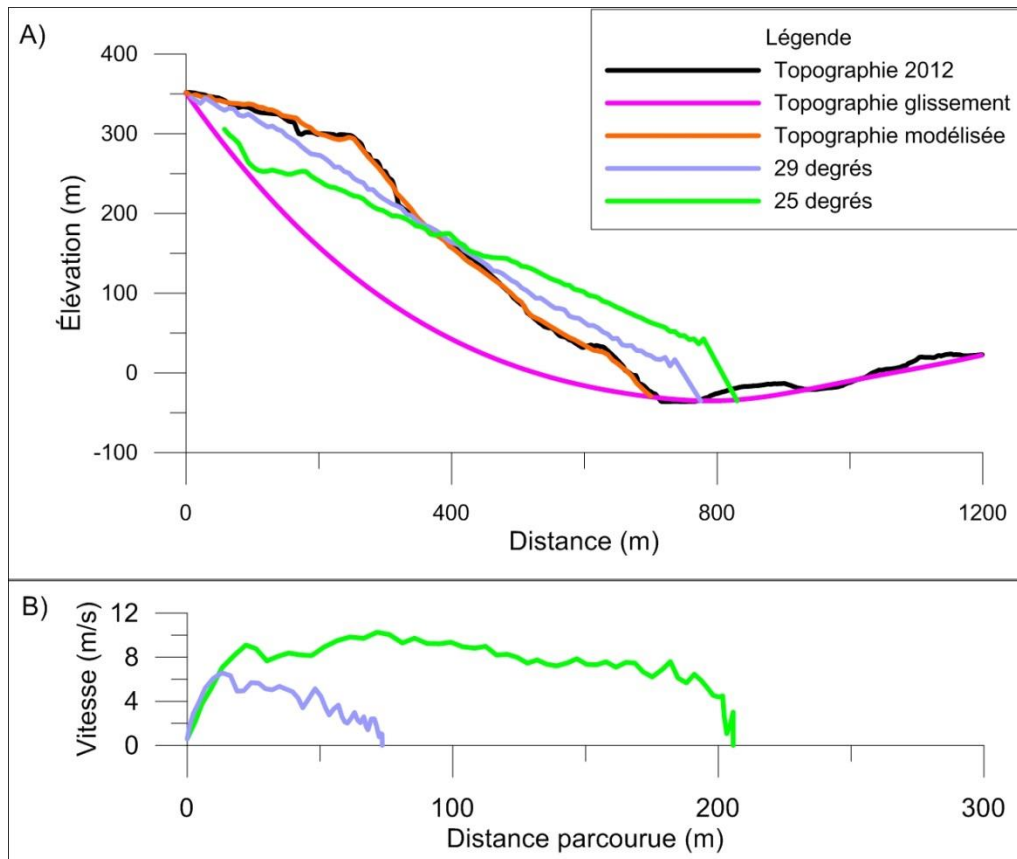
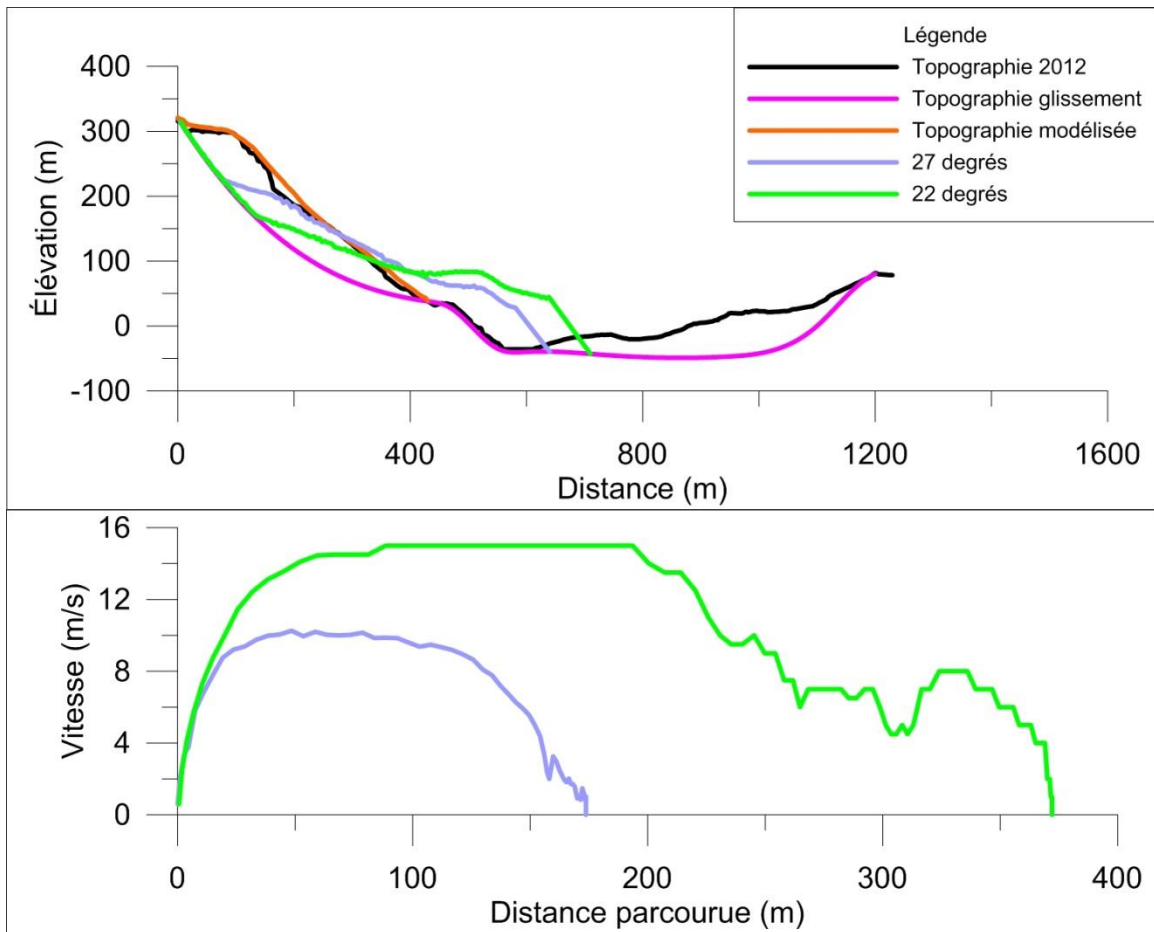


Figure 5-12. A) Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du glissement de 2012 ainsi que les résultats. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour le glissement de 2012.

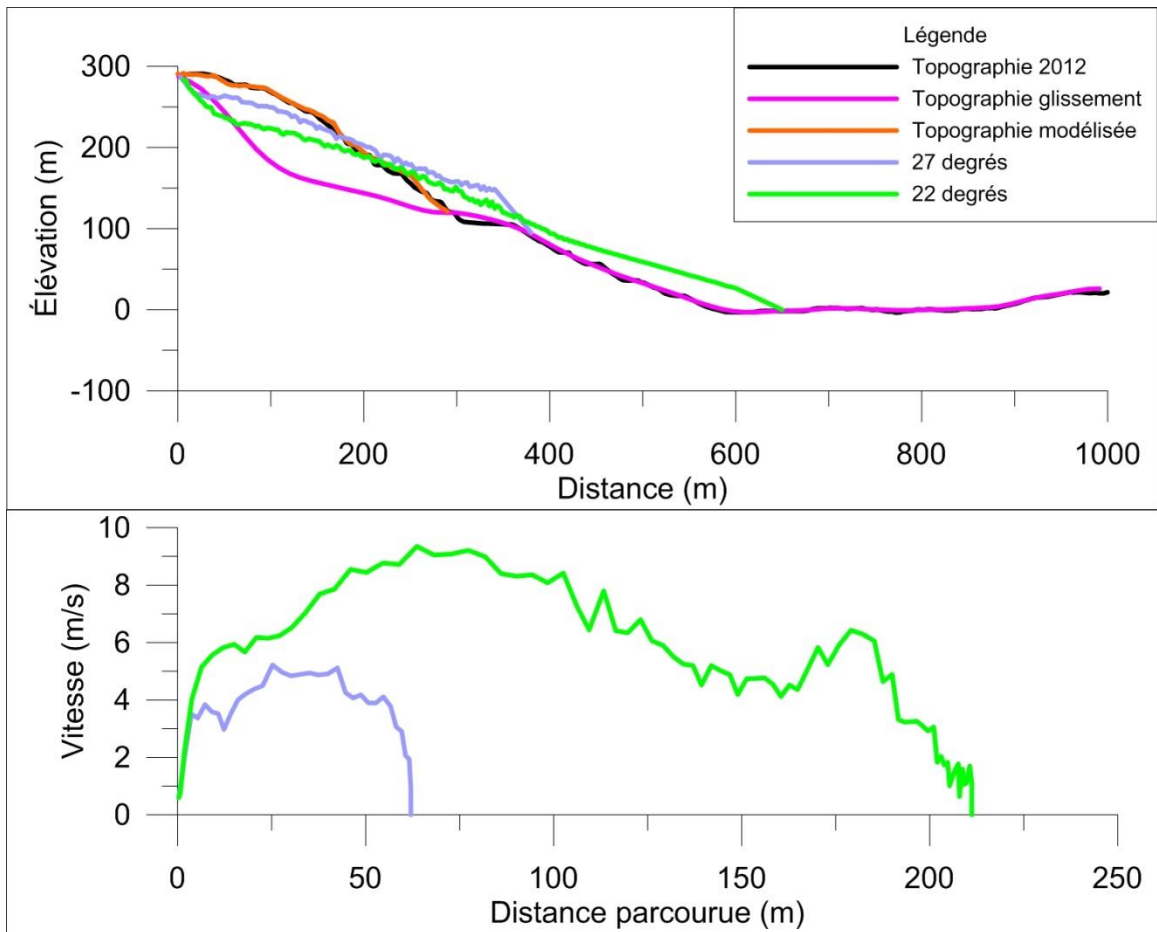


**Figure 5-13. A) Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du glissement global ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du glissement global.**

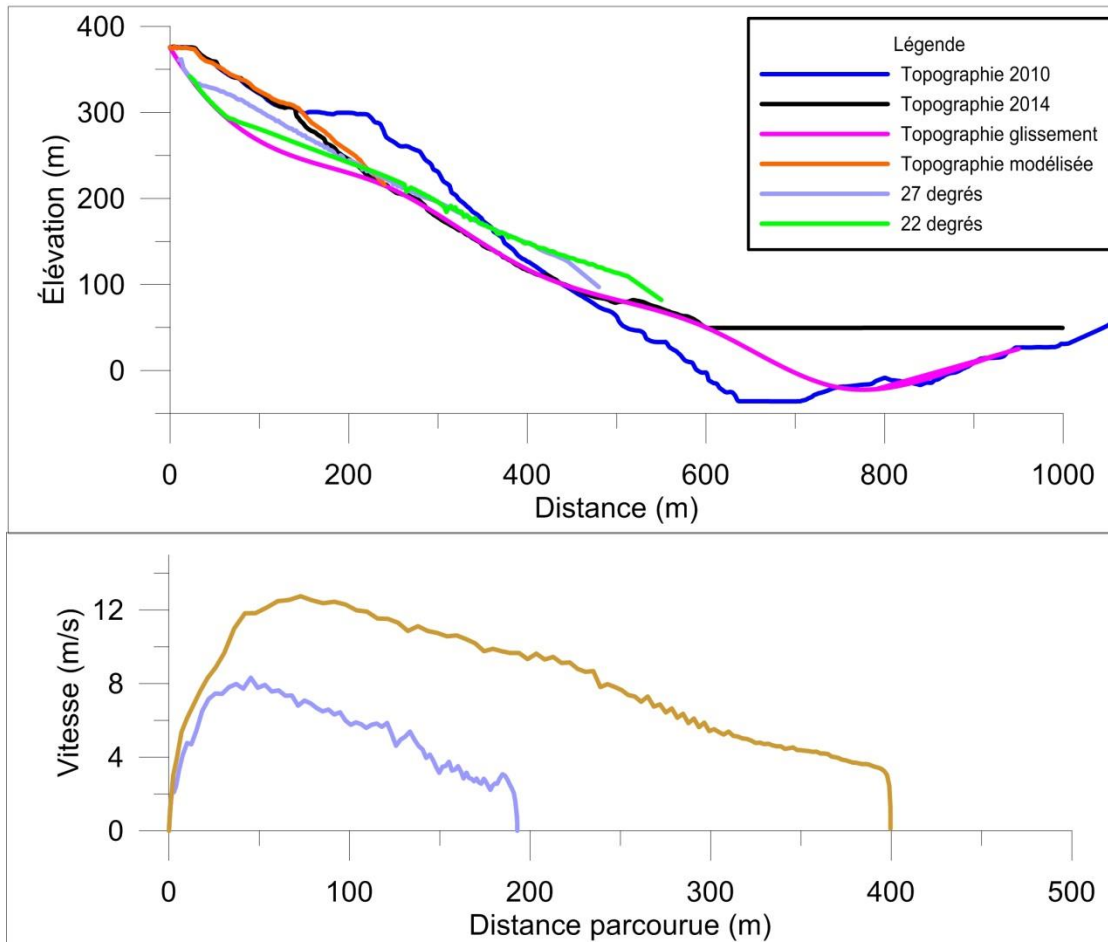




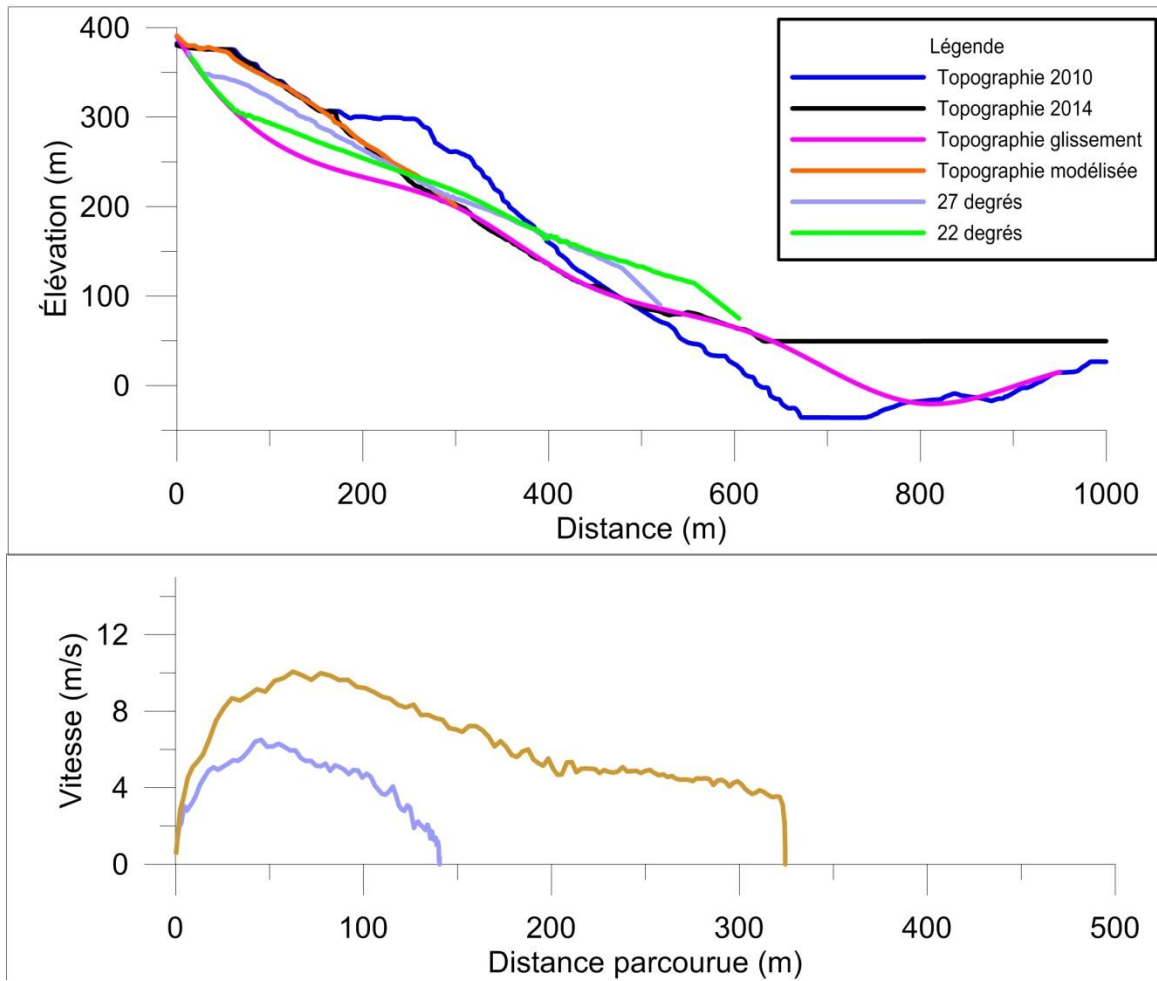
**Figure 5-14. A) Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du Grand glissement Sud ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du Grand glissement Sud.**



**Figure 5-15. A) Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du Petit glissement Sud ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du Petit glissement Sud.**



**Figure 5-16. A) Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du glissement R1 ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du glissement R1.**



**Figure 5-17. Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du glissement R2 ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du glissement R2.**

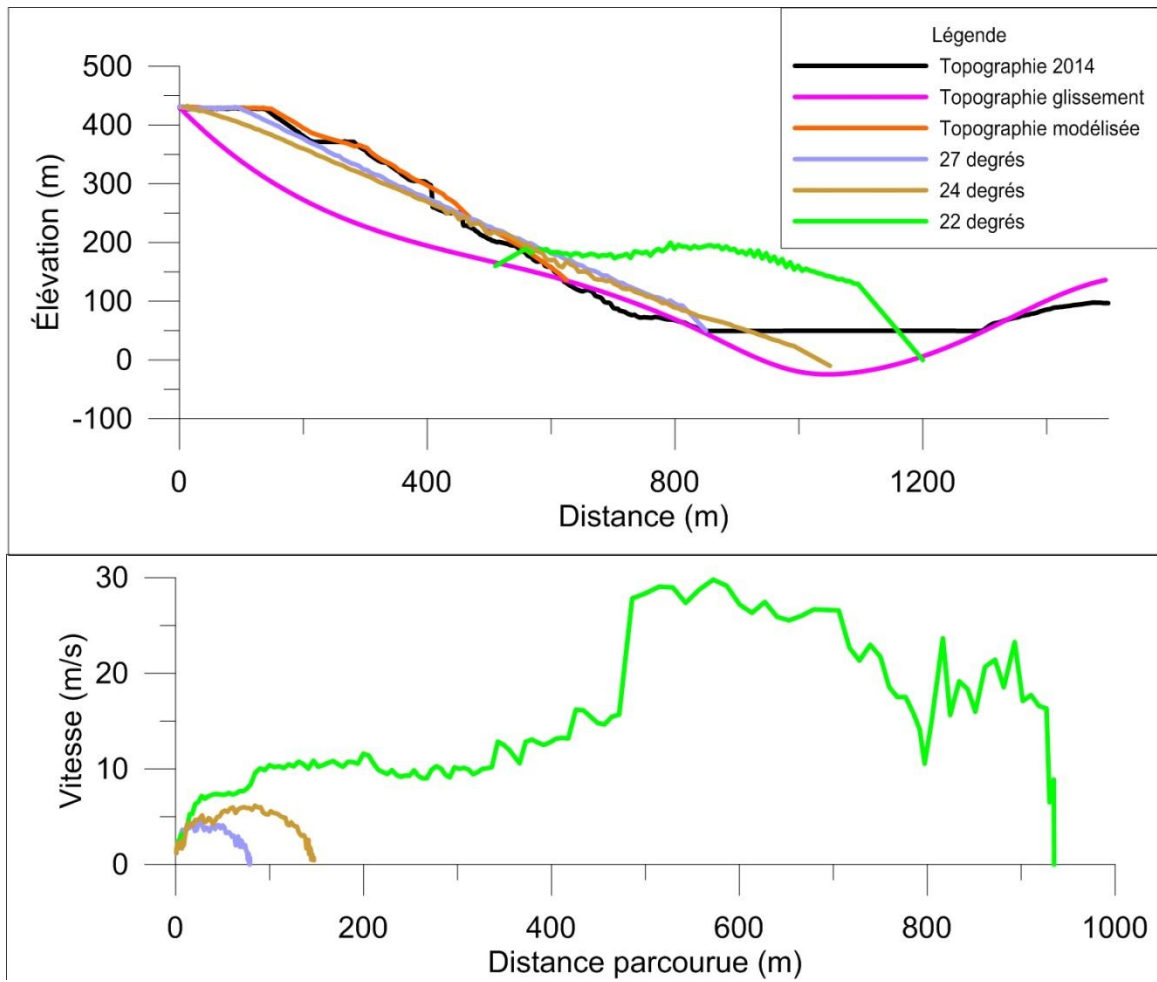


Figure 5-18. Profils utilisés pour la modélisation dans NIS du glissement R3 ainsi que les résultats selon deux angles de frottement différents. B) Graphique de la vitesse en fonction de la distance parcourue pour les deux scénarios de vitesse du grand glissement au-dessus du glissement de 2012 (R3).

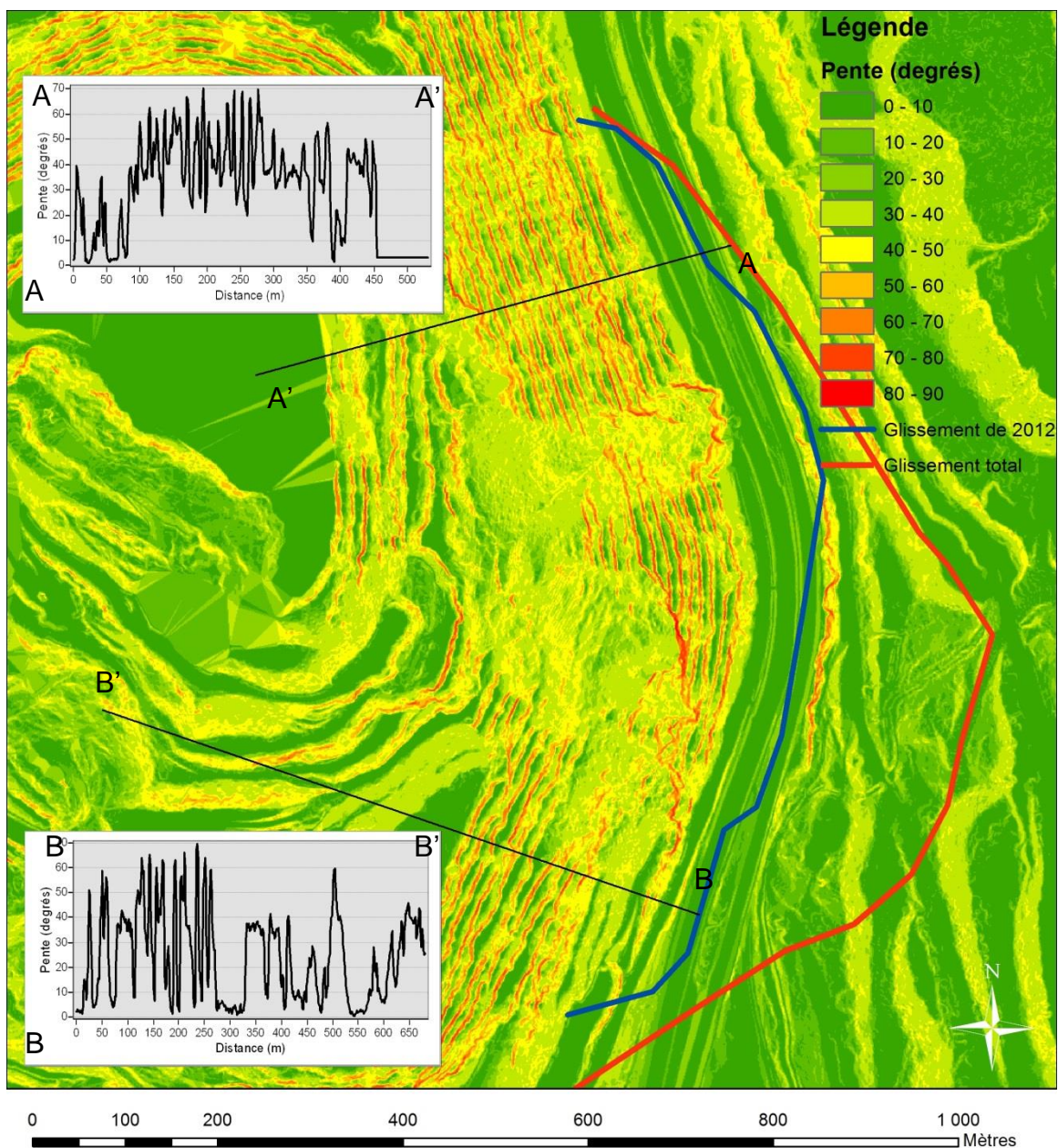


Figure 5-19. Carte des pentes découlant des données ALS de 2010. La Coupe en A est placée à l'endroit où le glissement de 2012 s'est produit tandis que la coupe en B est placée où le Petit glissement Sud se produirait.



## **6. Évaluation du potentiel tsunamigénique**

Le présent chapitre vise à évaluer le potentiel tsunamigénique d'un glissement de terrain à Black Lake, selon les différents scénarios décrits aux chapitres 4 et 5. Une analyse du danger auquel est exposé le secteur Black Lake de la ville de Thetford Mines et les nouvelles infrastructures routières est effectuée ici par rapport à un potentiel tsunamigénique. Le chapitre présente d'abord une description de la physique du phénomène en abordant les processus de génération, de propagation et d'inondation d'un tsunami. Ensuite, une revue de la littérature ayant pour objectif de décrire certains cas connus et étudiés de tsunami généré par un glissement de terrain, autant à l'international que dans la province de Québec, sera effectuée. Finalement, les résultats de l'analyse sont présentés en détail. Ils sont divisés en fonction des différents scénarios de glissement de terrain possibles et des scénarios de mobilisation (c.-à-d. les profils des vitesses). Les résultats sont présentés de sorte qu'ils mettent en évidence les conditions nécessaires pour que le tsunami entraîne l'inondation de l'une ou l'autre des infrastructures potentiellement vulnérables du domaine à l'étude. Le fonctionnement de l'outil de modélisation numérique utilisé dans le cadre de l'analyse a été expliqué au chapitre 3 portant sur la méthodologie.

### **6.1. Physique du phénomène**

Les tsunamis peuvent être générés à partir de nombreux phénomènes. Dans tous les cas, ils impliquent toujours un déplacement rapide et une interaction entre un corps ou un massif en mouvement et un bassin d'eau. Le phénomène le plus commun causant la génération d'un tsunami implique les déplacements du fond océanique engendrés par les tremblements de terre (fig. 6-1a). Un séisme peut aussi générer un tsunami de manière indirecte, en provoquant des glissements de terrain sous-marins (fig. 6-1 b). L'interaction entre ces glissements avec un plan d'eau est suffisante pour générer un tsunami (p. ex. le glissement et le tsunami de Storegga, Kvalstad et al. 2005). Les tsunamis peuvent aussi être générés dans des conditions subaériennes (fig. 6-1c et 6-1d). En effet, les tremblements de terre, le fluage à long terme des pentes, l'érosion en pied de talus ainsi que la variation des pressions interstitielles peuvent provoquer des glissements de terrain partiellement submergés (c.-à-d. où une portion du volume est submergée) ou subaériens (c.-à-d. où la totalité du volume est à une élévation supérieure à celle de la surface libre du plan d'eau à l'équilibre) sur les côtes qui, sous certaines conditions, peuvent avoir une énergie cinétique suffisante pour générer un tsunami lorsque la masse mobilisée est en interaction avec le plan d'eau. Ces glissements de terrain en condition



subaérienne sont les générateurs typiques dans les plans d'eau étroits, tels les réservoirs, les lacs, les rivières et les fjords (Locat et al. 2015).

La formation d'une vague initiée par un glissement subaérien ou partiellement submergé est un phénomène complexe pouvant être divisé en quatre phases distinctes (NGI, 2004, Panizzo et al. 2005).

La première phase englobe la dynamique du glissement de terrain, de son accélération soudaine jusqu'à ce que la masse entre en contact avec le plan d'eau.

La deuxième phase correspond au transfert d'énergie engendré par l'interaction entre la masse mobilisée et le plan d'eau. Ce transfert se produit dans un premier temps au moment de l'impact à la surface (dans le cas d'un glissement subaérien) et dans un deuxième temps durant l'étalement des débris au fond du bassin (Mohammed et Fritz, 2012, Panizzo et al. 2005). Selon Panizzo et al. (2005), la majeure partie de l'énergie transférée provient de l'étalement des débris au fond du bassin, donc des déplacements sous-marins de la masse mobilisée.

La troisième phase correspond à la propagation de la vague, initialement générée par le glissement de terrain, à la fois dans la direction de l'étalement des débris et radialement autour du point d'impact. Les caractéristiques physiques de la vague y sont définies par la profondeur d'eau (c.-à-d. la bathymétrie) et les pertes d'énergie associées aux phénomènes d'atténuation radiale, de réfraction, de réflexion, d'interférence, de focalisation, d'amplification et d'inondation (Harbitz, C. B. et Lovholt, F., 2004). Le plan d'eau sur lequel il y a propagation peut être divisé en deux zones distinctes (Panizzo et al. 2005). La première, la zone proximale, se situe dans une zone restreinte à proximité du point d'impact où il y a génération de la vague. La propagation des vagues y est plus complexe avec des effets non linéaires pouvant être importants pendant une courte période de temps (Harbitz, C. B. et Lovholt, F., 2004). Dans le cas des glissements de terrain subaériens, il est possible d'associer ce secteur à la zone d'éclaboussure (« splash zone »), s'étendant de la ligne de rivage à la fin de l'étalement des débris au fond du bassin (Walder et al. 2006). La deuxième, la zone distale, débute immédiatement après la zone proximale (fig. 6-2). Elle est définie par l'oscillation des vagues, beaucoup moins complexe et plus proche de la linéarité durant la propagation.

Finalement, la quatrième et dernière phase correspond à l'interaction des vagues avec les berges, où la montée de l'eau peut provoquer une inondation jusqu'à la limite de pénétration.

Plusieurs caractéristiques physiques d'un glissement de terrain définissent l'efficacité de la génération d'un tsunami. Généralement, les plus importantes sont les dimensions du glissement de terrain, définies par sa longueur  $l$ , sa largeur  $w$  et son épaisseur  $d$ , ainsi que les caractéristiques cinématiques, définies comme la vitesse et l'accélération du glissement  $u$  et  $a$ , de même que la célérité de la vague  $c$  (Lovholt et al. 2015). La célérité de la vague dépend de la profondeur d'eau  $h$  et de l'accélération gravitationnelle  $g$  :

$$c = \sqrt{gh} \quad [6.1.1]$$

Mis à part ces paramètres, il est aussi pertinent de définir la densité du glissement  $\rho$ , la position relative du glissement de terrain par rapport à la surface libre du plan d'eau  $z$  ainsi que l'angle de la pente  $\alpha$  sur laquelle la masse mobilisée se déplace. Tous ces différents paramètres permettant de caractériser la génération d'un tsunami sont résumés à la figure 6-3.

Hormis la célérité, la vague elle-même peut être définie à partir de trois principales caractéristiques importantes (NGI, 2004). Premièrement, l'élévation de surface maximale,  $h_{max}$ , représentant l'élévation maximale de la crête de la vague au-dessus du niveau d'eau de la surface libre, à l'équilibre. Deuxièmement, la longueur d'onde étant  $\lambda$  la distance entre deux points équivalents d'une vague (par exemple, deux crêtes de vague consécutives). Finalement, la profondeur d'eau  $h$ , l'élévation du niveau d'eau à l'équilibre à partir du fond du bassin. Comme montré à l'équation [6.1.1], la célérité de la vague peut être calculée à partir de ces caractéristiques, de même que la période  $T$ , définie par la longueur d'onde divisée par la célérité ( $T = \lambda / c$ ).

Le paramètre critique déterminant l'efficacité du transfert d'énergie de la masse mobilisée vers l'eau est le nombre de Froude ( $Fr$ ). Il est défini comme le ratio entre la vitesse du glissement et la célérité de la vague. Le taux de transfert d'énergie est particulièrement élevé lorsque l'état de résonance est atteint, soit lorsque  $Fr = 1.0$ . Les modélisations numériques effectuées par Fine et al. (2003) ont montré qu'une vague générée lors de la résonance est caractérisée par une crête de grande amplitude  $\eta$  (c.-à-d. de grande distance verticale entre la crête de la vague et le niveau de la surface libre au repos), un front de vague très raide et un creux de vague positionné vis-à-vis l'arrière du glissement. Lorsque la vitesse du glissement  $u$  est supérieure à la célérité de la vague  $c$  ( $Fr > 1.0$ ), seulement une crête de vague unique est formée et cette dernière est alignée avec le glissement. Lorsque la vitesse  $u$  est inférieure à  $c$  ( $Fr < 1.0$ ), la première crête de vague générée sera plus rapide que le glissement et va se propager rapidement alors qu'un creux de vague va se déplacer avec le glissement et

décroître rapidement avec le temps. Les glissements de terrain subaériens sont beaucoup plus efficaces pour générer un tsunami par rapport aux glissements sous-marins et aux glissements partiellement submergés. En effet, la composante subaérienne amène un volume supplémentaire causant un déplacement de la surface libre au moment de la génération. De plus, pour les glissements subaériens ou partiellement submergés avec une forte composante subaérienne, il existe toujours un moment où l'état de résonance est atteint et où le taux de transfert d'énergie est maximisé (Fine et al. 2003). Une augmentation des dimensions du glissement (c.-à-d. de son volume), de la densité de matériel impliqué ou de l'angle de la pente va aussi systématiquement augmenter l'amplitude de la vague générée.

La position du centre de masse du glissement par rapport à l'élévation de la surface libre  $z$  a aussi un effet sur la génération de tsunami. Cette position dépend aussi du type de matériel impliqué. Dans le cas d'un corps rigide subaérien, plus sa position par rapport à la surface libre est élevée, plus sa vitesse d'impact sera grande et plus les vagues résultantes auront une grande amplitude. Si la masse est partiellement submergée, plus la composante subaérienne est importante (c.-à-d. plus le glissement est hors de l'eau), plus l'amplitude des vagues générées est grande. Fine et al. (2003) a observé un comportement différent dans le cas des glissements composés de matériel visqueux. Il y aurait une position optimale du glissement par rapport à surface libre, celle-ci plus près de la ligne de rivage, où la génération de tsunamis est optimisée. L'efficacité de cette génération serait en effet affectée par la déformation et l'étalement de la masse durant la mobilisation, augmentant lorsque la position initiale du glissement est élevée par rapport à la surface libre.

Un tsunami initié par un glissement de terrain est significativement différent s'il est formé dans une rivière que s'il est plutôt formé dans un lac ou dans l'océan. Un glissement se déplaçant sous l'eau va provoquer un tsunami avec un caractère dipolaire (p. ex. Okal et Synolakis, 2003), où le glissement forme un renflement positif au fond de l'eau, et ainsi une crête à la surface. Un déficit de masse est aussi présent à l'arrière du glissement, causant la formation du creux de vague à la surface (fig. 6-1 b). L'amplitude des vagues est proportionnelle au déplacement vertical du centre de masse (Murty, 1979, Watts, 1998 et 2000). Dans une rivière ou un lac peu profond, la formation d'une vague peut être significativement différente (fig. 6-1c). Dans une telle situation, la profondeur d'eau est souvent inférieure à la hauteur du glissement de terrain. Ce dernier, alors partiellement submergé, ne va pas se déplacer sous l'eau, mais plutôt pousser celle-ci à la manière d'un piston (Franz et al. 2015). Le mode de formation de ce type de vague, de même que l'espace limité pour se propager,

vont provoquer une vague directionnelle entraînant l'inondation des berges opposées, avec une propagation radiale restreinte.

Le processus d'inondation, quant à lui, peut être caractérisé par la hauteur d'écoulement, la hauteur d'inondation, la hauteur maximale d'inondation et la distance d'inondation. La hauteur d'écoulement est définie comme la hauteur du tsunami sur la berge par rapport à la topographie. La hauteur d'inondation a essentiellement la même définition, mais elle est plutôt relative au niveau initial de la surface libre. La hauteur maximale d'inondation (run-up) correspond à la hauteur maximale atteinte par l'eau à la limite de pénétration sur les berges. Finalement, la distance d'inondation est la distance horizontale entre la limite de pénétration de l'eau et la ligne de rivage. La figure 6-4 illustre ces différents paramètres.

## **6.2. Autres cas de tsunami causés par des glissements de terrain**

De nombreux cas d'intérêt concernant les glissements rocheux, dont les débris ont généré une vague en se propageant dans un bassin d'eau étroit tels qu'une mine à ciel ouvert, un réservoir, un lac, un fjord ou une baie, sont présentés dans la littérature. Il est important de noter que ce ne sont pas tous les glissements rocheux dans un bassin d'eau qui ont généré une vague. De plus, ce ne sont pas tous les glissements rocheux actifs qui développent une accélération catastrophique, certains s'étant même auto-stabilisés, ce qui serait plus souvent le cas des glissements de terrain rotationnels (Glastonbury et Fell, 2010).

Le cas de Black Lake diffère de la plupart des cas décrits dans la littérature puisqu'il implique un glissement de terrain partiellement submergé, où une partie de son volume est submergée et l'autre subaérienne. En général, on trouve dans la littérature soit des glissements de terrain subaérien, où le pied de la surface de rupture se situe au-dessus de la surface du bassin d'eau, ou des glissements sous-marins, où toute la masse est initialement submergée. Les exemples de cas présentés ci-dessous n'ont pas été sélectionnés en raison de la similitude des caractéristiques physiques des vagues générées ou des conséquences liées à l'inondation. Ils sont plutôt pertinents dans le but de comprendre le phénomène lorsqu'il se produit dans des conditions similaires à celles du cas de Black Lake (c.-à-d. lorsque la génération et la propagation se produisent dans un bassin d'eau étroit ou lorsque le volume du glissement est élevé par rapport au volume d'eau du bassin).

Par exemple, le glissement rocheux de juillet 1958 à Lituya Bay en Alaska est particulièrement bien documenté (Miller, 1960, Fritz, 2002, Fritz et al. 2009). Les processus de génération et de transfert d'énergie de la masse au plan d'eau

durant la mobilisation d'un grand glissement subaérien ont fait l'objet de plusieurs publications. Initié par un séisme de magnitude de 8,3, un volume de 30,6 hm<sup>3</sup> de roches a effectué une chute de 610 m avant de percuter la surface de l'eau avec une très forte vélocité (c.-à-d. ~110 m/s), générant une vague dont les hauteurs d'inondation sont les plus importantes jamais répertoriées. Sur le flanc de la vallée opposé au glissement de terrain, la paroi rocheuse a été dénudée de sa végétation jusqu'à une hauteur de 524 m par rapport au niveau d'eau initial dans la baie (fig. 6-5).

Le glissement rocheux de Vaiont en Italie est un autre cas très bien étudié (Müller-Salzburg, 1987, Nonveiller, 1987, Ghirotti, 2012, Vacondio et al. 2013), où le volume du glissement est supérieur au volume du plan d'eau. Il s'agit d'un cas typique où la masse mobilisée pousse l'eau horizontalement, à la manière d'un piston. Provoqué par une série de remplissage et de vidange d'un réservoir, le glissement de près de 240 hm<sup>3</sup> a pénétré dans le réservoir presque horizontalement, avec une vélocité de près de 30 m/s. Bien que le barrage lui-même ait résisté, la vague générée a atteint plus de 250 m de hauteur. De 25 à 30 hm<sup>3</sup> d'eau a été poussé par-dessus le barrage et s'est écoulé sur plus de 500 m en aval de la vallée. La figure 6-6 présente les résultats d'une simulation numérique montrant l'effet de piston du glissement et la vague générée au-dessus du barrage.

Le cas du lac Yanahuin (Plafker et al. 1979) de 1971 au Pérou est un autre événement important où une avalanche rocheuse a effectué une chute de 400 m avant de générer une vague provoquant une augmentation maximale de l'élévation de surface de 30 m au-dessus du niveau initial du lac. Ce cas montre l'effet de la propagation d'un tsunami dans un bassin d'eau topographiquement restreint. Un camp minier se situant sur la berge opposée a été affecté par la remontée de l'eau durant l'inondation. La figure 6-7 présente la limite de pénétration de l'inondation au camp minier.

Le cas du lac Lauerz en Suisse (Thuro et al. 2010) est un autre exemple, datant de 1806, où un glissement rocheux de 36 hm<sup>3</sup> s'est étalé jusqu'au lac, générant une vague dont l'amplitude a atteint jusqu'à 20 m.

Finalement, il est aussi possible de répertorier des cas de vagues générées par des glissements rocheux dans des fjords. Par exemple, en 1934, le cas du fjord Tajford en Norvège (Harbitz et al. 1993) est particulièrement intéressant puisque des travaux en lien avec la modélisation numérique ont été réalisés afin de simuler le tsunami. Un glissement subaérien de 3 hm<sup>3</sup> de roches et de matériaux morainiques a créé une série de vague après une chute de 730 m. Un total de trois de ces vagues a atteint le village de Tajford en raison de la réflexion des

ondes de part et d'autre du fjord durant la propagation, entraînant une inondation.

Certaines masses rocheuses instables sont actives et pourraient potentiellement générer une vague en cas d'accélération soudaine ou de réactivation. À titre d'exemple, en Norvège, un volume de roches instables hautement surveillé, pouvant atteindre un maximum de 50 hm<sup>3</sup> est situé dans la pente rocheuse Åkerneset d'un fjord à l'ouest du pays (Harbitz et al. 2014) (fig. 5-4). Des expérimentations en laboratoire ainsi que des modélisations numériques ont été réalisées afin d'estimer les profils d'accélérations potentielles de la masse et de simuler la génération et la propagation d'une vague dans le cas d'une rupture du massif rocheux.

Au Québec, les vagues générées par un glissement de terrain sont relativement peu fréquentes. De plus, les cas répertoriés sont associés à des glissements de terrain s'étant produits dans des matériaux différents que dans le cas de Black Lake. Selon la base de données du Ministère des Transports du Québec, il y a par exemple les cas de Saint-Étienne-des-Grès en 2004, de Longue-Rive en 2005 et de Nicolet en 2006 (fig. 6-8) (Franz et al. 2015), mais les impacts qui y sont associés sont généralement restreints. Malgré tout, certains cas documentés ont eu des conséquences beaucoup plus importantes. On pense notamment au cas de Notre-Dame-de-la-Salette de 1908 (Ells, 1908, Locat et al. 2015), où l'eau et la glace entraînées par l'étalement des débris de la rivière du Lièvre ont détruit une portion du village et causé le décès de 33 personnes, de même qu'au glissement de la rivière La Grande à la Baie-James (Lefebvre et al. 1990, Locat et al. 2015) qui a généré un tsunami dévastant une large portion de la rive opposée jusqu'à une élévation de 14 m au-dessus du niveau de la rivière (fig. 6-9). Plus récemment, le 15 avril 2014, à la ville de Lac-des-Seize-Îles dans les Laurentides, la fonte rapide du couvert neigeux jumelée à des pluies intenses ont provoqué un glissement de terrain dont le matériel mobilisé s'est étalé au fond du lac et a généré un tsunami qui a partiellement soulevé et brisé le couvert de glace initialement intact (Leblanc et al. 2015). Des témoins de l'événement ont observé une vague de 2 à 3 m de haut durant la propagation, dans une zone s'étalant sur une distance d'environ 500 m autour du point d'impact du glissement à la surface du lac. La figure 6-10 présente le patron de propagation du front de vague dans la zone affectée par le tsunami.

Ce ne sont pas tous les cas de glissements actifs qui ont développé des accélérations importantes. Dans la littérature, on retrouve aussi des cas qui se sont auto-stabilisés ou qui sont en voie de l'être. On pense notamment au glissement de La Clapière dans les Alpes françaises (El Bedoui et al. 2009, Chemanda et al. 2009) (fig. 6-11). Ces études sont intéressantes lors de

l'évaluation des accélérations potentielles initiales du glissement rocheux à Black Lake et révèlent l'importance d'une bonne connaissance de la géométrie de la masse en mouvement.

### **6.3. Résultats des modélisations numériques**

L'analyse cinématique des scénarios de glissements de terrain potentiels, présentée au chapitre 5, a préconisé des paramètres conservateurs, c'est-à-dire des conditions propices à la mobilité de la masse. Ceci fait en sorte que l'analyse tsunamigénique constitue en quelque sorte l'étude des pires scénarios possibles. Dans ce chapitre, il n'y aura aucune discussion concernant lesquels des différents scénarios sont les plus plausibles. Les différentes modélisations numériques réalisées dans cette analyse ont permis de tester les limites du problème, donc de modéliser tous les scénarios possibles en utilisant la prémisse de départ qu'une accélération soudaine se produit, et ce peu importe l'élévation initiale du niveau d'eau dans le lac. Le lien entre les différentes analyses (stabilité, cinématique et tsunamigénique) est plutôt établi au chapitre 7, où la probabilité d'occurrence des différents événements sera estimée en fonction des différents résultats et des données disponibles.

#### **6.3.1. Description des paramètres d'entrée**

Certaines informations concernant le secteur d'étude doivent être intégrées dans le logiciel GeoClaw pour que celui-ci puisse modéliser la génération, la propagation et l'inondation potentielle des vagues. Tout d'abord, la topographie du secteur doit être connue, de même que l'élévation du niveau d'eau au repos en fonction du débit de remplissage de la fosse. Par la suite, en utilisant les scénarios de volume, de vitesses et d'accélérations du glissement, il est important de reproduire les déplacements de la masse dans le temps le long de son axe de propagation afin d'initier la génération d'un tsunami. Enfin, les différents marégraphes utilisés afin de mieux visualiser les résultats des modélisations sont localisés dans le domaine, sur la surface libre du bassin d'eau, à l'intérieur des fosses, de même que sur les berges et les différentes infrastructures potentiellement vulnérables pour y caractériser l'inondation.

Les données topographiques (c.-à-d. lorsque la profondeur d'eau est nulle) et bathymétriques (c.-à-d. lorsque la profondeur d'eau est supérieure à zéro) proviennent d'une série de levés LiDAR aéroportés réalisés entre 2010 et 2014. La topographie du fond de la fosse principale est presque totalement visible sur le levé datant de 2010, malgré la présence d'un peu d'eau dans la fosse principale. En effet, l'augmentation du niveau d'eau observée dans les levés subséquents ne permet pas d'obtenir cette topographie puisqu'il est impossible



de recueillir des données sous le niveau d'eau du lac à partir d'un levé LiDAR. Afin d'obtenir un modèle numérique de terrain incluant à la fois les déformations qu'ont subies les parois de la mine depuis 2012 ainsi que la topographie détaillée du fond de la fosse principale, le modèle numérique de terrain du LiDAR aéroporté de 2010 a été fusionné avec celui de 2014. La figure 6-12 présente ce modèle numérique de terrain avec un maillage régulier de 5 m sur 5 m, utilisé pour la modélisation numérique. Il est important de mentionner que GeoClaw considère l'élévation initiale de la surface libre comme la limite entre le domaine terrestre et le domaine aquatique du secteur d'étude, et fixe cette élévation à 0 m. Les données bathymétriques, ou sous l'eau, sont donc négatives et représentent la profondeur d'eau dans le bassin. L'élévation et la profondeur d'eau sont donc relatives à l'élévation initiale du niveau d'eau dans le lac lors de l'événement simulé.

La fin des opérations minières a provoqué l'arrêt complet du système de pompage qui avait pour but d'empêcher la remontée du niveau d'eau dans la fosse de la mine. Selon les plans de restauration de la mine ainsi qu'une étude hydraulique fournie par le Ministère des Transports du Québec, l'élévation finale du niveau d'eau par rapport au niveau moyen des mers sera entre 232 et 233 m. Concernant les modélisations numériques, un total de six différents scénarios de remplissage préliminaires ont été choisis, soit lorsque l'élévation de la surface libre atteint 120 m, 150 m, 200 m, 230 m, 233 m ainsi que 235 m. Le niveau d'eau minimal (c.-à-d. 120 m) a été déterminé à partir de modélisations numériques préliminaires ayant révélé qu'aucune conséquence liée à l'inondation ne peut avoir lieu pour des niveaux d'eau inférieurs, indépendamment des scénarios analysés. Un niveau d'eau maximal légèrement supérieur au niveau final anticipé (c.-à-d. 235 m) a été déterminé afin d'observer les effets d'un tsunami dans le cas où des changements concernant les plans de restauration, faisant en sorte que le niveau final soit augmenté, soient apportés dans le futur. Durant l'analyse des différents scénarios, plusieurs autres niveaux d'eau, entre le niveau minimal et maximal, ont été ajoutés afin de déterminer précisément le niveau critique. Le choix de ces nouveaux niveaux d'eau dépend du scénario analysé. La figure 6-13 présente les courbes de niveau associées aux scénarios de remplissage préliminaires analysés.

La génération de tsunami se modélise en modifiant la géométrie initiale de la fosse par le déplacement d'une masse dans le temps. Pour ce faire, la géométrie du glissement de terrain potentielle est utilisée, de même que le profil de vitesses du centre de masse dans le temps. En partant du fait que la masse initiale est considérée comme un bloc solide non déformable, que la direction du déplacement de la masse est connue et à partir du profil des vitesses, il est

possible de connaître le déplacement du centre de masse dans le temps depuis sa position initiale (fig. 6-14). À partir de ces déplacements le long de l'axe de propagation de la masse, il est possible de calculer les coordonnées en deux dimensions (x et y) du centre de masse à chaque pas de temps. GeoClaw peut donc modifier la bathymétrie du fond du lac en déplaçant la masse, dont la géométrie est connue, à partir des coordonnées de son centre de masse dans le temps.

La propagation des vagues générées sur la surface libre du lac s'effectue d'abord sur un maillage uniforme grossier dont les cellules font 25 m par 25 m. L'outil AMR est utilisé à deux niveaux afin d'augmenter la résolution du maillage, d'abord jusqu'à 12,5 m par 12,5 m, puis jusqu'à 6,25 m par 6,25 m, dans les régions d'intérêt. La durée totale de la modélisation numérique est de 15 minutes pour le scénario de glissement global et les paramètres de sortie sont enregistrés toutes les 5 secondes. Le pas de temps d'une modélisation est variable et est contrôlé par le nombre Courant, fixé à une valeur de 0,75. Cette méthode permet d'assurer la stabilité et la convergence de la solution dans le secteur d'étude (de plus amples détails sont fournis à la section 3.4.1). La durée de la modélisation a été réduite à 12 minutes pour le scénario de glissement sud, et à 10 minutes pour les scénarios à l'arrière du glissement de juillet 2012 et le scénario petit sud. La séquence d'enregistrement demeure toutefois constante à 5 secondes pour tous ces scénarios de glissement. Essentiellement, une durée de modélisation numérique plus courte pour les scénarios caractérisés par un volume moins important a été choisie puisqu'un retour à l'équilibre de la surface libre a été observé plus rapidement.

Les marégraphes permettent de fournir des informations concernant l'évolution de l'élévation de surface dans le temps à un point fixe. Ils permettent aussi d'observer le temps d'arrivée de la vague à ce point fixe et la durée de la perturbation. Ainsi, au temps  $t=0$ , le marégraphe flotte sur la surface libre. L'élévation de surface initiale est donc équivalente à celle de la surface libre en question. Dans le cas où le marégraphe est situé sur la terre ferme (c.-à-d. élévation supérieure à celle de la surface libre), l'élévation de surface initiale est égale à l'élévation de la topographie à cet endroit. La hauteur d'écoulement y est alors observable. Onze marégraphes ont été placés dans le domaine d'étude (fig. 6-13). Le tableau 6-1 présente les coordonnées des différents marégraphes, de même que leur élévation par rapport au niveau moyen des mers. Quatre marégraphes sont situés sur la surface libre, et ce peu importe le niveau initial du lac, dans le but de déterminer la variation de l'élévation de surface dans le temps et de déterminer l'élévation de surface maximale de la surface libre lors de la propagation des vagues (marégraphes 1, 9, 10, et 11). Quatre marégraphes sont

situés sur le nouveau tracé de la Route 112 pour caractériser l'inondation potentielle de l'infrastructure. Le marégraphe 4 est situé au nord du lac (fig. 6-13), à un point où la différence d'élévation entre la route et la surface libre est minimale (élévation de 235,64 m). Le marégraphe 5 est lui aussi sur la Route 112, mais à l'ouest du lac. Il est localisé dans le chemin préférentiel que prend l'eau pendant l'inondation, c'est-à-dire le long de la rivière Bécancour à l'ouest, où l'altitude diminue. Le marégraphe 7 est d'ailleurs localisé dans le lit de la rivière Bécancour, à proximité de la Route 112 et du marégraphe 5. Le marégraphe 6, qui lui aussi est sur le nouveau tracé de la Route 112, mais plus au Sud, caractérise l'inondation potentielle de l'infrastructure dans la portion sud du domaine d'étude, à proximité de la berge du futur lac, soit à environ 125 m (fig. 6-13), mais à une altitude supérieure d'environ 20 m. Finalement, trois marégraphes sont situés au nord-est du domaine d'étude et sont associés à la ville de Black Lake (marégraphes 2, 3 et 8). Chacun d'eux est localisé à des élévations significativement différentes (251,10 m pour le marégraphe 2, 247,09 m pour le marégraphe 3 et 235,93 m pour le marégraphe 8), caractérisant trois zones principales potentiellement vulnérables à l'inondation.

**Tableau 6-1 : Localisation des marégraphes (fig. 6-13) dans le domaine d'étude**

<b>Numéro du marégraphe</b>	<b>Coordonnées X (m)</b>	<b>Coordonnées Y (m)</b>	<b>Élévation par rapport au niveau des mers (m)</b>
1	237 490	5 099 462	119,7
2	238 039	5 100 396	251,1
3	237 735	5 100 732	247,1
4	236 633	5 100 279	235,6
5	235 605	5 099 982	240,4
6	236 875	5 098 472	256,7
7	235 534	5 099 979	228,6
8	237 205	5 100 552	235,9
9	237 242	5 098 672	120,8
10	237 711	5 099 560	129,4
11	237 791	5 099 806	0,5

### **6.3.2. Glissement de 2012**

Tel que mentionné à la section 4.1, le glissement de juillet 2012 a été étudié en détail par Caudal (2015) et Caudal et al. (2013). Le glissement, dont les plus récentes visites de terrain démontrent qu'il est toujours actif, a un volume d'environ 20,5 hm<sup>3</sup>, soit 40 % du volume maximal global du glissement de terrain

(voir la section 4.1). Sa géométrie ainsi que la profondeur de sa surface de rupture sont présentées à la figure 4-12. Le profil des vitesses, calculé à partir du logiciel NIS et déterminé en reproduisant la morphologie de la masse mobilisée au fond de la fosse principale, est quant à lui présenté à la figure 5-12 (voir section 5.3.1). Cette géométrie de même que ce profil de vitesses ont été utilisés pour modéliser la génération du tsunami. L'étude du cas de 2012 a pour objectif de déterminer à partir de quel niveau du lac les conditions auraient été propices pour générer un tsunami capable d'atteindre au moins une infrastructure potentiellement vulnérable durant l'inondation. Les modélisations numériques réalisées à partir de cet événement ont aussi permis d'effectuer une étude paramétrique dans le but de déterminer l'influence de différents paramètres sur l'amplitude des vagues générées et sur la gravité de l'inondation des berges. Avec cette étude paramétrique, l'effet de la vitesse maximale atteinte par la masse mobilisée sur l'amplitude du front de vague a été analysé, de même que l'effet du remplissage du lac sur l'amplitude du front de vague et sur l'inondation.

La figure 6-15 montre l'élévation maximale atteinte par le tsunami dans la fosse principale, au marégraphe 1, en fonction des différentes élévations initiales de la surface libre dans le lac. Le seuil d'inondation, c'est-à-dire l'élévation minimale que doit atteindre le tsunami dans la fosse principale pour qu'une inondation soit observée, a été tracé sur la figure par un trait horizontal. Lorsque le tsunami atteint une élévation supérieure ou égale au seuil d'inondation (c.-à-d. de 235,5 m), le nouveau tracé de la Route 112 est inondé au marégraphe 4. Systématiquement, la portion de la route caractérisée par le marégraphe 4 est la première à être inondée dans le domaine d'étude en raison de son orientation favorable avec l'axe de propagation de la masse mobilisée et de son différentiel d'élévation minimal par rapport à la surface libre du lac (c.-à-d. c'est le point d'intérêt ayant l'élévation la moins élevée). Le seuil d'inondation est atteint lorsque le niveau d'eau dans la fosse est à 230 m. Sous ces conditions, une petite quantité d'eau atteindrait la portion de la Route 112, sans toutefois être en quantité suffisante pour affecter le marégraphe 4. Ce niveau d'eau du lac est donc interprété comme le point critique à partir duquel l'inondation de cette portion de la Route 112 aurait été possible. Lorsque le niveau d'eau est plutôt à 235 m, le tsunami atteindrait une élévation maximale de 240,4 m au marégraphe 1 et la hauteur d'inondation observée au marégraphe 4 serait de 1,2 m. Il est important de noter que même dans le pire des cas (lorsque le niveau du lac atteint 235 m), seulement la portion de la route caractérisée par le marégraphe 4 aurait été affectée par l'inondation. Les résultats des modélisations numériques pour le glissement survenu lors que l'événement de juillet 2012 sont résumés au tableau 6-2.

**Tableau 6-2 : Résultats des modélisations numériques de l'événement du juillet 2012.**

Élévation du niveau d'eau (m)	Marégraphe Fosse	Marégraphe Route 112		Marégraphe Black Lake		
	#1 (m)	#4 (m)	#6 (m)	#2 (m)	#3 (m)	#8 (m)
230	235,5	Presque	-	-	-	-
235	240,4	1,2	-	-	-	-

La figure 6-16 présente des séquences de la modélisation numérique en plan dans le domaine d'étude lorsque la surface libre au repos est à une élévation de 235 m. Une échelle de couleur représente l'élévation de surface relative à celle de la surface libre, fixée à 0 m, où les teintes de bleu représentent les creux de vagues et les teintes de rouge les crêtes de vagues, de -6 à 6 m. On peut y observer la position de tous les marégraphes, associés à leur numéro identificateur (tableau 6-1). GeoClaw considère toutes les élévations inférieures à 0 m comme des profondeurs d'eau, et y fixe une couleur bleue. Il est donc possible d'interpréter faussement la présence d'eau au nord du lac, entre les marégraphes 2 et 4. Il s'agit simplement d'une zone où l'élévation est inférieure à 235 m : il n'y a donc pas réellement de présence d'eau, hormis la rivière Bécancour qui s'écoule à cet endroit. On peut observer sur cette figure la propagation radiale du front de vague (rouge foncé) autour d'un point de départ associé à la masse mobilisée. La figure 6-17 présente les résultats de la modélisation numérique aux marégraphes 1 (6-17a) et 4 (6-17 b), le premier localisé dans la fosse principale et le deuxième sur le nouveau tracé de la Route 112. Le niveau du lac a été initialement fixé à une élévation de 235 m. La figure 6-17a présente la variation de l'élévation de surface par rapport au temps. Une ligne horizontale est tracée à l'élévation de la surface libre au repos, fixée à 0 m. Le front de vague se fait sentir pour la première fois 10 secondes après la mobilisation de la masse ( $t = 0$ ). Le maximum de l'élévation de surface est atteint peu de temps après, soit à 15 secondes. L'oscillation observée par la suite est associée aux ondes secondaires ainsi qu'aux ondes de vagues réfléchies sur le pourtour du lac durant la propagation. Il est possible d'observer une légère augmentation du niveau du lac, par rapport à l'élévation de la surface libre au repos, justifiée par le transfert de masse de la portion subaérienne du glissement devenue submergée après sa mobilisation. La figure 6-17 b montre les mesures relevées au marégraphe 4. Le premier palier vertical observé après 30 secondes est dû au raffinement des cellules du domaine. Les premiers effets du front de vague se font sentir après 1 minute 35 secondes. Le maximum de la hauteur d'inondation est enregistré 2 minutes 10 secondes après la mobilisation de la

masse. Un deuxième épisode mineur d'inondation peut aussi être relevé après 5 minutes 25 secondes.

En comparant les élévations maximales atteintes par le tsunami relatives à l'élévation du niveau du lac au repos, il est possible d'observer que plus le niveau du lac est faible, plus la hauteur maximale du tsunami est élevée. Le tableau 6-3 présente cette tendance au marégraphe 1, qui est expliquée par la composante subaérienne du glissement de terrain. En effet, cette composante est d'autant plus élevée que le niveau d'eau est faible. Plus celle-ci est grande, plus la génération d'un tsunami est efficace et plus l'élévation maximale atteinte sera élevée. Par contre, dans le cas de Black Lake, une hauteur de vague élevée ne veut pas nécessairement dire que l'inondation sera supérieure, et ce en raison de la géométrie de la fosse. Le tableau 6-3, présenté plus tôt, montre aussi l'élévation relative de la Route 112 au marégraphe 4 par rapport au niveau du lac au repos pour différents niveaux d'eau évalués. En raison de la géométrie de la fosse principale, cette différence d'élévation augmente rapidement au fur et à mesure que le niveau du lac diminue (élévation relative de la Route 112 de 0,6 m lorsque le niveau du lac est à 235 m alors qu'elle est de 85,6 m à 150 m). En d'autres mots, la vague générée dans un lac dont le niveau au repos est de 150 m doit avoir une amplitude d'au moins 85,6 m pour entraîner l'inondation de la Route 112 au marégraphe 4, alors que les résultats de la modélisation montrent plutôt des amplitudes de l'ordre de 9,1 m

**Tableau 6-3 : Influence du remplissage du lac sur l'élévation de surface maximale et sur la gravité de l'inondation**

Élévation du niveau du lac au repos (m)	Élévation de surface maximale relative au marégraphe 1 (m)	Élévation relative de la Route 112 au marégraphe 4 (m)
235	5,4	0,6
230	5,5	5,6
200	8,5	35,6
150	9,1	85,6

L'influence de la vitesse sur l'amplitude des vagues générées a été déterminée en augmentant et diminuant les vitesses du profil obtenu avec le logiciel NIS par incréments de 20 %. La figure 6-18 présente les différents profils de vitesses calculés en fonction de la distance parcourue par le centre de masse. Le profil original (NIS) y est tracé en bleu foncé. Le profil en rouge présente les vitesses augmentées par un incrément de 20 % alors que les autres profils représentent les vitesses diminuées par des incréments allant de 20 à 80 %. Il est intéressant

de mentionner que l'intervalle d'accélération initiale des profils présentés se situe entre 0,2 et 4 m/s<sup>2</sup>, correspondant aux valeurs retrouvées dans la littérature présentée à la section 5.2. Dans cette étude paramétrique, seulement les vitesses de la masse mobilisée ont été modifiées. La géométrie de la masse de même que le niveau du lac au repos sont demeurés constants lors de l'analyse. La figure 6-19 montre la hauteur de la vague mesurée au marégraphe 1 par rapport au niveau du lac fixé à 235 m, par rapport à la vitesse maximale atteinte par le centre de masse sur chacun des profils présentés. Les hauteurs de la vague ont aussi été superposées avec les hauteurs d'inondations associées, mesurées au marégraphe 4. Il est possible d'observer que plus la vitesse de la masse mobilisée augmente, plus l'amplitude maximale des vagues générées est importante. Conséquemment, pour un niveau du lac constant, plus l'amplitude des vagues générées est élevée, plus la gravité de l'inondation sur la portion de la Route 112 caractérisée par le marégraphe 4 est augmentée. À des vitesses très importantes, soit de l'ordre de 24 m/s, la tendance semble vouloir montrer l'atteinte d'un plateau où la vitesse n'a plus d'effet sur l'amplitude des vagues. Évidemment, un même plateau est observé avec les hauteurs d'inondation mesurées. L'atteinte de ce plateau semble vouloir indiquer que, pour une géométrie et un volume constant, une hauteur de vague maximale peut être atteinte, donc par le fait même une hauteur d'inondation maximale, et ce malgré l'augmentation des vitesses atteintes pendant la mobilisation de la masse.

### **6.3.3. Glissement global**

Le glissement global a été défini à partir des informations structurales connues et des indices visuels permettant de localiser la surface de rupture. La géométrie ainsi que la profondeur de la surface de rupture utilisée dans le cadre des modélisations numériques sont présentées à la figure 4-15. On peut aussi y observer l'axe de propagation des débris sur laquelle les coordonnées des déplacements du centre de masse ont été calculées. Le volume potentiellement mobilisable de ce scénario atteint les 50 hm<sup>3</sup>. Les profils de vitesses utilisés en tant que paramètres d'entrée sont présentés à la figure 5-13.

Les résultats des modélisations numériques pour le scénario des vitesses moyennes sont présentés graphiquement à la figure 6-20. Elle met en relation l'élévation maximale atteinte par la vague au marégraphe 1 par rapport aux différents scénarios d'élévation du niveau d'eau du lac. L'encadré rouge décrit l'intervalle de niveau d'eau du lac où une accélération soudaine de la masse est plus probable, donc où le FS serait inférieur à l'unité. Le tiret vertical bleu montre le niveau d'eau en octobre 2015 dans le lac, soit de 75 m. Le tiret horizontal présente le seuil d'inondation correspondant à l'élévation minimale que doit



atteindre une vague générée pour parvenir à inonder la Route 112 au marégraphe 4. Ce seuil d'inondation est de 231,4 m et surviendrait lorsque le niveau d'eau du lac est à 225 m (ligne verticale bleue sur la figure). À ce moment, des traces d'inondation seraient observées sur le marégraphe 4. La Route 112 serait aussi affectée dans sa portion sud-ouest, au marégraphe 6 lorsque le niveau du lac atteint 233 m, et la hauteur d'inondation y serait de 0,3 m à ce moment. De plus, à ce même niveau de lac, la ville de Black Lake serait atteinte pour la première fois, au marégraphe 8, où la hauteur d'inondation serait de 1 m. Seul ce marégraphe serait affecté par l'inondation : l'eau n'atteindrait pas les marégraphes 2 et 3, et ce même lorsque le niveau d'eau du lac atteint 235 m. Dans la zone critique définie par des FS plus faibles que 1 (encadré rouge de la figure 6-20), les résultats des modélisations montrent qu'aucune inondation ne serait possible sur les infrastructures potentiellement vulnérables. La figure 6-21 montre des séquences d'une vue en plan des résultats de la modélisation numérique du scénario des vitesses moyennes lorsque le niveau d'eau du lac est fixé à 150 m (niveau d'eau au-delà de la limite supérieure de la zone critique, donc le FS y est supérieur à 1). Le volume de la masse mobilisée est très important par rapport au volume d'eau du lac, et peut donc pousser toute la colonne d'eau horizontalement, à la manière d'un piston. Il est aussi possible d'y observer que le front de vague, malgré son amplitude élevée, ne parvient pas à franchir les limites de la fosse principale. Les berges ne sont donc pas inondées, et autant la Route 112 que la ville de Black Lake ne sont pas affectées.

Les résultats des modélisations numériques concernant le scénario des vitesses rapides sont aussi présentés graphiquement avec la figure 6-22, montrant les élévations maximales atteintes par la vague au marégraphe 1 pour différents niveaux d'eau dans le lac. La même zone critique, définie par l'intervalle où l'accélération soudaine de la masse potentiellement mobilisable est plus probable, est tracée par un encadré rouge. En comparaison avec le scénario des vitesses moyennes, on peut remarquer que les vagues générées atteignent des élévations beaucoup plus importantes. En effet, le niveau du lac minimal où l'inondation d'une première infrastructure est observée serait à 195 m (ligne verticale bleue sur la figure). À ce niveau, le seuil d'inondation atteindrait 215 m au marégraphe 1 et une première trace d'inondation serait observée sur la portion de la Route 112 caractérisée par le marégraphe 4. Lorsque le niveau du lac atteint 215 m d'élévation, la portion sud-ouest de la Route 112 (marégraphe 6) serait inondée pour la première fois par 0,3 m d'eau. La ville de Black Lake serait affectée pour la première fois par l'inondation lorsque le niveau du lac atteint 215 m, on peut y observer les premières traces d'eau au marégraphe 8. Une hauteur d'inondation de 1 m est mesurée sur le

marégraphe 3 lorsque le niveau du lac atteint 230 m. Le marégraphe 2, quant à lui, ne serait jamais affecté par l'inondation, et ce même lorsque l'élévation du niveau du lac atteint 235 m. Cependant, comme dans le cas du scénario des vitesses moyennes décrit précédemment, les niveaux d'eau critiques identifiés sont associés à des FS supérieurs à l'unité. Dans l'intervalle critique, c'est-à-dire lorsque l'élévation du niveau du lac est située entre 0 et 120 m, aucune inondation ne serait observée, ni sur le nouveau tracé de la route ni à la ville de Black Lake. La figure 6-23 présente les résultats d'une modélisation numérique du scénario de vitesses rapides lorsque le niveau du lac est fixé à 150 m. Encore une fois, on y observe le front de vague, dont l'amplitude est de l'ordre de 30 m, formé par la poussée de la colonne d'eau par la masse mobilisée. L'élévation du niveau du lac est suffisamment faible pour que l'eau ne puisse quitter la fosse principale pendant la propagation. Les résultats de toutes les modélisations numériques montrant un potentiel d'atteinte, autant pour le scénario des vitesses moyennes que rapides, sont présentés au tableau 6-4.

**Tableau 6-4 : Résultats des modélisations numériques des scénarios du glissement global pouvant atteindre des infrastructures.**

Scénario des vitesses	Élévation du niveau d'eau (m)	Marégraphe Fosse	Marégraphe Route 112		Marégraphe Black Lake		
		#1 (m)	#4 (m)	#6 (m)	#2 (m)	#3 (m)	#8 (m)
Moyenne	225	231,4	Presque	-	-	-	-
	230	236,0	1,0	-	-	-	-
	233	239,0	3,0	0,3	-	-	Presque
	235	241,0	3,2	0,5	-	-	1,0
Rapide	195	214,3	Presque	-	-	-	-
	230	246,0	11,0	3,0	-	1,0	3,0
	233	248,3	12,3	3,6	-	2,7	4,5
	235	250,0	13,0	4,0	-	3,0	8,0

#### 6.3.4. Grand glissement Sud

Le Grand glissement Sud est situé dans la portion la plus au sud du glissement survenu en 2012, dans deux secteurs pouvant potentiellement présenter un comportement différent de celui du glissement global. Il a subi des déplacements importants lors de l'événement de 2012, bien que ces déplacements aient été moindres que le glissement de 2012 lui-même. Son volume est d'environ 14 hm<sup>3</sup> et sa géométrie, de même que la profondeur de sa surface de rupture sont présentées à la figure 4-21. Les profils de vitesses utilisés en tant que paramètres d'entrée dans le cadre des modélisations numériques sont tracés à

la figure 5-14. La figure 4-24 présente l'évolution du FS en fonction du remplissage du lac. Dans ce cas-ci, la zone critique où le FS est inférieur à l'unité et où l'accélération soudaine du glissement est le plus probable se situe entre 25 et 150 m d'élévation du niveau du lac.

La figure 6-24 présente l'élévation maximale atteinte par la vague au marégraphe 1 pour différentes élévations du niveau du lac avec le scénario des vitesses moyennes. La zone critique du FS est tracée par un encadré rouge. Le tiret horizontal met en évidence le seuil d'inondation, soit l'élévation minimale que doit atteindre la vague pour qu'une inondation soit observée sur l'une ou l'autre des infrastructures potentiellement vulnérables. Dans ce cas-ci, le seuil d'inondation serait atteint lorsque le niveau du lac atteint 220 m (ligne verticale bleue sur la figure). La vague atteindrait alors une élévation maximale de 229 m au marégraphe 1, et irait inonder la portion nord du nouveau tracé de la Route 112, caractérisée par le marégraphe 4. La portion sud-ouest de la route (marégraphe 6) serait affectée par une inondation de 1 m de haut lorsque le niveau du lac atteint 233 m d'élévation. À cette élévation, la ville de Black Lake serait aussi affectée pour la première fois au marégraphe 8. Les marégraphes 2 et 3, aussi localisés à Black Lake, ne seraient jamais affectés par l'eau, même lorsque le niveau du lac atteint 235 m. En analysant les résultats des modélisations numériques effectuées dans la zone critique où l'accélération soudaine est probable, il est possible de conclure qu'aucune inondation ne serait observée puisque l'eau ne quitte pas la fosse principale durant la propagation. En effet, la figure 6-25 montre les séquences principales d'une modélisation du scénario des vitesses moyennes lorsque le niveau du lac est fixé à 150 m, vues en plan. Il est possible d'y observer la propagation radiale du front de vague, dont l'amplitude atteint 21 m, vers les parois de la fosse avant qu'il soit rapidement réfléchi.

Les résultats des modélisations numériques pour le scénario des vitesses rapides sont présentés à la figure 6-26. Le niveau du lac minimal à partir duquel l'inondation serait observée est 210 m (ligne verticale bleue sur la figure). À ce moment, le seuil d'inondation mesurée au marégraphe 1 serait de 225,1 m (tirets horizontaux sur la figure), et une hauteur d'inondation de 0,1 m serait observée sur le marégraphe 4 du nouveau tracé de la Route 112. La portion sud-ouest de la route, caractérisée par le marégraphe 6, serait affectée pour la première fois lorsque le niveau du lac atteint 220 m. La hauteur d'inondation observée serait d'environ 1 m. De plus, c'est aussi à ce niveau que la ville de Black Lake serait touchée pour la première fois, plus précisément au marégraphe 8. Le marégraphe 3, quant à lui, serait affecté par 0,5 m d'eau lorsque le niveau du lac atteint 230 m tandis qu'une hauteur d'inondation de 0,9 m serait plutôt observée

sur le marégraphe 2 lorsque le niveau du lac est à 233 m. En comparant le seuil d'inondation, représenté par le tiret horizontal sur la figure à une élévation de 225,1 m, avec la zone critique où une accélération soudaine est probable, représenté par l'encadré rouge sur la figure, il est possible de conclure qu'aucune inondation n'est mesurée pour ces niveaux du lac, autant sur la Route 112 que sur Black Lake. La figure 6-27 présente les résultats de la modélisation numérique lorsque le niveau du lac est fixé à 150 m, soit la borne supérieure de l'intervalle décrivant la zone critique. On peut observer la propagation radiale du front de vague d'environ 20 m d'amplitude jusqu'aux parois opposées de la fosse principale. Par la suite, le front de vague est réfléchi sur ces parois sans engendrer d'inondation des berges. Les résultats des modélisations pouvant entraîner une atteinte des éléments à risques, autant pour le scénario des vitesses moyennes que rapides, sont résumés au tableau 6-5.

**Tableau 6-5 : Résultats des modélisations numériques des scénarios du Grand glissement Sud pouvant atteindre des infrastructures.**

Scénario des vitesses	Élévation du niveau d'eau (m)	Marégraphe Fosse	Marégraphe Route 112		Marégraphe Black Lake		
		#1 (m)	#4 (m)	#6 (m)	#2 (m)	#3 (m)	#8 (m)
Moyenne	230	239,0	3,4	-	-	-	-
	233	241,9	4,3	1,0	-	-	Presque
	235	243,8	4,4	0,5	-	-	3,0
Rapide	210	225,1	0,1	-	-	-	-
	220	234,8	1,9	1,0	-	-	Presque
	230	244,0	6,0	2,0	-	0,5	2,0
	233	247,4	7,2	2,6	0,9	1,3	4,4
	235	249,0	9,0	3,0	1,0	2,0	7,0

### 6.3.5. Petit glissement Sud

Le Petit glissement Sud correspond à la portion de la falaise qui est en mouvement au-dessus d'une berme sur la paroi est de la fosse principale, au sud du glissement de terrain survenu lors de l'événement de juillet 2012. La figure 4-26 présente la géométrie de la masse ainsi que la profondeur de sa surface de rupture. D'un volume maximal d'environ 7 hm<sup>3</sup>, ce scénario est particulier puisque le pied de la surface de rupture est situé à environ 110 m d'élévation dans la pente. La figure 4-29 montre l'évolution de son FS en fonction du remplissage du lac. Étant donné que le pied de talus est élevé dans la pente, le FS est inférieur à l'unité pour des niveaux du lac plus élevé par rapport aux autres scénarios de volume présentés. La zone critique où une accélération

soudaine de la masse est plus probable se situe entre 60 et 235 m d'élévation du niveau du lac. La figure 5-15 présente les profils de vitesses utilisés pour la modélisation numérique de la génération du tsunami.

Les élévations maximales atteintes par la vague au marégraphe 1 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario des vitesses moyennes sont présentées à la figure 6-28. Le tiret horizontal présente le seuil d'inondation, soit l'élévation minimale que doit atteindre la vague afin d'observer une inondation des infrastructures potentiellement vulnérables. Ce seuil d'inondation serait de 235,5 m et serait obtenu pour un tsunami généré lorsque le niveau du lac atteint 233 m (ligne verticale bleue sur la figure). Avec ces conditions, on observerait les premières traces d'inondation sur la portion de la Route 112 caractérisée par le marégraphe 4. La hauteur d'inondation sur ce marégraphe pourrait atteindre jusqu'à 0,7 m lorsque le niveau du lac a une élévation de 235 m. La ville de Black Lake (marégraphes 2-3 et 8), tout comme la portion sud-ouest de la Route 112 (marégraphe 6), ne seraient jamais affectés, et ce peu importe l'élévation du niveau du lac. La figure 6-29 présente les résultats de la modélisation numérique réalisée avec un niveau initial du lac atteignant 235 m, condition la plus favorable en terme d'inondation. On y observe l'inondation de la Route 112 au marégraphe après une propagation des vagues de 2 minutes 8 secondes. Tel que mentionné précédemment, il s'agirait de la seule portion de route affectée par le tsunami. La ville de Black Lake serait aussi épargnée. La particularité de ce scénario, contrairement aux autres présentés précédemment, est que le niveau du lac minimal, à partir duquel l'inondation d'une ou l'autre des infrastructures potentiellement vulnérables est possible, se retrouve à l'intérieur de l'intervalle décrivant la zone critique, où le FS est inférieur à 1 et où une accélération soudaine de la masse est plus probable.

La figure 6-30 présente les résultats des modélisations numériques pour le scénario des vitesses rapides. Avec ce profil de vitesses, l'élévation minimale que doit atteindre la vague pour que les infrastructures routières et urbaines soient affectées par l'inondation, donc le seuil d'inondation, est relativement identique à celle du scénario des vitesses moyennes, soit de 235,3 m (tirets horizontaux sur la figure). Par contre, cette élévation serait atteinte lorsque le niveau du lac est de 230 m (ligne verticale bleue sur la figure). La hauteur d'inondation mesurée au marégraphe 4 serait de 0,3 m sous ces conditions. Elle augmenterait à 1,3 m puis 2,9 m lorsque le niveau d'eau du lac atteint respectivement 233 et 235 m. Le marégraphe 8, localisé dans la ville de Black Lake, permet d'observer les premiers indices d'inondation lorsque le niveau du lac serait à 235 m, avec une hauteur de 0,5 m. Les marégraphes 2 et 3, caractérisant aussi Black Lake, ne seraient jamais affectés, peu importe l'état du

niveau du lac. Il en est de même pour la portion sud-ouest de la Route 112 (marégraphe 6). La figure 6-31 présente les résultats de la modélisation numérique réalisée avec un niveau de lac fixé à 233 m, soit le niveau d'eau final s'apparentant à ce qui semble vouloir être envisagé dans le futur. On peut y observer que la Route 112, au marégraphe 4, est inondée après 1 minute 43 secondes du début de la génération du tsunami. La figure 6-32 présente les mesures prises au marégraphe en question. Une hauteur d'inondation maximale de 1,3 m est enregistrée sur cette figure. Tout comme avec le scénario des vitesses moyennes, ces résultats montrent aussi que le niveau du lac minimal à partir duquel l'inondation des infrastructures est possible est situé dans la zone critique, où l'accélération soudaine de la masse est plus probable. Tous les résultats des modélisations numériques où il y aurait atteinte potentielle, autant pour le scénario des vitesses moyennes que rapides, sont résumés au tableau 6-6.

**Tableau 6-6 : Résultats des modélisations numériques où il y aurait atteinte des éléments à risque pour le scénario de Petit glissement Sud.**

Scénario des vitesses	Élévation du niveau d'eau (m)	Marégraphe Fosse	Marégraphe Route 112		Marégraphe Black Lake		
		#1 (m)	#4 (m)	#6 (m)	#2 (m)	#3 (m)	#8 (m)
Moyenne	233	235,5	Presque	-	-	-	-
	235	237,5	0,7	-	-	-	-
Rapide	230	235,3	0,3	-	-	-	-
	233	238,2	1,3	-	-	-	-
	235	240,2	2,9	-	-	-	0,5

#### 6.3.6. Glissement à l'arrière du glissement de 2012 (R1 à R3)

Ces scénarios de glissement de terrain sont situés à l'arrière de l'escarpement rocheux mis à jour par l'événement survenu en juillet 2012. Un total de trois scénarios sont présentés et proposent un mouvement éventuel d'une masse laissée libre. Leur escarpement arrière respectif est situé plus ou moins loin de la cicatrice de l'événement de juillet 2012. Plus l'escarpement arrière est loin de la cicatrice, plus le volume est important. Ces trois différents scénarios de volume permettent donc de déterminer l'effet du volume sur la génération d'un tsunami. Aucun mouvement ou indice visuel n'ont été répertoriés à l'arrière de la cicatrice du glissement de juillet 2012 en raison d'une importante couche de résidus miniers, d'une épaisseur d'environ 100 m, pouvant potentiellement masquer les traces de déformations. La section 3.5 révèle que les FS calculés, et ce peu importe le scénario analysé, sont très élevés. Contrairement aux autres

scénarios de glissement de terrain présentés précédemment, la zone critique, caractérisée par l'intervalle des élévations du niveau du lac dans lequel le FS est inférieur à l'unité et où une accélération soudaine de la masse est plus probable, n'est donc pas identifiée. Les résultats qui suivent vont donc uniquement mettre en évidence les niveaux du lac minimal à partir desquels l'inondation d'une ou l'autre des infrastructures potentiellement vulnérables est observée advenant le cas où une rupture pourrait se développer.

#### **6.3.6.1. Glissement R1**

La figure 4-31 présente la géométrie et la profondeur de la surface de rupture du scénario du petit glissement dans les résidus miniers, appelé glissement R1. Le volume potentiellement mobilisé est de 2 hm<sup>3</sup>. Le pied du glissement de terrain potentiel est à une élévation de 200 m par rapport au niveau moyen des mers. Ce scénario de volume est considéré comme le seuil minimal à partir duquel le tsunami généré a l'énergie nécessaire pour engendrer l'inondation des infrastructures potentiellement vulnérables. La figure 5-16 présente les deux profils de vitesses utilisés pour la modélisation numérique de la génération du tsunami.

La figure 6-33 présente l'élévation maximale atteinte par la vague au marégraphe 1, pour différents niveaux du lac. Ces résultats sont obtenus à partir des modélisations numériques réalisées avec le scénario des vitesses rapides. La première inondation serait observée sur la Route 112, au marégraphe 4, lorsque l'élévation atteinte par la vague est à 237,1 m au marégraphe 1. Cette élévation correspondrait au seuil d'inondation, illustré avec un tiret horizontal sur la figure 6-33. Ce seuil d'inondation serait observé lorsque l'élévation du niveau du lac est à 235 m, soit le niveau minimal critique à partir duquel l'inondation est possible (ligne verticale bleue sur la figure). La hauteur d'inondation au marégraphe 4 serait alors à 0,1 m. Dans ces conditions, la portion sud-ouest de la Route 112 (marégraphe 6), de même que le secteur Black Lake (marégraphes 2-3-8) ne seraient pas affectées. À un niveau du lac fixé à 233 m, niveau final anticipé pour le lac, aucune inondation des infrastructures ne serait observée. Les résultats des modélisations numériques réalisées avec le scénario des vitesses moyennes, quant à eux, montrent qu'aucune inondation des infrastructures potentiellement vulnérables ne serait possible, et ce même lorsque le niveau du lac est à 235 m. La figure 6-34 montre les résultats d'une modélisation numérique réalisée avec le glissement R1 dans les résidus, se mobilisant selon le scénario des vitesses rapides lorsque le niveau du lac est à 235 m. Il est possible d'y observer la propagation radiale du front de vague dont l'amplitude atteint environ 2 m. Très peu d'eau quitte les limites initiales du lac



durant l'inondation. Ceci est confirmé par les lectures réalisées au marégraphe 4 du nouveau tracé de la Route 112 qui a enregistré l'unique inondation du domaine d'étude, soit une hauteur de 0,1 m seulement.

#### **6.3.6.2. Glissement R2**

Le scénario du glissement moyen dans les résidus stériles, appelé R2, est présenté à la figure 4-33, où il est possible d'observer la géométrie et la profondeur de la surface de rupture potentielle. Le volume mobilisable a été estimé à environ 3,25 hm<sup>3</sup>. Le pied de la surface de rupture est à une élévation de 200 m dans la paroi de la fosse principale. Les deux profils de vitesses utilisés dans la modélisation numérique de la génération de tsunami sont présentés à la figure 5-17.

La figure 6-35 présente les résultats des modélisations numériques pour le scénario des vitesses moyennes. L'élévation maximale atteinte par la vague observée au marégraphe 1 par rapport à l'élévation initiale du niveau du lac y est représentée. On observe sur la figure que les premières traces d'inondation surviendraient lorsque le niveau du lac atteint 235 m (ligne verticale bleue sur la figure). L'élévation maximale atteinte par la vague serait alors de 236,4 m sur le lac, au marégraphe 1, et correspondrait au seuil d'inondation identifié par un tiret horizontal sur la figure 6-35. La hauteur d'inondation serait de 0,16 m sur le nouveau tracé de la Route 112, au marégraphe 4. La portion sud-ouest de la Route 112 (marégraphe 6) ne serait jamais affectée par un tsunami, de même que la ville de Black Lake au nord-est du domaine d'étude (marégraphes 2-3 et 8). Aucune inondation ne serait donc observée à des niveaux du lac inférieurs. La figure 6-36 montre les résultats d'une modélisation numérique réalisée lorsque le glissement de terrain se mobilise en respectant le scénario des vitesses moyennes lorsque l'élévation du niveau du lac est initialement à 235 m. Il est possible d'y observer la propagation d'un front d'onde de 1,4 m d'amplitude, dont le point de départ est associé à la zone de mobilisation du glissement. Les berges sont très peu affectées par le processus d'inondation. Une faible quantité d'eau arrive à atteindre le marégraphe 4 du nouveau tracé de la Route 112, où une hauteur de 0,16 m a été mesurée.

La figure 6-37 présente les résultats des modélisations numériques pour le scénario des vitesses rapides. Les premières traces d'inondation seraient observées sur la Route 112 au marégraphe 4 lorsque l'élévation initiale du niveau du lac est à 233 m (ligne verticale bleue sur la figure). L'élévation maximale atteinte par la vague, donc le seuil d'inondation, serait de 235,1 m au marégraphe 1 à ce moment (tiret horizontal sur la figure). Lorsque le niveau du lac atteint 235 m, la hauteur d'eau sur le marégraphe 4 (Route 112) atteindrait

0,51 m. Dans les deux cas d'élévation initiale du niveau du lac, la portion sud-ouest du nouveau tracé de la Route 112 ne serait jamais affectée (marégraphe 6). Il en serait de même pour la ville de Black Lake (marégraphes 2-3 et 8). La figure 6-38 présente les résultats d'une modélisation numérique d'un tsunami généré par le glissement R2 se mobilisant selon le scénario des vitesses rapides. L'élévation initiale de la surface libre du lac est de 235 m. Le patron de propagation radiale est similaire à celui observer avec les résultats du scénario des vitesses moyennes (figure 6-36). Toutefois, l'amplitude du front de vague est plutôt de 3,4 m. De plus, une plus grande quantité d'eau arrive à franchir le couloir formé par les haldes de résidus miniers et donnant accès à la portion de la Route 112 caractérisée par le marégraphe 4. La hauteur d'inondation y serait d'ailleurs plus importante, soit de 0,51 m. Tous les résultats des modélisations numériques pour les scénarios pouvant atteindre des éléments à risque, autant pour le scénario des vitesses moyennes que rapides, sont résumés au tableau 6-7 qui suit.

**Tableau 6-7 : Résultats des modélisations numériques pouvant atteindre une infrastructure pour le glissement R2.**

Scénario des vitesses	Élévation du niveau d'eau (m)	Marégraphe Fosse	Marégraphe Route 112		Marégraphe Black Lake		
		#1 (m)	#4 (m)	#6 (m)	#2 (m)	#3 (m)	#8 (m)
Moyenne	235	236,4	0,2	-	-	-	-
Rapide	233	236,2	Presque	-	-	-	-
	235	238,4	0,5	-	-	-	-

#### **6.3.6.3. Glissement R3**

Le scénario du grand glissement dans les résidus miniers, appelé R3, implique une portion beaucoup plus grande que les deux autres scénarios présentés, d'où son volume atteignant les 13 hm<sup>3</sup>. La figure 4-35 présente la géométrie ainsi que la profondeur de la surface de rupture utilisée pour la modélisation numérique de la génération du tsunami. Le pied de ce glissement potentiel est situé à une élévation de 180 m. Dans l'analyse, il est considéré comme le cas extrême de rupture dans les résidus miniers derrière l'escarpement rocheux formé après l'événement de juillet 2012. La figure 5-18 présente les trois profils de vitesse utilisés pour les modélisations numériques.

La figure 6-39 présente les résultats des modélisations numériques réalisées pour le scénario des vitesses moyennes. L'élévation maximale atteinte par la vague au marégraphe 1 atteindrait 235,1 m (seuil d'inondation illustré par un tiret

horizontal sur la figure) lorsque l'élévation du niveau du lac est à 233 m (ligne verticale bleue sur la figure). Avec ces conditions, les premières traces d'inondation seraient observées sur le marégraphe 4 de la Route 112. La hauteur d'inondation atteindrait un maximum de 0,6 m lorsque l'élévation du niveau du lac atteint la limite établie à 235 m. La portion sud-ouest de la Route 112 (marégraphe 6), de même que la ville de Black Lake (marégraphes 2-3 et 8) ne seraient pas affectées par le tsunami, et ce peu importe l'élévation initiale de la surface libre du lac. La figure 6-40 présente les résultats d'une modélisation numérique réalisée à partir du scénario des vitesses moyennes lorsque l'élévation du niveau du lac est fixée à 235 m. Il s'agit du scénario qui aurait le plus de conséquences en termes d'inondation des infrastructures potentiellement vulnérables avec de telles conditions de vitesses. On peut y observer la propagation radiale du front de vague de 2 m d'amplitude avant qu'il y ait une faible inondation de 0,6 m de la portion du nouveau tracé de la Route 112 caractérisée par le marégraphe 4.

La figure 6-41 présente les résultats des modélisations numériques du scénario des vitesses rapides. Les premières traces d'inondation seraient observées sur le marégraphe 4 de la Route 112 lorsque le niveau du lac atteint 230 m d'élévation (ligne verticale bleue sur la figure). Le seuil d'inondation, soit l'élévation maximale atteinte par la vague au marégraphe 1, serait alors de 233 m (tiret horizontal sur la figure). La hauteur d'inondation atteindrait 0,5 m et 2,2 m lorsque le niveau du lac est à 233 et 235 m respectivement. La portion sud-ouest de la Route 112 (marégraphe 6) et le secteur de Black Lake (marégraphes 2-3 et 8) ne seraient pas affectées, et ce même lorsque l'élévation du niveau du lac est à son maximum. La figure 6-42 présente les résultats d'une modélisation numérique réalisée à partir du scénario des vitesses rapides lorsque l'élévation du niveau du lac est à 233 m. On peut y observer un patron similaire de propagation radiale, en comparaison avec les résultats du scénario des vitesses moyennes (figure 6-40), mais à un niveau du lac moins élevé. L'amplitude du front de vague est d'environ 3 m. La même direction préférentielle d'inondation est observée, où l'eau quitte les limites du lac pour aller affecter le marégraphe 4 de la Route 112 avec une hauteur de 0,5 m.

La figure 6-43 présente les résultats des modélisations numériques pour le scénario des vitesses très rapides, représentant l'écoulement de la masse jusqu'au fond de la fosse durant la mobilisation plutôt que seulement sur la pente. Les premières traces d'inondation seraient observées au marégraphe 4 sur la Route 112 lorsque le niveau du lac atteint 220 m (ligne verticale bleue sur la figure). Le seuil d'inondation, soit l'élévation maximale atteinte par la vague au marégraphe 1 est de 225.2 m (tiret horizontal sur la figure). La hauteur

d'inondation atteindrait jusqu'à 2,7 m et 3,8 m lorsque le niveau du lac franchit 233 et 235 m respectivement. À 233 m, la portion sud-ouest du nouveau tracé de la Route 112 (marégraphe 6) serait affectée et la hauteur mesurée serait de 0,6 m. Cette hauteur d'inondation atteindrait 2 m lorsque le niveau du lac est à 235 m. Le secteur de Black Lake serait affecté au marégraphe 8 lorsque l'élévation du niveau du lac est à 235 m. La hauteur d'inondation mesurée serait de 1,3 m. Les marégraphes 2 et 3, caractérisant eux aussi Black Lake, ne seraient jamais affectés. La figure 6-44 présente les résultats d'une modélisation numérique réalisée à partir du scénario des vitesses très rapides lorsque l'élévation initiale du niveau du lac est à 235 m. On y observe toujours la propagation radiale du front de vague de 6 m d'amplitude. Par contre, dans ce cas-ci, l'inondation serait beaucoup plus importante. L'eau se déplace à la fois entre les deux haldes de résidus miniers vers la Route 112 (marégraphe 4) et au nord de la fosse secondaire vers la ville de Black Lake. Les hauteurs d'inondation mesurées seraient aussi beaucoup plus importantes, soit de 3,8 m au marégraphe 4 et 1,3 au marégraphe 8. Ce dernier marégraphe caractérise la ville de Black Lake au nord-est du domaine d'étude et est le seul affecté. En effet, les marégraphes 2 et 3 ne seraient pas atteints par l'inondation, car ils sont beaucoup plus élevés que le marégraphe 8 (tableau 6-1). L'eau atteindrait aussi la portion sud-ouest du nouveau tracé de la Route 112, au marégraphe 6, sans toutefois se déplacer sur une grande distance puisque les pentes y sont plus raides et la topographie y est plus élevée à cet endroit. L'observation de l'inondation permet aussi de révéler que l'eau se déplace majoritairement vers l'ouest, le long de la rivière Bécancour. Le marégraphe 7 le révèle avec une hauteur d'eau de 0,8 m. Cette direction préférentielle d'écoulement s'explique par une diminution de l'élévation vers l'ouest du domaine d'étude. Finalement, à la fin de la modélisation, il est possible de remarquer une diminution du niveau du lac d'environ 1,5 m. Ceci est dû à l'inondation importante, donc à un grand volume d'eau quittant les limites du lac sans y retourner. Tous les résultats des modélisations numériques montrant une atteinte à une infrastructure, autant pour le scénario des vitesses moyennes, rapides que très rapides, sont résumés au tableau 6-8 qui suit.

**Tableau 6-8 : Résultats des modélisations numériques pouvant atteindre une infrastructure pour le glissement R3.**

Scénario des vitesses	Élévation du niveau d'eau (m)	Marégraphe Fosse	Marégraphe Route 112		Marégraphe Black Lake		
		#1 (m)	#4 (m)	#6 (m)	#2 (m)	#3 (m)	#8 (m)
<b>Moyenne</b>	233	235,1	Presque	-	-	-	-
	235	237,1	0,6	-	-	-	-
<b>Rapide</b>	230	233,0	Presque	-	-	-	-
	233	236,1	0,5	-	-	-	-
	235	238,1	2,2	-	-	-	-
<b>Très Rapide</b>	220	225,2	Presque	-	-	-	-
	230	236,0	1,5	-	-	-	-
	233	239,0	2,7	0,6	-	-	-
	235	241,0	3,8	2,0	-	-	1,3

### 6.3.7. Conclusions partielles

Deux éléments ont été mis en évidence dans la présentation des résultats de l'analyse du potentiel tsunamigénique des différents scénarios de glissement possibles. D'abord, l'élévation du niveau du lac minimal, à partir duquel l'inondation atteindrait le nouveau tracé de la Route 112 et/ou la ville de Black Lake, a été identifiée. La hauteur d'inondation a été mesurée à l'aide de marégraphes localisés stratégiquement sur les infrastructures routières et urbaines potentiellement vulnérables. Le seuil d'inondation, défini par l'élévation maximale atteinte par la vague sur le lac, a aussi été mesuré par des marégraphes, localisés cette fois-ci directement dans la fosse principale. Ces résultats ont été par la suite comparés aux zones critiques identifiées à partir de l'évolution du FS en fonction du remplissage du lac. Plus précisément, la zone critique définit l'intervalle des niveaux du lac où le FS est inférieur à l'unité et où une accélération soudaine est plus probable. Cette analyse permet de mettre en évidence des scénarios de glissements de terrain et de vitesses potentiellement plus problématiques en ce qui a trait à la gravité de l'inondation résultant de la génération et la propagation d'un tsunami.

À partir des résultats, il est donc possible de conclure lesquels des scénarios pourraient être plus problématiques en termes des conséquences liées à l'inondation. On note tout d'abord le scénario du Petit glissement Sud, autant lorsque la mobilisation de la masse respecte le profil de vitesses moyennes que rapides, qui engendrent l'inondation du nouveau tracé de la Route 112 (marégraphe 4) lorsque l'élévation finale du niveau du lac est atteinte (c.-à-d.

233 m). La Route 112 est affectée un peu plus tôt pour le scénario des vitesses rapides, soit lorsque le niveau du lac atteint 230 m. Le deuxième scénario pouvant être potentiellement problématique en termes des conséquences liées à l'inondation est celui correspondant aux glissements dans les résidus miniers, derrière le glissement de 2012 (R1 à R3). En supposant que l'élévation finale du niveau du lac sera de 233 m, les résultats ont démontré que les conséquences reliées à l'inondation sont nulles pour le glissement R1, puisque les vagues générées ne provoquent pas d'inondation avant que le niveau du lac soit de 235 m. Toujours selon le niveau final anticipé du lac, le glissement R2 pourrait potentiellement être problématique en termes d'inondation si les vitesses et les accélérations générées lors de la mobilisation correspondent au profil de vitesses rapides. En effet, le seuil d'inondation correspond à un niveau de lac de 233 m, point à partir duquel la Route 112 (marégraphe 4) est affectée. Le glissement R3 est beaucoup plus problématique en termes de conséquences liées au tsunami. Peu importe les vitesses et accélérations développées lors de la mobilisation de la masse, il a été possible d'observer l'inondation d'au moins une infrastructure, soit la Route 112, au marégraphe 4, lorsque le niveau final du lac est atteint. Sous ces conditions, le scénario des vitesses très rapides permettent de générer des vagues suffisantes pour inonder le nouveau tracé de la Route 112, à la fois au Nord (marégraphe 4) qu'au Sud-Ouest (marégraphe 6) du domaine d'étude. Les infrastructures potentiellement vulnérables sont affectées pour la première fois à 233 m pour le scénario des vitesses moyennes, à 230 m pour le scénario des vitesses rapides et à 220 m pour le scénario des vitesses très rapides. Néanmoins, les résultats démontrent que le secteur de Black Lake ne serait pas affecté par un tsunami au niveau final anticipé du lac. Il est important de rappeler que la section 3.5 du présent rapport montre, après analyse des données connues, que le FS obtenu, pour ces trois différents scénarios de glissement de terrain possibles dans les résidus miniers, est très élevé, soit de l'ordre de 2,5.

Dans le même ordre d'idée, l'analyse des résultats démontre que pour les autres scénarios, soit le glissement global et le Grand glissement Sud, il est improbable d'observer des conséquences liées à l'inondation des infrastructures routières et urbaines potentiellement vulnérables puisque ces dernières ne sont pas affectées dans l'intervalle critique des élévations du niveau du lac pour lequel le FS est inférieur à l'unité.

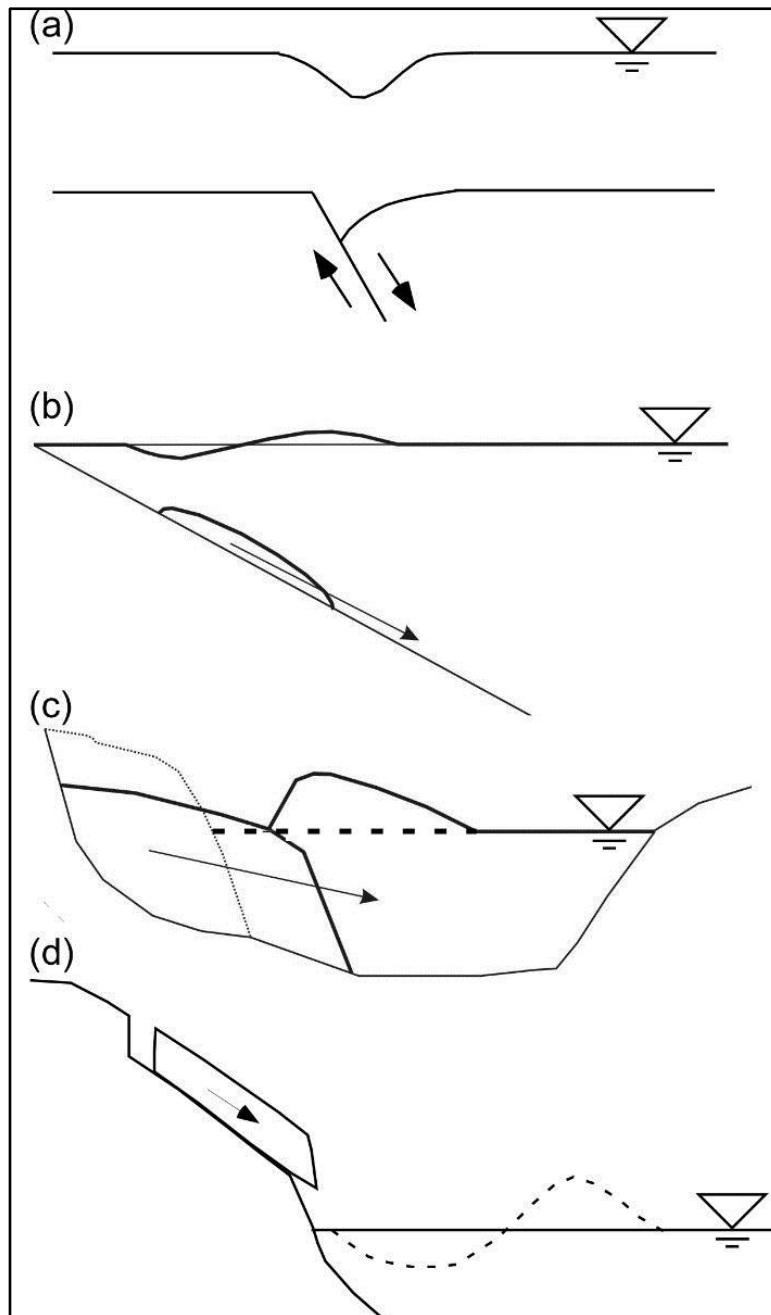


Figure 6-1 : Schémas décrivant les différentes sources de tsunami : (a) Déplacement du fond océanique induit par un séisme, (b) glissement sous-marin (c) glissement de terrain sur les berges d'un plan d'eau peu profond, (d) glissement subaérien provoquant un impact à la surface libre (Tiré de Locat et al. 2015).



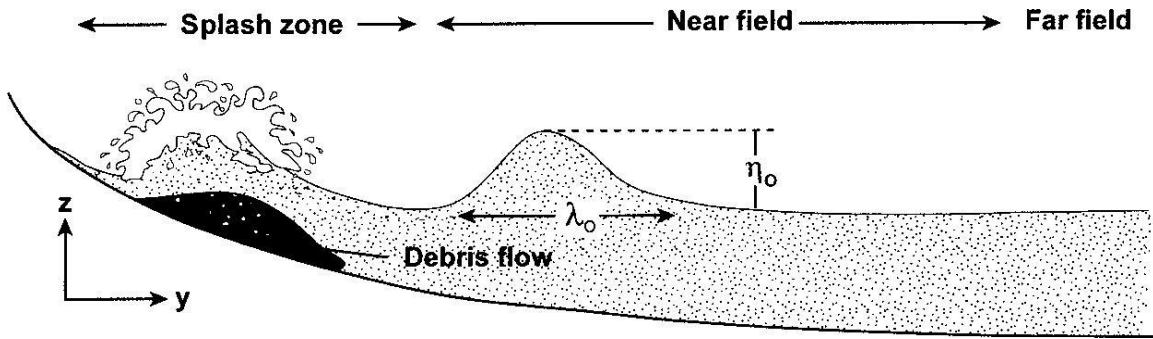


Figure 6-2 : Différentes zones définissant le plan d'eau sur lequel il y a propagation d'un vague générée par un glissement de terrain. Le « splash zone » correspond à la zone d'éclaboussure, le « near field » à la zone proximale, le « far field » à la zone distale, le « debris flow » à une coulée de débris,  $\lambda_0$  à la longueur d'onde et  $\eta_0$  à l'amplitude. (Tiré de Walder et al. 2006).

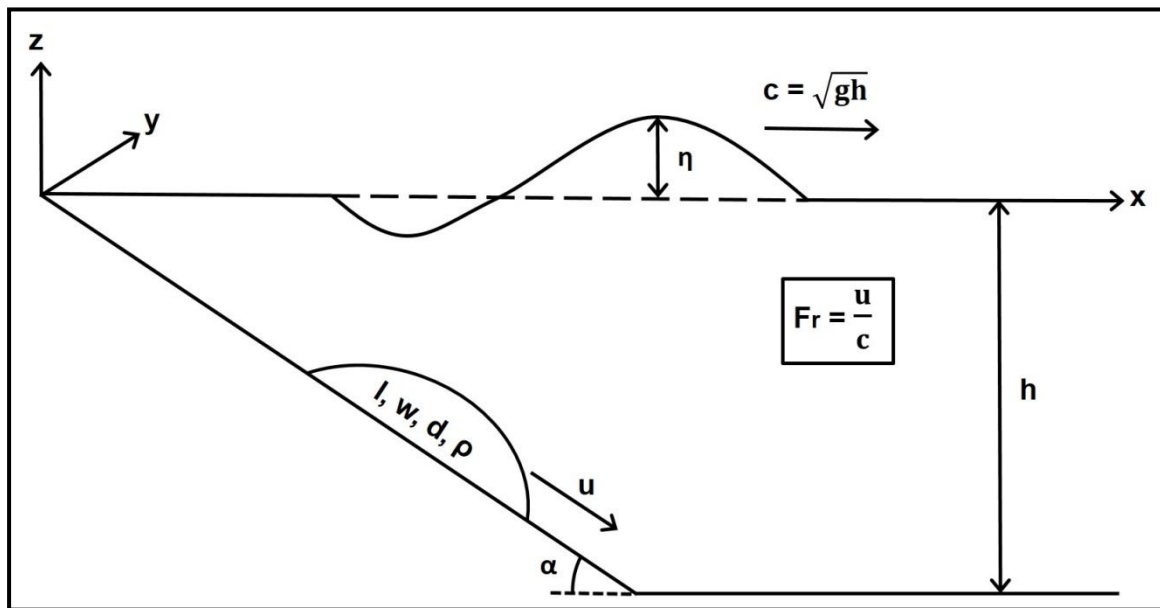


Figure 6-3 : Paramètres permettant de caractériser le processus de génération d'un tsunami. Le paramètre  $l$  représente la longueur du glissement,  $w$  la largeur du glissement,  $d$  l'épaisseur du glissement,  $\rho$  la masse volumique du glissement,  $u$  la vitesse du glissement,  $h$  la profondeur d'eau du bassin,  $c$  la célérité de la vague,  $g$  l'accélération gravitationnelle,  $Fr$  le nombre de Froude,  $\eta$  l'amplitude de la vague et  $\alpha$  l'angle de la pente (Tiré de Locat et al. 2015).

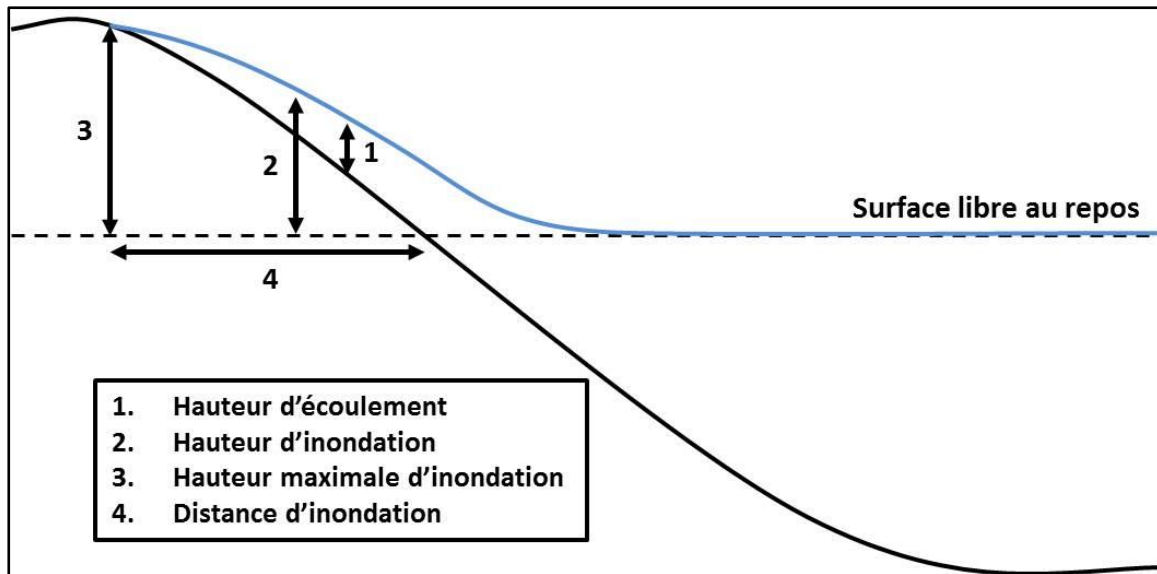


Figure 6-4 : Paramètres définissant le processus d'inondation d'un tsunami. La ligne de rivage correspond à l'intersection entre la coupe topographique (ligne pleine noire) et la surface libre au repos (tirets noirs horizontaux).

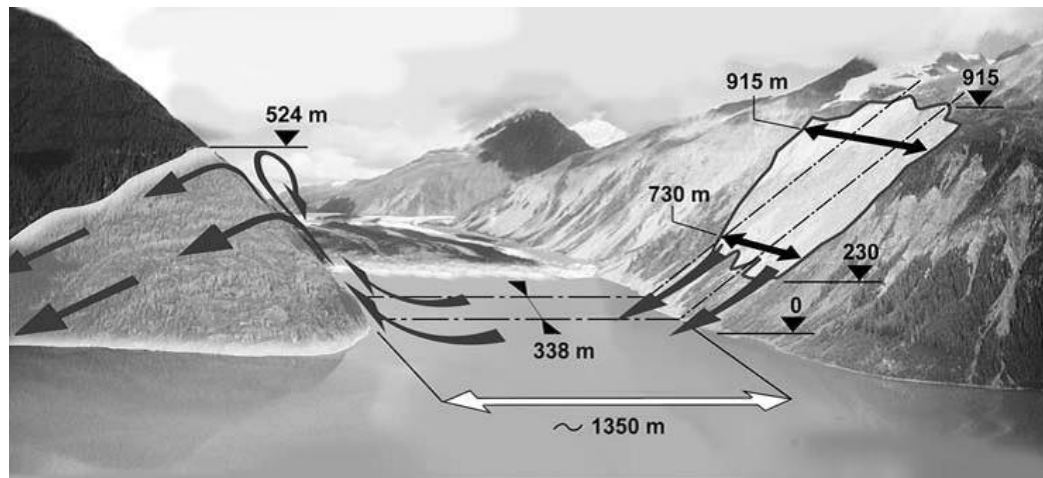


Figure 6-5 : Cas de Lituya Bay, Alaska, en 1958. On peut y observer la géométrie du glissement de terrain et les traces d'inondation laissées sur la rive opposée (Tiré de Fritz, 2002).

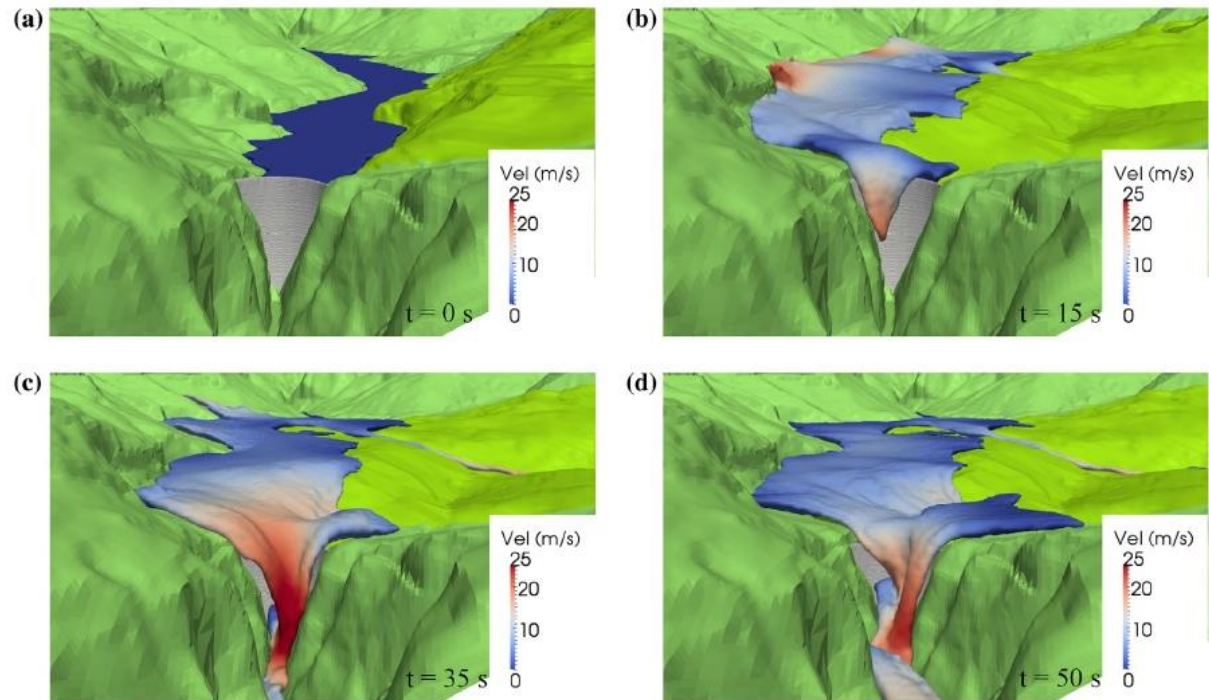


Figure 6-6 : Cas de Vaiont, Italie, en 1963. Évolution de la vague après la mobilisation du glissement de terrain : (a) 0 s, (b) 15 s, (c) 35 s, (d) 50 s (Tiré de Vacondio et al. 2013).

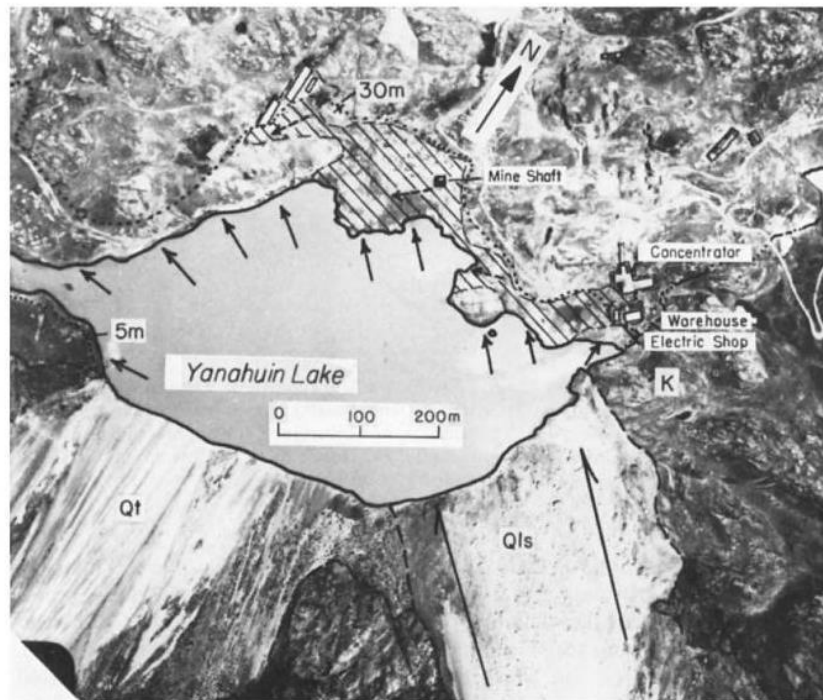


Figure 6-7 : Cas de Yanahuin Lake, Pérou, en 1971. On peut y observer la délimitation de la zone inondée de la berge (la zone hachurée) et la localisation des différents bâtiments du camp minier (Tiré de Plafkner et al. 1979). Le glissement s'est produit sur la rive indiquée par Qls.



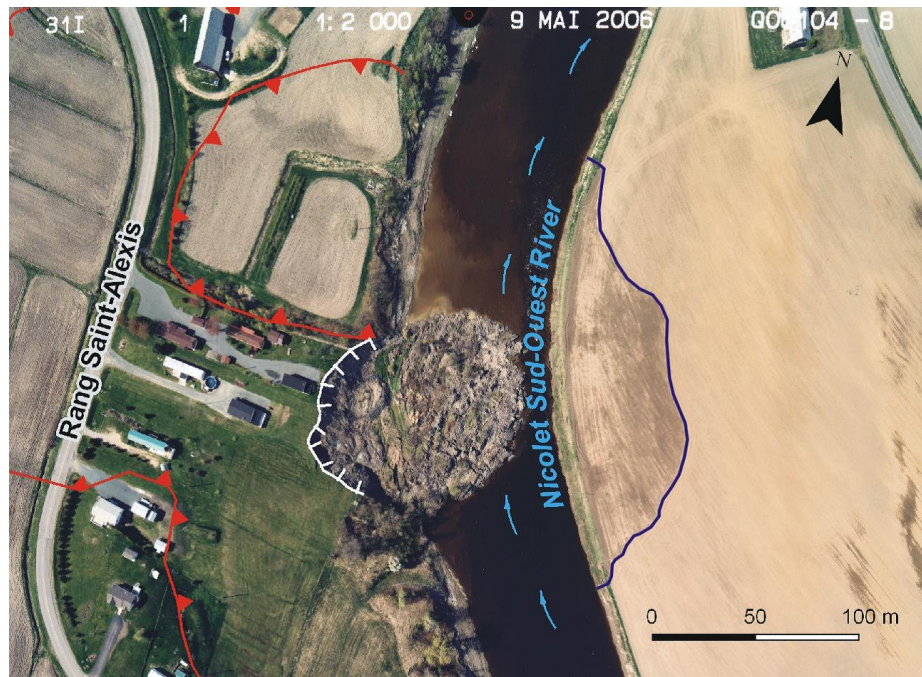


Figure 6-8 : Cas de Nicolet, Québec, en 2006. Il est possible d'y observer l'étalement des débris dans la rivière et la limite de pénétration de l'eau sur la rive opposée (Tiré de Franz et al. 2015).



Figure 6-9 : Cas de la rivière La Grande, Québec, en 1987. L'effet de l'inondation sur les berges est facilement observable par l'absence de végétation (Tiré de Locat et al. 2015).



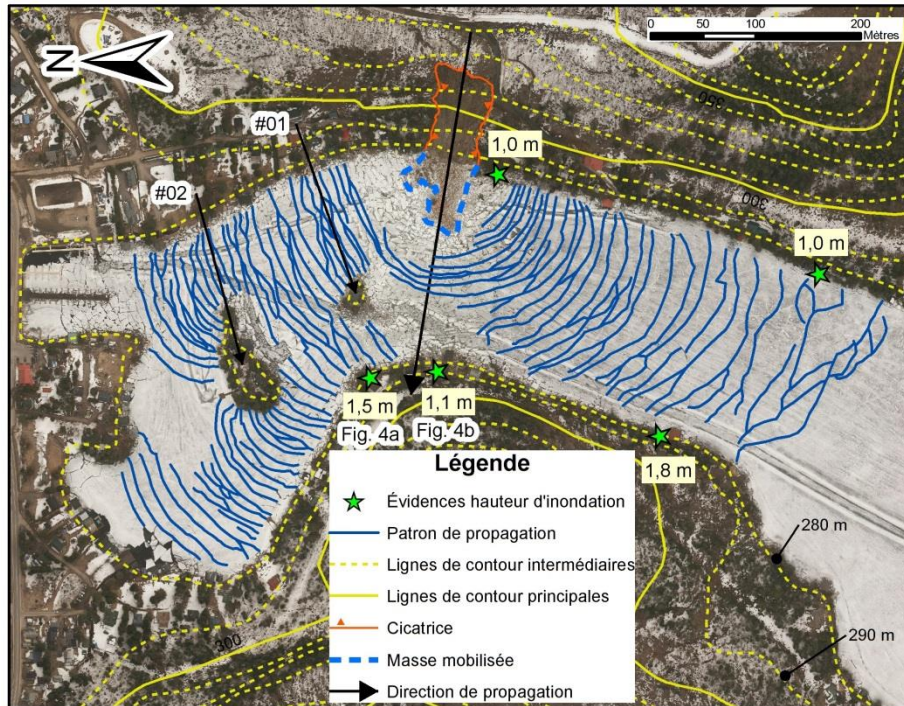


Figure 6-10 : Cas de Lac-des-Seize-Îles, Québec, en 2014. Patron de propagation du front de vague laissée sur le couvert de glace après l'événement (Tiré de Leblanc et al. 2015).

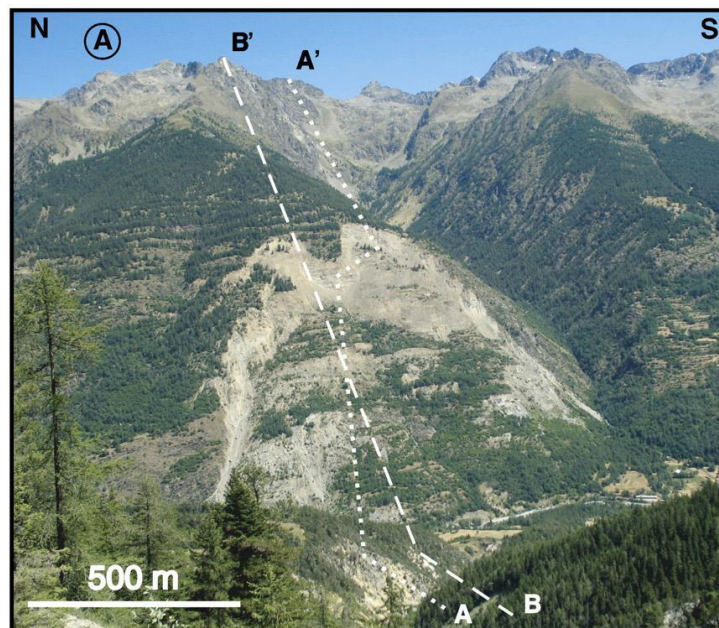


Figure 6-11 : Glissement de La Clapière, France, semblant s'autostabiliser après sa mobilisation (Tiré de Chemenda et al. 2009).

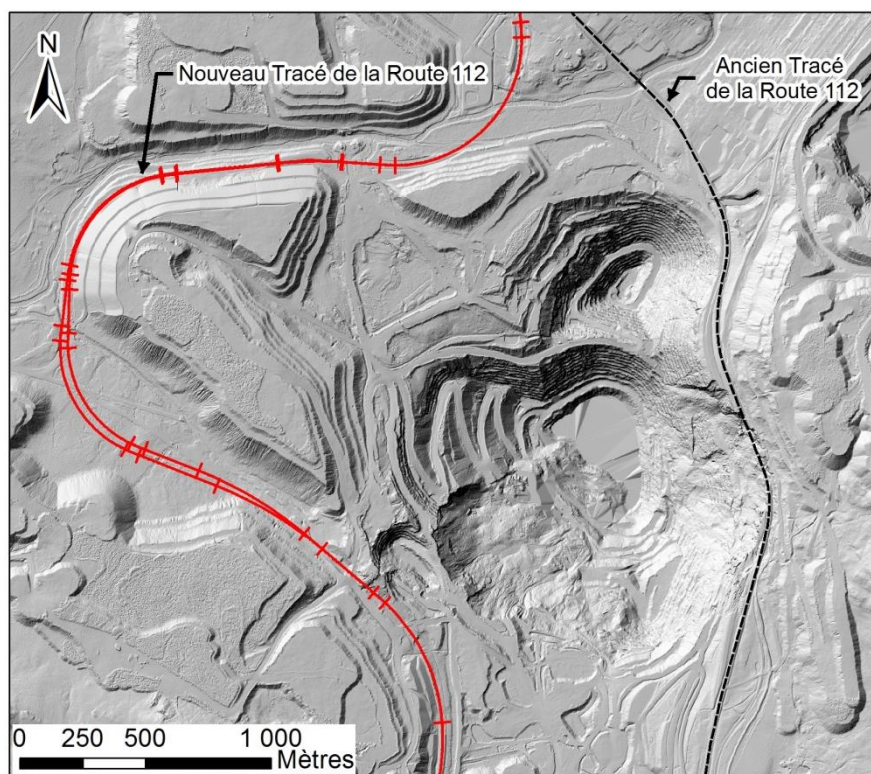
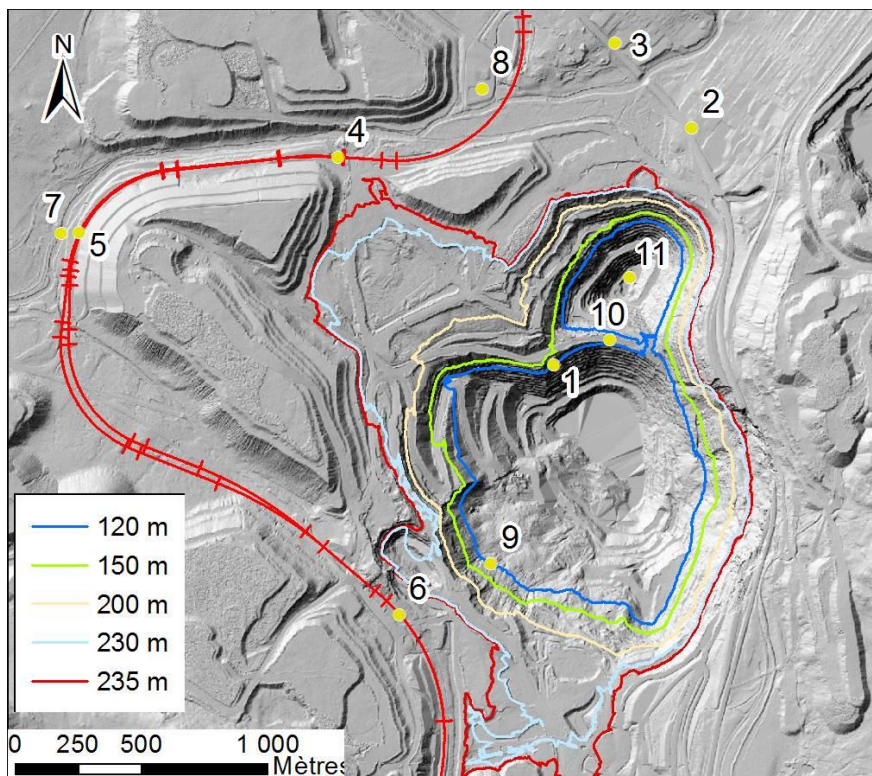


Figure 6-12 : Modèle numérique de terrain généré à partir des levés LiDAR aéroportés de 2010 et de 2014.





**Figure 6-13 : Courbes de niveau des différentes élévations de la surface libre du lac, associées au remplissage de la fosse. Elles correspondent aux choix préliminaires des niveaux d'eau analysés, avant la détermination du niveau d'eau critique du lac. La localisation des marégraphes y est aussi représentée, de même que l'emplacement de la nouvelle route 112.**



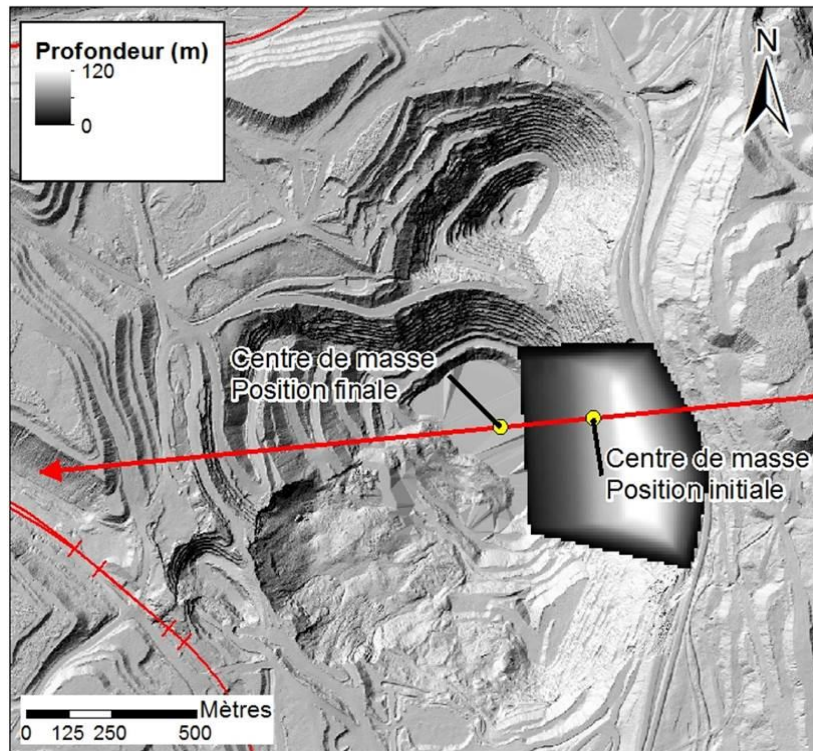


Figure 6-14 : Définition du déplacement du centre de masse d'un glissement dans le temps le long de son axe de propagation (flèche rouge), tel que modélisé dans GeoClaw.

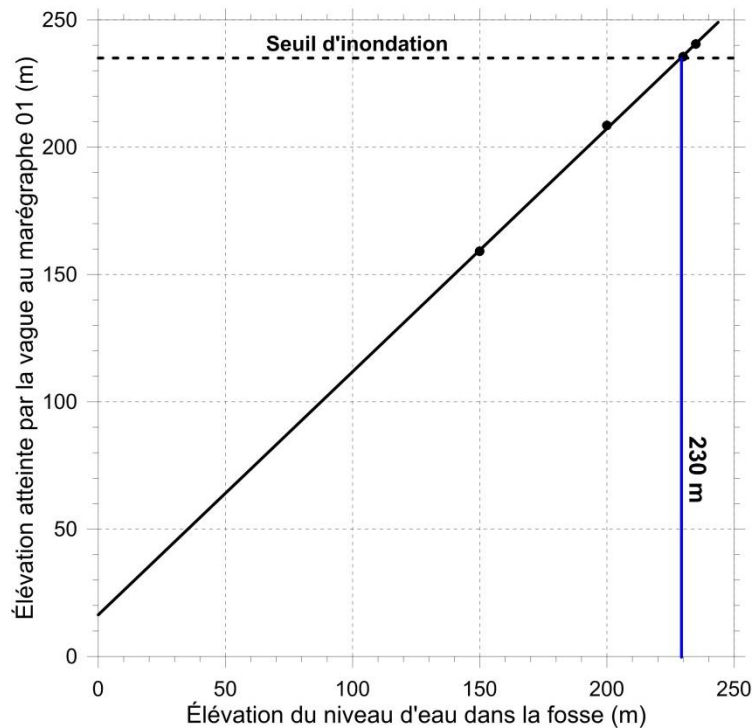


Figure 6-15 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) simulée en fonction de différentes élévations du niveau du lac, si l'événement de juillet 2012 s'était produit alors que le niveau d'eau dans la fosse était plus élevé.

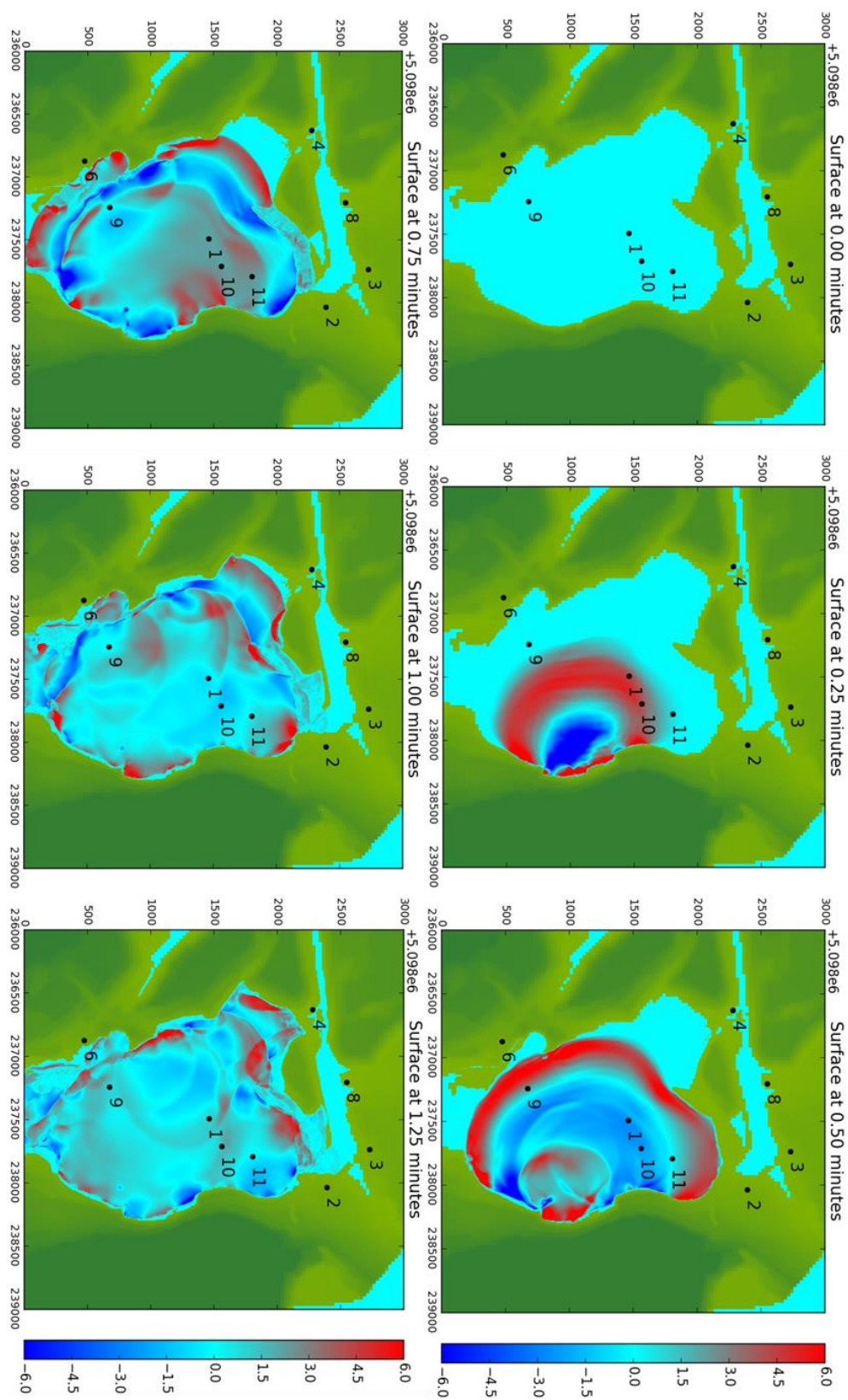


Figure 6-16 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique pour l'événement de juillet 2012 avec une élévation du niveau du lac fixée à 235 m, entre 0 et 1 minute 15 secondes.





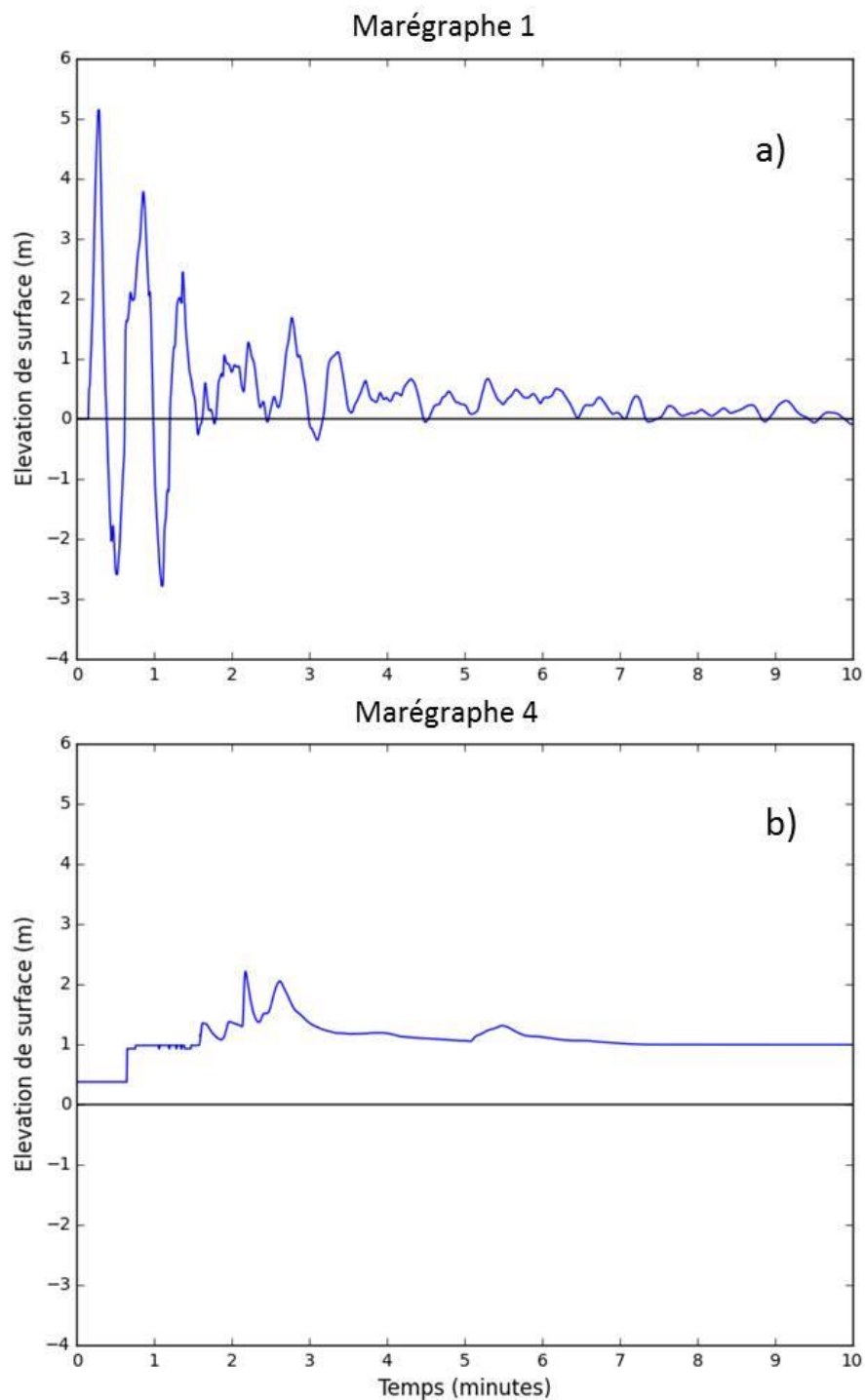


Figure 6-17 : Évolution de l'élévation de surface par rapport au temps, tel que mesuré sur les marégraphes (fig. 6-13) : (a) marégraphe 1 dans la fosse principale, (b) marégraphe 4 sur le nouveau tracé de la Route 112. Le niveau d'eau du lac est initialement fixé à une élévation de 235 m.

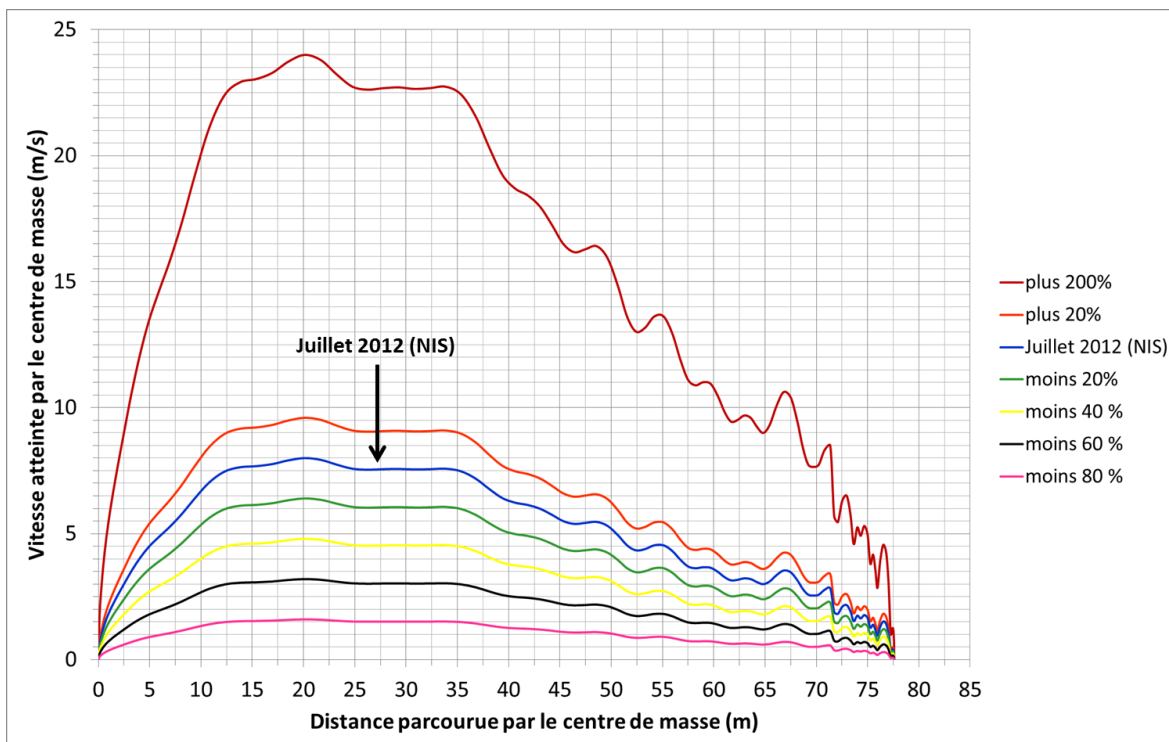


Figure 6-18 : Profils de vitesses calculés à partir du scénario reproduisant l'événement de juillet 2012. Le profil de vitesse du cas de 2012 est soit rehaussé de 20 %, ou soit diminué de 20 à 80 %.

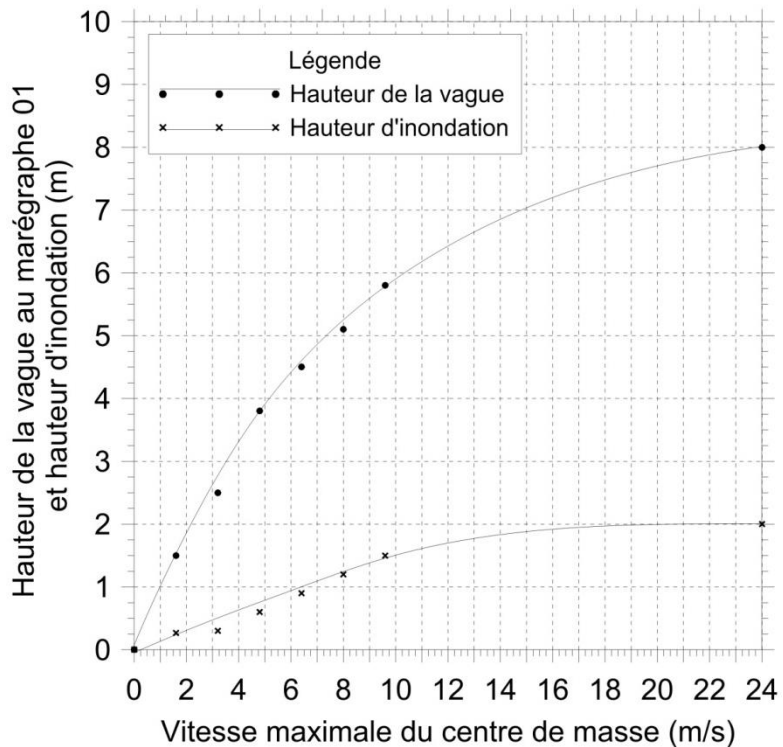


Figure 6-19 : Élévation de surface maximale relative à l'élévation initiale du niveau du lac (235 m) et hauteur d'inondation en fonction de la vitesse maximale atteinte par le centre de masse du

glissement survenu en juillet 2012. Les mesures d'élévation de surface proviennent du marégraphe 1 et celles de la hauteur d'inondation du marégraphe 4 (fig. 6-13).

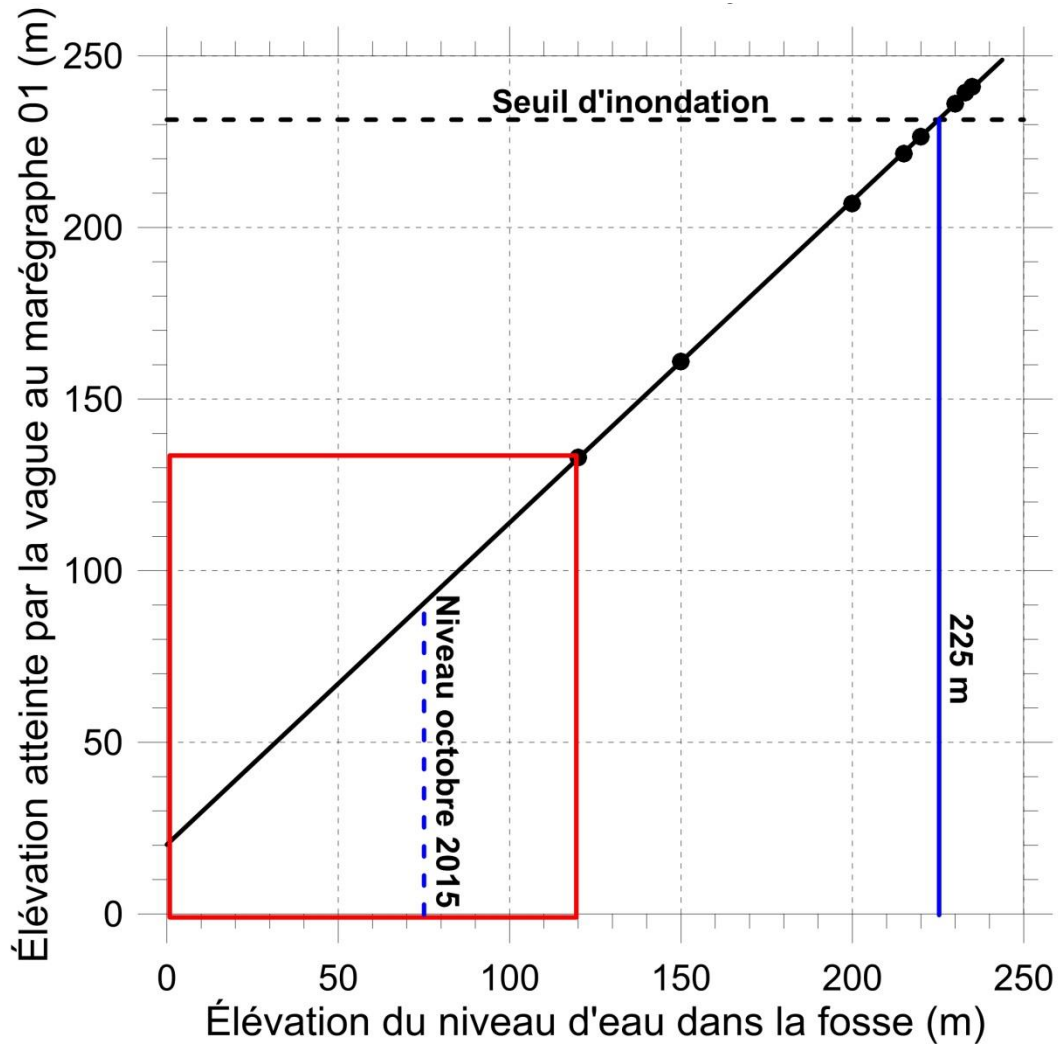


Figure 6-20 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement global et avec le profil des vitesses moyennes. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.

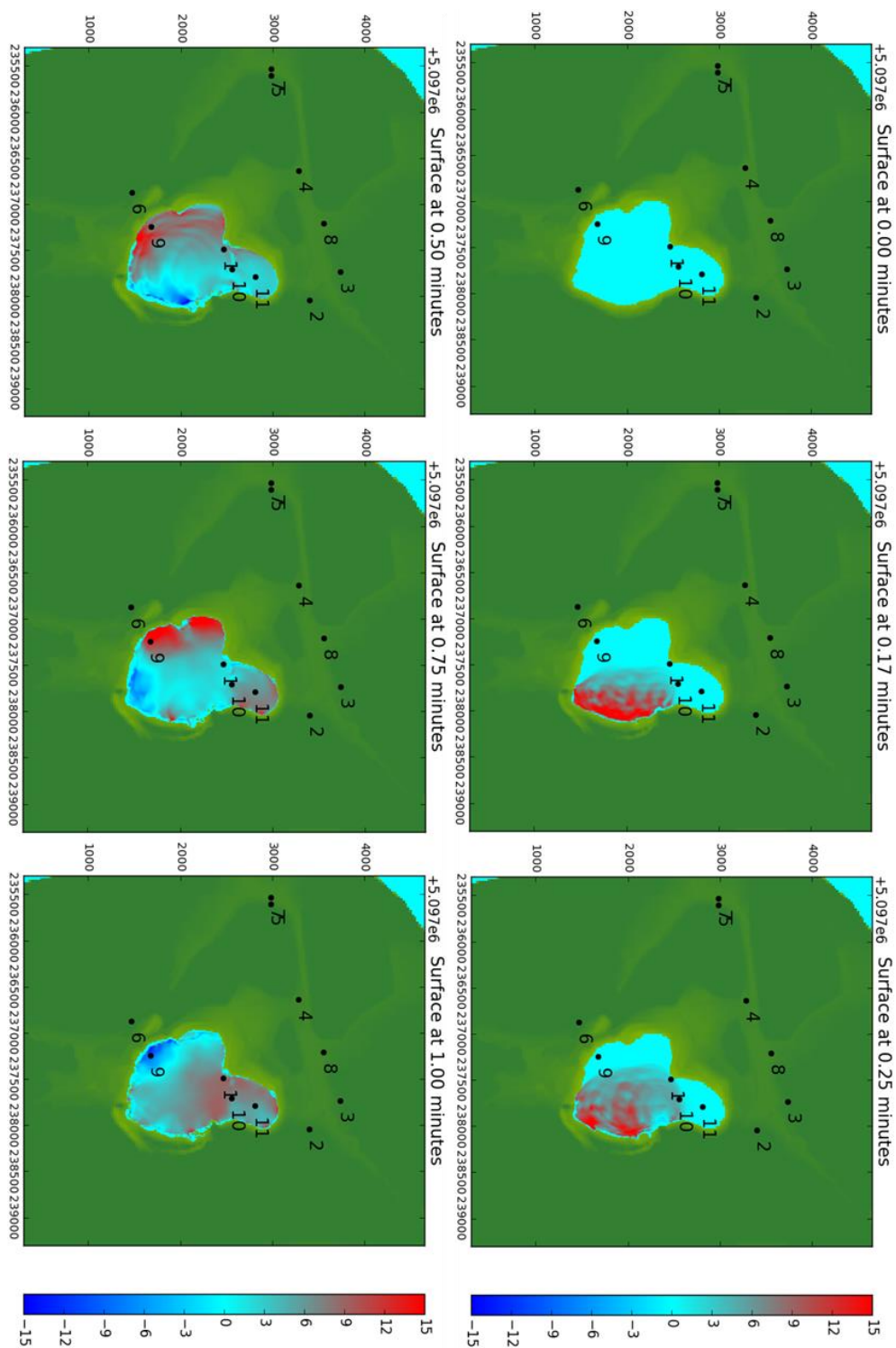


Figure 6-21 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement global, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixée à 150 m entre 0 et 1 minute.



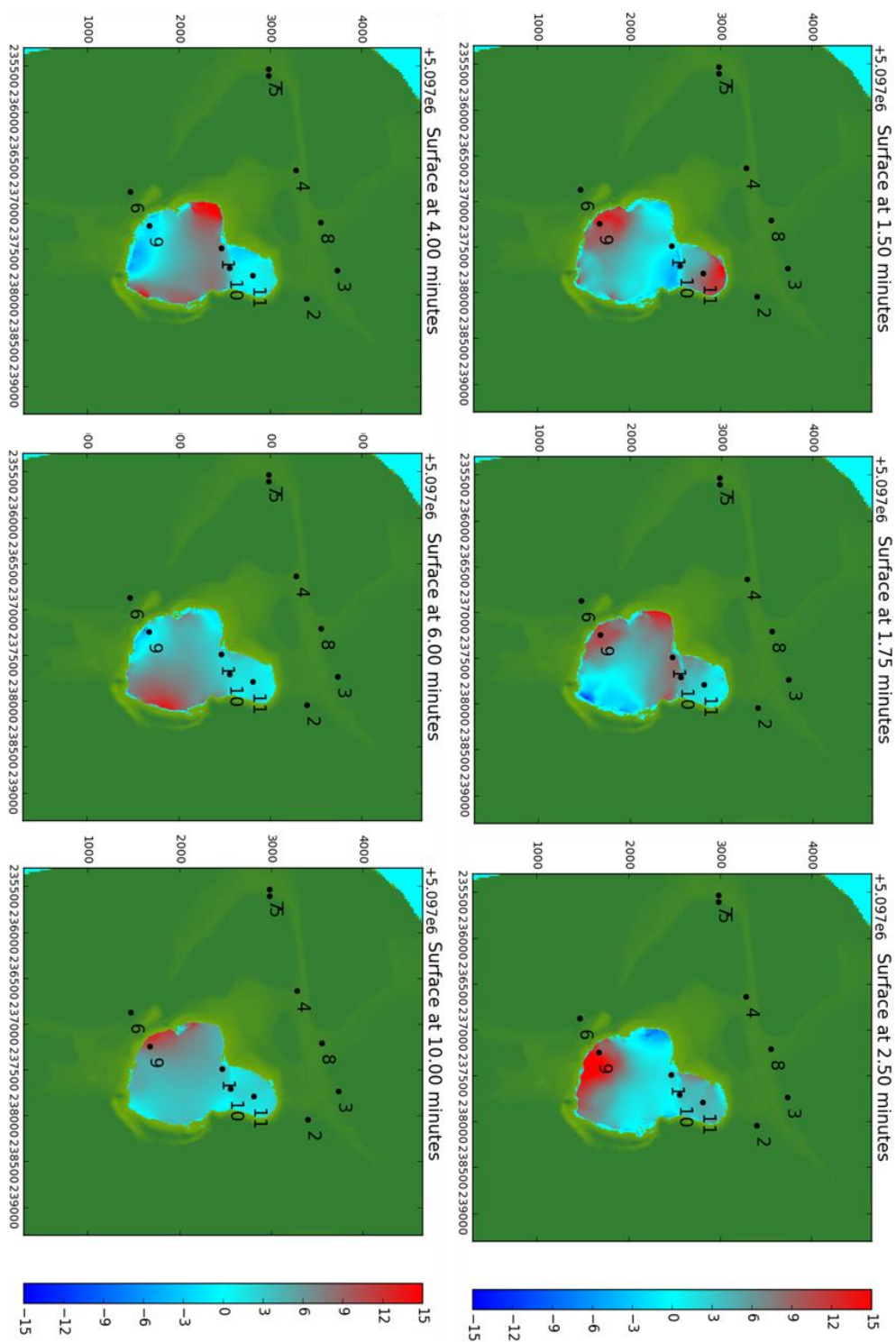


Figure 6-21 (B) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement global, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixée à 150 m entre 1 minute 30 secondes et 10 minutes.

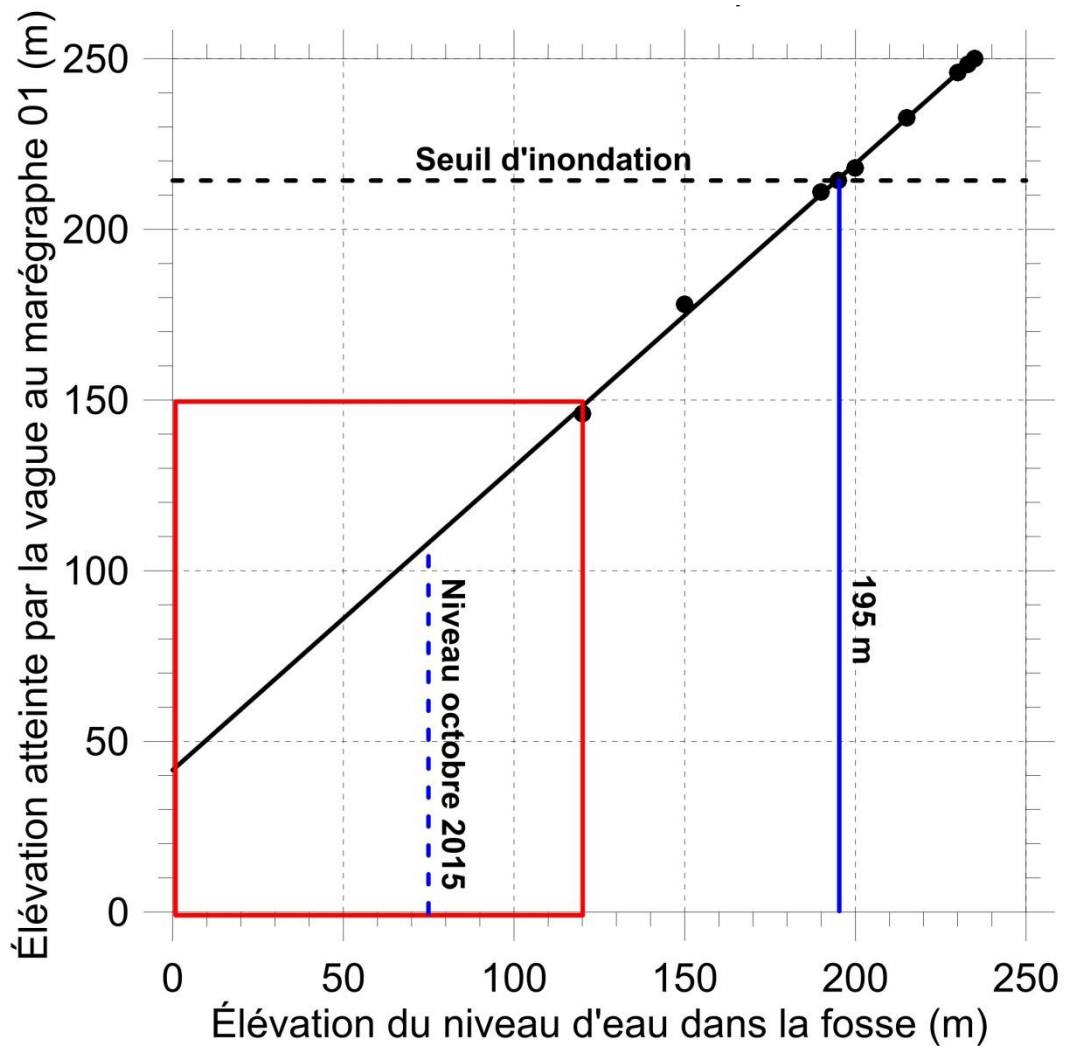


Figure 6-22 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement global et avec le profil des vitesses rapides. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.

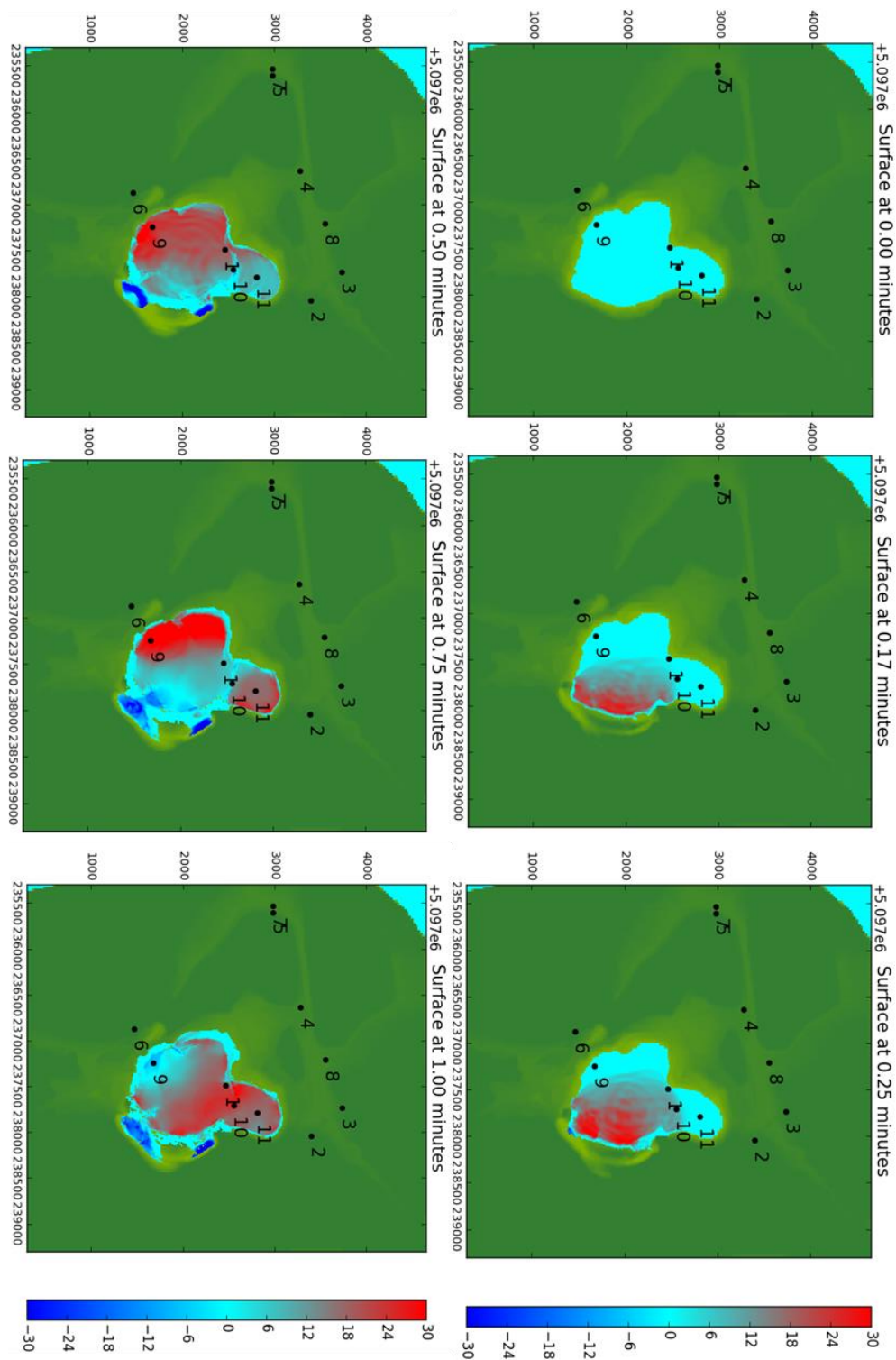


Figure 6-23 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement global, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixée à 150 m entre 0 et 1 minute.

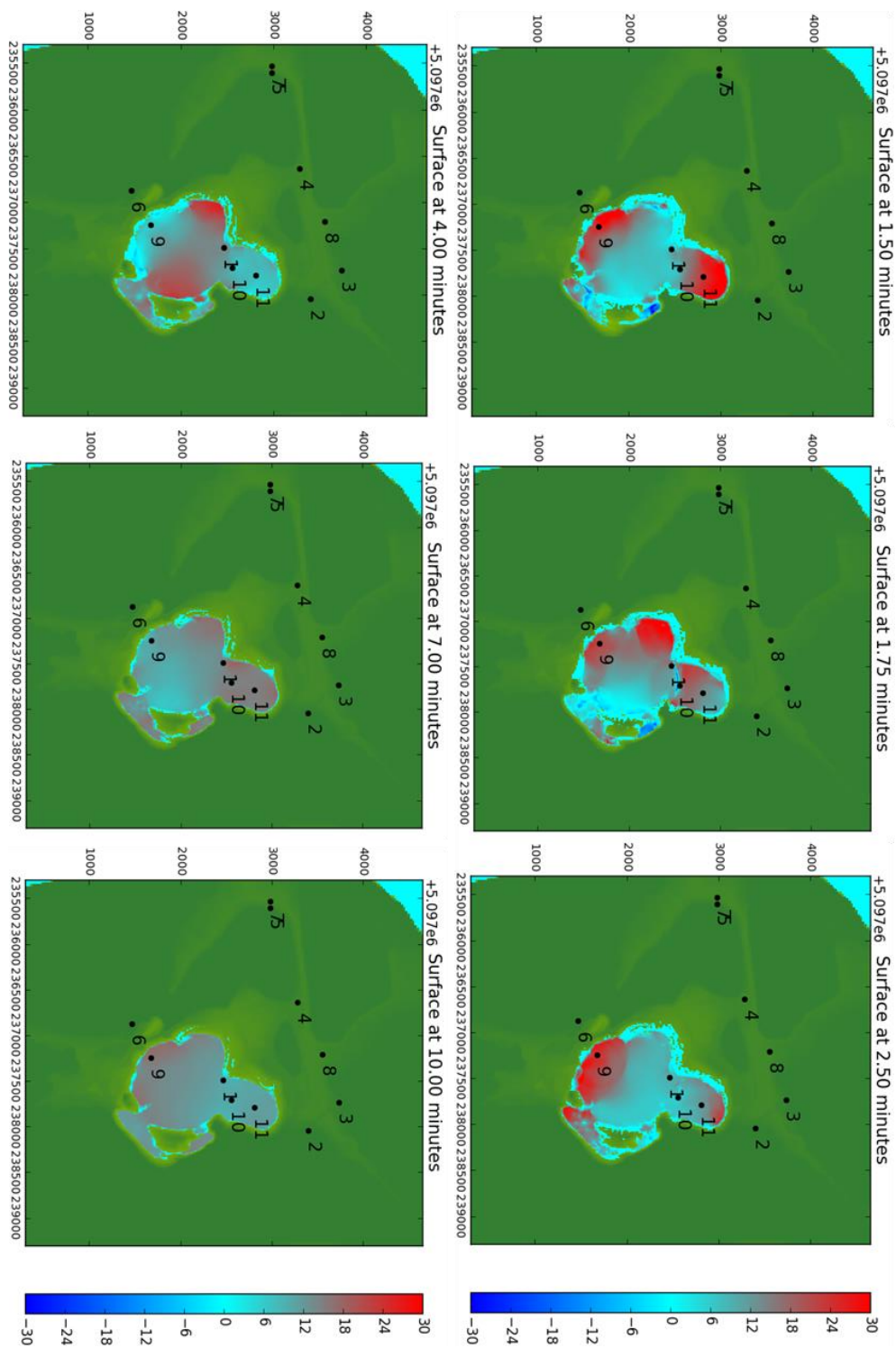


Figure 6-23 (B) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement global, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixée à 150 m entre 1 minute 30 secondes et 10 minutes.

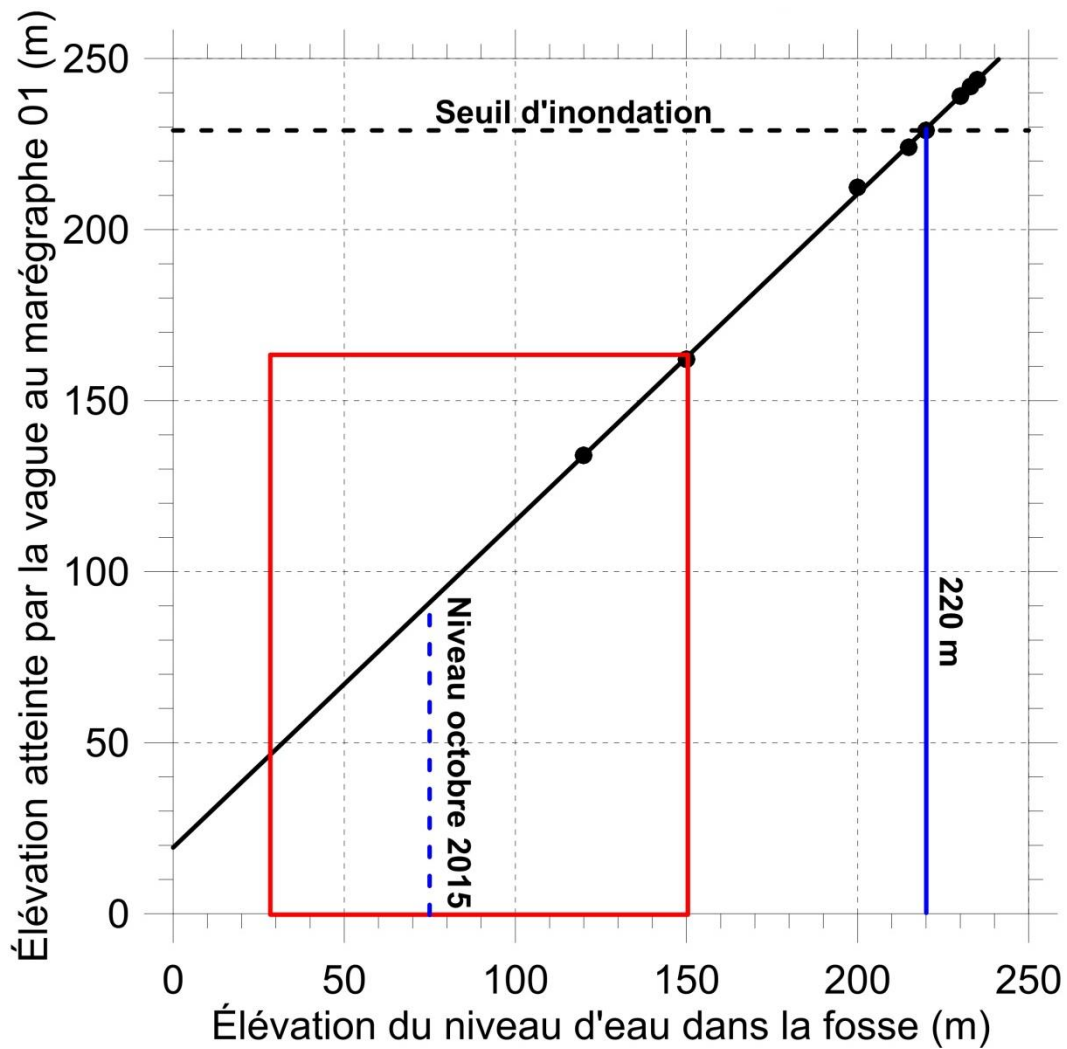


Figure 6-24 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement grand sud et avec le profil des vitesses moyennes. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.



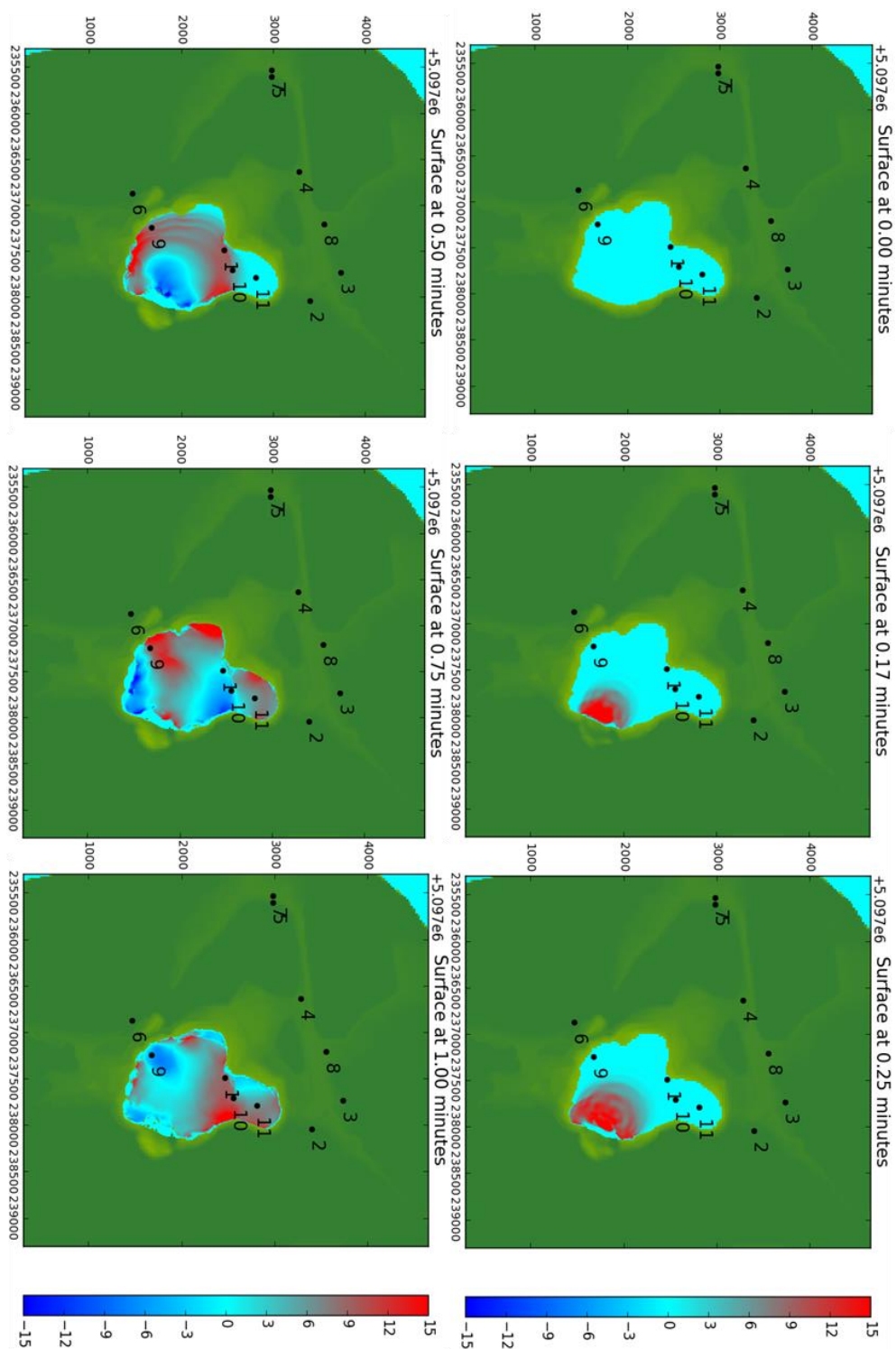


Figure 6-25 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement grand sud, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 150 m entre 0 et 1 minute.

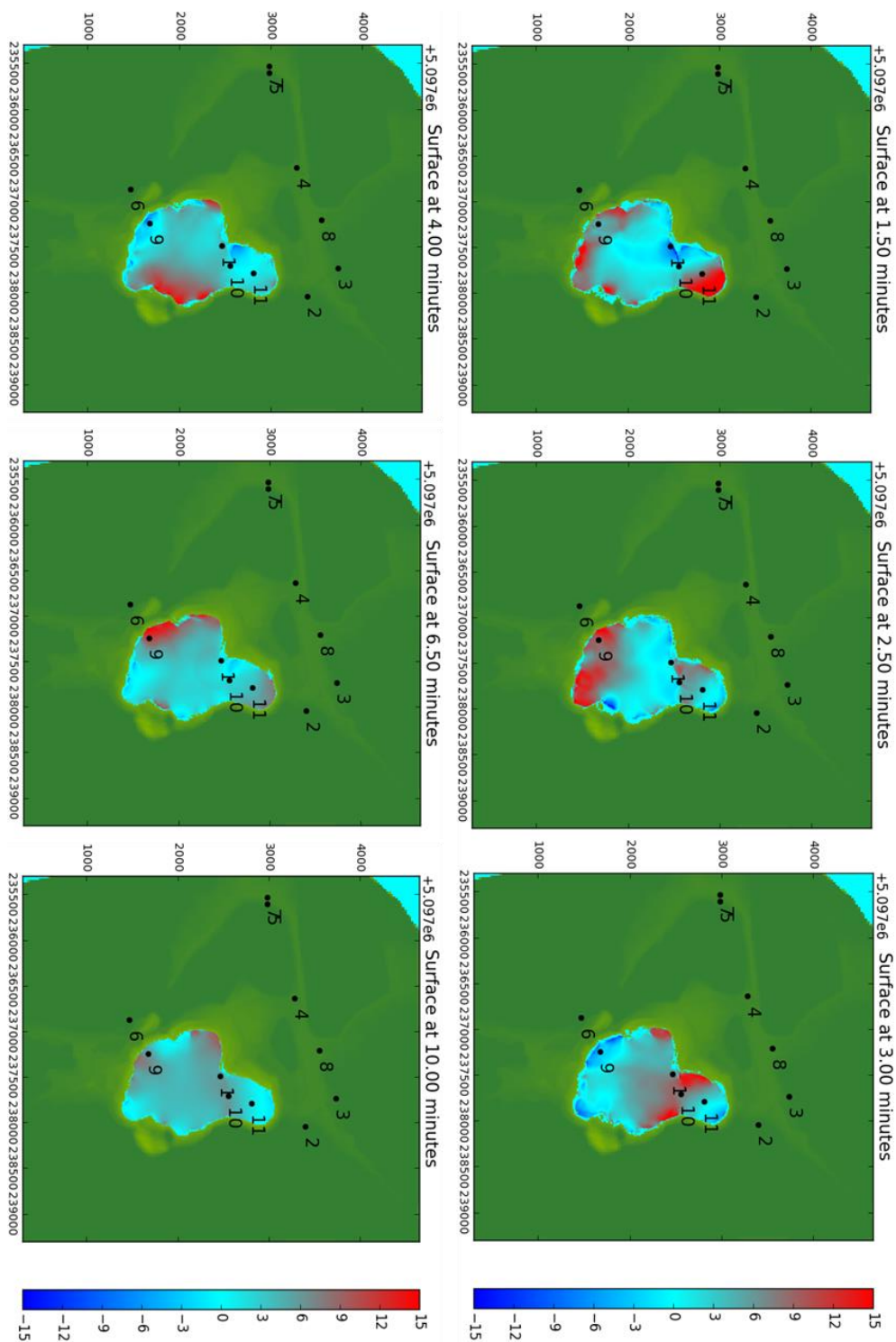


Figure 6-25 (B) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement grand sud, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 150 m entre 1 minute 30 secondes et 10 minutes.



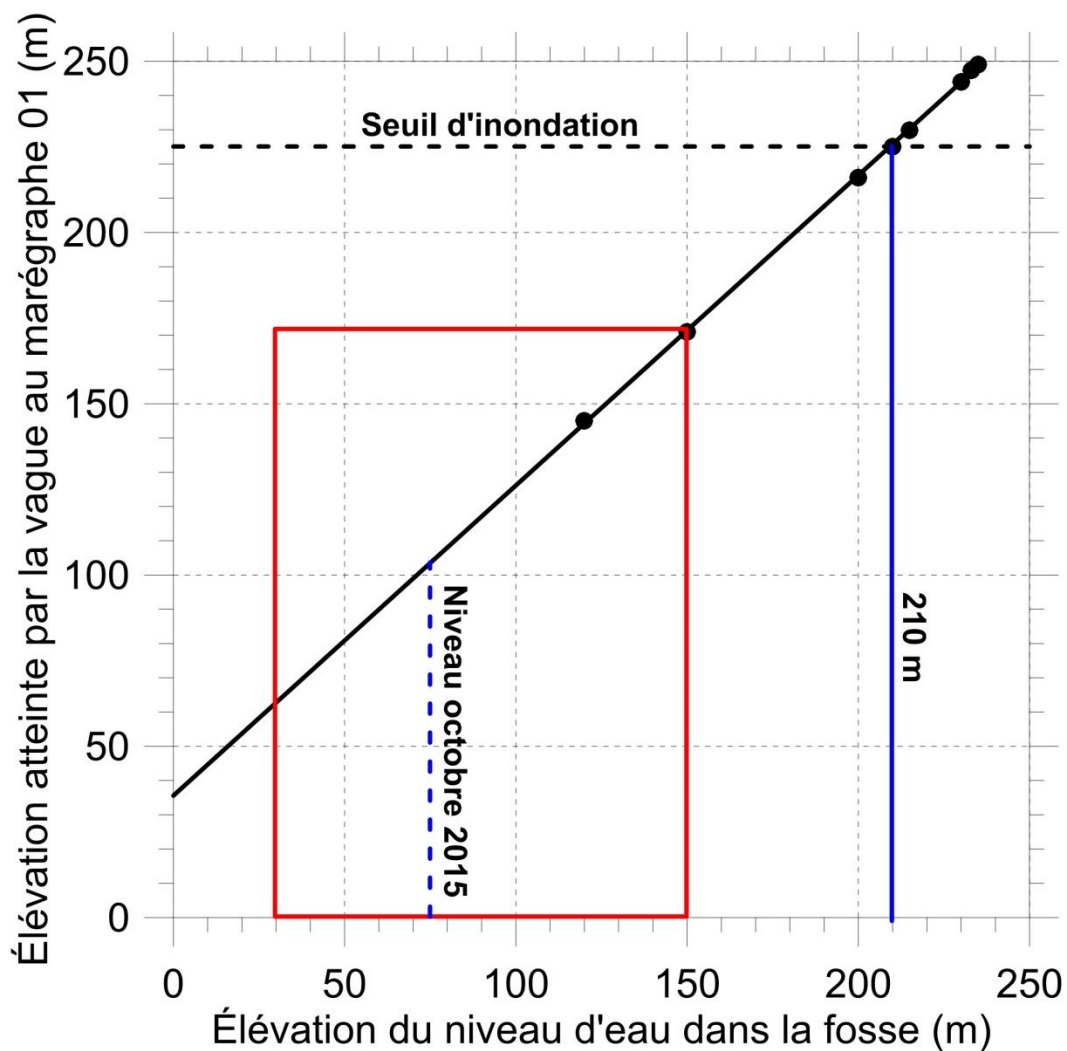


Figure 6-26 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement grand sud et avec le profil des vitesses rapides. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.

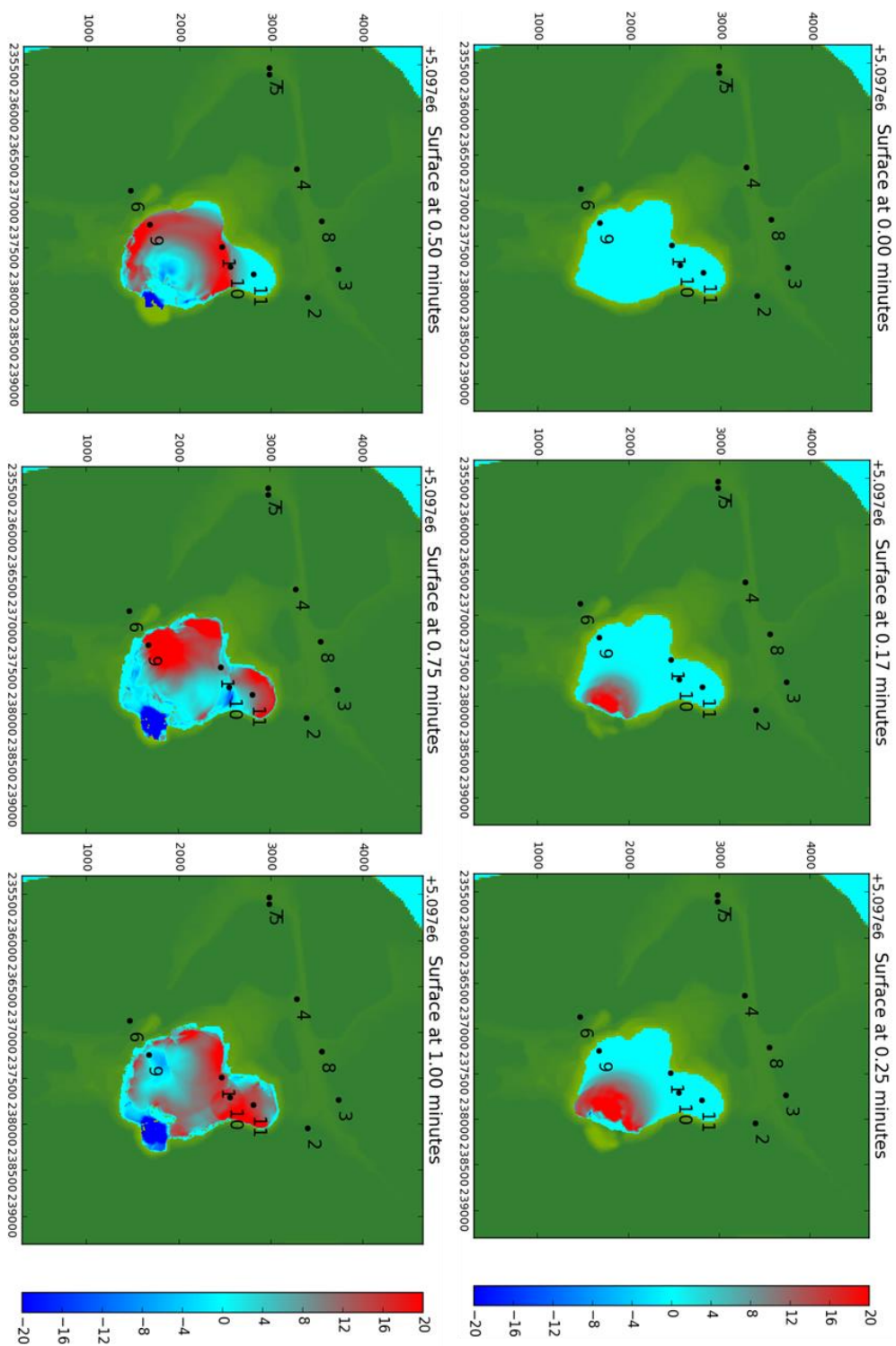


Figure 6-27 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement grand sud, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 150 m entre 0 et 1 minute.

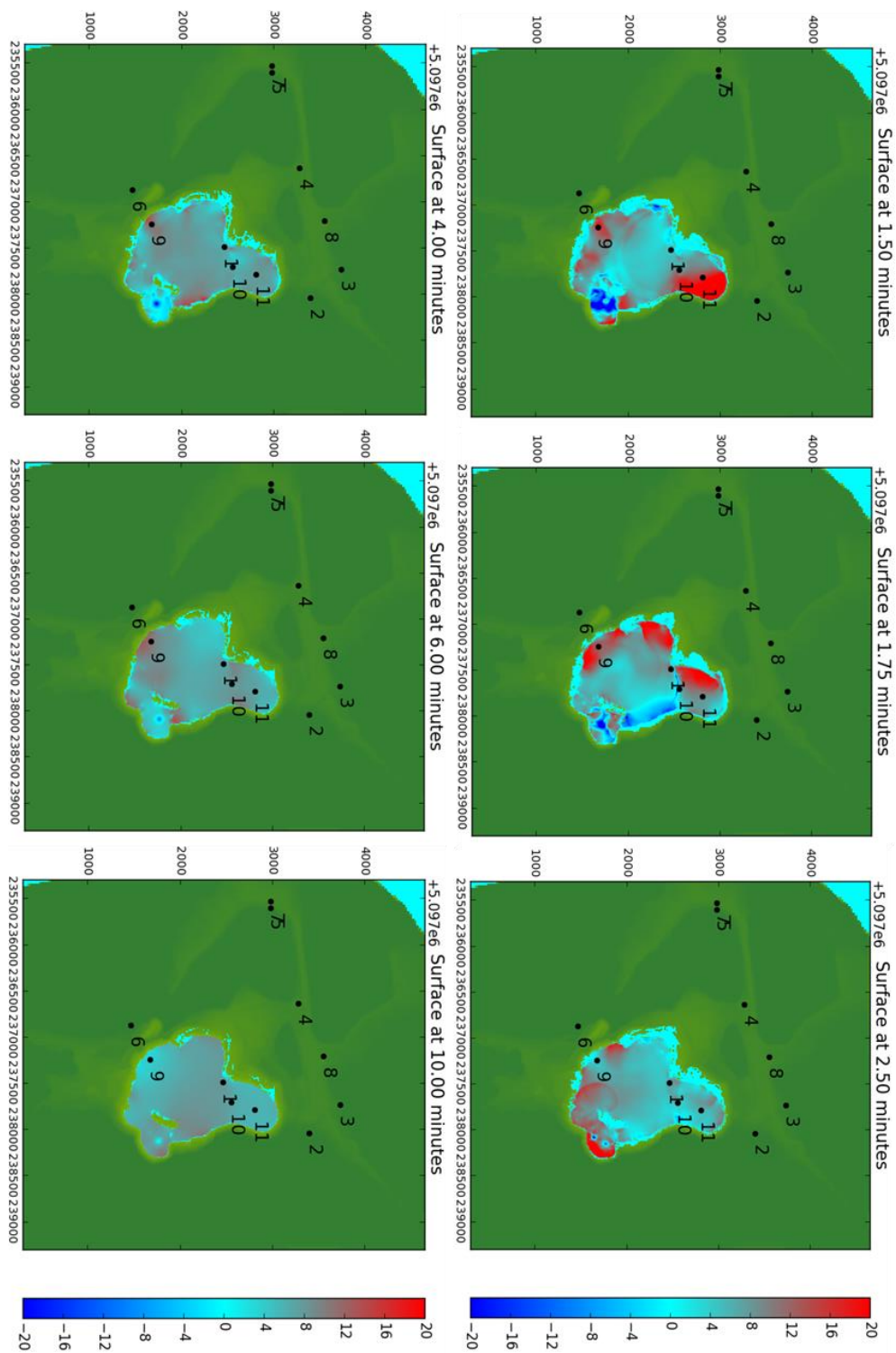


Figure 6-27 (B) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement grand sud, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 150 m entre 1 minute 30 secondes et 10 minutes.

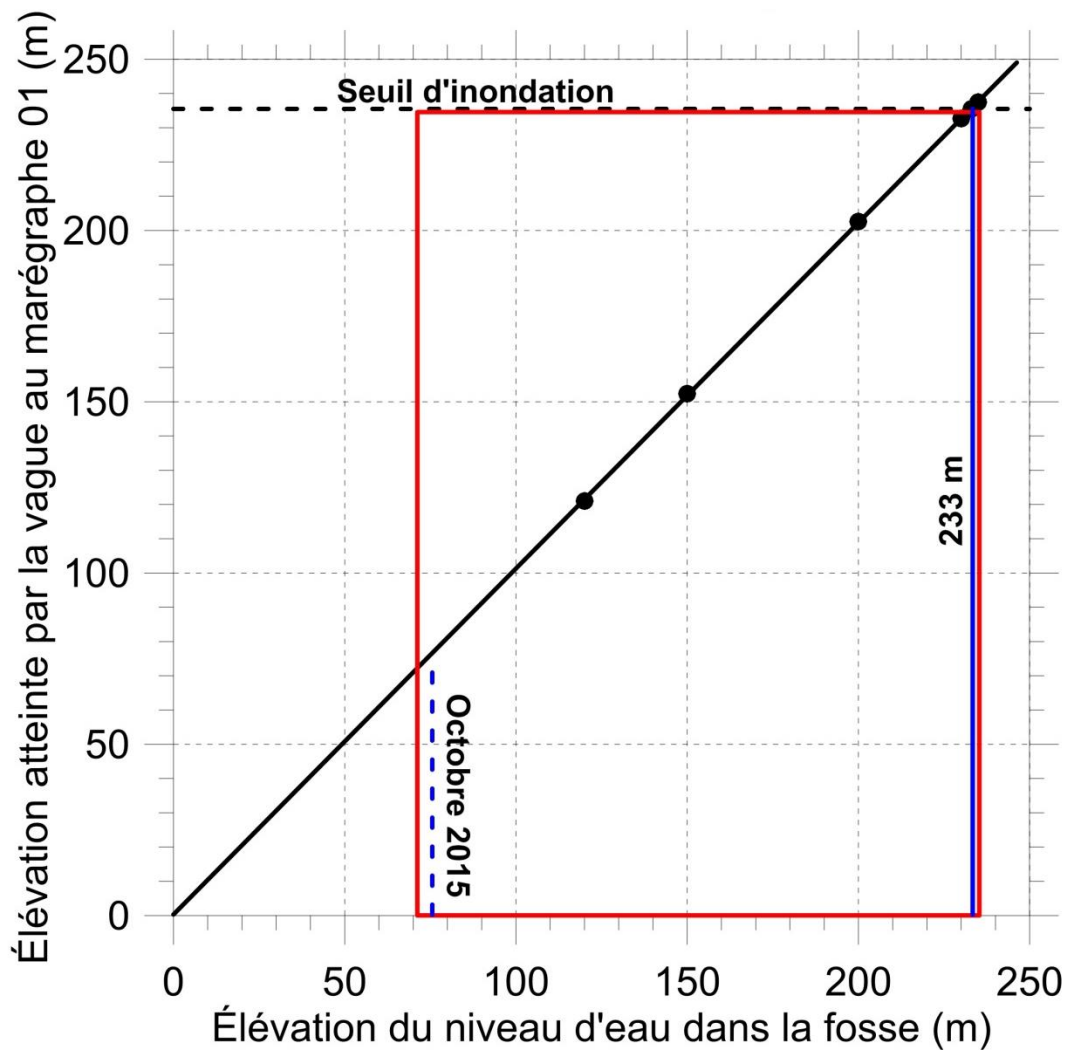


Figure 6-28 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement petit sud et avec le profil des vitesses moyennes. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.

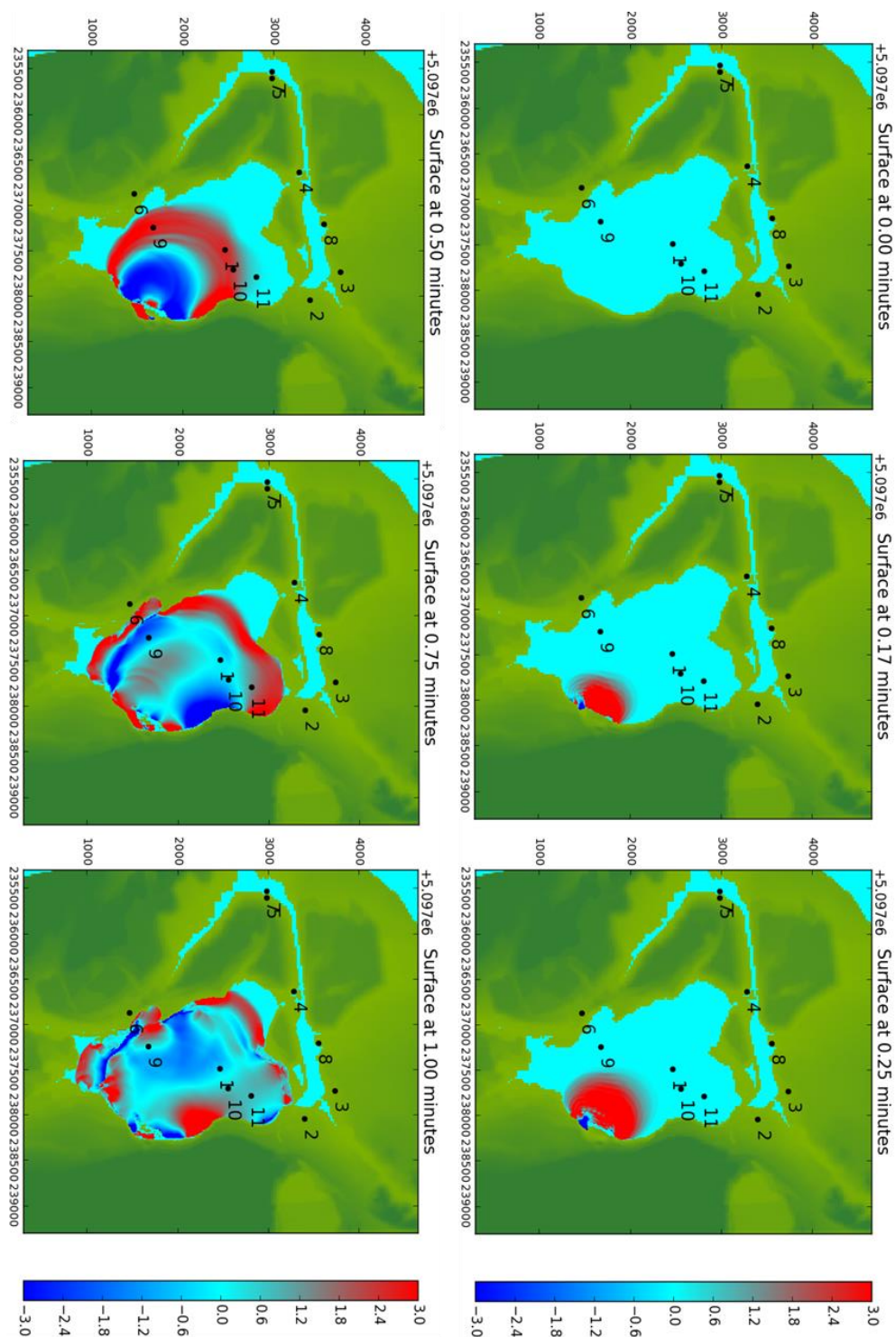


Figure 6-29 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement petit sud, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute.



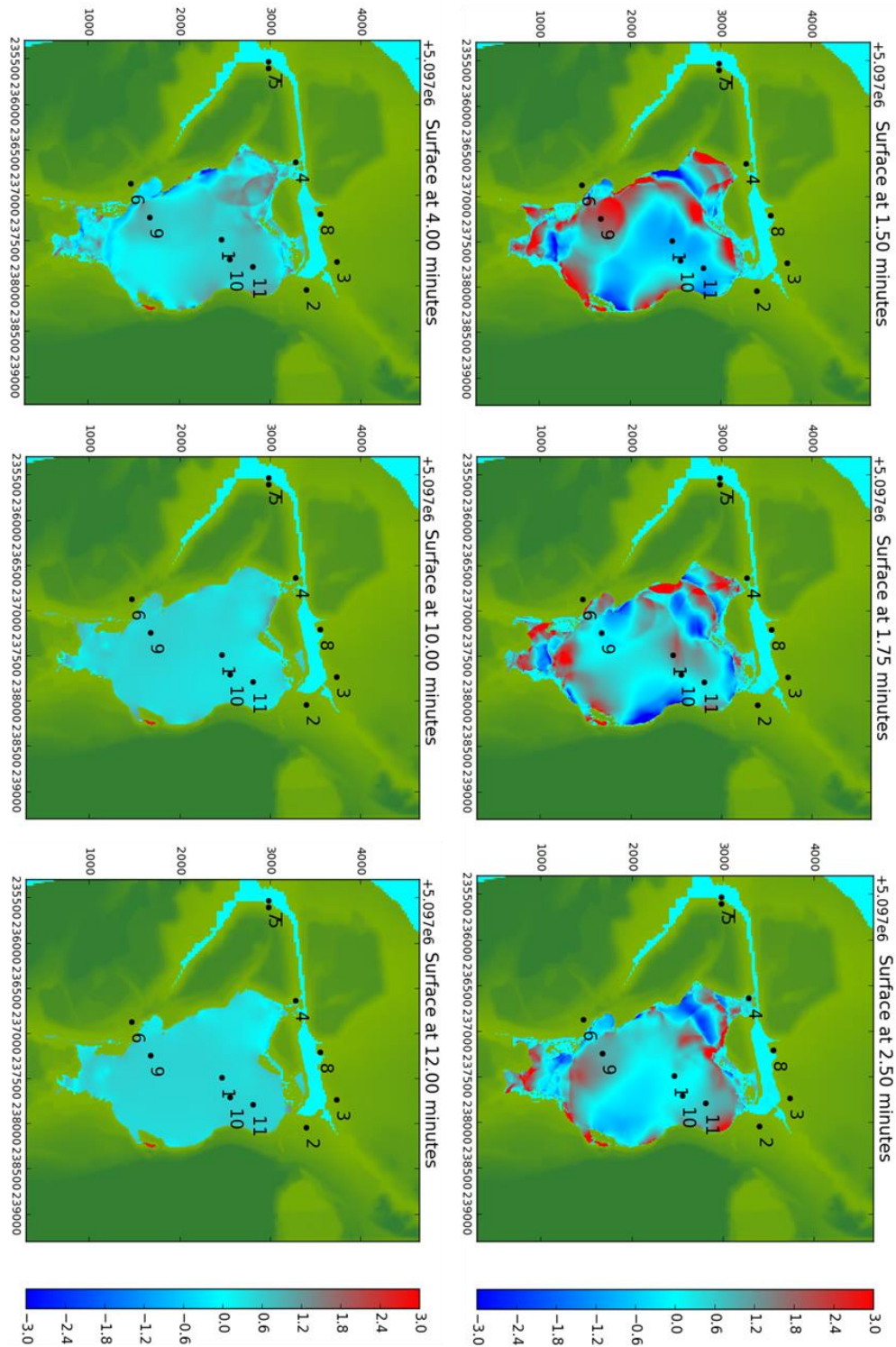


Figure 6-29 (B) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement petit sud, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 1 minute 30 secondes et 12 minutes.

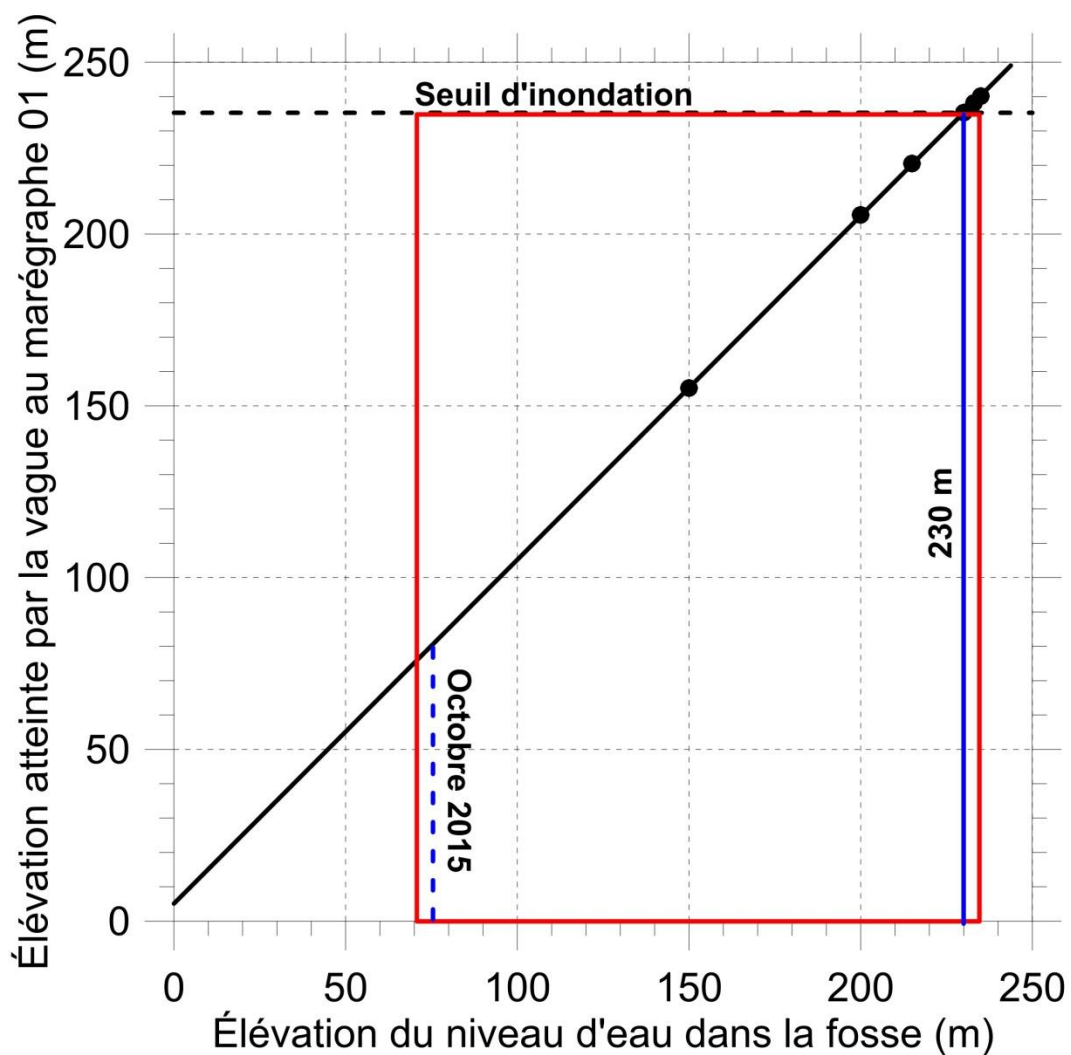


Figure 6-30 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement petit sud et avec le profil des vitesses rapides. Le rectangle rouge circonscrit la zone où les FS sont inférieurs à l'unité. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.



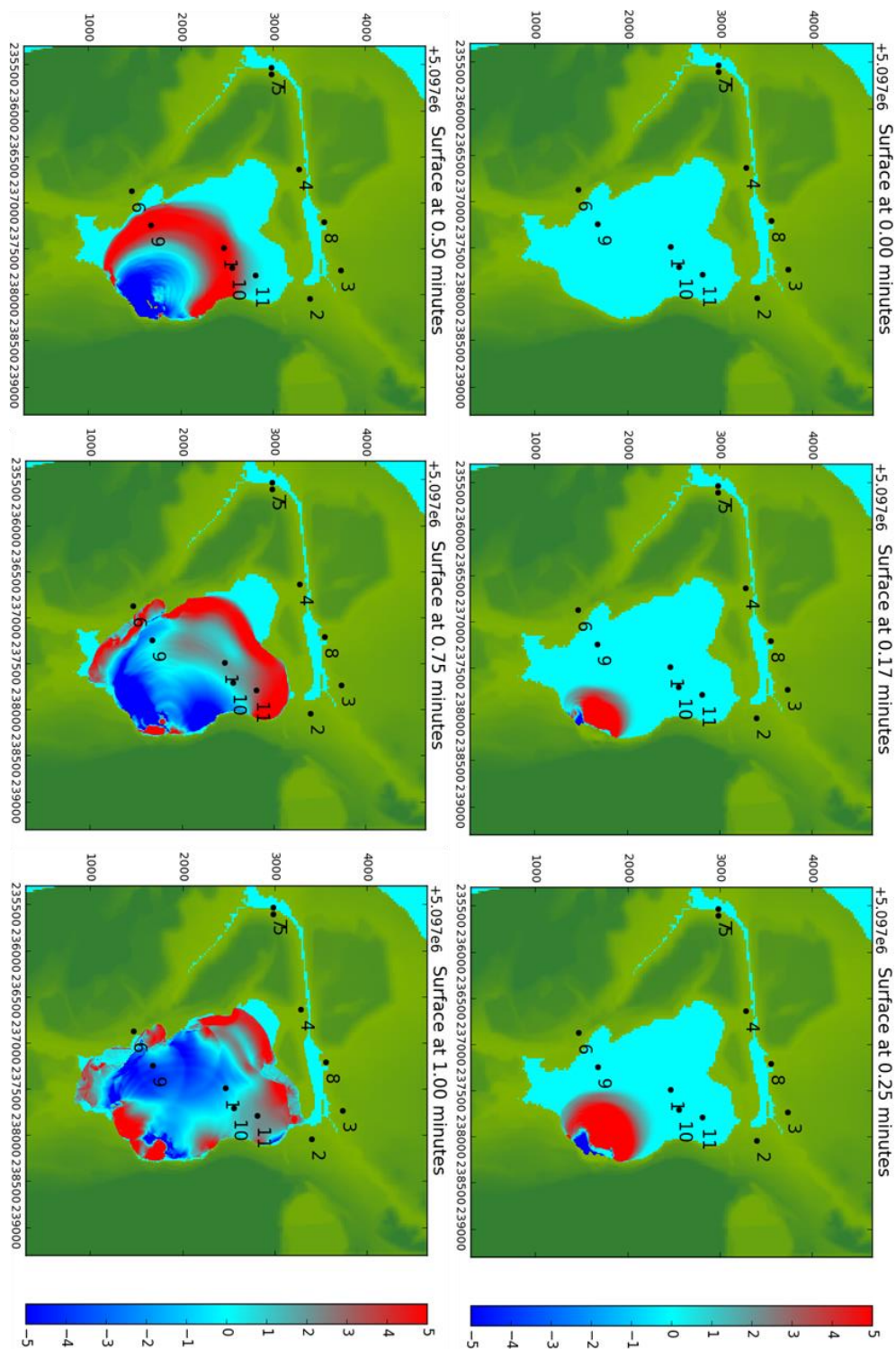


Figure 6-31 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement petit sud, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 233 m entre 0 et 1 minute.

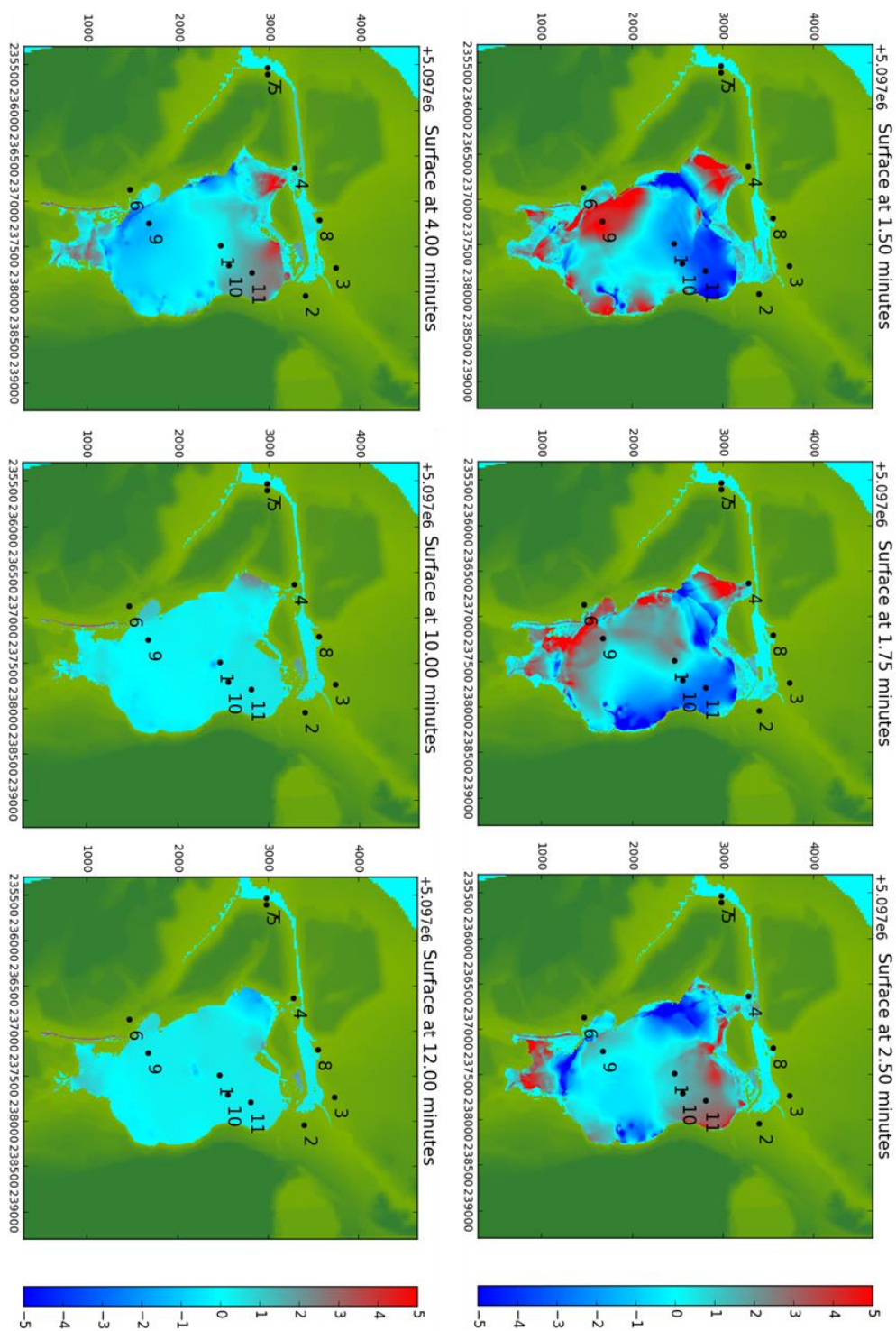


Figure 6-31 (B) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement petit sud, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 233 m entre 1 minute 30 secondes et 12 minutes.

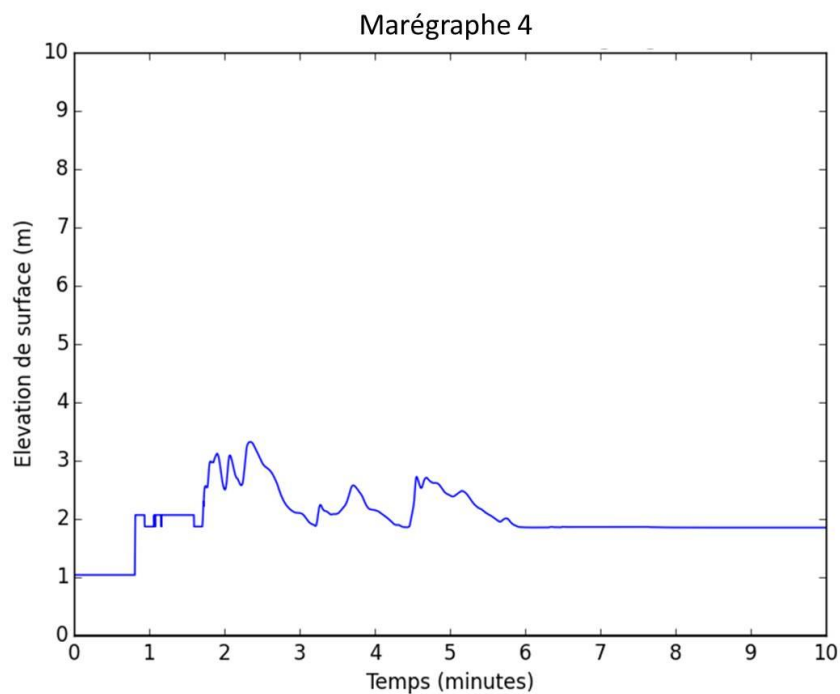


Figure 6-32 : Résultats de la modélisation, pour le Petit glissement Sud avec le scénario des vitesses rapides et un niveau de lac fixé à 233 m, observés sur le marégraphe 4 (fig. 6-13).

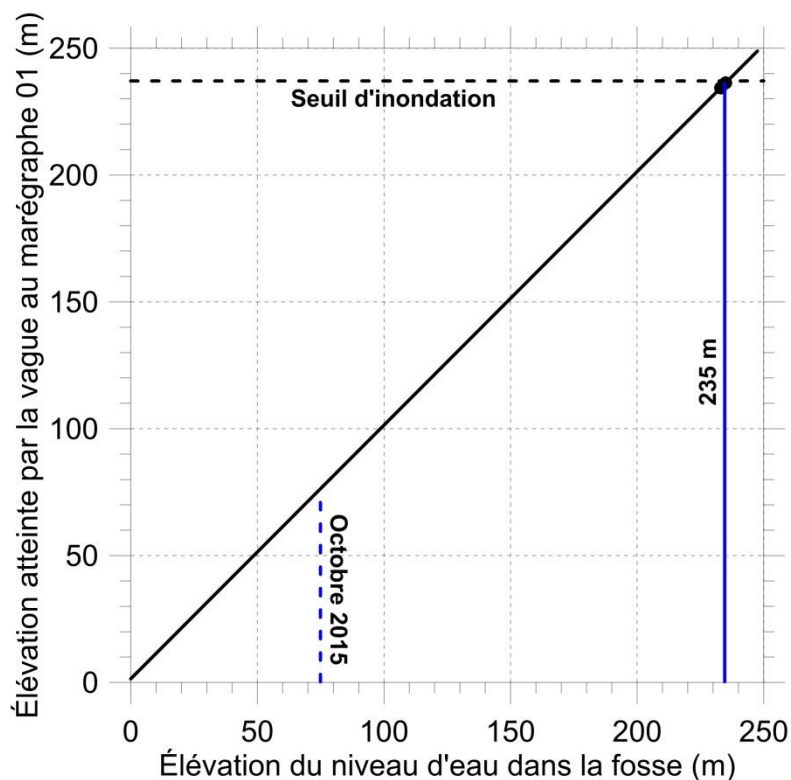


Figure 6-33 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R1 et avec le profil des vitesses rapides. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.



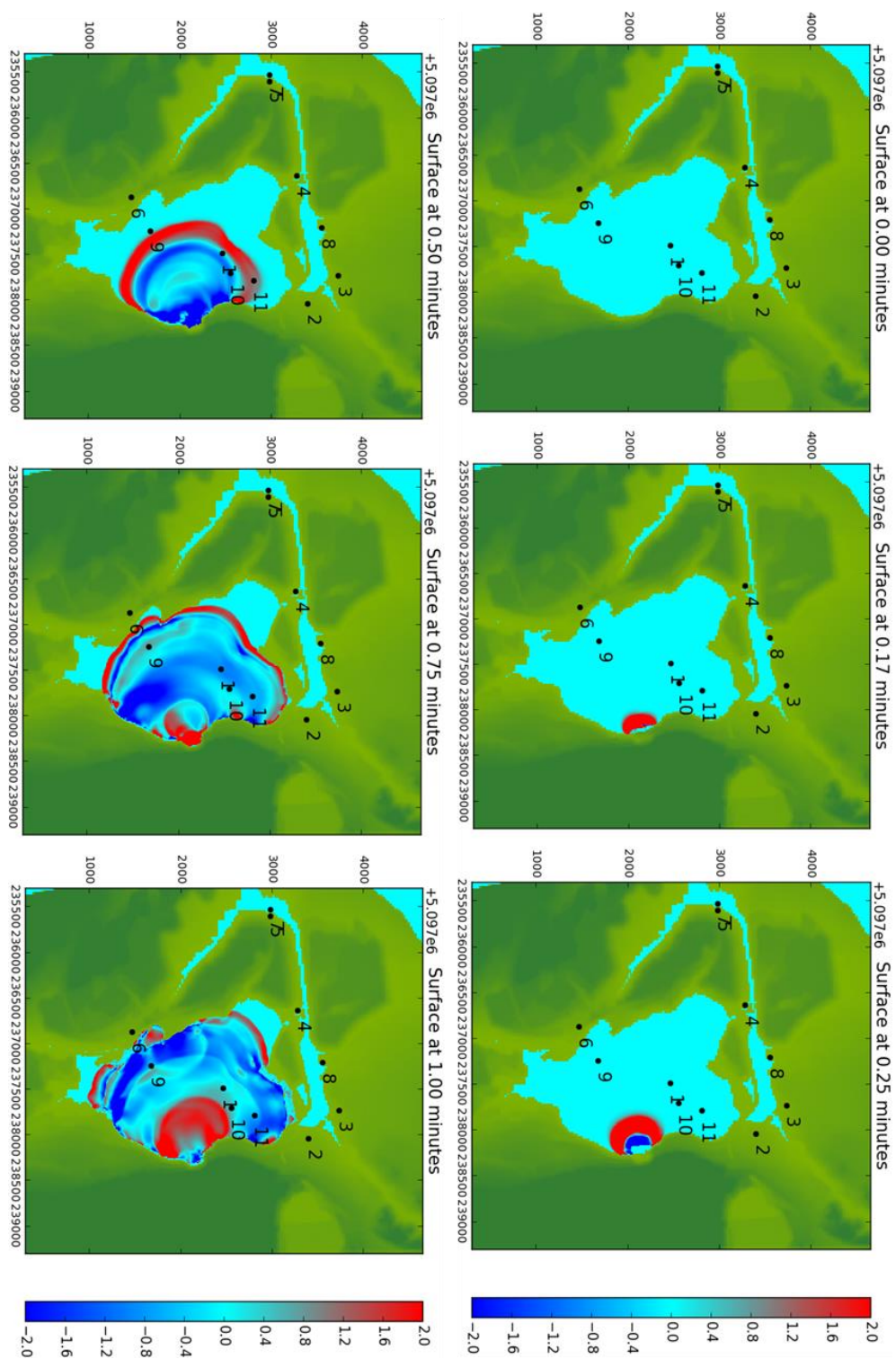


Figure 6-34 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation du glissement R1, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute.



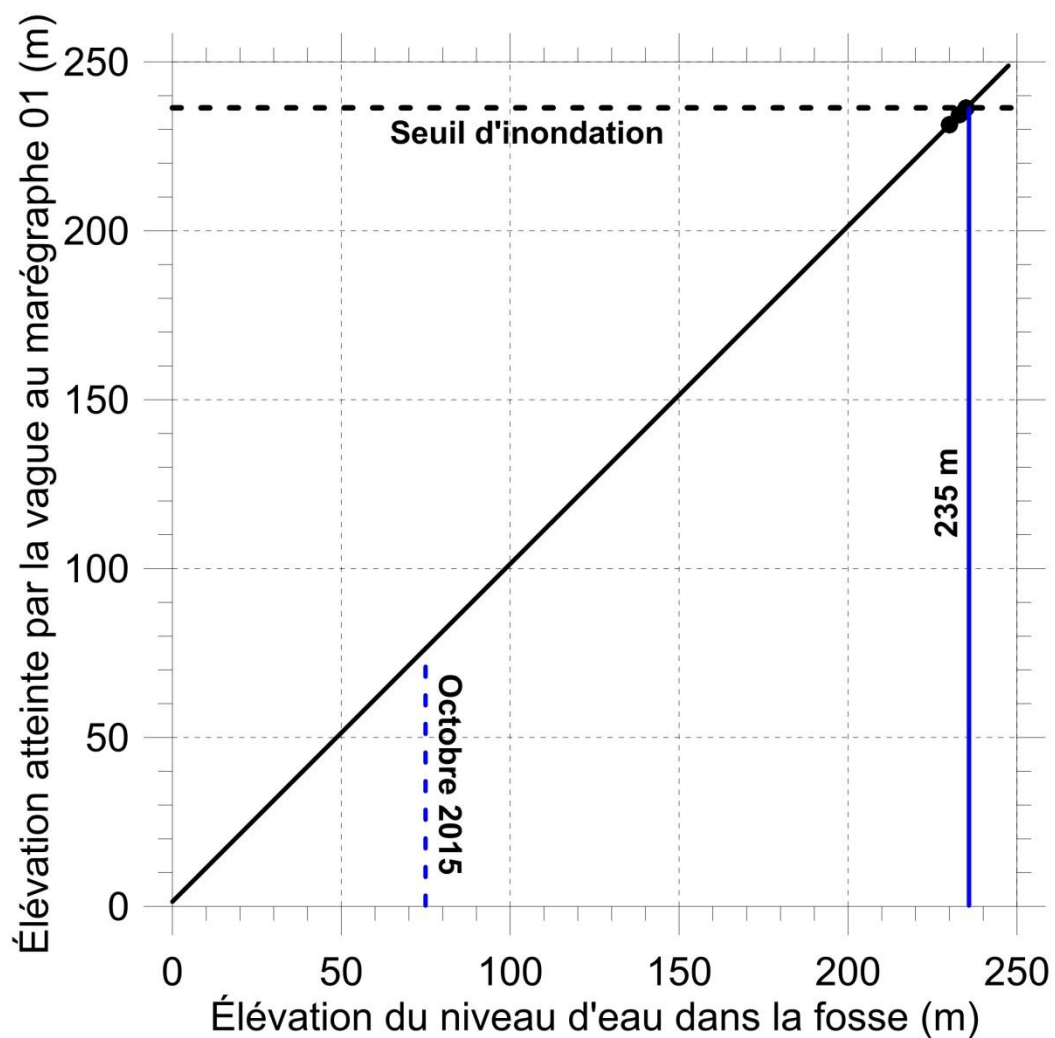


Figure 6-35 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R2 et avec le profil des vitesses moyennes. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.



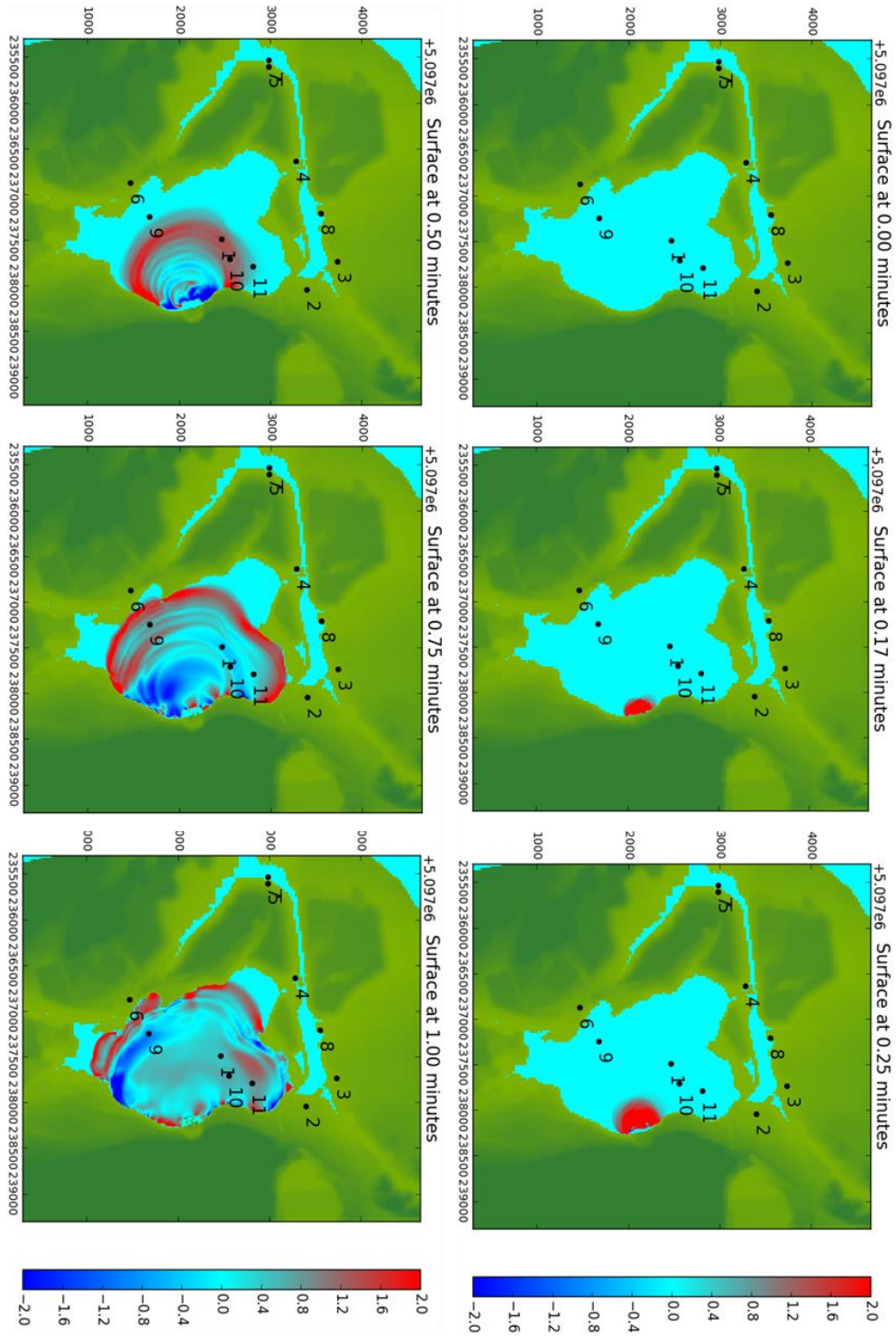


Figure 6-36 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement R2, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute.



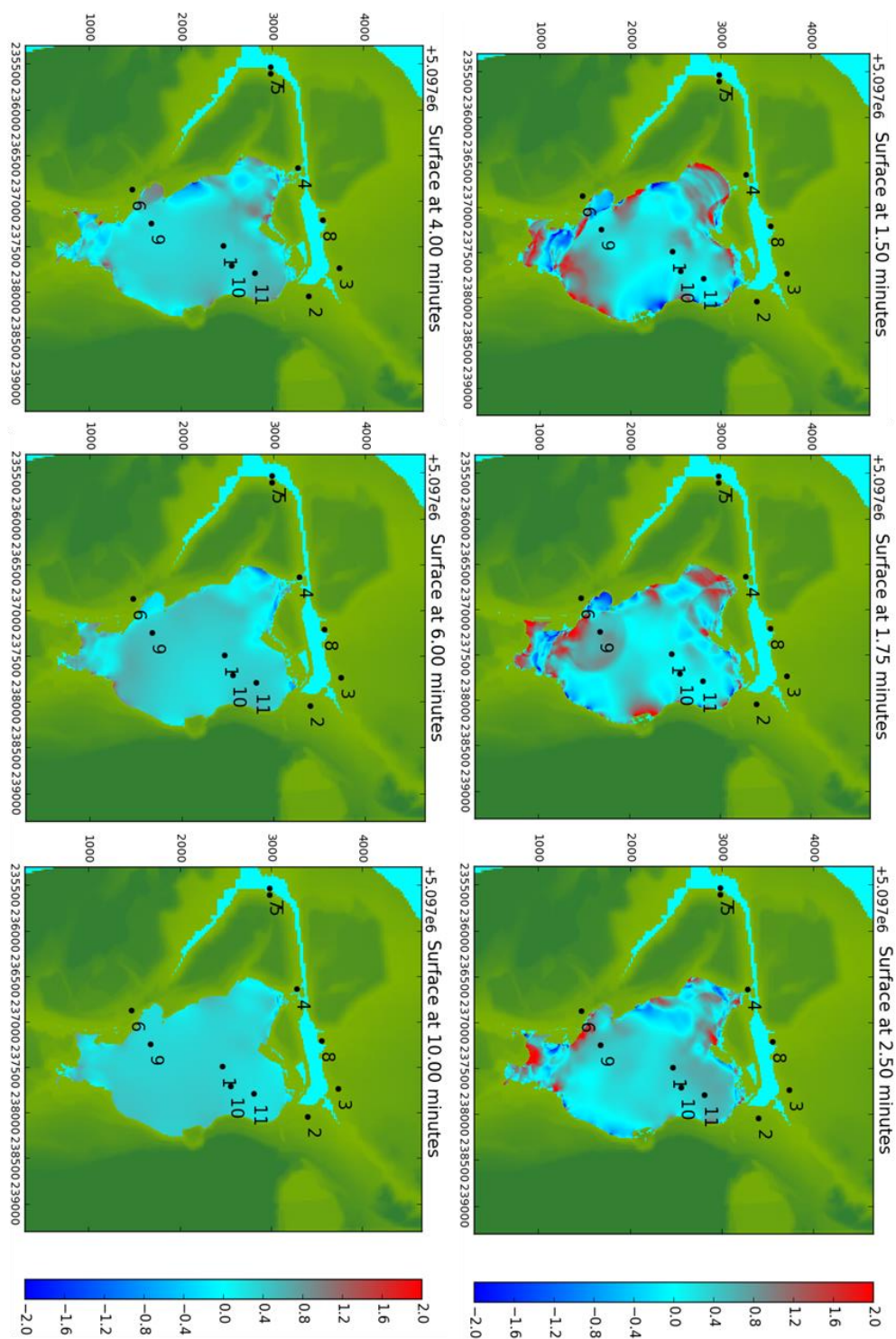


Figure 6-36 (B) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement R2, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 1 minute 30 secondes et 10 minutes.

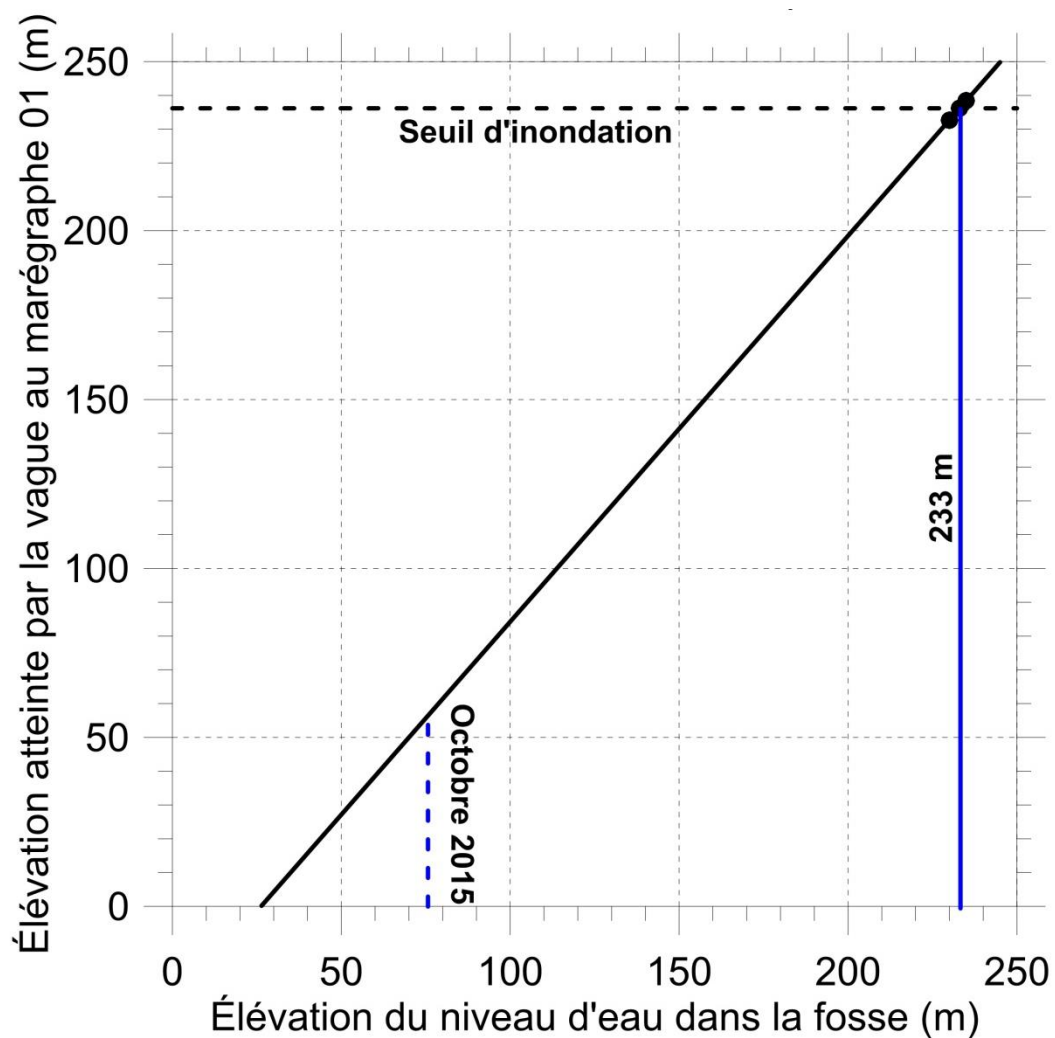


Figure 6-37 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R2 et avec le profil des vitesses rapides. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.

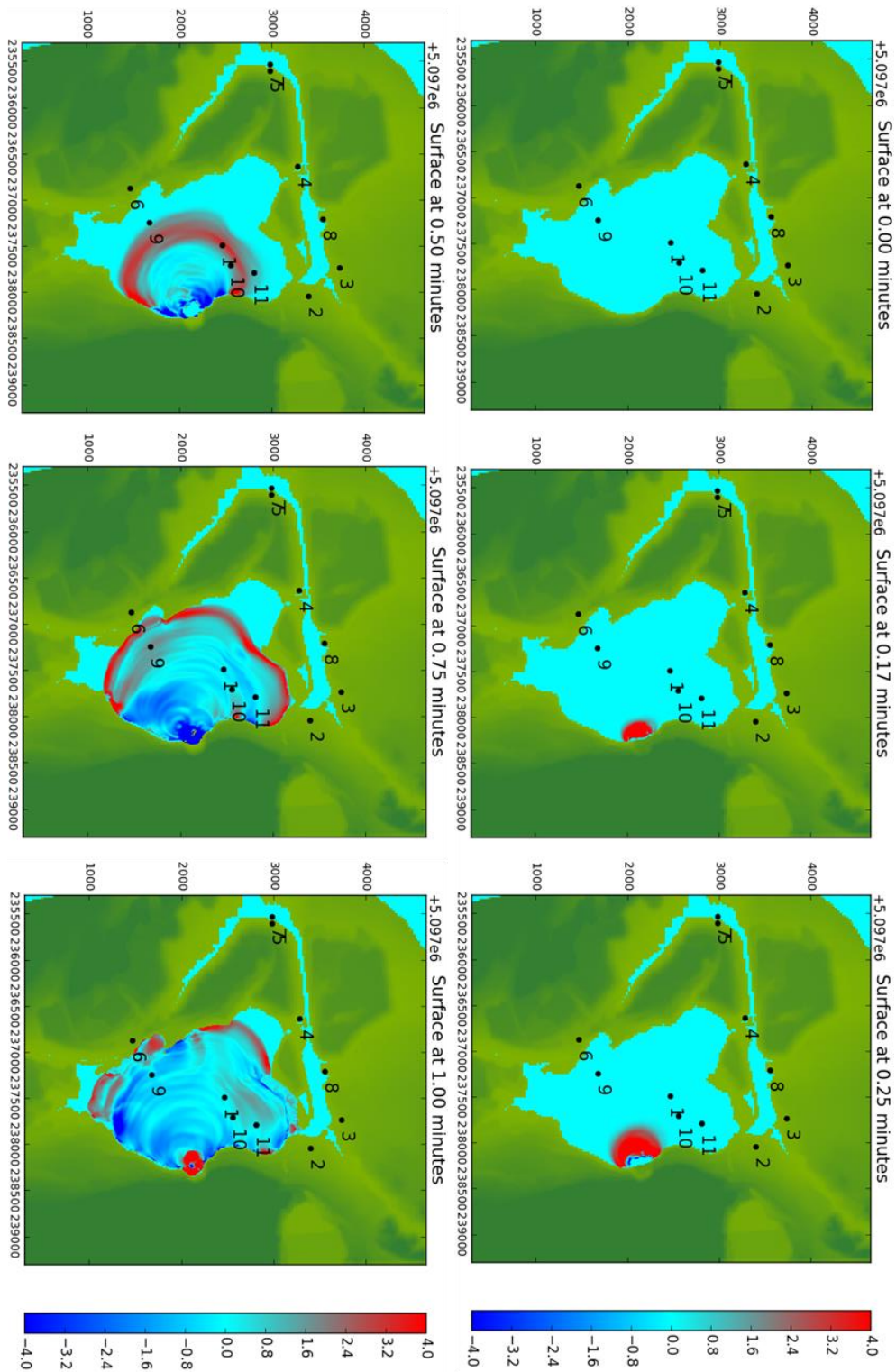


Figure 6-38 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement R2, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute.



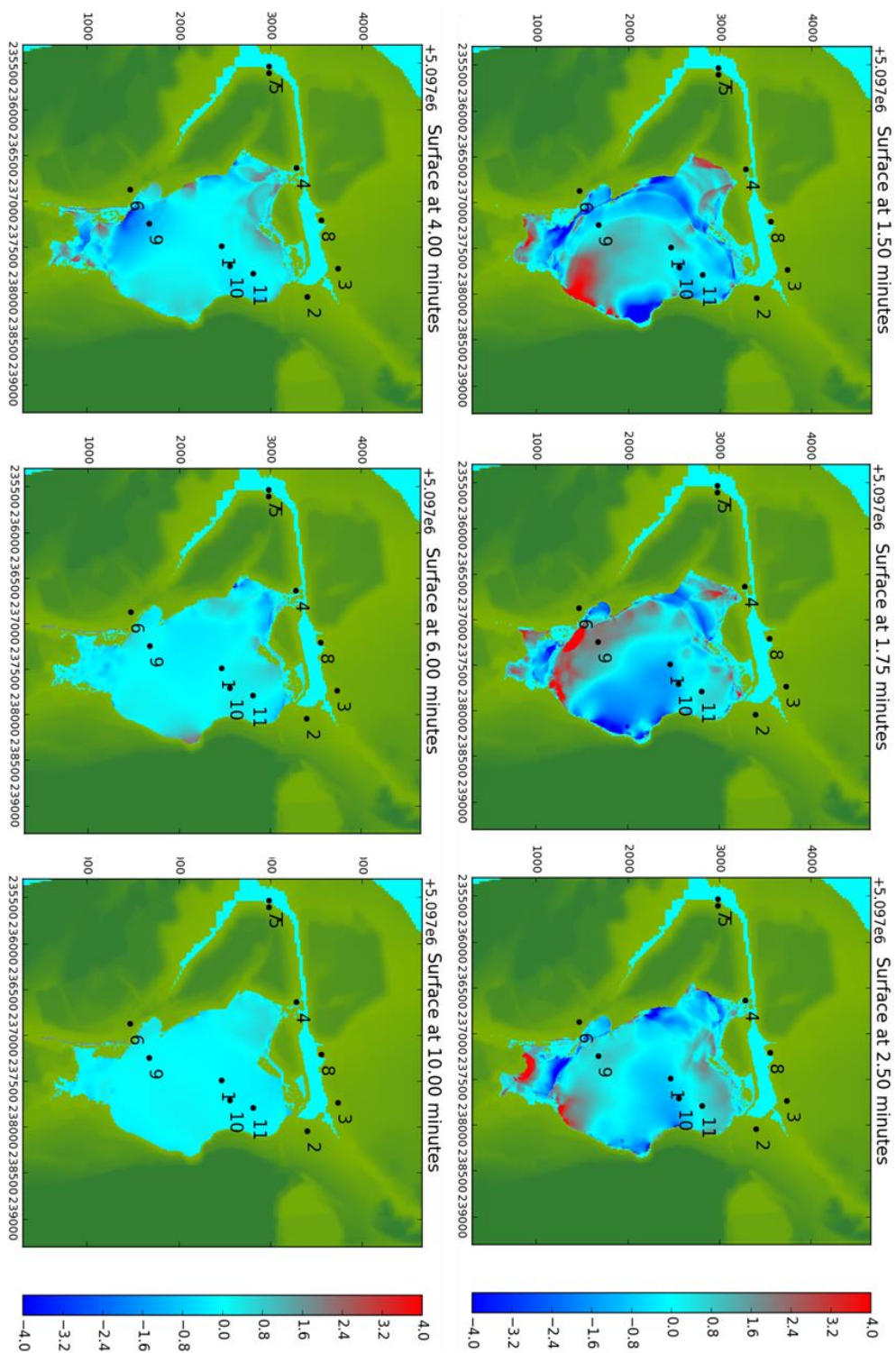


Figure 6-38 (B) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement R2, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 1 minute 30 secondes et 10 minutes.

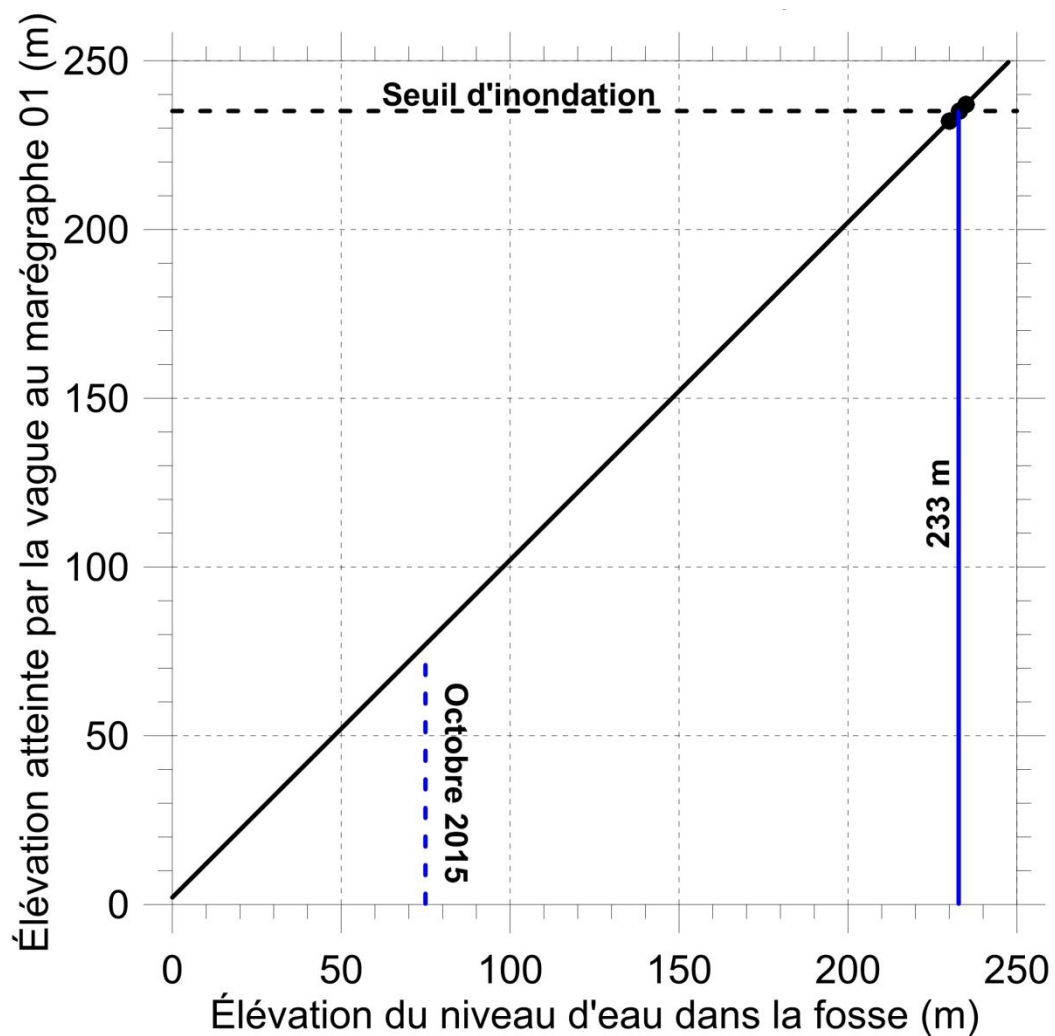


Figure 6-39 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R3 et avec le profil des vitesses moyennes. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.

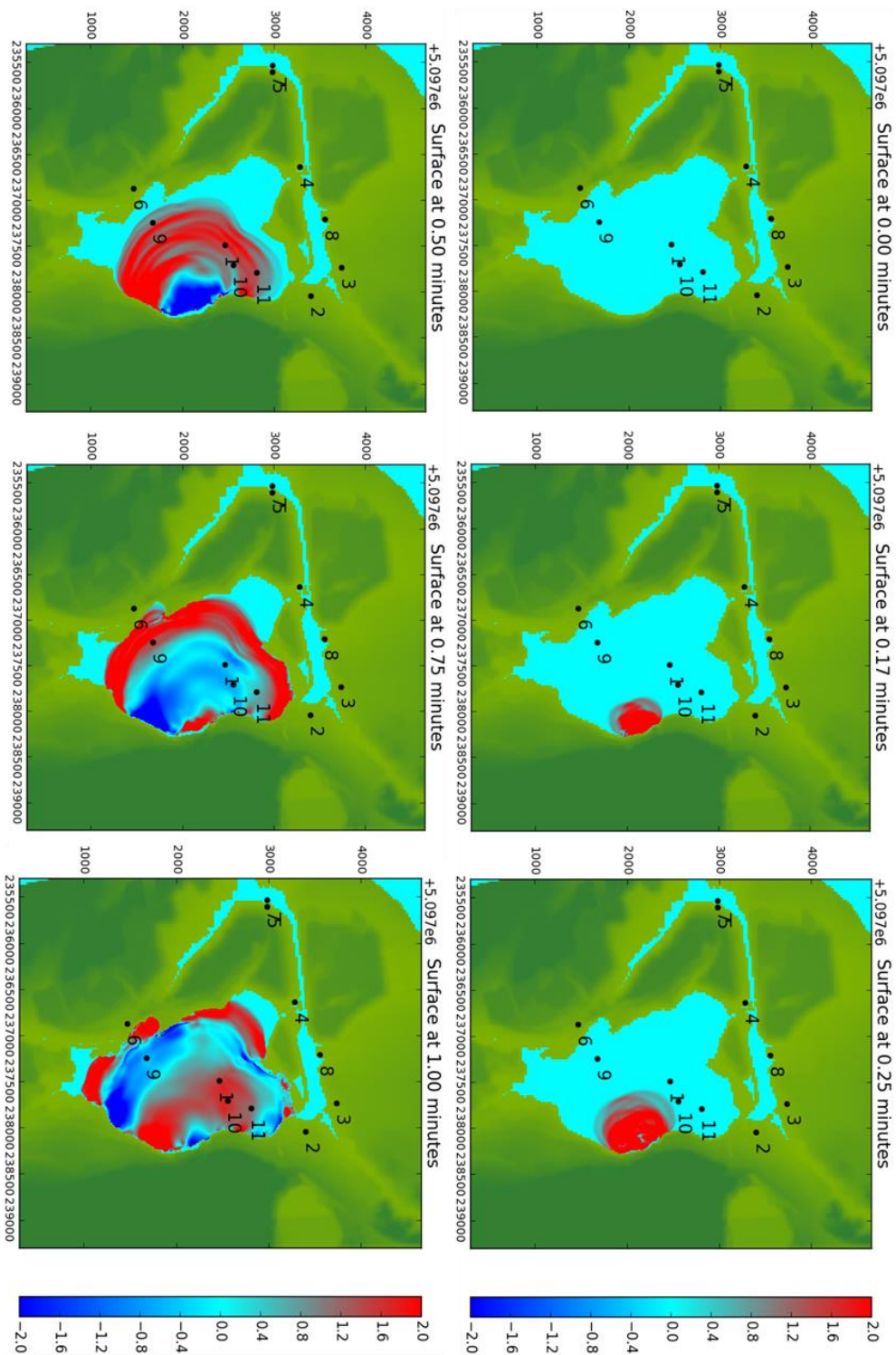


Figure 6-40 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement R3, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute.



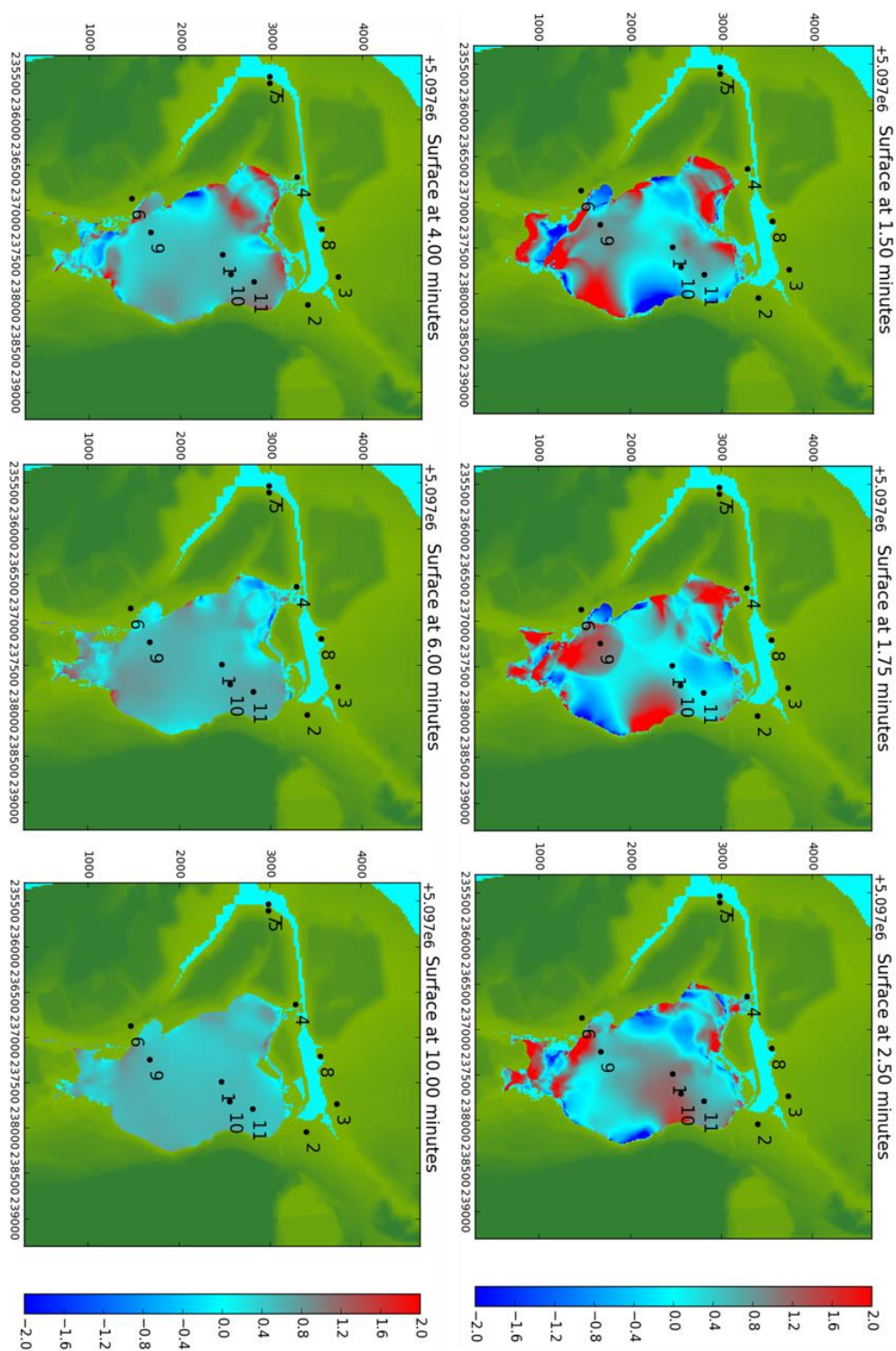


Figure 6-40 (B) : Vue en plan des résultats d'une modélisation numérique du glissement R3, pour le scénario de vitesses moyennes avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 1 minute 30 secondes et 10 minutes.

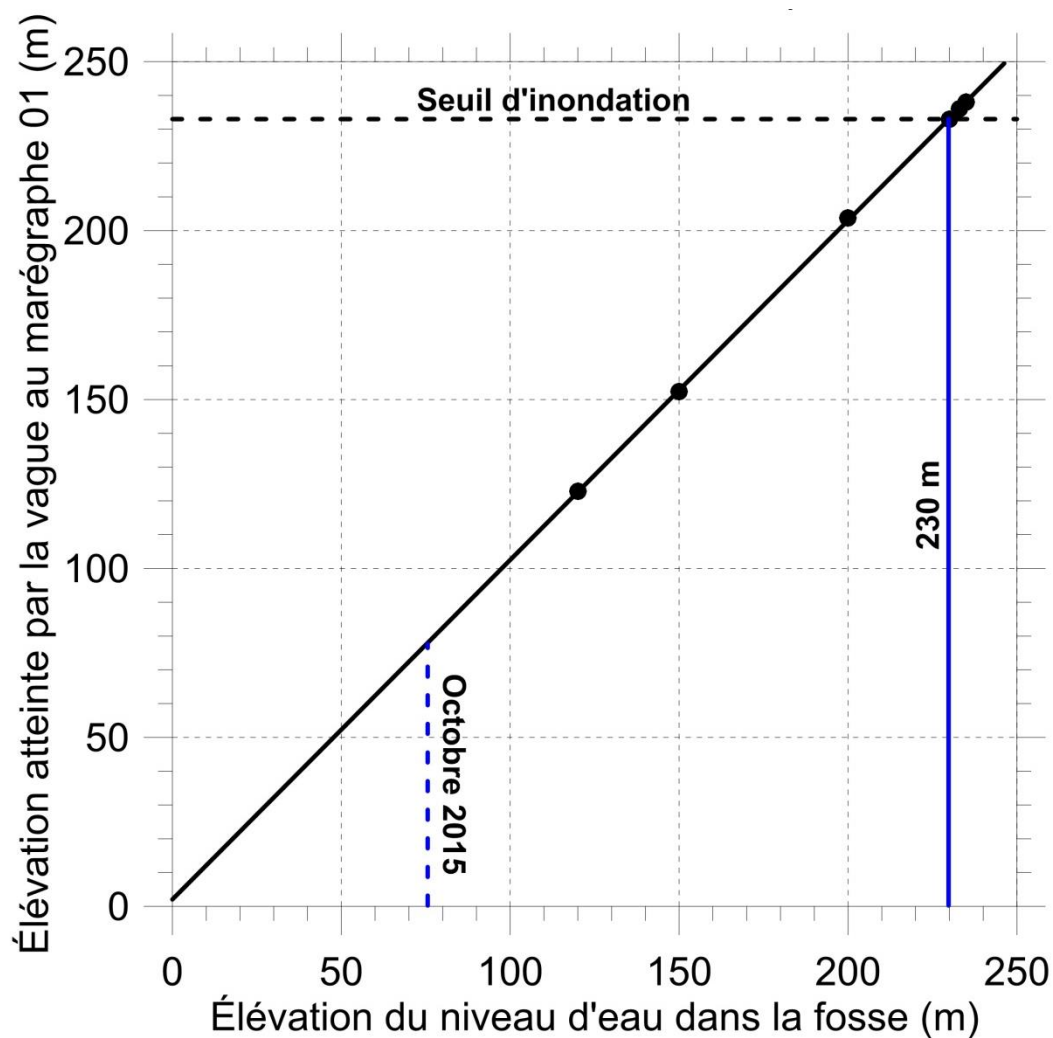


Figure 6-41 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R3 et avec le profil des vitesses rapides. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.

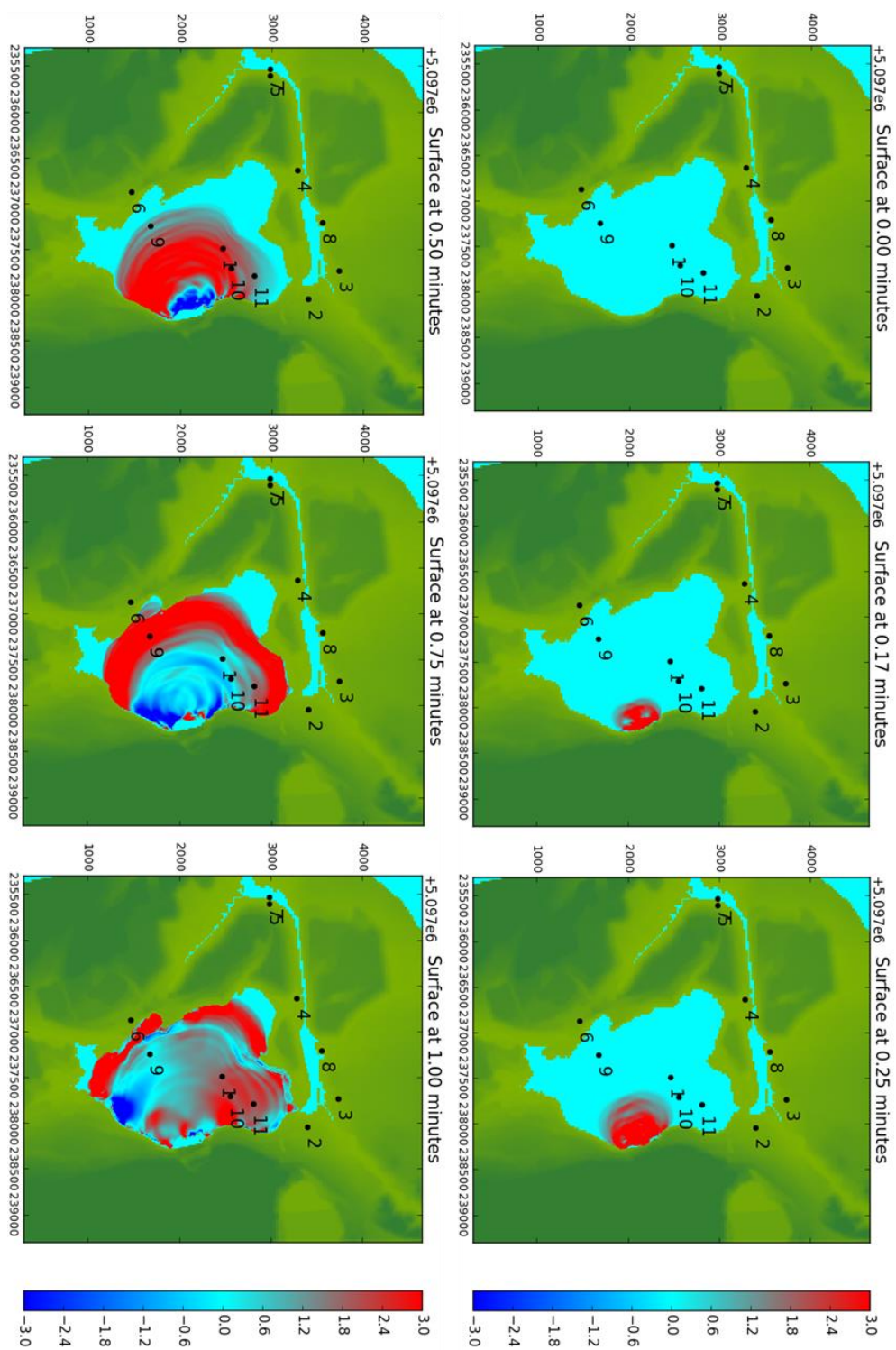


Figure 6-42 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation du glissement R3, pour le scénario de vitesses rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 233 m entre 0 et 1 minute.





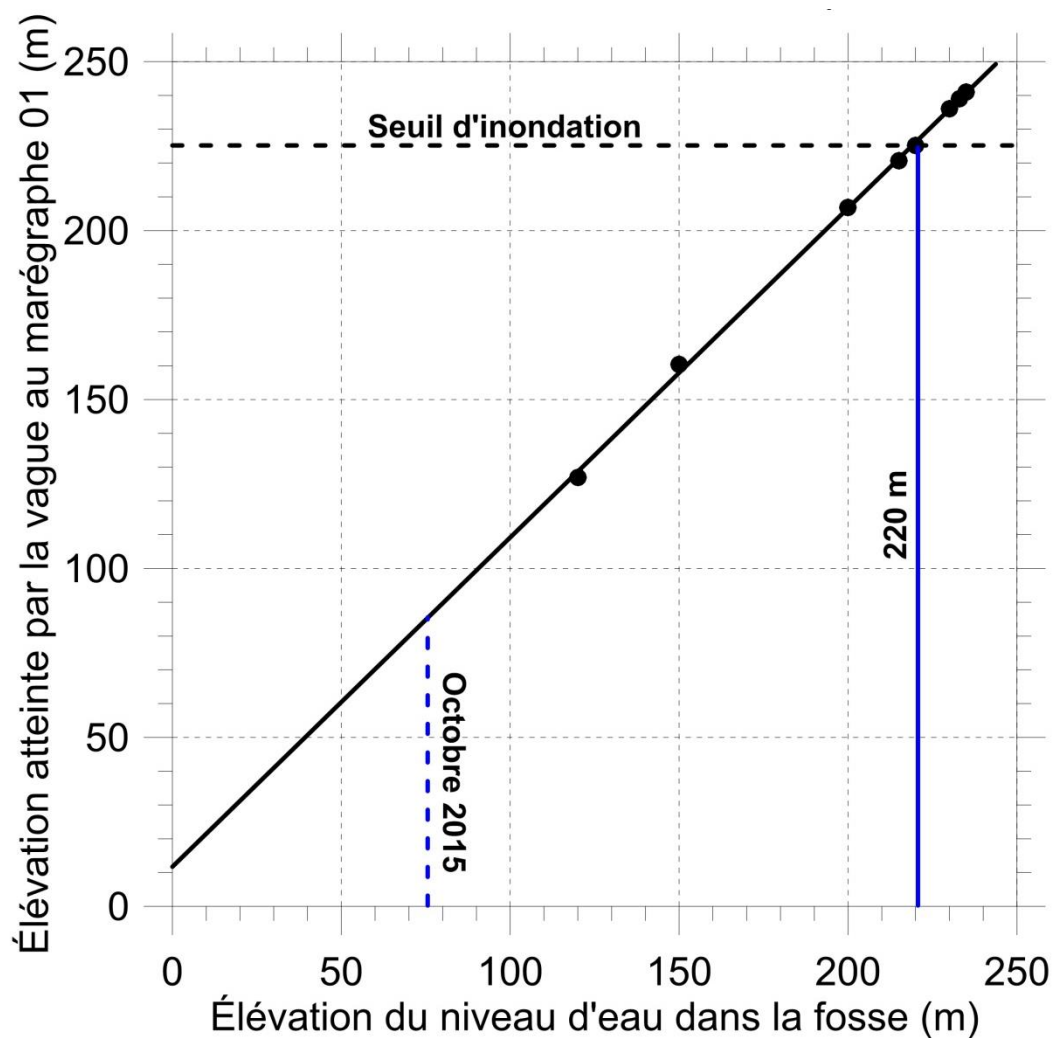


Figure 6-43 : Élévation atteinte par la vague dans la fosse principale au marégraphe 01 (fig. 6-13) en fonction de l'élévation du niveau du lac pour le scénario de glissement R3 et avec le profil des vitesses très rapides. Le dernier niveau d'eau a été mesuré dans la fosse en octobre 2015 et correspond à une élévation de 75 m.

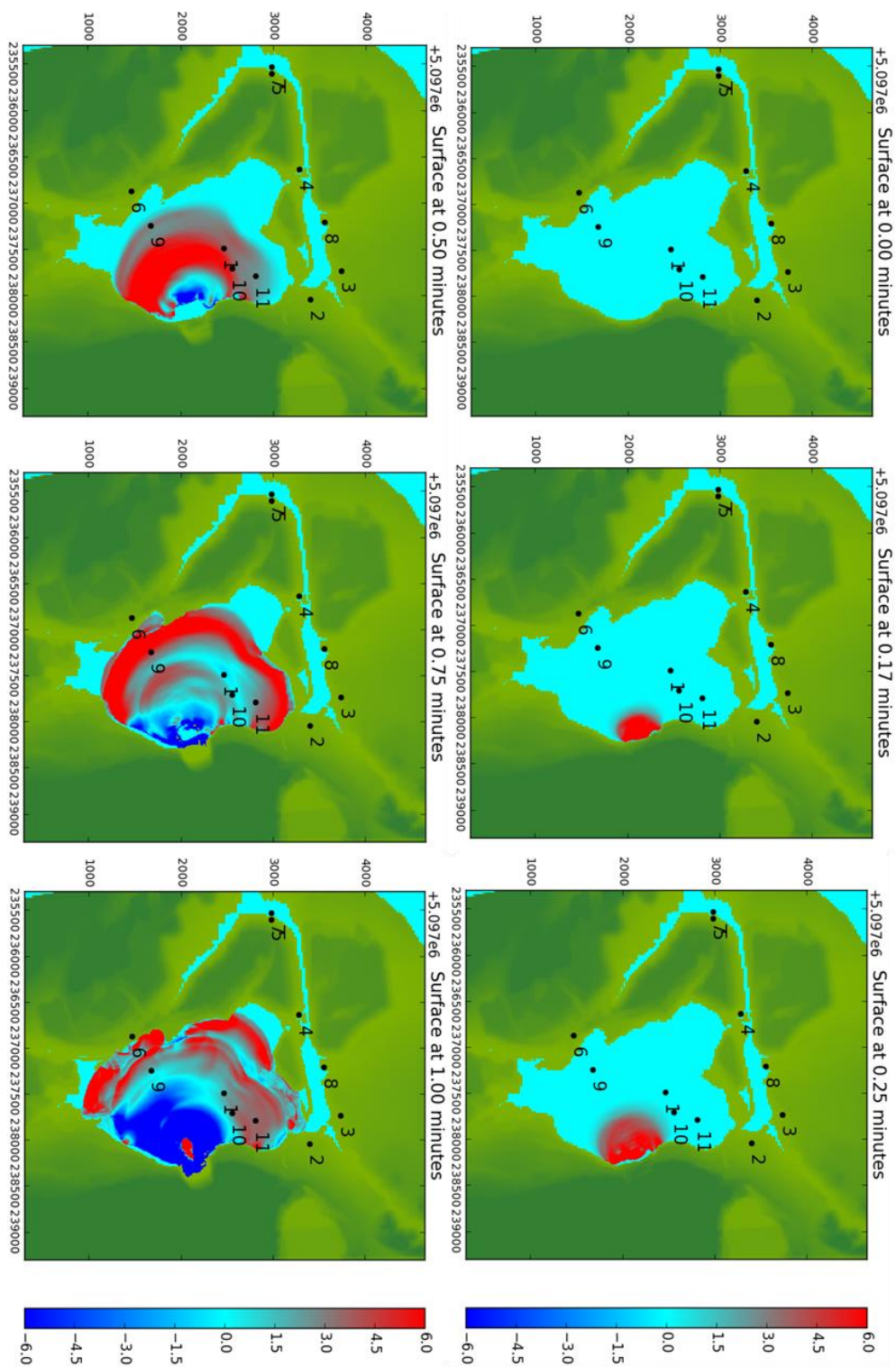


Figure 6-44 (A) : Vue en plan des résultats d'une modélisation du glissement R3, pour le scénario de vitesses très rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 0 et 1 minute.



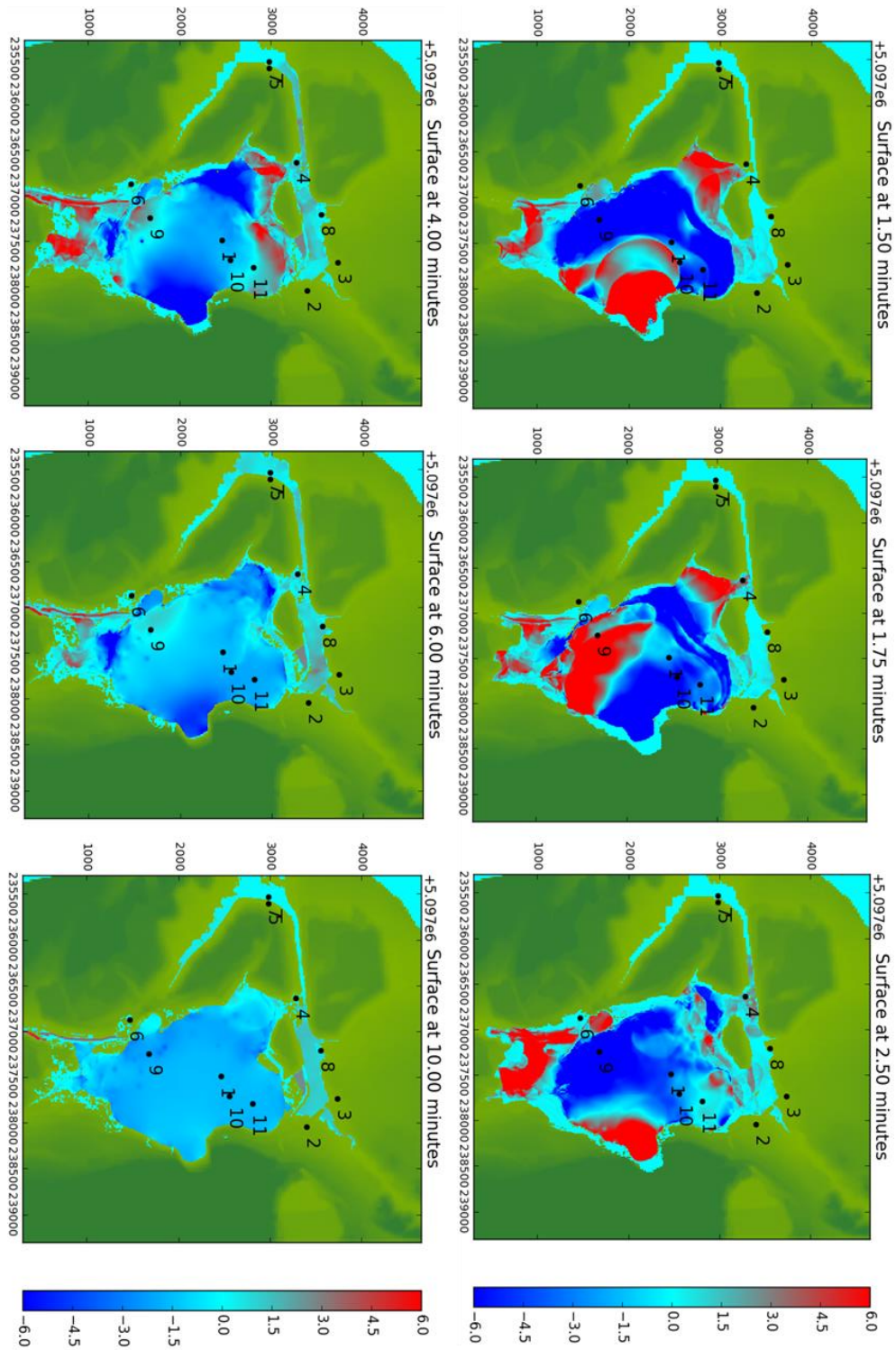


Figure 6-44 (B) : Vue en plan des résultats d'une modélisation du glissement R3, pour le scénario de vitesses très rapides avec une élévation du niveau du lac fixé à 235 m entre 1 minute 30 secondes et 10 minutes.



## 7. Arbre d'événements

Dans le chapitre 4 de ce rapport, sept scénarios de glissement de terrain ont été présentés. Pour chacun de ces scénarios, au chapitre 5, ont été présentés des scénarios d'évolution de vitesse. Finalement, pour chacun de ces scénarios d'évolution de vitesse, au chapitre 6, ont été présentées les analyses tsunamigéniques, et ce pour plusieurs élévations du niveau d'eau dans la fosse. Tel que mentionné dans les premiers chapitres, le scénario de glissement 2012 ne sera pas présenté ici étant donné que ce glissement a déjà eu lieu. Les autres scénarios n'ont pas tous une probabilité d'occurrence égale et la démarche entreprise dans le chapitre 7 vise à jeter un regard probabiliste sur ces scénarios, en se basant sur une structure appelée arbre d'événement. Ce sont donc les premières étapes d'une analyse de risque qui sont ici effectuées.

Il peut être bon en ce début de chapitre de rappeler quelques définitions importantes. Trois principaux termes ont à être définis, soit le danger, l'aléa ainsi que le risque. Le danger est le phénomène naturel ayant potentiellement une conséquence négative, décrit en termes de sa géométrie ainsi que de ses caractéristiques mécaniques et autres. L'aléa, quant à lui, est la probabilité qu'un danger particulier se produise durant une période donnée. Finalement, le risque est une mesure de la probabilité et des conséquences pour la vie ou une infrastructure advenant un événement

Dans le cas présent, les chapitres 4 et 5 traitent du danger glissement de terrain considérant les conditions d'initiation les plus critiques, sans égard aux conséquences potentielles ni à leur probabilité. Le chapitre 6, quant à lui, traite du danger tsunami, en fonction du danger glissement de terrain. Au chapitre 6, aucune notion de conséquences n'est mentionnée, ni de probabilité. Par contre, un autre concept peut ici être amené, soit la probabilité d'atteinte. Dans le cas présent, la probabilité d'atteinte pourrait être définie comme étant la probabilité qu'une vague, peu importe sa hauteur, atteigne un élément à risque, soit la Route 112 ou le secteur Black Lake de Thetford Mines.

Le but du présent chapitre est donc, à partir des dangers définis précédemment, de définir l'aléa, soit la probabilité d'occurrence de ces événements. Il est bon de préciser à ce point que le risque lui-même ne sera pas calculé. Il ne sera donc pas discuté de vulnérabilité des éléments à risque, de leurs coûts associés, etc.

Pour l'analyse d'un tsunami causé par un glissement de terrain, l'équation générale du risque pourrait être présentée comme étant :

$$R_{(prop)} = \sum_1^n (P_L \times P_{T:L} \times P_{S:T} \times V_{prop:S} \times E) \quad [7.1]$$

Où  $R_{(prop)}$  est la probabilité annuelle de perte des biens,  $n$  est un scénario donné (glissement ou vitesse),  $P_L$  l'aléa,  $P_{T:L}$  la probabilité d'atteinte de l'élément à risque par le tsunami,  $P_{S:T}$  la probabilité spatiale temporelle de l'élément à risque (c.-à-d. être au mauvais endroit au mauvais moment),  $V_{prop:S}$  la vulnérabilité de l'élément à risque pour ce type de mouvement de terrain, ou dans ce cas-ci la vague générée par le tsunami et finalement  $E$  la valeur de l'élément à risque.

Dans l'arbre d'événements, le terme  $P_L$  sera défini, en se basant sur le concept de jugement d'expert ainsi que des analyses présentées dans les chapitres 4 et 5. Le terme  $P_{T:L}$  quant à lui est indirectement obtenu à partir des modélisations numériques de tsunami présentées au chapitre 6. Pour ce qui est du terme  $P_{S:T}$ , nous pouvons simplifier en considérant que la route ou la ville est immuable et ne bougera pas. Ce terme sera donc égal à 1. Les autres termes ne seront pas abordés dans le cadre de ce projet de recherche. Finalement, il est à noter que la notion temporelle n'est pas abordée ici. Les probabilités ne sont donc pas des probabilités annuelles qu'un événement survienne, mais bien des probabilités qu'un événement survienne. Nous laissons aussi au MTQ le soin de déterminer les niveaux d'acceptabilité des divers aléas.

Un arbre d'événements est une représentation graphique d'une chaîne d'événements qui pourrait survenir, à partir d'un événement initiateur (Baecher et Christian, 2003). Cet arbre comprend donc les résultats possibles ainsi que leur probabilité d'occurrence (Lacasse et al. 2008).

L'arbre d'événements imaginé pour le projet est relativement simple, et il y aura un arbre d'événements par scénario de glissement de terrain, le cas du glissement à l'arrière de celui de 2012 faisant exception, les trois scénarios (R1 à R3) étant regroupés aux fins d'analyse.

Pour chaque scénario, la méthodologie sera la même. La première question à répondre, sera : est-ce que oui ou non ce glissement accélérera (Glissement global, Petit glissement Sud et Grand glissement Sud) ou surviendra (glissements R1 à R3)? La deuxième question à répondre sera : quel sera le niveau du lac lorsque ceci surviendra? Finalement, la dernière question sera : quelles seront les vitesses atteintes par le glissement?

Avant d'aller plus loin, quelques remarques sont nécessaires. Pour la première question posée, il faut voir la question en termes d'occurrence de tsunami ou d'inondation, les glissements étant actifs (sauf pour les hypothèses de glissements derrière celui de 2012). Répondre non à cette question voudra donc

dire que la vitesse du glissement restera comme la vitesse actuelle, deviendra nulle (stabilisation) ou sera tellement lente que le système sera en mesure de se drainer au fur et à mesure, par exemple si le glissement se fait sur des mois ou des années.

La deuxième question à répondre concerne le niveau d'eau dans la fosse lorsque le glissement se produit. Dans un souci de simplification, deux options vont s'offrir pour le niveau d'eau dans la fosse. Les analyses tsunamigéniques montrent que, à partir de certains niveaux d'eau dépendant du scénario envisagé, aucun modèle de vitesse ne donne de vagues pouvant inonder soit la route soit le village sous un certain niveau d'eau. Dans ces circonstances, nous avons décidé d'intégrer à ce niveau les niveaux d'eau, afin d'alléger l'arbre d'événement.

La dernière question à répondre dans l'arbre d'événements concerne la vitesse atteinte par le glissement. Trois ou quatre choix seront offerts en fonction des scénarios de glissement de terrain. La première option, soit « Évolution lente », est une option où les vitesses deviennent assez rapides pour causer une inondation par simple transfert de volume, mais trop lente pour créer une vague. En d'autres termes, si le niveau d'eau n'est pas encore à son paroxysme, le glissement aura comme conséquence une augmentation notable de la rapidité de remplissage. Si le niveau d'eau est à son plus haut niveau, dans ce cas, ce glissement ferait augmenter le niveau d'eau, sans que les mesures de drainage du lac ne soient en mesure d'évacuer au fur et à mesure l'excédent d'eau. Les autres choix de scénarios de vitesse font référence aux scénarios d'accélération présentés au chapitre 5 du présent rapport.

Pour chacun des scénarios de glissement, les sous-sections suivantes présenteront les arbres d'événements et justifieront les choix de valeur de pondération pour chacune des branches de l'arbre. Il est important de noter que ce jugement sur les probabilités d'occurrence est basé sur les analyses présentées précédemment ainsi que sur les informations disponibles lors de l'écriture de ce rapport et les hypothèses mises de l'avant pour réaliser des analyses. Par exemple, pour le talus situé à l'arrière du glissement de 2012, il n'y a actuellement aucun signe de mouvement et les glissements considérés (R1, R2 et R3) sont donc hypothétiques. Si des fissures de tension venaient à apparaître dans ce secteur, il serait alors impératif de revoir ces analyses avec ces nouvelles informations.

Afin de guider les choix de pondération, les probabilités en fonction de la description verbale de l'incertitude proposée par Lacasse et al. (2008) ont été appliquées. Le tableau 7-1 montre cette terminologie.

Tableau 7-1. Description verbale de l'incertitude versus la valeur de probabilité (Tiré de Lacasse et al. 2008).

Description verbale de l'incertitude	Probabilité de l'évènement
Virtuellement impossible	0,001
Très improbable	0,01
Improbable	0,10
Complètement incertain	0,50
Probable	0,90
Très probable	0,99
Virtuellement certain	0,999

### 7.1. Glissement global

Le graphique montrant l'arbre d'événements pour le glissement global est présenté à la figure 7-1. Le glissement global, soit celui impliquant toute la masse en mouvement, montre une faible probabilité d'accélérer à un point tel qu'il puisse causer une inondation ou vague de tsunami. Cette faible probabilité s'explique par le fait que, selon les données de terrain, le glissement semble se stabiliser (voir Caudal, 2015). De plus, l'analyse du FS en fonction du niveau d'eau montre que le FS était à son minimum lorsque le niveau d'eau dans la fosse était à une altitude d'environ 0 m, et au moment d'écrire ce rapport, le niveau d'eau est déjà aux alentours de 60 m. Le FS a donc augmenté depuis, ce qui devrait correspondre vers une augmentation de la stabilité. Il est donc probable que ce glissement finisse par s'arrêter, ou que sa vitesse demeure extrêmement lente. Les probabilités de 0,95 (pas d'accélération notable) et de 0,05 (accélération notable) ont donc été mis pour ces raisons.

Tel que mentionné, les FS les plus faibles, c.-à-d. sous 1, sont trouvés lorsque les niveaux d'eau sont en bas de 100 m, et commencent à remonter lorsque le niveau d'eau est au-dessus de 50 m. Les FS, selon la position de la nappe, lorsque le niveau d'eau sera au-dessus de 195 m, sont de l'ordre de 1,11 à 1,25. Étant donné cette variation du FS en fonction du niveau d'eau dans la fosse, si le glissement avait eu à se produire, le qualificatif de très probable (0,99) a été attribué pour un niveau d'eau inférieur à 195 m, et très improbable (0,01) quand il sera supérieur à 195 m. À titre indicatif, le niveau de 195 m devrait être atteint en 2029 environ.



Advenant que l'accélération notable du glissement global survienne lorsque le niveau est supérieur à 195 m, il peut être mis en hypothèse que l'évolution survienne de manière lente, pouvant éventuellement amener à un débordement si le niveau d'eau dans le réservoir est assez élevé. Cette première option correspond à l'utilisation d'un angle de frottement dynamique apparent proche de celui calculé par la rétro-analyse du glissement de 2012, qui engendre un déplacement minime. Le qualificatif de très probable (0,94) a été affecté à cette option. Le qualificatif de très improbable (0,05) a donc été attribué à une évolution des vitesses moyennes et de très improbable (0,01) à une vitesse rapide. Ces deux options correspondraient à des  $r_u$  élevés.

L'impact d'une évolution lente du glissement global, amenant une inondation potentielle par simple transfert de masse dans le lac, a pu être défini à partir des résultats des modélisations numériques. L'augmentation finale du niveau d'eau du lac peut en effet être déterminée à la fin d'une modélisation, une fois que la surface libre redevient au repos. L'augmentation du niveau d'eau par transfert de masse est en moyenne de 2 m, lorsque l'élévation initiale du niveau du lac est fixée à 233 m. Il est donc possible de conclure qu'aucune inondation ne peut être engendrée par l'évolution lente du glissement global puisque la Route 112 (marégraphe 4), premier point potentiellement affecté, est à une élévation de 235,6 m alors que l'inondation atteindrait 235 m.

Malgré une très faible probabilité d'occurrence d'une accélération soudaine de la masse en raison d'une augmentation de la stabilité provoquée par l'augmentation du niveau du lac, les conséquences d'une mobilisation à des vitesses moyennes et rapides ont été incluses dans l'arbre des conséquences de la figure 7-2. L'évolution très improbable des vitesses vers le scénario moyen du glissement global (NIS moyen) pourrait entraîner une inondation du nouveau tracé de la Route 112 (marégraphe 4) lorsque la surface libre du lac atteint l'élévation critique de 225 m, niveau atteint vers 2034, où les premières traces d'eau atteignent l'infrastructure. Avec un niveau du lac de 230 m, 1 m est observé au marégraphe 4 de la Route 112. Le niveau de 230 m sera atteint vers 2035. Finalement, lorsque le niveau du lac est initialement de 233 m, 3,2 m d'eau sont mesurés à ce même marégraphe 4. De plus, la Route 112 est aussi affectée au marégraphe 6, où 0,3 m d'eau est observé. Les premières traces d'inondation sont aussi observées pour la première fois au secteur Black Lake, au marégraphe 8. L'évolution rapide, virtuellement impossible, des vitesses du glissement global (NIS rapide) entraînerait l'inondation du nouveau tracé de la Route 112 (marégraphe 4) lorsque le lac atteint le niveau critique de 195 m. Lorsque le niveau du lac atteint 230 m, la Route 112 est inondée aux marégraphes 4 et 6 avec 11 et 3 m d'eau respectivement. Le secteur de Black

Lake est aussi affecté aux marégraphes 3 et 8 par une hauteur d'eau respective de 1 et 3 m. Au niveau final du lac, anticipé à 233 m, l'inondation a été observée sur les mêmes marégraphes, autant sur la Route 112 que le secteur de Black Lake. Les marégraphes 4, 6 3 et 8 montrent des hauteurs d'inondation respectives de 12,3, 3,6, 2,7 et 4,5 m. Les probabilités (très peu probable) d'occurrence de chacun des scénarios et des conditions possibles sont présentées à l'arbre d'événement de la figure 7-1. À la figure 7-2, la hauteur d'inondation est indiquée et associée au marégraphe correspondant pour des niveaux du lac égaux ou supérieurs au niveau critique.

En combinant les différentes probabilités et en sachant qu'il semblerait très improbable qu'une accélération notable du glissement global se produise et qu'il serait très improbable qu'une telle accélération se produise à des niveaux du lac supérieurs à 195 m, il appert qu'autant le scénario NIS moyen que NIS rapide, avec lesquels l'inondation est observée, seraient très faibles. La probabilité que le scénario NIS moyen se produise pour des niveaux d'eau supérieurs à 195 m serait de 0,00003. Elle serait plutôt de 0,00001 pour le scénario NIS rapide sous les mêmes conditions.

## **7.2. Grand glissement Sud**

Le graphique montrant l'arbre d'événement pour le grand glissement sud-est présenté à la figure 7-3. De par sa forme en dièdre, le grand glissement sud, même si de manière bidimensionnelle montre un FS plus faible que 1, pourrait montrer, de manière tridimensionnelle, un FS un peu plus élevé, étant donné que les surfaces de relâchement latérales confinent le glissement. De plus, il est possible qu'une partie des débris du glissement de 2012, dans leur partie sous-marine donc non visible, soient présents à la base du glissement, servant de berme et augmentant la stabilité de ce glissement. Le qualificatif d'improbable (0,1) a donc été attribué à la possibilité que le glissement subisse une accélération importante, étant donné ces raisons.

Si les conditions hydrogéologiques permettaient une accélération importante, cela se produirait lorsque le FS serait à son plus bas et, si l'on se fie à la courbe du FS en fonction du niveau de l'eau, cela arriverait lorsque le niveau serait aux alentours de 50-75 m. Le FS augmenterait au-dessus de 1, avec le pire scénario de hauteur de nappe phréatique, lorsque le lac serait à une élévation de 125 m environ. Lorsque le lac sera à une élévation de 210 m, le FS serait de 1,2. Étant donné la courbe du FS en fonction du niveau d'eau, le qualificatif de très improbable (0,01) a été attribué à la branche voulant que le glissement ait lieu lorsque le niveau d'eau dans la fosse sera au-dessus de 210 m.

Si ce glissement avait à se produire lorsque le niveau de l'eau est au-dessus 210 m, l'évolution devrait être relativement lente (0,9), étant donné la forme en dièdre du glissement. Une évolution en vitesse moyenne, même si possible, serait improbable (0,09) étant donné cette géométrie. Par les surpressions nécessaires, l'évolution en vitesse rapide serait virtuellement impossible (0,01).

L'évolution lente du grand glissement sud pourrait potentiellement lui aussi engendrer une inondation issue du transfert de masse. Les résultats des modélisations numériques permettent de conclure que la remontée du niveau du lac se situe entre 1,0 et 1,5 m, et ce lorsque la surface libre est à une élévation initiale de 233 m. Le niveau final du lac varierait donc entre 234 et 234,5 m. Il n'y aurait donc aucune inondation des infrastructures potentiellement vulnérables issue de ce transfert de masse, l'élévation de la Route 112 au marégraphe 4, point le plus bas d'une infrastructure, étant à 235,6 m.

Malgré le fait qu'une accélération notable, au moment où le niveau du lac a atteint sa cote jugée critique établie à partir des modélisations numériques soit qualifiée de très improbable, les conséquences d'un tsunami sur les différentes infrastructures sont présentées à la figure 7-4. L'évolution moyenne des vitesses du grand glissement sud (NIS moyen) peut entraîner les premières traces d'inondation de la Route 112 au marégraphe 4 lorsque le niveau du lac atteint 220 m. Ce niveau sera atteint vers 2033. La hauteur d'eau mesurée sur ce marégraphe augmente jusqu'à 3,4 m lorsque le niveau du lac est à 230 m, soit le niveau atteint vers 2035. Au niveau final anticipé du lac (c.-à-d. à 233 m), la hauteur d'eau est de 4,3 m au marégraphe 4 et 1,0 au marégraphe 6 de la Route 112. Le secteur de Black Lake est aussi affecté pour la première fois avec ces conditions : les premières traces d'inondation sont observées au marégraphe 8. L'évolution rapide des vitesses du grand glissement sud (NIS rapide) entraînerait plutôt une première inondation de 0,1 m au marégraphe 4 de la Route 112 lorsque le niveau du lac atteint 210 m. Le secteur Black Lake, précisément le marégraphe 8, serait quant à lui affecté lorsque le niveau du lac est à 220 m. Avec ces conditions, la Route 112 est affectée aux marégraphes 4 et 6, avec une hauteur d'inondation de 1,9 et 1,0 m respectivement. Lorsque le lac atteint son niveau final, à 233 m, les deux infrastructures étudiées sont entièrement touchées. La Route 112 est affectée aux marégraphes 4 et 6 (7,2 et 2,6 m), alors que le secteur de Black Lake est affecté aux marégraphes 2, 3 et 8 (0,9, 1,3 et 4,4 m).

En combinant les différentes probabilités et en sachant qu'il semblerait improbable qu'une accélération notable du Grand glissement Sud se produise et qu'il serait très improbable qu'une telle accélération se produise à des niveaux du lac supérieurs à 210 m, il appert qu'autant le scénario NIS moyen que NIS

rapide, avec lesquels l'inondation d'une ou l'autre des infrastructures potentiellement vulnérables est observée, auraient de très faibles probabilités de se produire. En effet, la probabilité que le scénario NIS moyen se produise pour des niveaux d'eau supérieurs à 210 m serait de 0,00009. Elle serait plutôt de 0,00001 pour le scénario NIS rapide sous les mêmes conditions.

### **7.3. Petit glissement Sud**

Le graphique montrant l'arbre d'événement pour le Petit glissement Sud est présenté à la figure 7-5. Ce glissement, de plus faible volume, à une géométrie similaire à la géométrie du glissement de 2012. En effet, sa géométrie, avec un plan de glissement pas trop éloigné de la falaise, et une forme relativement rectangulaire, le rend similaire au glissement de 2012. Par contre, contrairement à ce dernier, le pied du glissement serait plus haut dans la pente, soit au-dessus de la berme laissée en place par la minière. L'issue de ce glissement est donc plus incertaine, le qualificatif associé à l'occurrence d'une accélération est donc ici complètement incertain (0,5), c.-à-d. qu'il y a la même probabilité que le glissement subisse une accélération notable que le glissement continue avec une très faible vitesse ou arrête.

L'analyse du FS en fonction de la hauteur du lac montre que le FS sera à son plus bas lorsque le niveau du lac sera à environ 160 m, et serait toujours, entre 60 et 220 m d'altitude, sous 1. Un niveau de nappe encore plus élevé dans la pente rendra ce FS encore plus faible. Étant donné que les FS les plus faibles sont lorsque le niveau du lac est sous les 230 m, il peut être supposé que, s'il y avait à avoir glissement, le glissement serait déjà survenu lorsque le niveau atteint les 230 m. Par contre, il est important de se rappeler que le FS serait très faible, même pour un niveau du lac au-delà de 230 m. Le qualificatif de probable (0,90) a été attribué pour le scénario où le glissement a lieu avant que le niveau atteigne 230 m. Le qualificatif d'improbable (0,1) est donc attribué au scénario où le glissement a lieu lorsque le niveau sera supérieur à 230 m.

Si le glissement avait à se produire lorsque le niveau sera supérieur à 230 m, il peut être supposé, étant donné la géométrie similaire au glissement de 2012, que le glissement devrait évoluer d'une manière comparable au glissement de 2012. Par contre, les analyses dans NIS, avec un angle de frottement comparable à celui utilisé pour la modélisation à rebours de 2012 montrent un mouvement négligeable. Il pourrait par contre être supposé que le niveau de la nappe phréatique aura augmenté dans la pente, augmentant donc les pressions interstitielles et réduisant l'angle de frottement apparent. Le qualificatif de complètement incertain (0,45) a donc été attribué aux scénarios d'évolution de

vitesse lente ou moyenne, tandis que le qualificatif d'improbable a été associé au scénario de vitesse le plus rapide.

Les résultats des modélisations numériques montrent que l'évolution lente du Petit glissement Sud, entraînant l'augmentation de l'élévation du niveau du lac par transfert de masse, ne peut causer d'inondation d'une ou l'autre des infrastructures potentiellement vulnérables. En effet, un transfert de masse augmente le niveau du lac d'environ 0,5 m lorsqu'il est initialement à 233 m, pour une élévation finale de 233,5 m. Cette élévation est inférieure à celle de la Route 112 (marégraphe 4), première infrastructure affectée durant l'inondation issue d'un tsunami.

Une accélération notable est complètement incertaine dans le cas du Petit glissement Sud et il est improbable que la mobilisation de la masse se produise au-delà du niveau critique du lac puisque le FS, même s'il demeure très faible, ne sera pas le FS le plus faible qu'ait subie cette pente. Les conséquences d'un tsunami sur les différentes infrastructures étudiées pour les différentes conditions sont présentées à la figure 7-6. L'évolution moyenne des vitesses (NIS moyen) pourrait entraîner une inondation de la Route 112 au marégraphe 4 lorsque le niveau du lac atteindra 233 m, vers 2036. Les premières traces d'inondation y sont alors observées. L'évolution rapide des vitesses (NIS rapide), beaucoup moins probable que l'autre scénario, va entraîner l'inondation de la Route 112 lorsque le niveau du lac est plutôt à 230 m. Une hauteur d'inondation de 0,3 m est mesurée au marégraphe 4. Cette hauteur d'inondation va augmenter jusqu'à 1,3 m lorsque le niveau du lac augmente jusqu'à son état final, soit 233 m. Dans le cas du Petit glissement Sud, le secteur Black Lake est toujours épargné, indépendamment du scénario de vitesses pouvant caractériser la mobilisation de la masse.

Il est par contre important de relativiser l'aspect potentiellement problématique des scénarios de vitesses rapides et moyennes. En effet, tel que mentionné précédemment, le FS atteindrait son point minimal (c.-à-d. 0,9) à environ 160 m avant d'augmenter et atteindre l'unité à environ 235 m. Si la masse potentiellement mobilisable n'a pas développé d'accélération soudaine lorsque le FS est à son minimum (FS de 0,9 à 160 m), il est plutôt improbable que cela se produise par la suite (pour des niveaux du lac entre 230 et 235 m). Le scénario deviendrait donc beaucoup moins problématique en termes de conséquences liées au tsunami.

Le scénario de glissement petit sud-est caractérisé par un fort niveau d'incertitude, tel que démontré dans son arbre d'événements (Figure 7-5). Il semblerait complètement incertain qu'une accélération notable du glissement se

produise et il serait improbable qu'une telle accélération se produise à des niveaux du lac supérieurs à 230 m. De plus, une évolution des vitesses suivant le profil NIS moyen serait complètement incertaine, tandis qu'une évolution des vitesses suivant le profil NIS rapide serait improbable. Il appert donc qu'une fois combinées, les probabilités que le scénario NIS moyen ou NIS rapide se développe, avec lesquels l'inondation d'une ou l'autre des infrastructures potentiellement vulnérables est observée, soient plus élevées. La probabilité que le scénario NIS moyen se produise pour des niveaux d'eau supérieurs à 230 m serait de 0,02250. Pour le scénario NIS rapide sous les mêmes conditions, elle serait plutôt de 0,00500.

#### **7.4. Glissement à l'arrière du glissement de 2012 (R1 à R3)**

Le graphique montrant l'arbre d'événement pour l'ensemble des glissements hypothétiques derrière le glissement de 2012 est présenté à la figure 7-7. Le scénario voulant qu'un glissement se produise derrière le glissement de 2012 est quant à lui différent des scénarios précédents. En effet, dans ce cas-ci, trois scénarios arbitraires de volume différent sont présentés. Ces volumes doivent être perçus comme un continuum, c.-à-d. un volume plus faible que le cas R1 pourrait arriver, ainsi que des volumes intermédiaires. Tel que montré par les analyses tsunamigéniques du glissement R1, ce volume serait la borne inférieure de volume qui, avec le scénario de vitesse le plus élevé, pourrait amener une inondation de 0,1 m sur la route si le niveau du lac était à 235 m. Ceci revient donc à dire qu'avec un volume inférieur, les simulations ne montreraient aucune vague significative pouvant atteindre la route.

Étant donné les valeurs des FS trouvées dans les analyses de stabilité, il apparaît improbable (0,1), au vu des informations limitées disponibles lors de l'écriture de ce rapport, qu'un glissement se développe à l'arrière du glissement de 2012. Les glissements R1, R2 et R3 sont principalement différents par leurs volumes, le glissement R1 ayant le plus faible volume tandis que le glissement R3 a un volume plus élevé. Au vu des FS obtenus lors de l'analyse, il est plus probable qu'un glissement de plus faible volume survienne (R1, 0,7; R2. 0,25) qu'un glissement ayant un beaucoup plus grand volume (R3, 0,05)

Pour chacun de ces scénarios, il est très probable (0,99) que le glissement ait lieu lorsque le niveau d'eau dans la pente sera élevé. L'analyse de stabilité pour le plus grand volume, selon le niveau d'eau montre que, si le niveau d'eau est à 200 m et que la nappe est basse dans le talus, le FS est à environ 3,4 tandis que lorsque le niveau d'eau est à 230 m et que la nappe est haute dans le talus, le FS est à 2,6. La hauteur de la nappe a donc une grande influence sur la stabilité. Contrairement aux autres cas, le FS est dans ce cas-ci le plus faible lorsque le



niveau est le plus élevé, étant donné que le pied du glissement serait très haut dans la pente.

Pour ce qui est de l'évolution des vitesses, dans ce cas-ci, il peut être supposé que, étant donné que la forme du glissement est relativement rectangulaire, il y aurait des surfaces de relâchement latérales qui ne ralentiraient pas la masse en mouvement, tel qu'il fut le cas pour le grand glissement sud. De plus, la base du glissement est relativement libre de débris. Dans ce cas, on pourrait considérer que la probabilité que la masse ait une évolution relativement rapide soit plus élevée que le glissement se produise de manière très lente. Par contre, il paraît plus probable que le scénario de vitesse avec un angle de frottement plus élevé soit réaliste. Ainsi, les pondérations de 0,7 pour le scénario avec NIS le plus lent, 0,2 pour le scénario où il n'y a qu'inondation et 0,1 pour le scénario avec NIS le plus élevé ont été décernées. Pour ce qui est du grand glissement, le 0,1 pour le scénario avec NIS le plus élevé a été divisé en 0,09 et 0,01 pour les scénarios rapide et très rapide respectivement.

Une évolution lente du glissement à l'arrière de l'événement de juillet 2012 est considérée, et ce pour tous les différents scénarios de volume. La remontée du niveau du lac issue du transfert de masse a été observée à partir des modélisations numériques. Le glissement R1 dans les résidus n'a engendré aucune remontée du niveau d'eau étant donné son faible volume. Le glissement R2 a provoqué une augmentation de 0,3 m du niveau du lac, lorsque celui-ci était initialement à 233 m. Le glissement R3 dans les résidus, quant à lui, a un effet de transfert de masse beaucoup plus important avec une remontée moyenne de 1,5 m lorsque le niveau initial du lac est de 233 m. Indépendamment du volume du glissement, aucune inondation des infrastructures analysées ne peut être générée par un simple transfert de masse, étant donné que l'élévation minimale de l'infrastructure la plus vulnérable, soit la Route 112, est à 235,6 m (marégraphe 4).

En établissant l'élévation finale du niveau du lac à 233 m, qui sera atteint vers 2036, il est possible de conclure que le scénario du petit glissement dans les résidus ne peut générer un tsunami suffisant pour affecter la Route 112 et le secteur de Black Lake, et ce peu importe l'évolution des vitesses durant la mobilisation. Le niveau du lac critique est à 235 m avec une évolution rapide des vitesses et il est supérieur à 235 m avec une évolution moyenne des vitesses. Le scénario du glissement R2 dans les résidus peut générer un tsunami suffisant pour inonder la Route 112 seulement dans le cas d'une évolution rapide des vitesses. Les premières traces d'inondation sont observées au marégraphe 4 à un niveau du lac critique de 233 m. Bien que moins probable, le glissement R3 dans les résidus miniers peut potentiellement être plus problématique pour des

niveaux d'eau élevés. L'évolution moyenne des vitesses peut entraîner des traces d'inondation au marégraphe 4 de la Route 112 au moment où le lac a atteint son niveau final de 233 m. Les premières traces d'inondation sont observées plus rapidement dans le cas d'une évolution rapide des vitesses, soit lorsque le niveau du lac est à 230 m. Une hauteur d'inondation maximale de 0,5 m est observée au marégraphe 4 de la Route 112 au niveau du lac final de 233 m. L'évolution très rapide des vitesses permet de générer un tsunami capable d'inonder le marégraphe 4 de la Route 112 lorsque le niveau initial du lac est à 220 m. Lorsque le lac atteint son niveau final, le nouveau tracé de la route est affecté à la fois au marégraphe 4 et au marégraphe 6, avec des hauteurs d'inondation respectives de 2,7 et 0,6 m. Dans tous les cas, le secteur de Black Lake ne serait jamais affecté par l'inondation d'un tsunami. Les conséquences des différents scénarios possibles sont présentées en détail à la figure 7-8 pour tous les marégraphes touchés.

Tel que démontré dans son arbre d'événements (Figure 7-7), il semblerait improbable que le glissement R1 se développe et très improbable que ce soit plutôt le glissement R2 ou R3 qui se développe. Advenant que le glissement se développe, il serait par contre très probable que le glissement, autant R1 que R2 ou R3, se produise à des niveaux du lac supérieurs à 220 m. Le scénario R1 peut être négligé étant donné que peu importe le profil des vitesses (c.-à-d. NIS moyen ou rapide), aucune des deux infrastructures étudiées ne sont affectées pour un niveau du lac inférieur ou égal à 233 m. Pour le scénario R2, il serait peu probable que le profil NIS moyen se développe, alors qu'il serait improbable que ce soit le profil NIS rapide. Lorsque les vitesses du glissement R2 atteignent le profil NIS moyen, aucune inondation n'est observée sur les infrastructures potentiellement vulnérables. Ce scénario pourrait donc être négligé. Une fois combinée, la probabilité que le scénario NIS rapide se produise pour des niveaux d'eau supérieurs à 220 m serait de 0,0025. Pour le scénario R3, il serait peu probable que le profil NIS moyen se développe. Pour les scénarios NIS rapide et NIS très rapide, l'incertitude pourrait être qualifiée respectivement d'improbable et de très improbable. Une fois les probabilités combinées, la probabilité que le scénario NIS moyen se produise pour des niveaux d'eau supérieurs à 220 m atteint 0,0035. La probabilité respective pour l'évolution de vitesse rapide et très rapide est de 0,0004 et de 0,00005.

Scénario	Accélération	Niveau d'eau	Évolution vitesse	Inondation Route 112	Inondation Black Lake	Probabilité
		0.99 50-195		Non affecté	Non affecté	0.04950
	0.05 Accélération notable					
			0.94 Évolution lente (inondation)	Non affecté	Non affecté	0.00047
		0.01 195-233	0.05 Évolution NIS moyen	Voir figure 7-2	Voir figure 7-2	0.00003
Global			0.01 Évolution NIS rapide	Voir figure 7-2	Voir figure 7-2	0.00001
	0.95 Pas d'accélération notable			Non affecté	Non affecté	0.95000

Figure 7-1 : Arbre d'événement pour le scénario de glissement global.

Scénario	Probabilité en fonction de l'évolution des vitesses			Niveau d'eau	Inondation Route 112	Inondation Black Lake
					Non affecté	Non affecté
		0.94 Évolution lente (inondation)				
			225	Traces d'inondation (# 4)		Non affecté
			230	1,0 (# 4)		Non affecté
Global		0.05 Évolution NIS moyenne				
			233	3,2 (# 4) 0,3 (# 6)		Traces d'inondation (# 8)
		0.01 Évolution NIS rapide				
			195	Traces d'inondation (# 4)		Non affecté
			215	3,2 (# 4) 0,3 (# 6)		Traces d'inondation (# 8)
			230	11,0 (# 4) 3,0 (# 6)		1,0 (# 3) 3,0 (# 8)
			233	12,3 (# 4) 3,6 (# 6)		2,7 (# 3) 4,5 (# 8)

Figure 7-2 : Arbre des conséquences pour le scénario de glissement global.







Scénario	Accélération	Niveau d'eau	Évolution vitesse	Inondation Route 112	Inondation Black Lake	Probabilité
		0.9 50-230		Non affecté	Non affecté	0.45000
	0.5 Accélération notable					
			0.45 Évolution lente (inondation)	Non affecté	Non affecté	0.02250
		0.1 230-233	0.45 Évolution NIS moyen	Voir figure 7-6	Voir figure 7-6	0.02250
Petit sud			0.1 Évolution NIS rapide	Voir figure 7-6	Voir figure 7-6	0.00500
	0.5 Pas d'accélération notable			Non affecté	Non affecté	0.50000

Figure 7-5 : Arbre d'événement pour le scénario de glissement Petit Sud.

Scénario	Probabilité en fonction de l'évolution des vitesses			Niveau d'eau	Inondation Route 112	Inondation Black Lake
					Non affecté	Non affecté
		0.45 Évolution lente (inondation)				
Petit glissement sud		0.45 Évolution NIS moyenne	233	Traces d'inondation (# 4)		Non affecté
		0.1 Évolution NIS rapide	230	0,3 (# 4)		Non affecté
			233	1,3 (# 4)		Non affecté

Figure 7-6 : Arbre des conséquences pour le scénario de glissement Petit Sud.

	Glissement	Scénario	Niveau d'eau	Évolution vitesse	Inondation Route 112	Inondation Black lake	Probabilité
			0.01 50-220		Non affecté	Non affecté	0.00070
		0.7 R1		0.2 Évolution lente (inondation)	Non affecté	Non affecté	0.01386
			0.99 220-233	0.7 Évolution NIS moyen	Non affecté	Non affecté	0.04851
				0.1 Évolution NIS rapide	Non affecté	Non affecté	0.00693
			0.01 50-220		Non affecté	Non affecté	0.00025
	0.1 Glissement	0.25 R2		0.2 Évolution lente (inondation)	Non affecté	Non affecté	0.00495
			0.99 220-233	0.7 Évolution NIS moyen	Non affecté	Non affecté	0.01733
				0.1 Évolution NIS rapide	Voir figure 7-8	Voir figure 7-8	0.00248
Glissement au-dessus 2012			0.01 50-220		Non affecté	Non affecté	0.00005
		0.05 R3					
			0.99 220-233	0.2 Évolution lente (inondation)	Non affecté	Non affecté	0.00099
				0.7 Évolution NIS moyen	Voir figure 7-8	Voir figure 7-8	0.00347
				0.09 Évolution NIS rapide	Voir figure 7-8	Voir figure 7-8	0.00045
				0.01 Évolution NIS très rapide	Voir figure 7-8	Voir figure 7-8	0.00005
	0.9 Pas de glissement				Non affecté	Non affecté	0.90000

Figure 7-7 : Arbre d'événement pour le scénario de glissement derrière le glissement de juillet 2012 (résidus miniers).

Scénario	Probabilité en fonction de l'évolution des vitesses			Niveau d'eau	Inondation Route 112	Inondation Black Lake
Glissement R2		0.2 Évolution lente (Inondation)			Non affecté	Non affecté
		0.7 Évolution NIS moyen			Non affecté	Non affecté
		0.1 Évolution NIS rapide		233	Traces d'inondation (# 4)	Non affecté
Glissement R3		0.2 Évolution lente (Inondation)			Non affecté	Non affecté
		0.7 Évolution NIS moyen		233	Traces d'inondation (# 4)	Non affecté
		0.09 Évolution NIS rapide		230	Traces d'inondation (# 4)	Non affecté
				233	0,5 (# 4)	Non affecté
					Traces d'inondation (# 4)	Non affecté
				220	1,5 (# 4)	Non affecté
				230	2,7 (# 4)	Non affecté
		0.01 Évolution NIS très rapide		233	0,6 (# 6)	Non affecté

Figure 7-8 : Arbre des conséquences pour le scénario de glissement derrière le glissement de juillet 2012 (résidus miniers).

## **8. Conclusion**

Ce rapport, constituant le rapport final du projet Black Lake, portait sur le potentiel tsunamigénique du glissement de Black Lake de la mine LAB Chrysotile, à St-Joseph de Coleraine. À titre de rappel, l'objectif général était de développer une approche paramétrique permettant d'évaluer les dangers auxquels est exposé le secteur de Black Lake, vis-à-vis le potentiel de tsunami pouvant être causé par un glissement de terrain. Les objectifs spécifiques du projet étaient quant à eux 1) d'analyser divers scénarios d'évolution du glissement de terrain, 2) d'évaluer le potentiel tsunamigénique d'un tel glissement et finalement 3) d'analyser le danger auquel est exposé le secteur de Black Lake. Dans les prochains paragraphes seront données les principales conclusions quant à ces objectifs.

### **8.1. Scénarios possibles d'évolution des glissements de terrain**

À partir des observations de terrain ainsi que de l'analyse des données LiDAR aéroportées, trois scénarios quant à l'évolution du glissement de terrain ont été décrits. De plus, trois autres scénarios, impliquant le volume de roche et de résidus au-dessus de l'escarpement arrière du glissement de 2012, ont été élaborés. Ces trois derniers scénarios ne montrent pour l'instant aucun signe d'instabilité, mais ont été étudiés afin d'évaluer les conditions nécessaires qui feraient en sorte qu'un glissement se forme à cet endroit. Des études de stabilité prospectives ont été effectuées sur les scénarios qui sont actuellement en mouvement, en fonction du niveau d'eau dans la mine à ciel ouvert. Ces analyses de stabilité ont été réalisées en utilisant une méthode déterministe et qui ne tient donc pas compte, comme tel, de l'incertitude sur les différents paramètres, comme le ferait une approche probabiliste.

Les trois scénarios élaborés pour le volume qui est actuellement en mouvement montrent une évolution similaire du facteur de sécurité en fonction du niveau d'eau dans la mine. En effet, pour ces trois scénarios, la courbe du facteur de sécurité en fonction du niveau d'eau dans le lac pourrait être représentée par une parabole ayant un minimum à un certain niveau d'eau. Pour le volume global, ce facteur de sécurité minimum a été atteint lorsque le niveau d'eau dans le lac était à une altitude d'environ 0 m. Pour le grand glissement sud, le niveau d'eau où le facteur de sécurité est minimal est à environ 50-75 m, soit le niveau atteint en 2015. Pour le Petit glissement Sud, ce facteur de sécurité minimal devrait être atteint lorsque le niveau d'eau du lac sera à environ 160 m d'altitude, c.-à-d. en 2023 environ.

Pour ce qui est des scénarios impliquant la masse à l'arrière du glissement de 2012, le facteur de sécurité trouvé pour les trois scénarios varie entre 2,4 et 2,6, avec un niveau d'eau défavorable dans la pente. Ces analyses ont été effectuées avec des paramètres pour la roche intacte. Si les paramètres géotechniques devaient être inférieurs, ou si la géologie anticipée n'est pas la bonne, le facteur de sécurité obtenu serait inférieur. De plus, l'analyse montre que, si un plan de faiblesse, ou une famille de discontinuités, était dans un angle défavorable à la stabilité, le facteur de sécurité pourrait être inférieur à l'unité. Par contre, pour le moment il n'y a aucune indication visible à la surface du terrain qui pourrait indiquer une telle situation. De plus, en profondeur, les éléments pertinents à une telle analyse sont présentement inconnus.

Sur les six scénarios élaborés, des analyses cinématiques ont été effectuées à l'aide du logiciel NIS. Une rétro-analyse du glissement de 2012 a en premier lieu été effectuée afin de calibrer le modèle. Par la suite, les analyses cinématiques ont été effectuées, et pour chacun des scénarios de glissement, deux scénarios de vitesse ont été élaborés. En effet, il est très difficile de calculer a priori l'évolution de l'accélération d'un glissement. Les deux modèles de vitesse présentés pour chacun des glissements montrent deux scénarios potentiels, mais les vitesses calculées avec les paramètres les plus proches de ceux calés pour le glissement de 2012 sont, a priori, ceux les plus susceptibles d'être enregistrés, si une accélération soudaine venait à se produire. Si par contre, l'angle de frottement calculé à rebours sur le glissement de 2012 était valable pour les autres cas étudiés, la probabilité de génération d'un tsunami significatif, exception faite d'un glissement à l'arrière du glissement de 2012, serait nulle étant donné le très faible déplacement associé à un tel angle de frottement. Par contre, étant donné que le niveau de la nappe phréatique augmentera dans le temps, il peut être mis comme hypothèse que l'angle de frottement dynamique apparent diminuera légèrement étant donné la hausse des pressions interstitielles.

La conclusion quant à cet aspect de la recherche est que, pour tous les scénarios envisagés dans la masse en mouvement actuel, le facteur de sécurité lorsque le niveau du lac aura atteint son maximum sera un facteur de sécurité plus élevé que lorsque le niveau du lac était à un niveau inférieur. Conséquemment, si un glissement avait à se produire, notre analyse démontre clairement qu'il devrait se produire avant l'atteinte d'un niveau critique susceptible d'inonder certains secteurs à la suite d'un tsunami. Quant aux glissements en haut du glissement de 2012, les facteurs de sécurité trouvés sont tels qu'il paraît improbable, au vu des informations disponibles lors de l'écriture de ce rapport, qu'un glissement se produise. Par contre, le niveau d'incertitude



dans ces scénarios est très élevé, étant donné l'absence d'information sur la géologie et sur l'hydrogéologie.

## **8.2. Potentiel tsunamigénique**

La deuxième étape de ce projet fut, à partir des scénarios de glissement et de vitesse élaborés, d'analyser le potentiel tsunamigénique. Pour ce faire, des analyses numériques bidimensionnelles avec la vitesse moyennée à la verticale et à plusieurs niveaux d'eau différents ont été effectuées, et ce pour tous les scénarios de glissement de terrain. Les analyses ont été effectuées avec le logiciel GeoClaw. Ces analyses ont permis de décrire, pour chacun des volumes de glissement, le niveau d'eau et la vitesse du glissement nécessaire à ce qu'il y ait inondation, autant sur la nouvelle route 112 que dans le secteur Black Lake de la ville de Thetford Mines. Par exemple, avec le scénario de vitesse le plus rapide, le tsunami généré par le Petit glissement Sud n'atteindrait la route que si le niveau d'eau dans la fosse était au-delà de 230 m d'altitude. Les différents scénarios, en fonction de l'atteinte potentielle ou non, sont présentés aux figures du chapitre 6.

Il est donc possible d'indiquer lesquels des scénarios pourraient être plus problématiques en termes des conséquences liées à l'inondation. On note tout d'abord le scénario du Petit Glissement Sud, autant lorsque la mobilisation de la masse respecte le profil de vitesses moyennes que rapides, qui engendrent l'inondation du nouveau tracé de la Route 112 (marégraphe 4) lorsque l'élévation finale du niveau du lac est atteinte (c.-à-d. 233 m). La Route 112 est affectée un peu plus tôt pour le scénario des vitesses rapides, soit lorsque le niveau du lac atteint 230 m. Le deuxième scénario pouvant être potentiellement problématique en termes des conséquences liées à l'inondation est celui correspondant aux glissements dans les résidus miniers, derrière le glissement de 2012. En supposant que l'élévation finale du niveau du lac sera de 233 m, les résultats ont démontré que les conséquences reliées à l'inondation sont nulles pour le petit glissement dans les résidus miniers, puisque les vagues générées ne provoquent pas d'inondation avant que le niveau du lac soit de 235 m. Toujours selon le niveau final anticipé du lac, le glissement moyen dans les résidus miniers pourrait potentiellement être problématique en termes d'inondation si les vitesses et les accélérations générées lors de la mobilisation correspondent au profil de vitesses rapides. En effet, le seuil d'inondation correspond à un niveau de lac de 233 m, point à partir duquel la Route 112 (marégraphe 4) est affectée. Le grand glissement dans les résidus est beaucoup plus problématique en termes de conséquences liées au tsunami. Peu importe les vitesses et accélérations développées lors de la mobilisation de la masse, il a été possible

d'observer l'inondation de la Route 112, au marégraphe 4, lorsque le niveau final du lac est atteint.

### **8.3. Évaluation du danger**

Le chapitre 7 fait une synthèse des résultats, en mettant en relation les facteurs de sécurité obtenus pour les différents scénarios et l'atteinte par la vague des ouvrages d'art. En se basant sur le jugement des auteurs de ce rapport ainsi que suite aux discussions avec les experts du MTQ, des valeurs de probabilité ont été décernées sur l'accélération potentielle, en fonction du niveau d'eau, ainsi que des vitesses atteintes par les glissements. Des probabilités d'atteinte pour chacun des scénarios de glissement ont donc pu être établies. L'analyse des figures présentées au chapitre 6 montrent que les scénarios qui seraient les plus problématiques seraient le Petit glissement Sud ainsi que les glissements survenant à l'arrière du glissement de 2012. Seront soulignés ci-après les quatre scénarios présentant la probabilité du danger le plus élevé.

Pour le Petit glissement Sud, les probabilités sont à 0,0225 que le glissement se produise à un niveau d'eau supérieur à 230 m, et que ce glissement montre le scénario de vitesse moyenne dans NIS. Si le glissement se produisait lorsque le lac est à une altitude de 233 m, des traces d'eau pourraient arriver jusqu'à la route 112. Par contre, si le glissement évoluait avec le scénario de vitesse rapide, à partir du moment où le niveau d'eau du lac atteint 230 m, si le glissement se produisait de l'eau pourrait atteindre la route. À une altitude de 233 m pour le lac, 1,3 m d'eau atteindrait la route. Ce dernier scénario montre une probabilité de 0.005. Peu importe les scénarios retenus, le secteur habité de Black Lake n'est pas touché.

Pour les glissements derrière le glissement de 2012, les analyses montrent que peu importe le scénario de vitesse, le petit volume (R1) ne causerait pas de vagues pouvant atteindre la route. Pour le scénario ayant un volume moyen (R2), le scénario de vitesse rapide amènerait des traces d'eau sur la route avec un niveau d'eau dans le lac à 233 m. La probabilité que ce scénario se produise lorsque le niveau d'eau est entre 220 et 233 m est de 0.0025. Finalement, la probabilité que le plus grand volume mobilisable glisse (R3), lorsque le niveau d'eau est entre 220 et 233 m, et qu'il ait une vitesse telle que décrite par le scénario moyen de vitesse, est de 0,0035. Dans ce cas aussi, des traces d'eau seraient visibles sur la route si le glissement se produisait lorsque le niveau sera à son maximum. Rappelons que pour les cas R1 à R3, il n'y a aucune évidence permettant actuellement de considérer que de tels mouvements sont en cours, mais on ne peut pas non plus conclure qu'il ne pourrait pas y en avoir dans le futur, de là l'incertitude dans ce secteur.

Le tableau 8-1 présente le résumé des scénarios évalués lors de l'analyse tsunamigénique et qui pourraient se rendre à la route ou à la ville. Les différentes conditions, décrivant l'accélération, le profil des vitesses et les niveaux d'eau, sont exposées. En termes de conséquences, il y a mention lorsque l'une ou l'autre des infrastructures (c.-à-d. le nouveau tracé de la Route 112 et le secteur de Black Lake) est affectée, de même que le niveau du lac critique à partir duquel il y a inondation.

**Tableau 8-1 : Tableau résumé des scénarios potentiels pour lesquels l'eau pourrait atteindre la route ou la ville de Black Lake. Entre parenthèses est placé l'année où le niveau d'eau atteindra l'élévation indiquée.**

Scénario	Niveau d'eau (m)	Probabilité	Profil vitesses	Conséquences	
				Route 112	Black Lake
Glissement global	195-233	0,000025	Évolution moyenne	Affecté à 225 m (2033)	Affecté à 233 m (2035)
		0,000005	Évolution rapide	Affecté à 195 m (2029)	Affecté à 230 m (2034)
Grand glissement sud	210-233	0,00009	Évolution moyenne	Affecté à 220 m (2032)	Affecté à 233 m (2035)
		0,00001	Évolution rapide	Affecté à 210 m (2031)	Affecté à 220 m (2032)
Petit glissement Sud	230-233	0,02250	Évolution moyenne	Affecté à 233 m(2035)	Non affecté
		0,00500	Évolution rapide	Affecté à 230 m (2034)	Non affecté
Glissement R2	220-233	0,0025	Évolution rapide	Affecté à 233 m (2035)	Non affecté
Glissement R3	220-233	0,0035	Évolution moyenne	Affecté à 233 m (2035)	Non affecté
		0,0004	Évolution rapide	Affecté à 230 m (2035)	Non affecté
		0,00005	Évolution très rapide	Affecté à 220 m (2035)	Non affecté

#### **8.4. Travaux futurs**

Selon nous, de nouvelles simulations de la propagation de vagues plus poussées ne devraient pas être envisagées, avec l'état actuel des connaissances. Ceci s'explique par la grande incertitude sur la géologie du site ainsi que sur l'hydrogéologie. En effet, plusieurs paramètres ont été estimés suite à l'analyse à rebours, tels les paramètres géotechniques et géomécaniques. De plus, la géologie a été approximée comme étant uniforme pour plusieurs cas, étant donné le manque évident d'informations provenant de forages ou de données de surface. En fait, dans plusieurs cas, aucune information de la géologie en sous-surface n'était disponible. Il faut noter que pour les scénarios impliquant la masse déjà en mouvement, l'incertitude est moindre étant donné que nous savons que la masse est en mouvement et qu'ainsi le facteur de sécurité est inférieur à 1. Ceci conforte donc les analyses qui montrent un FS inférieur à 1.

La zone où l'incertitude est la plus grande est donc la zone au-dessus du glissement de 2012, soit les scénarios R1, R2 et R3. Par exemple, si dans ce secteur, une zone de cisaillement, telle que celle décrite dans la partie ouest de la fosse et qui a été responsable du glissement de 2010, était présente, les simulations actuelles n'en tiendraient pas compte. Par contre, cette structure est celle qui influencerait, tout comme en 2010, la stabilité. De plus, si des familles de discontinuités avec une orientation défavorable à la stabilité étaient présentes, le FS pourrait être beaucoup moindre. L'analyse de stabilité effectuée avec les mêmes paramètres que pour le scénario global, grand Sud et petit Sud montre que la pente serait instable avec de tels paramètres. Par contre, pour les scénarios R1 à R3 il n'y a aucune indication de mouvements en surface, ce qui indiquerait que le FS actuel serait supérieur à 1.

Nous suggérons donc d'élaborer les modèles géologiques, géotechniques et hydrogéologiques à l'aide de données de forage, afin de pouvoir diminuer l'incertitude dans les analyses de stabilité, surtout pour les scénarios R1 à R3. Une fois ces modèles élaborés, si besoin est, de plus amples analyses tsunamigéniques pourraient être effectuées. Il est à noter qu'une meilleure compréhension de la géologie est nécessaire dans le but de raffiner les analyses de stabilité, et par conséquent les probabilités pourront être revues soit à la hausse, soit à la baisse.

La conclusion la plus importante de notre rapport est celle qui indique que d'après nos analyses des divers scénarios de glissements et de tsunamis, il est très improbable qu'une vague puisse atteindre le secteur de Black Lake de la ville de Thedford Mines.

## 9. Recommandations

Les recommandations découlant de ce rapport peuvent se classer en deux catégories, soit un volet réduction de l'incertitude et un volet monitoring. Dans les analyses effectuées dans ce rapport, plusieurs incertitudes subsistent quant à la géologie et l'hydrogéologie. Ces incertitudes se reflètent dans les analyses de stabilité, qui pourraient être, dans les scénarios R1, R2, R3, trop conservatrices. Les recommandations du volet monitoring s'expliquent par le fait que, habituellement, si un glissement avait à se produire dans une masse rocheuse comme à Black Lake, des signes avant-coureurs seront perceptibles. Ce fut par exemple le cas en 2012, les déformations étaient visibles avant le glissement. Une méthode de réduction du risque qui devrait être envisagée est donc le monitoring, afin de pouvoir prendre des actions en conséquence si un mouvement advenait.

Suivent les diverses recommandations qui s'inspirent de nos travaux et de notre analyse :

- Effectuer des forages profonds avec échantillonnage en continu dans la masse au-dessus du glissement de 2012 afin d'établir un modèle géologique du secteur et par conséquent diminuer l'incertitude sur les paramètres géologiques, géotechniques et géomécaniques. Des suggestions d'emplacement sont données à la figure 9.1.
- Assurer un suivi de la masse au-dessus du glissement de 2012 afin de s'assurer qu'il n'y ait pas de déformations. L'installation d'inclinomètres à grande profondeur devrait être envisagée. Des suggestions d'emplacement sont données à la figure 9.1.
- Les modélisations ont été effectuées avec des niveaux d'eau dans la pente qui ont été estimés comme réalistes. Par contre, aucune information réelle n'est disponible à ce niveau. L'installation de piézomètre à grande profondeur devra être envisagée afin de déterminer le régime hydrogéologique du secteur. Des suggestions d'emplacement sont données à la figure 9.1.
- Effectuer un suivi par arpentage de la tête des inclinomètres afin d'évaluer si les inclinomètres bougent.
- Effectuer un suivi régulier des inclinomètres.
- Effectuer un suivi régulier des piézomètres.
- Instrumenter quelques fissures ouvertes dans le glissement global afin d'évaluer la dynamique actuelle et future du glissement.

- S'assurer que, si des travaux étaient effectués aux pourtours du lac, des mesures soient prises afin de ne pas créer de nouveau passage pour l'eau provenant de vagues générées par un potentiel glissement de terrain. Dans un tel cas, des analyses supplémentaires avec la nouvelle topographie devront être envisagées.
- Pour le Petit glissement Sud, étant donné que nous considérons que les conditions minimales du FS seraient atteintes en 2023, nous suggérons d'augmenter la surveillance à l'approche de cette période. En plus du suivi de déformations en surface, il faudra valider l'évolution des vitesses de déplacement en fonction du temps afin de bien suivre les périodes de variations en fonction des conditions climatiques et aussi revoir, le cas échéant, les analyses cinétiques sur la mobilité.
- À cet effet, il y aurait lieu de considérer la mise en place d'un contrat de recherche à long terme entre le MTQ, le MSP et l'Université Laval afin d'assurer la continuité de l'analyse du suivi des données de déformations et de mettre à jour les connaissances et analyses. Nous n'avons pas quantifié le budget nécessaire, mais tant que les mouvements observés seraient minimums, le coût serait faible.
- L'Université Laval est présentement en discussion avec le Canada Center for Remote Sensing pour l'élaboration d'un programme de recherche sur l'utilisation de l'InSAR comme outil de suivi de glissement de terrain rocheux actif, utilisant potentiellement le cas de Black Lake comme laboratoire.



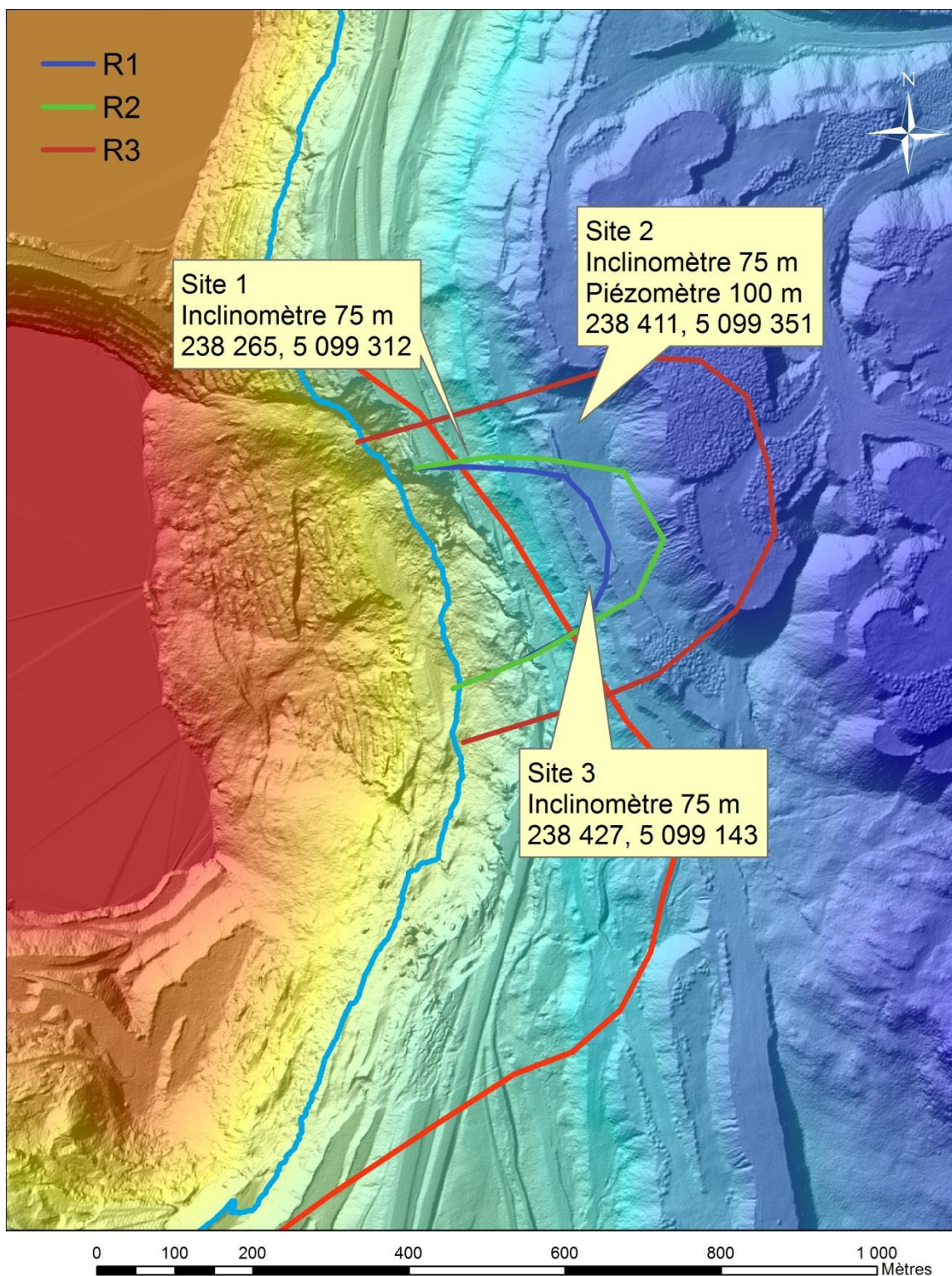


Figure 9-1. Emplacements recommandés pour les forages, inclinomètres et piézomètres dans le but de réduire l'incertitude sur les glissements R1, R2 et R3.



## 10. Références

- Abele, G. 1997. Rockslide movement supported by the mobilization of groundwater-saturated valley floor sediments. *Zeitschrift fur Geomorphologie*, 41: 1–20
- Allstadt, K., 2013, Extracting source characteristics and dynamics of the August 2010 Mount Meager landslide from broadband seismograms, *Journal of geophysical research*, 118, 1472-1490.
- Amoushahi, S., Leblanc, J., 2014, Mémo technique : Campagne de forage du 29 avril au 23 mai 2014 à Black Lake, Analyse initiale des mouvements de terrain liés à l'exploitation minière et leurs conséquences possibles sur les infrastructures routières et urbaines : le cas de la mine LAB Chrysotile à St-Joseph de Coleraine
- Apmann, R.P., 1973, Estimating discharge from superelevation in bends, *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, 99, 65-79
- Baecher, G.B., et Christian, J.T., 2003, *Reliability and Statistics in Geotechnical Engineering*, John Wiley and Sons Ltd, 618pp.
- Berger, M. J., George, D. L., LeVeque, R. J., et Mandli, K.T. 2011. The GeoClaw software for depth-averaged flows with adaptative refinement. *Advances in Water Ressources*, 34 : 1195-1206.
- Berger, M. J., et LeVeque, R. J. 1998. Adaptative mesh refinement using Wave-Propagation Algorithms for Hyperbolic Systems. *SIAM Journal of Numerical Analysis*, 35 : 2298-2316.
- Berrocal J., Espinosa, A.F., et Galdos, J., Seismological and geological aspects of the Mantaro landslide in Peru, *Nature*, 275, 533-536
- Bjerrum, L., 1967, Progressive failure in slopes of overconsolidated plastic clay and clay shales, *Journal of Soils Mechanics Foundation Division ASCE* 93 (SM5): 1-49
- Bonin, G. 2013. Communication personnelle : plan de restauration - Opération Black Lake, Instrumentation – Stabilité des pentes. Échelle 1"=200'. Dessiné par M. N. LAB Chrysotile le 21 décembre 2000. Plans sections E1, E2, E3 et E4 - Opération Black Lake – Puit Black Lake. Échelle 1"=100'. Dessiné par M. N. LAB Chrysotile le 25 janvier 2002.

Caudal, P., Grenon, M., Locat, J., et Turmel, D. 2014. Caractérisation et surveillance d'un glissement rocheux actif d'une mine à ciel ouvert en utilisant le LiDAR. Proceedings of Geohazards 6, June 15–18 2014, Kingston, Canada.

Caudal, P., 2015, Suivi et analyse d'un glissement actif Mur est de la mine LA Chrysotile à Thetford Mines, Mémoire de maîtrise, Département de génie des mines, Université Laval, 273 pp.

Cauvin, M., 2007, Prise en compte des incertitudes et calcul de probabilité dans les études de risques liés au sol et au sous-sol. Thèse de doctorat, Nancy-Université, Institut National polytechnique de Lorraine, 177 pp.

Chemenda, A. I., Bois, T., Buisson, S., et Tric, E. 2009. Numerical modelling of the gravity induced destabilization of a slope: The example of the La Clapière slope, the south-eastern French Alps. *Geomorphology*, 109 : 86-93.

Chow, V.T., 1959, Open-Channel hydraulics, McGraw Hill, New-York, NY.

Cossart, E., Braucher, R., Fort, M., Bourlès, D.L., et Carcaillet, J., 2008, Slope instability in relation to glacial debuitressing in alpine areas (Upper Durance catchment, southeastern France) : Evidence from field data and <sup>10</sup>Be cosmic ray exposure ages, *Geomorphology*, 95, 3-26

Criminale, W.O., Ericksen, J.L., et Filbey, G.L., 1957, Steady shear flow of non-Newtonian fluids, *Archive for rational mechanics and analysis*. 1:1, 410-417

Cruden, D., et Hungr, O., 1986, The debris of the Frank Slide and theories of rockslide-avalanche mobility, *Canadian journal of earth sciences*, 23, 425-432.

Cruden, B., 1977, The dynamics of the hope landslide / La dynamique de l'éboulement de Hope, *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 16, 94-98.

Dubost, J., 2009, Variabilité et incertitudes en Géotechnique: de leur estimation à leur prise en compte. Thèse de doctorat, Université Bordeaux 1, 356 pp.

Eberhardt, E., Stead, D., et Coggan, J.S., 2004, Numerical analysis of initiation and progressive failure in natural rock slopes – the 1991 Randa rockslide, *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 41, 69-87

Eberhardt, E., Willenberg, H., Loew, S., et Maurer, H., 2001, Active rockslides in Switzerland – understanding mechanisms and processes. In *International Conference on Landslides, Causes, Impacts and Countermeasures*, Davos, 25-34

Einstein, H.H., Veneziano, D., Baecher G.B., et O'Reilly, K.J. 1983, The effect of discontinuity persistence on rock slope stability International Journal of Rock Mechanics, 20 (5):227-236

Ekström, G., et Stark, C.P., 2013, Simple scaling of catastrophic landslide dynamics, Science, 339, 1416-1419.

El Bedoui, S., Guglielmi, Y., Lebourg, T., et Pérez, J-L. 2009. Deep-seated failure propagation in a fractured rock slope over 10,000 years : The La Clapière slope, the south-eastern French Alps. Geomorphology, 105 : 232-238.

Ells, R. W. 1908. Report on the landslide at Notre-Dame de la Salette, Lièvre River, Quebec. Canada Department of mines, Geological Survey Branch, No. 1030: 1-16.

Enet, F., Grilli, S. T., et Watts, P., 2003, "Laboratory experiments for tsunamis generated by underwater landslides: Comparison with numerical modeling." Proc., 13 th Offshore and Polar Engineering Conf., International Society of Offshore and Polar Engineers, Cupertino, Calif., 3, 372–379.

Erismann, T. H., et Abele, G., 2001, Dynamics of Rockslides and Rockfalls, Springer-Verlag, ISBN : 3-540-67198-6, 316pp.

Evans, S.G., Clague, J.J., Woodsworth, G.J., et Hungr, O., 1989, The Pandemonium Creek rock avalanche, British Columbia, Canadian Geotechnical Journal, 26, 427-446.

Fine, I. V., Rabinovitch, A. B., Thomson, R. E., et Kulikov, E. A. 2003. Numerical modeling of tsunami generation by submarine and subaerial landslides. Submarine Landslides and Tsunamis, Kluwer Academic Publishers, Netherlands : 69-88.

Franz, M., Jaboyedoff, M., Podladchikov, Y., et Locat, J. 2015. Testing a landslide-generated tsunami model. The case of the Nicolet landslide (Québec, Canada). 68e Conférence Canadienne de Géotechnique et 7e Conférence Canadienne sur le Pergélisol, GÉOQuébec 2015.

Fritz, H. 2002. Initial phase of landslide generated impulse waves. Swiss Federal Institute of Technology Zürich (ETH Zürich), No. 14871: 1-337.

Fritz, H. M., Mohammed, F., et Yoo, J. 2009. Lituya Bay landslide generated mega-tsunami 50th anniversary. Pure and Applied Geophysics, 166: 153-175.

Ganerød G, Grøneng GV, Rønning JS, Dalsegg E, Elvebakk H, Tønnesen JF, Kveldsvik V, Eiken, T, Blikra LH, et Braathen A (2008) Geological model of the Åknes rockslide, western Norway. *Engineering Geology* 102:1–18.

Genevois, R., et Ghirotti, M. 2005, The 1963 Vaiont Landslide, *Giornale di Geologia Applicata* 1, 41-52

Ghirotti, M. 2012. The 1963 Vaiont landslide, Italy, *Landslides : Types, Mechanisms and Modeling*. Cambridge University Press, Chapitre 29 : 359-372.

Glastonbury, J., et Fell, R. 2010. Geotechnical characteristics of large rapid rock slides. *Canadian Geotechnical Journal*, 47 : 116-132.

Grenon, M., Caudal, P., 2015, Analyse de la stabilité des murs Est et Ouest de la fosse de la mine LAB Chrysotile à proximité de l'ancienne route 112 et de son nouveau tracé – R768.1, Rapport d'étape 1

Grenon, M., Caudal, P. Amoushahi, S., Turmel, D., 2015, Analyse de la stabilité des murs Est et Ouest de la fosse de la mine LAB Chrysotile à proximité de l'ancienne route 112 et de son nouveau tracé – R768.1, Rapport final

Grilli, S. T., et Watts, P. \_2001\_. "Modeling of tsunami generation by an underwater landslide in a 3D numerical wave tank." *Proc., 11 th Offshore and Polar Engineering Conf., International Society for Offshore and Polar Engineers*, Cupertino, Calif., 3, 132–139.

Guthrie, R. H., Friele, P., Allstadt, K., Roberts, N., Evans, S. G., Delaney, K. B., Roche, D., Clague, J. J., et Jakob, M., 2012, The 6 August 2010 Mount Meager rock slide-debris flow, Coast Mountains, British Columbia : characteristics, dynamics, and implication for hazard and risk assessment, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 1277-1294.

Harbitz, C. B., Glimsdal, S., Løvholt, F., Kveldsvik, V., Pederson, G. K., et Jensen, A. 2014. Rockslide tsunamis in complex fjords: From an unstable rock slope at Åkerneset to tsunami risk in western Norway. *Coastal Engineering*, 88 : 101-122.

Harbitz, C. B., et Løvholt, F. 2004. Tsunami modelling and prediction Pre-project: Slide-generated waves in reservoirs. NGI Report 20031100-1.

Harbitz, C. B., Pederson, G., et Gjevik, B. 1993. Numerical simulations of large water waves due to landslides. *Journal of Hydraulical Engineering*, 119 : 1325-1342.

Herzberg, C.T., Fyfe, W.S., et Carr, M.J., 1983, Density constraints on the formation of the Continental Moho and Crust, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84:1, 1-5,

Hibert, C, Ekström, G., et Stark, C.P., 2014, Dynamics of the Bingham Canyon mine landslides from seismic signal analysis, *Geophysical research letters*, 41, 4535-4541.

Hibert, C., 2012, Apport de l'écoute sismique pour l'étude des éboulements du cratère Dolomieu, Piton de la Fournaise (île de la Réunion). Institut de physique du Globe de Paris, 203 pp.

Hoek, E., et Brown, J.W., 1974, *Rock Slope Engineering*, The Institution of Mining and Metallurgy, Longon, 402pp.

Hungr, O., et Morgenstern, N. R., 1984, Experiments on the flow behaviour of granular materials at high velocity in an open channel, *Géotechnique*, 34:3, 405-413.

Hungr, O., et McClung, D.M., 1987, An equation for calculating snow avalanche run-up against barriers, In *Avalanche formation, movement and effects*, International Association of Hydrological Sciences, Publication 162, 605-612

Hutchinson, J.N., A sliding-consolidation model for flow slides, *Canadian Geotechnical Journal*, 93, 115-126

International Society for Rock Mechanics (ISRM)., 2008, Mine closure and post-mining management- International State-of-the-Art

Iverson, R. M., et Denlinger, R. P., 2001, Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain 1. Coulomb mixture theory, *Journal of geophysical research*, 106:B1, 537-552.

Iverson, R.M., 2006, Forecasting runout of rock and debris avalanches, in *Landslides from Massive Rock Slope Failure*, NATO Science Series, 49, 197-209

Jaboyedoff M., Couture R., et Locat P., 2009. Structural analysis of Turtle Mountain (Alberta) using digital elevation model: toward a progressive failure, *Geomorphology*, 103:5–16.

Körner, H.J., 1976, Reichweite und Geschwindigkeit von Bergstürzen und Flubschneelawnen, *Rock Mechanics*, 8:4, 225-256.



Lacasse, S., Eidsvig, U., Nadim, F., Hoeg, K., Blikra, et L.H., 2008, Event tree analysis of Aknes rock slide hazard, in Proceedings of Geohazards IV, Québec, Canada, 8pp.

Leblanc, J., Turmel, D., Locat, J., et Therrien, J. 2015. Analyse de la signature laissée par le tsunami généré par un glissement de terrain au Lac-des-Seize-Îles, Québec, Canada, le 15 avril 2014. 68e Conférence Canadienne de Géotechnique et 7e Conférence Canadienne sur le Pergélisol, GÉOQuébec 2015.

Leblanc, J., Turmel, D., Therrien, J., et Locat, J. 2015. Observations of coastal landslide-generated tsunami under an ice cover: the case of Lac-des-Seize-Îles, Québec, Canada. 7th International Symposium on Submarine Mass Movements and Their Consequences, Wellington, Nouvelle-Zélande

Lefebvre, G., Rosenberg, P., Paquette, J., Lavallée, J. G. 1991. The 5 September 1987, landslide on the La Grande River, James Bay, Quebec, Canada. Canadian Geotechnical Journal, 28 : 263-275.

LeVeque, R. J. 1996. High-resolution conservative algorithms for advection in incompressible flow. SIAM Journal of Numerical Analysis, 33 : 627-665.

LeVeque, R. J. 1997. Wave propagation algorithms for multidimensional hyperbolic systems. Journal of Computational Physics, 131 : 327-353.

LeVeque, R. J., 2004. Finite Volume Methods for hyperbolic Problems, Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni.

LeVeque, R. J., George, D. L., et Berger, M. J. 2011. Tsunami modelling with adaptively refined finite volume methods. Acta Numerica, Vol. 20 : 211-289.

Locat, J., Turmel, D., Leblanc, J., et Demers, D. 2015. Tsunamigenic landslides in Québec. Conférence Canadienne de Géotechnique et 7e Conférence Canadienne sur le Pergélisol, GÉOQuébec 2015.

Locat, J., et Lee, H., 2005, : Subaqueous debris flows. In Jacob, M. & Hungr, O. (Eds.), Debris flow hazards and related phenomena. Springer and Praxis, 203-245.

Lovholt, F., Pedersen, G., Harbitz, C. B., Glimsdal, S., et Kim, J. 2015. On the characteristics of landslide tsunamis. Proceedings of the Royal Society A, Royal Society Publishing, 1-16.

Miller, D. J. 1960. The Alaska earthquake of July 10, 1958: Giant wave in Lituya Bay. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 50, No. 2: 253-266.

Mohammed, F., Fritz, et H. M. 2012. Physical modeling of tsunamis generated by three-dimensional deformable granular landslides. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 117, C11015.

Müller-Salzburg, L. 1987. The Vajont Slide. *Engineering Geology*, 24 : 513-523.

Murty, T. S. 1979. Submarine slide-generated water waves in Kitimat Inlet, British Columbia. *Journal of Geophysical Research*, 84 (C12) : 7777-7779.

NGI, 2014. Evaluation of the flow characteristics of the potential Åkerneset rockslide, western Norway — contributions to the design of laboratory experiments on wave generation. Norwegian Geotechnical Institute Report 20061333-01-R.

Nonveiller, E. 1987. The Vajont reservoir slope failure. *Engineering Geology*, 24 : 493-512.

Norem, H., Irgens, F., et Schieldrop, B. A., 1987, A continuum model for calculating snow avalanches. In : *Avalanche Formation. Movement and Effects*, (Salm, B. and Gubler, H., eds.), IAHS Publ. No. 126, 363–379.

Norem, H., Locat, J., et Schieldrop, B., 1990, An approach to the physics and the modelling of submarine flowslides, *Marine Geotechnoogy.*, 9, 93–111.

Norem, H., 2014, Evaluation of the flow characteristics of the potential Akneset rock slide, Norway, Sintef report, Sintef Building and Infrastructure, Coast and Harbour Research Laboratory, 27pp.

Okal, E. A., et Synolakis, C. E. 2003. A theoretical comparison of tsunamis from dislocations and landslides. *Pure and applied geophysics*, 160: 2177-2188.

Panizzo, A., De Girolamo, P., et Petaccia, A. 2005. Forecasting impulse waves generated by subaerial landslides. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, C12025.

Pankow, K. L., Moore, J. R., Mark Hale, J., Koper, K.D., Kubacki T., Whidden, K.M., et McCarter, M.K., 2014, Massive landslide at Utah copper mine generates wealth of geophysical data, *GSA Today*, 24:1, 4-9.

Perrez, J.-L., et Serratrice, J-F., 2012, Retour d'expérience sur le glissement de La Clapière, *Géologues*, 168, 28-30

Plafker, G., et Eyzaguirre, V. R. 1979. Rock avalanche and wave at Chungar, Peru: Rockslides and avalanches, 2, *Engineering sites*. Elsevier Scientific Publishing Company, Chapitre 7: 269-278.

Randall, D. A. 2006. The Shallow Water Equations. Department of Atmospheric Science, Colorado State University, 1-11.

Robertson, A.M., 1970, The interpretation of geological factors for use in slope theory In Planning Open Pit Mines, Proceedings, Johannesburg, 55-71

Savage, S.B., et Hutter, K., 1989, The motion of a finite mass of granular material down a rough incline, Journal of Fluid Mechanics, 199, 177-215

Savage, S.B., et Hutter, K., The dynamics of avalanches of granular materials from initiation to runout, part I, Analysis. Acta Mechanica, 86, 201-223

Shaller et Smith-Shaller, Review of proposed mechanisms for Sturzstroms (long runout landslides), in P.L. Abott and D.C Semour (eds), Sturzstroms and detachment faults, Anbza Boreego Desert State Park, California. South Coast, Geological Society, Santa Ana, pp. 185-202.

Sornette, D., Helmstetter, A., Andersen, J.V., Gluzman, S., Grasso, J.-R., et Pisarenko, V., 2004, Towards landslide predictions : two case studies, Physica A, 338, 605-632

Soussa, J., et Voight, B., 1992, Computational flow modeling for long-runout landslide hazard assessment, with an Example from Clapière Landslide, France, Bulletin of the Association of Engineering Geologists, 29:2, 131-150.

Terr@num, 2011. Coltop 3D v1.8.9, software for interactive structural analysis on Lidar data, Lausanne, Switzerland, <http://www.terranum.ch/>

Terzaghi, K., Stability of steep slopes on hard unweathered rock, Géotechnique, 1962, 12:251-270

Thuro K., et Hatem, M. 2010. The 1806 Goldau landslide event – analysis of a large rock slide, Geologically Active. Proceedings of the 11th IAEG Congress, Auckland, Nouvelle-Zélande.

Trunk, F.J., Dent, J.D., et Lang, T.E., 1986, Computer modeling of large rock slides, Journal of Geotechnical Engineering, 112:3, 348-360.

Turmel, D., Caudal, P., Locat, J., et Grenon, M. 2014. Projet Black Lake : Données historiques et analyse des mouvements au pourtour de la mine, en date du 30 novembre 2013. Rapport LERN-Black-Lake-2014-01.

Vacondio, R., Mignosa, P., et Pagani, S. 2013. 3D SPH numerical simulation of the wave generated by the Vajont rockslide. Advances in Water Resources, 59 : 146-156.

Voellmy, A., 1955, Über die Zerstörungskraft von Lawinen Schweizerische Bauzeitung, 73 : 159-165, 212-217, 246-249, 280-285

Walder, J. S., Watts, P., et Waythomas, C. F. 2006. Case Study: Mapping Tsunami Hazards Associated with Debris Flow into a Reservoir. Journal of Hydraulic Engineering, 132 : 1-11.

Watts, P., 1997, Water waves generated by underwater landslides, PhD thesis, California institute of Technology, Pasadena, California.

Watts, P. 1998. Wavemaker curves for tsunamis generated by underwater landslides. Journal of waterway, port, coastal and ocean engineering, ASCE, 124(3) : 127-137.

Watts, P. 2000. Tsunami features of solid bloc underwater landslides. Journal of waterway, port, coastal and ocean engineering, ASCE, 126(3) : 144-152.

Young, D. F., Munson, B. R., Okiishi, T. H., et Huebsch, W. W. 2011. A Brief Introduction to Fluid Mechanics, Fifth Edition. John Wiley & Sons, Inc. États-Unis, Chapitre 10 : 370-402.