Université du Québec INRS Eau-Terre-Environnement

LES GLACES DE PAROI : FORMATION, ÉCROULEMENT ET IMPACT GÉOMORPHOLOGIQUE

Par Francis Gauthier

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.) en Sciences de la Terre

Jury d'évaluation

Examinateur externe :

Examinateur interne :

Directeur de recherche :

Codirecteur de recherche :

Dr Michel Allard Département de géographie Université Laval

Dr. Karem Chockmani, INRS-ETE

Dr. Normand Bergeron, INRS-ETE

Dr. Bernard Hétu Département de biologie, chimie et géographie UQAR

© droits réservés de Francis Gauthier, 2008

Centre - Eau Terre Environnement

Mémoire de maîtrise Science de la terre INRS-ETE INRS

LES GLACES DE PAROI : FORMATION, ÉCROULEMENT ET IMPACT GÉOMORPHOLOGIQUE



Centre - Eau Terre Environnement



Mémoire de maîtrise Science de la terre INRS-ETE

LES GLACES DE PAROI : FORMATION, ÉCROULEMENT ET IMPACT GÉOMORPHOLOGIQUE

Francis Gauthier Automne 2008

SOMMAIRE

La formation des glaces de paroi sur les falaises est un phénomène répandu au Québec. Dans le nord de la Gaspésie, l'écroulement des glaces de paroi sur les routes 132 et 198 préoccupe les employés du Ministère des Transports du Québec (M.T.Q.) responsables de l'entretien du réseau routier. De plus, l'écroulement de ces glaces sur les versants mobilise les sédiments de la couche superficielle et semble avoir un impact géomorphologique significatif sur la dynamique des versants. Les deux principaux objectifs de cette étude sont les suivants : 1) mieux comprendre les mécanismes de formation et la dynamique d'écroulement des glaces de paroi ; 2) caractériser et quantifier l'impact géomorphologique des glaces de paroi.

Depuis l'an 2000, chaque intervention du M.T.Q. pour déblayer les blocs de glace tombés sur la chaussée dans le nord de la Gaspésie est compilée dans une base de données. Dans le cadre de cette étude, des campagnes de terrain ont été entreprises afin de repérer les glaces de paroi qui représentent le plus grand risque pour les infrastructures routières du nord de la Gaspésie. Durant cette période, une série de mesures et d'observations ont été effectuées afin de mieux comprendre les mécanismes de formation des glaces de paroi et leurs dynamiques d'écroulement. Un suivi photographique a été effectué durant la période de formation des glaces de paroi et des caméras automatisées ont permis de suivre la fonte et l'écroulement de trois carapaces de glace. Sur les talus détritiques situés sous ces trois carapaces de glace, près de 300 transpondeurs passifs intégrés (PIT, *passive integrated transponder*) ont été collés sur des cailloux afin de suivre le déplacement des débris sur la surface des talus. Pour mesurer l'érosion et l'accumulation sur ces talus, 157 tiges de fer ont été insérées sous la surface des talus. Des relevés géodésiques effectués avant et après l'écroulement des carapaces de glace ont permis de suivre le déplacement des débris et de mesurer l'érosion et l'accumulation au-dessus des tiges de fer.

Les observations et les mesures effectuées sur le terrain ont montré que les eaux qui ruissellent sur les falaises commencent à geler lorsque la température chute sous le point de congélation. Deux types de glace de paroi peuvent se former : le premier se forme à la faveur des écoulements de surface persistants et le deuxième type, dit fantomatique, se forme à partir des eaux de ruissellement hypodermique et souterrain intermittent. Les éclats d'eau produits lorsque l'écoulement chute de la falaise favorisent la formation de glace de surfusion, tandis que les fines

Ι

pellicules d'eau qui s'écoulent doucement sur les falaises favorisent la formation de glace de ruissellement. L'abondance des précipitations automnales et la mise en place hâtive d'un couvert de neige prolongent la durée du ruissellement hivernal et favorisent la formation de volumineuses carapaces de glace. Certaines carapaces peuvent atteindre cinq mètres d'épaisseur et accumuler plus de 5 000 m³ de glace. Dans le nord de la Gaspésie, plus de 90 glaces de paroi ont été répertoriées ; 60 d'entre elles se forment chaque hiver sur les versants qui dominent les routes 132 et 198. L'augmentation des températures au printemps fait fondre les carapaces de glace et favorise leur fissuration. À ce stade, de petits blocs de glace se détachent des glaces de paroi et l'élévation des températures accélèrent la fonte des ancrages de glace sur les falaises et provoque leur écroulement. Dans les semaines qui suivent, les derniers pans de glace toujours ancrés sur les falaises finissent par chuter.

Au printemps 2008, sur l'un des sites d'étude, l'écroulement d'une carapace de glace de 4 500 m³ a déclenché une avalanche de neige chargée de blocs de glace qui s'est propagée jusqu'à 265 mètres de la paroi rocheuse ($\alpha = 34,8^{\circ}$). Après l'écroulement, un des débris marqués a été mobilisé sur 232 m et le cinquième des débris marqués à ce site ont été déplacés sur plus de 100 m. Globalement, le déplacement moyen des débris de surface aux trois sites instrumentés sont de 2,4 m, 48,5 m et 12,0 m. L'érosion domine sur toute la longueur des talus sauf dans la partie distale où d'importantes accumulations ont été enregistrées. Des taux d'érosion supérieurs à 10 cm ont été mesurés à plusieurs endroits sur les talus, tandis que des taux d'accumulation comparables ont été mesurés à la base de certains talus. Les trajectoires suivies par les débris marqués démontrent que c'est l'écroulement des glaces de paroi qui a provoqué les déplacements. À l'un des sites, seule la portion du talus située directement sous la glace de paroi a été affectée par l'écroulement. Les déplacements observés sur le reste du talus sont d'un ordre de grandeur inférieur. Sans avoir pu isoler l'impact de tous les processus actifs sur les versants étudiés, il parait évident que le rôle des écroulements des glaces de paroi sur la dynamique des versants est majeur. Lorsque ce mouvement de masse est présent sur un versant, il doit être considéré comme le processus d'érosion et de transport dominant.

AVANT-PROPOS

C'est en mai 2003 que m'est venu le goût de mieux comprendre les relations complexes qui existent entre l'eau, l'air, la terre, le feu et la vie. Au sommet d'une montagne, je me questionnais. Qu'est-ce qui coordonne le déplacement de ce troupeau de cervidés? Quelles sont les forces nécessaires pour mettre en mouvement ces pierres ou ces grains de sable? Comment se propage une avalanche de neige et quel impact a-t-elle sur le couvert forestier? Dans combien de temps cette montagne disparaitra-t-elle ? C'est alors que j'ai découvert la géomorphologie!

Les résultats présentés dans ce mémoire sont l'aboutissement de nombreuses heures passées sur des terrains accidentés. Sans elles, jamais je n'aurais observé et mesuré autant de trucs. J'aimerais remercier les pieds agiles des personnes suivantes : Jean-Daniel Côté, Danny Lechasseur, Frédérick Marois, Véronique Tremblay et Clément Clerc. J'aimerais remercier mon directeur de recherche, Normand Bergeron, pour ses conseils judicieux, mais surtout pour son implication dans un projet qui semble très loin du CIRSA et des saumons de l'Atlantique! J'aimerais évidemment remercier mon codirecteur, Bernard Hétu. Il est plus que l'instigateur de ce projet, il est une source d'inspiration et l'homme qui sait faire parler les versants! J'aimerais remercier Martine Villeneuve qui a su m'écouter, me nourrir et se noyer dans la neige. Pour m'avoir fait oublier le sérieux des recherches universitaires, j'aimerais remercier mes amis lavallois et les membres de l'équipe de descente du Grand Cycle. Mes pensées vont aussi à ma mère Mariette, ma sœur Jolène et sa famille, qui sont toujours présentes pour moi. Mes pensées se tournent maintenant vers mon père, Raymond Gauthier, qui m'a poussé sans le savoir dans ce monde merveilleux des sciences naturelles. J'aimerais aussi remercier René Roy, ami de mon père, qui m'a écouté et conseillé au bon moment. J'aimerais remercier la patrouille de roche du M.T.Q. Ste-Anne-des-Monts et Alain Dumont qui parcourent inlassablement le nord de la Gaspésie à la recherche des cailloux, blocs de glace et masses de neige égarés! J'aimerais également remercier les étudiants et professeurs du département de géographie de l'UQAR qui m'ont accueilli à Rimouski! Finalement, j'aimerais remercier le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) qui pourvoie à mes besoins primaires depuis plus de deux ans.

Il n'y a rien comme une journée de terrain pour se remémorer que nous ne sommes rien !

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE 1. INTRODUCTION	1
1.1 DÉFINITIONS ET CADRE GÉNÉRAL	1
1.2 ÉTAT DES CONNAISSANCES	2
1.3 PROBLÉMATIOUE	8
1 4 ORIECTIES	0
1.5 STRUCTURE DU MÉMOIRE	
CHAPITRE 2. LES GLACES DE PAROI	11
2.1 LES GLACES DE PAROI AU OUÉBEC	11
2.2 Les glaces de paroi en Gaspésie	
2.2.1 La Baie des Chaleurs	14
2.2.2 La vallée de la Matanédia	16
2.2.3 La Haute-Gaspésie	
CHAPITRE 3. FORMATION. FRÉQUENCE ET DYNAMIOUE D'ÉCROULEI	MENT
DES CLACES DE DADOI	22
DES GLACES DE L'AROI.	
LES GLACES DE PAROI LE LONG DES PRINCIPAUX CORRIDORS ROUTIERS DU NORD DE LA	
GASPÉSIE : FORMATION, FRÉQUENCE ET DYNAMIQUE DES ÉCROULEMENTS	23
Résumé	24
Introduction	25
Description de la région d'étude	27
Méthodologie	29
Résultats	
Discussion	
Conclusion	54
Références	57
CHAPITRE 4. IMPACT GÉOMORPHOLOGIQUE DES GLACES DE PAROI	63
Impact des glaces de paroi sur l'érosion et le transport des sédiments de la cou	JCHE
SUPERFICIELLE SUR TROIS TALUS DÉTRITIQUES DE LA HAUTE-GASPÉSIE, QUÉBEC, CANADA	63
Résumé	
Introduction	
La région	
Méthodes	
Description des versants étudiés	
Résultats	
Discussion	102
Conclusions	106
Références	109

CHAPITRE 5. SYNTHÈSE ET DISCUSSION	115
5.1 Formation des glaces de paroi	115
5.2 ÉCROULEMENT DES GLACES DE PAROI	
5.3 IMPACT GÉOMORPHOLOGIQUE	
5.3.1 Mobilité des débris et des sédiments	
5.3.2 Efficacité des PIT tags	
5.4 Perspective	
5.4.1 Gestion des risques	
5.4.2 Impact des changements climatiques sur la formation et la fréquence des	écroulements
des glaces de paroi.	
CHAPITRE 6. CONCLUSION	
BIBLIOGRAPHIE	131
APPENDICE 1	
APPENDICE 2	

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Modélisation du taux de croissance longitudinal des stalactites de glace en fonction du débit et de la température (d'après Szilder et Lozowski, 2000)4
Figure 2. Carapace de glace de la chute Montmorency
Figure 3. Glaces de paroi sur les escarpements de la rue Sous-le-Cap dans le vieux Québec12
Figure 4. Localisation des régions explorées
Figure 5. Localisation de quelques glaces de paroi dans la Baie des Chaleurs
Figure 6. Chandelles de glace sur les falaises littorales entre Percé et Chandler (2 mars 2007)15
Figure 7. Localisation des glaces de paroi dans la vallée de la Matapédia
Figure 8. Montage photo : Les glaces de paroi de la Vallée de la Matapédia18
Figure 9. Localisation des carapaces de glace dans la Haute-Gaspésie
Figure 10. Montage photo : Les glaces de paroi de la Haute-Gaspésie
Figure 11. Montage photo d'archives, 1940-1960 : Écroulement des glaces de paroi sur la route 6 (ancienne route 132) près de Rivière-à-Claude
Figure 12. Localisation de la région étudiée
Figure 13. Montage photo : A) Paroi de glace menaçant de s'écrouler entre La Marte et Marsoui ; B) Intervention manuelle effectuée par des employés du MTQ pour déloger les blocs de glace tombés sur la route 132 entre La Marte et Marsoui ; C) Blocs de glace sur la route 132 entre La Marte et Marsoui ; D) Fissures de tension dans une carapace de glace
Figure 14. Montage photo : A) Volumineux bloc de glace en marge de la route 132 à l'est de La Marte ($\cong 20 \text{ m}^3$); B) Écroulement d'une glace de paroi ayant provoqué la destruction partielle d'un muret de protection près de Cap-au-Renard; C) Dépôt d'un écroulement de glace de paroi contenu dans un fossé entre Marsoui et Rivière-à-Claude; D) Dépôt d'un écroulement de glace de paroi chargé de débris rocheux contenu par un muret de protection près de Cap-au-Renard33
Figure 15. Évolution des conditions hydrométéorologiques entre le 1 ^{er} octobre 2004 et le 15 décembre 2004 et trois interventions du MTQ pour déblayer des blocs de glace tombés sur la route
Figure 16. Localisation des glaces de paroi considérées à risque (triangles noirs) et segmentation des axes routiers en fonction des tronçons du MTQ (traits et numéros soulignés)
Figure 17. Répartition des interventions par tronçon (2000, 2002 à 2006)
Figure 18. Répartition annuelle des interventions41
Figure 19. Répartition mensuelle des interventions
Figure 20. Évolution des conditions hydrométéorologiques entre le 1 ^{er} mars et le 15 juin et les interventions du MTQ aux printemps 2003 et 2004

Figure 21. Évolution des températures moyennes, maximales et minimales (moyennes pour les six années de données) et fréquence des interventions du M.T.Q. distribuée en fonction des jours Figure 22. Évolution des DJ positifs moyens, maximaux et minimaux en date du 1^{er} mars (moyennes pour les six années de données) et fréquence des interventions du M.T.Q. distribuée Figure 25. Localisation des fabriques, des tiges de fer et des cailloux avec des PIT tags au site G-Figure 26. Localisation des fabriques, des tiges de fer et des cailloux avec des PIT tags au site G-Era......71 Figure 27. Localisation des fabriques, des tiges de fer et des cailloux avec des PIT tags au site G-69......72 Figure 30. Profils longitudinaux au site G-69 : profil 1 et profil 2 (voir figure 4)......81 Figure 32. Suivi photographique du site G-Era......83 Figure 34. Fabrique (diagramme de Schmidt) et morphométrie des débris de surface (Diagramme Figure 35. Fabrique (diagramme de Schmidt) et morphométrie des débris de surface (Diagramme Figure 36. Fabrique (diagramme de Schmidt) et morphométrie des débris de surface (Diagramme Figure 40. Cartographie thématique des zones d'érosion et d'accumulation sédimentaire et Figure 41. Cartographie thématique des zones d'érosion et d'accumulation sédimentaire et courbe d'érosion et accumulation moyenne par ligne de tige de fer au site G-Era.....100 Figure 42. Cartographie thématique des zones d'érosion et d'accumulation sédimentaire et courbe d'érosion et accumulation moyenne par ligne de tige de fer au site G-69.101 Figure 43. Glace de ruissellement (à gauche) et glace de surfusion (à droite)......116

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Résultats des tests statistiques de Wilcoxon-Mann-Whitney	
Tableau 2. DJ nécessaires pour provoquer un écroulement de glace de paroi néc intervention du MTQ	essitant une:
Tableau 3. Caractéristiques géomorphologiques des versants étudiés	79
Tableau 4. Indice de morphométrie des débris de surface et caractéristiques des fabrie	ques88
Tableau 5. Taux de récupération et statistique de déplacement des cailloux marqués a tags	ivec des PIT 93

CHAPITRE 1. INTRODUCTION

1.1 DÉFINITIONS ET CADRE GÉNÉRAL

Les glaces de paroi sont des formations de glace qui se sont développées sur une falaise. C'est le gel des eaux de ruissellement sur les falaises ou celui des chutes d'eau qui mène à la formation des glaces de paroi. Les adeptes de l'escalade de glace nomment fréquemment ces formations de glace cascade de glace (Lapierre et Gagnon, 2004; Kämpf *et al.*, 2001)¹. Dans le milieu anglophone, les termes « icefall », « ice waterfall » ou « frozen waterfall » sont employés pour nommer les glaces de paroi (Bianchi, 2004 ; Gadd, 2003)². Il faut cependant demeurer prudent avec l'utilisation du terme « icefall » puisqu'il est également utilisé par les glaciologues pour décrire la partie d'un glacier qui s'écoule sur une pente abrupte (Nye, 1959 ; Young, 1981 ; Aniya *et al.*, 1988). De plus, certains glaciologues utilisent ce terme pour décrire les chutes de glace qui se produisent au front des glaciers suspendus (Le Meur et Vincent, 2006), mais l'utilisation du terme « ice avalanche » est d'usage plus répandu pour décrire la propagation sur les versants des blocs de glace provenant du front d'un glacier (Haefeli, 1966 ; Flotron, 1977 ; Röthlisberger, 1977; Alean, 1984, 1985 ; Margreth et Funk, 1999 ; van der Woerd *et al.*, 2004 ; Pralong *et al.*, 2005 ; Pralong et Funk, 2006).

Durant leur formation, les glaces de paroi peuvent prendre diverses formes. Les glaçons pendants et de forme conique sont généralement nommés stalactites de glace ou chandelles de glace. Lorsque ces formations touchent le sol, elles forment des piliers de glace fréquemment nommés colonnes de glace. Des carapaces de glace se forment lorsque la glace recouvre la paroi rocheuse d'une couche uniforme plus ou moins épaisse de glace translucide et ondulée. Lorsque les falaises sont battues par le vent, les glaces de paroi peuvent prendre des formes très inusitées qui donnent lieu à une terminologie abondante et très originale : choux-fleurs, méduses, champignons ou parapluies (voir le cliché D de la figure 10). Lorsque les multiples formations grandissent et s'unissent entre elles pour recouvrir la paroi, le terme carapace de glace peut également être utilisé pour décrire la formation de glace dans son ensemble.

1

¹ http://www.ice-fall.com/

² <u>http://www.ice-climbing.co.uk/</u>

Le terme glace de paroi est un terme général utilisé pour nommer la formation glaciaire dans son ensemble. L'utilisation du terme cascade de glace devrait être exclusivement réservée pour décrire les glaces de paroi dont la principale source en eau est une chute d'eau persistante. Le terme carapace de glace fait plutôt référence aux glaces formées à partir du gel des eaux de ruissellement intermittent.

Les grimpeurs connaissent les risques encourus lorsqu'il pratique l'escalade de glace. Ils savent que des températures élevées sont le signe d'une instabilité présente ou à venir. Des stalactites de glace peuvent se fragmenter, des pans de glace peuvent se détacher de la masse de glace et chuter ; parfois, l'ensemble de la paroi de glace peut s'écrouler.

La fonte des glaces de paroi n'est pas sans conséquence. Dans le nord de la Gaspésie, l'écroulement des glaces de paroi cause des problèmes aux responsables de l'entretien des routes (Girard et Hétu, 1994 ; Hétu *et al.*, 1994a). Au printemps, celles-ci s'écroulent sur les versants et les blocs de glace qu'elles génèrent atteignent fréquemment la route. Les glaces de paroi peuvent libérer des blocs de dimensions supérieures à dix mètres cubes qui ont le potentiel de parcourir plus de 250 mètres avant de s'arrêter. En milieu forestier, la récurrence annuelle des écroulements de glace de paroi assure le maintien de corridors exempts de végétation arborescente (Groleau, 1994). Les blocs de glace peuvent heurter des arbres et parfois les abattre. Les impacts écologiques peuvent être majeurs. D'après les travaux de Groleau (1994), il semble que l'écroulement des glaces de paroi ait également un impact considérable sur le transport sédimentaire et la dynamique des versants en général. L'écroulement des glaces de paroi est un mouvement de masse et un risque naturel peu connu qui devrait également être considéré comme un processus d'érosion par les géomorphologues.

1.2 ÉTAT DES CONNAISSANCES

Il existe très peu d'études portant spécifiquement sur les glaces de paroi. Seulement deux auteurs semblent avoir abordé le sujet. À l'hiver 1992-1993, Groleau (1994) a suivi l'évolution d'une carapace de glace située dans la vallée de Mont-Saint-Pierre en Gaspésie. Plus récemment, un suivi de deux ans a été effectué par Bianchi (2004) sur une cascade de glace formée à même la

chute d'eau Degli Specchi située dans la région de Chiesa Valmalenco dans les Alpes italiennes. Aucun d'eux n'a publié ses résultats dans une revue avec comité de lecture. Le premier a présenté ses résultats dans son mémoire de maîtrise et le second dans un rapport rédigé pour le compte de l'Union Internationale des Associations de Guide de Montagne (IFMGA-IVBV-UIAGM).

Selon Groleau (1994) et Bianchi (2004), la genèse des glaces de paroi débute avec les premiers gels automnaux. Bianchi (2004) a distingué deux types de formation glaciaire : « les chutes d'eau gelées avec écoulement » et « les chutes d'eau gelées fantomatiques ». Le premier fait références aux glaces formées à la faveur des chutes d'eau persistantes et le second à la faveur des écoulements intermittents. Bianchi (2004) et Groleau (1994) ont sommairement décrit la formation et l'évolution volumétrique des glaces de paroi étudiées. Au départ, les eaux de ruissellement gèlent et forment des stalactites de glace. Les formations coniques s'allongent, s'agrandissent et atteignent parfois le sol pour former des colonnes de glace. Ensuite, les colonnes et les stalactites fusionnent pour former de larges carapaces de glace qui peuvent atteindre un volume supérieur à 1 500 m³ (Bianchi, 2004). Aucun des deux auteurs n'a établi de relations entre les variables hydroclimatiques, les taux de croissance et les volumes accumulés.

Toutefois, des physiciens ont étudié la formation des stalactites de glace en milieu contrôlé et tenté de modéliser leur croissance (Knight, 1980; Makkonen, 1988; Maeno *et al.*, 1994, Szilder et Lozowski, 1994, 2000; Ogawa et Furukawa, 2002; Ueno, 2003, 2004 et 2007). Les travaux de Makkonen (1988), Maeno *et al.* (1994) et Szilder et Lozowski (2000) montrent que le taux de croissance des stalactites de glace est étroitement dépendant du débit entrant et de la température. D'après Szilder et Lozowski (2000), le taux de croissance longitudinal à -5°C est d'environ 11,5 cm·h⁻¹ pour un débit de 2,5 mg·s⁻¹. À température constante, l'augmentation initiale du débit provoque une augmentation du taux de croissance. Cependant, une fois passé un certain seuil, une augmentation du débit se traduit par une diminution du taux de croissance (Fig. 1). Lorsque la température diminue, les transferts de chaleur favorisent et accélèrent la congélation de l'eau. À ce moment, un débit plus grand est nécessaire pour optimiser le taux de croissance. Il est probable que les notions développées par ces derniers s'appliquent également aux glaces de paroi.



Figure 1. Modélisation du taux de croissance longitudinal des stalactites de glace en fonction du débit et de la température (d'après Szilder et Lozowski, 2000).

La chute printanière de blocs de glace sur la route 132 et 198 en Haute-Gaspésie est une problématique connue depuis longtemps par les responsables régionaux de l'entretien des infrastructures routières. En 1987, le Ministère des Transports du Québec (M.T.Q.) a mis sur pied un programme d'inventaire des mouvements de masse perturbant les routes du nord de la Gaspésie. Entre 1987 et 1993, les employés de la voirie sont intervenus 252 fois pour déloger des blocs de la glace sur la chaussée (Girard et Hétu 1994; Hétu *et al.* 1994a). L'écroulement des glaces de paroi sur les versants peut causer des dommages aux infrastructures routières et provoquer des accidents. Depuis 1999, au moins deux accidents de la route ont été causés par l'écroulement des glaces de paroi dans le nord de la Gaspésie.³ Plusieurs des glaces de paroi qui menacent ces tronçons de route sont des sites exceptionnels pour les adeptes de l'escalade de glace. Les plus intéressantes d'entre elles ont été répertoriées par Lapierre et Gagnon (2004) dans le Guide des cascades de glace et voies mixtes du Québec, mais elles n'ont jamais été localisées ou cartographiées à des fins de gestion des risques.

À partir des données du M.T.Q., Girard et Hétu (1994) ont établi la fréquence d'écroulement des glaces de paroi atteignant la route 132 dans le nord de la Gaspésie. Selon ces

³ Base de données du M.T.Q., Centre de services de Sainte-Anne-des-Monts, 2008.

derniers, l'écroulement des glaces de paroi est un phénomène saisonnier. Les écroulements qui ont atteint la route entre 1987 et 1993 se sont exclusivement produits au printemps durant la période de fonte. Les glaces de paroi suivies par Groleau (1994) et Bianchi (2004) se sont également effondrées durant la période de fonte. Selon les observations de ces auteurs, la fonte complète de la carapace de glace peut prendre plus d'un mois. Durant cette période, plusieurs écroulements se produisent.

Les travaux exploratoires de Girard et Hétu (1994) n'ont pas permis d'établir de relations très précises entre les variables climatiques et l'écroulement des glaces de paroi. Ils ont néanmoins pu établir une relation intéressante, quoique très faible, entre le nombre de cycles gélivaux et l'occurrence des écroulements. Pour sa part, Bianchi (2004) a proposé une série de variables hydroclimatiques susceptibles de déstabiliser et déclencher l'écroulement des glaces de paroi :

- des températures maximales très élevées, et dans certains cas, une augmentation soudaine des températures;
- des radiations solaires intenses qui agissent indirectement sur le réchauffement de l'air ambiant et des massifs rocheux;
- des écarts de températures majeurs;
- une augmentation soudaine du débit à l'amont de la cascade de glace.

Il a également testé la résistance mécanique des stalactites de glace sous diverses conditions météorologiques. Au printemps ou durant les redoux hivernaux, la résistance mécanique des glaçons est amoindrie. Avec l'augmentation des températures, la texture lisse et translucide des stalactites devient granuleuse. Cette modification structurale fragilise la glace et se traduit par une diminution de sa résistance mécanique.

À ce jour, il semble qu'aucun écroulement de glace de paroi n'a été observé par des chercheurs. Il est probable que le comportement des blocs de glace sur les versants soit similaire à ceux observés lorsqu'une lamelle de glace se détache au front d'un glacier suspendu (Haefeli, 1966 ; Flotron, 1977 ; Röthlisberger, 1977; Alean, 1984, 1985 ; Margreth et Funk, 1999 ; van der

Woerd et al., 2004; Pralong et al., 2005; Pralong et Funk, 2006; Le Meur et Vincent, 2006). Généralement, l'ouverture d'une crevasse transversale sépare progressivement une lamelle de glace au front du glacier. La traction qu'exerce la gravité sur la masse en équilibre favorise l'ouverture et l'approfondissement de la crevasse (Pralong et al., 2005; Weiss, 2004; Pralong et al., 2003; Iken, 1977). Graduellement, la lamelle s'incline vers l'aval et lorsque les contraintes exercées en cisaillement par la masse de glace sont trop élevées, la rupture se produit. Si la pente est suffisamment abrupte sous la masse de glace lors de la rupture, elle tombe en chute libre et se fragmente. La pente d'accueil, généralement plus douce, favorise un mode de déplacement par bonds successifs. La dissipation de l'énergie suite à ces mouvements a pour conséquence de réduire la vitesse des blocs. Ils vont ensuite rouler ou glisser sur la surface du versant (Alean, 1985; Alean, 1984). Une surface d'accueil englacée ou enneigée peut permettre à certains blocs de glisser sur plus 500 mètres pour un angle de parcours (α) avoisinant 17 degrés (Alean, 1984). D'après les travaux effectués en Europe par Alean (1985), le volume maximal de glace libérée au front d'un glacier suspendu n'a jamais dépassé les 400 000 mètres cubes. Généralement, les chutes de glace qui se produisent au front des glaciers suspendus sont beaucoup plus modestes et dépassent rarement les 5 000 mètres cubes. Cet ordre de grandeur est plus comparable aux volumes de glace qui s'accumulent sur les parois rocheuses (Bianchi, 2004).

La position précaire des carapaces de glace sur les falaises engendre une dynamique d'écroulement qui semble aussi violente et rapide que celle qui se produit au front des glaciers suspendus. Sur le versant sous la glace de paroi, Groleau (1994) a observé des amas de blocs de glace de cinq à soixante mètres cubes situés à une quarantaine de mètres de la paroi. Il a également retrouvé une quinzaine de fragments d'un à trois mètres cubes à plus de 300 mètres de la paroi. Les cratères d'impact observés par Groleau (1994) sur la surface des talus détritiques démontrent que les blocs de glace avaient une vitesse et une énergie suffisante pour creuser la surface du versant.

Les travaux de Groleau (1994) ont clairement montré le caractère ravageur et érosif du phénomène. Lorsque les écroulements surviennent en milieu forestier, les arbres sont abondamment marqués et plusieurs sont fauchés. La récurrence annuelle du phénomène permet le maintien d'un corridor exempt de végétation arborescente sur le cône détritique situé sous la

glace de paroi. Sur le corridor d'écroulement, la végétation, principalement herbacée, s'organise en bandes parallèles à la pente. L'écroulement de la glace de paroi suivi par Groleau (1994) a érodé et transporté une épaisseur moyenne de 5,8 cm de sédiments à la surface du talus détritique. L'érosion dominait sur l'ensemble du talus, sauf dans la partie distale où de l'accumulation a été observée. En moyenne, l'écroulement de la glace de paroi a mobilisé les cailloux marqués sur une distance de 13 mètres. Une dizaine d'entre eux ont été déplacés sur plus de 40 mètres et un des cailloux a été mobilisé sur plus de 85 m alors qu'un autre l'a été sur plus de 95 m.

D'autres processus mobilisent les débris et les sédiments à la surface des talus, mais les déplacements moyens observés par Groleau (1994) sont supérieurs. Les taux de déplacements moyens observés par Pérez sur des talus d'éboulis des Hautes Andes équatoriales se situent plutôt entre 0,04 et 0,41 mètre par an (Pérez, 1985, 1988 et 1993). Dans ce type d'environnement, plusieurs processus participent au *talus shift*. Au sommet des talus d'éboulis, les chutes de pierre et les coulées sèches sont les processus d'érosion et de transport dominants (Hétu *et al.*, 1995 ; Pérez, 1985, 1988, 1993 ; Francou, 1988, 1991 ; Gardner, 1979). La reptation par pipkrakes et la cryoreptation sont d'autres processus très actifs durant les périodes de gel et de dégel sur les talus d'éboulis faiblement inclinés (<30°) des Hautes Andes équatoriales (Pérez, 1985, 1988, 1993 ; Francou, 1988). Les seuls processus qui semblent avoir la capacité de transporter des débris sur des distances comparables sont les avalanches de neige (Luckman, 1988; Gardner, 1988) et les coulées de pierres glacées (Hétu et Vandelac, 1989).

Hétu (1986, 1991, 1995), Hétu et Vandelac (1989) et Hétu *et al.* (1994b) ont observé de nombreux processus d'érosion actifs sur les talus détritiques du nord de la Gaspésie. Plusieurs se produisent durant la saison froide ou à la faveur des périodes de gel et dégel. Parmi les processus observés par ces derniers, voici ceux qui pourraient avoir un impact considérable sur l'érosion et le transport sédimentaire sur les talus détritiques situés sous les glaces de paroi : les avalanches de neige chargée, les avalanches de neige liquéfiée (Larocque, 1999), les coulées de débris (Jacob, 2001), la reptation nivale, la reptation profonde, le ruissellement et les charriages torrentiels.

1.3 PROBLÉMATIQUE

L'écroulement des glaces est un risque naturel qui est actuellement peu considéré. Le manque de connaissances techniques et scientifiques sur le comportement des glaces de paroi nuit considérablement au travail des responsables régionaux de l'entretien des routes de la Haute-Gaspésie. La stabilité des glaces de paroi préoccupe autant les employés du M.T.Q. que les usagers du réseau routier ou les adeptes de l'escalade de glace. Les patrouilleurs du M.T.Q. responsables de l'entretien des routes de la Haute-Gaspésie et les adeptes de l'escalade de glace sont certainement les mieux informés sur ce phénomène naturel présent au Québec. Pourtant, ils connaissent peu de choses de l'aléa. En considérant l'état des connaissances actuelles, le travail à accomplir est immense.

Mis à part les volumes et les taux de croissance de deux glaces de paroi décrits par Bianchi (2004) et Groleau (1994), les connaissances sur la formation des glaces de paroi en milieu naturel sont très limitées. Trois grandes questions se posent :

1) Quelles sont les variables topographiques et hydrologiques qui contrôlent la formation des glaces de paroi?

2) Comment se forment les glaces de paroi?

3) Quelles sont les conditions climatiques propices à la formation des glaces de paroi?

Les travaux de Girard et Hétu (1994) ont montré que les écroulements sont concentrés durant la période de fonte, soit au printemps. Cependant, nous savons que des chutes de blocs de glace se produisent également durant l'hiver. Il est évident que l'accroissement des températures est probablement le phénomène qui déstabilise et provoque l'écroulement des glaces de paroi (Bianchi, 2004 ; Germain et Hétu, 1994 ; Hétu *et al.*, 1994a). Les deux écroulements suivis par Bianchi (2004) au printemps 2001 et 2002 en Italie et celui suivi par Groleau (1994) dans la vallée de Mont-Saint-Pierre en Gaspésie au printemps 1993 sont nettement insuffisants pour décrire la dynamique générale d'écroulement des glaces de paroi et comprendre le comportement des blocs de glace sur les versants. De plus, les responsables de l'entretien des routes de la Haute-Gaspésie n'ont accès à aucune carte de localisation des glaces de paroi à risque. Les

connaissances sont très limitées et de nombreuses questions demeurent. Voici quelques exemples :

- Quelles sont les glaces de paroi les plus à risque pour les infrastructures routières de la Haute-Gaspésie?
- Les glaces de paroi s'écroulent-elles toutes de manière similaire?
- La fréquence d'écroulement établie par Girard et Hétu (1994) s'applique-t-elle toujours aujourd'hui?
- Quelles sont les conditions climatiques responsables des écroulements? Existe-t-il des seuils ou des variables climatiques favorisant l'écroulement des glaces de paroi?

Les travaux de Groleau (1994) ont clairement démontré que l'écroulement de la glace de paroi a des conséquences écologiques et géomorphologiques majeures. Cependant, il a étudié un seul événement sur un versant, ce qui s'avère nettement insuffisant pour estimer l'importance des écroulements de glace de paroi sur les transferts sédimentaires. De plus, nous ne connaissons rien de la morphogénèse des cônes détritiques situés sous les glaces de paroi. Leur morphologie s'apparente à celle des cônes de débris dominés par les activités avalancheuses (Rapp, 1959, 1960 ; Church, 1979 ; André, 1993), mais il semble que l'écroulement des glaces de paroi est le processus d'érosion et de transport prédominant. Il convient de se demander si l'écroulement des glaces de paroi est réellement le processus à l'origine de ces cônes détritiques ou s'ils sont le résultat d'une morphogénèse polygénique. D'autre part, la présence d'une paroi rocheuse à l'amont du cône détritique soulève la question du rôle de l'éboulisation et du renouvellement des débris sur ce type de versant.

1.4 OBJECTIFS

L'état des connaissances sur les glaces de paroi est si limité qu'une exploration large est nécessaire pour mieux comprendre le phénomène. Les objectifs poursuivis dans cette étude sont les suivants :

- 1) Identifier et cartographier les glaces de paroi à risque le long des routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie;
- 2) mieux comprendre les mécanismes et les étapes de formation des glaces de paroi;
- 3) établir la fréquence d'écroulement des glaces de paroi le long des principaux corridors routiers dans le nord de la Gaspésie;
- 4) cerner les variables climatiques favorisant l'écroulement des glaces de paroi;
- 5) préciser les étapes de démantèlement des glaces de paroi;
- 6) décrire le comportement des blocs de glace sur les versants;
- 7) quantifier l'impact des blocs de glace sur le transport des sédiments;
- 8) tester l'efficacité des transpondeurs passifs (PIT tags) pour suivre les débris de surface dans les couloirs d'écroulement des carapaces de glace.

1.5 STRUCTURE DU MÉMOIRE

Après une introduction générale et une revue élargie des publications, les questions de recherche ont mené à l'élaboration des principaux objectifs. La section suivante sera consacrée à la distribution géographique des glaces de paroi au Québec, mais plus particulièrement sur la péninsule gaspésienne. Deux manuscrits rédigés sous forme d'article suivront. Le premier traite de la formation et de l'écroulement des glaces de paroi le long des principaux corridors routiers de la Haute-Gaspésie. Le second article se concentre sur l'impact géomorphologique des écroulements des glaces de paroi. Les manuscrits présentés dans le mémoire sont des versions longues de ce qui sera soumis aux revues ultérieurement. Par la suite, une discussion où seront apportés des éléments de synthèse permettra de mettre en perspective les résultats présentés dans les articles. La première partie de la discussion traite des mécanismes de formation. Ensuite, la dynamique d'écroulement est revue et discutée. Une discussion portant sur l'importance géomorphologique de ce processus d'érosion sur la dynamique des versants suivra. Dans une perspective de gestion des risques, quelques commentaires souligneront l'importance de cartographier les glaces de paroi de la Haute-Gaspésie et d'établir des seuils hydroclimatiques précis afin de préciser les périodes de grande activité. Considérant les fluctuations actuelles du climat, une discussion sur l'impact des changements climatiques sur la fréquence et la dynamique d'écroulement des glaces de paroi s'impose. Finalement, une courte conclusion viendra clore le mémoire.

CHAPITRE 2. LES GLACES DE PAROI

2.1 LES GLACES DE PAROI AU QUÉBEC

La formation de couvert de glace sur les falaises est un phénomène répandu au Québec. Le moindre ruissellement sur une falaise peut geler durant l'hiver. La formation des glaces de paroi n'est pas un phénomène propre à une seule région. Dans le guide des cascades de glace et voies mixtes du Québec, Lapierre et Gagnon (2004) décrivent plus de 1 200 sites où il est possible de pratiquer l'escalade de glace. Tous ces sites présentent des formations de glace de paroi en milieu naturel accessible pour les grimpeurs. Les cascades de glace décrites dans ce guide sont localisées sur l'ensemble du territoire québécois.

En milieu fluvial, le gel d'une chute d'eau durant la période hivernale mène généralement à la formation d'une cascade de glace. Dès qu'il y a présence d'une importante rupture de pente sur le cours d'un ruisseau ou d'une rivière, une cascade de glace peut se former durant l'hiver. L'exemple le plus probant est certainement celui de la chute Montmorency dans la région de la Capitale-Nationale (Fig. 2). Chaque hiver, une partie des eaux de la chute gèle et drape la falaise d'une volumineuse cascade de glace.

Des carapaces de glace se forment durant l'hiver sur plusieurs falaises dynamitées en bordure des autoroutes. De telles formations de glace ont été aperçues en bordure de l'autoroute des Laurentides au nord de Montréal, sur la route 175 qui traverse le Parc des Laurentides ou encore sur la route 55 entre Sherbrooke et Drummondville.

En plein cœur du vieux Québec, plusieurs carapaces de glace se forment sur l'escarpement donnant sur la rue Sous-le-Cap (Fig. 3). Malgré les infrastructures de protection, en mai 2008, des blocs de glace ont causé des dommages à la rampe d'escalier d'un des logements situés sur cette rue.



Figure 2. Carapace de glace de la chute Montmorency.⁴



Figure 3. Glaces de paroi sur les escarpements de la rue Sous-le-Cap dans le vieux Québec.

⁴ http://flickr.com/photos/7283075@N03/2380050160

2.2 LES GLACES DE PAROI EN GASPÉSIE

La région de la Gaspésie, située dans le sud-est du Québec, recèle une concentration importante de glaces de paroi (Fig. 4). Le relief appalachien qui caractérise la région est certainement le plus prononcé du Québec méridional. Plusieurs escarpements rocheux dominent le paysage et offrent des sites potentiels pour la formation des glaces de paroi.

À Gaspé, la température moyenne annuelle est de 2,9°C avec un minimum moyen en janvier de -11,9°C et un maximum moyen en juillet de 16,6°C (Environnement Canada, Normales climatiques au Canada, 1971-2000⁵). L'influence maritime de l'estuaire du Saint-Laurent sur le climat de la péninsule gaspésienne apporte son lot de précipitations. Les précipitations annuelles moyennes dépassent mille millimètres. Le tiers de ces précipitations tombe sous forme de neige de la mi-novembre à la fin avril. Des précipitations automnales liquides relativement élevées (près de 200 mm pour octobre et novembre) assurent une recharge en eau importante des versants avant l'hiver. À partir du mois de novembre, la température moyenne quotidienne descend sous le point de congélation. Cet abaissement graduel de la température permet aux eaux de ruissellement de geler sur les falaises.

Le réseau hydrographique est bien développé et une multitude de petits torrents s'écoulent des versants escarpés pour alimenter les nombreuses rivières. À l'automne et durant l'hiver, les eaux de plusieurs de ces torrents gèlent sur les falaises pour former des glaces de paroi le long des routes 132, 195 et 198. Plusieurs des carapaces de glace présentes en bordure de ces routes menacent les infrastructures routières. Dans le cadre de cette étude, le territoire recensé a été fragmenté en trois unités distinctes (Fig. 4) : 1) La Baie des Chaleurs (Fig. 5) ; 2) La vallée de la Matapédia (Fig. 7) ; et 3) La Haute-Gaspésie (Fig. 9). Seules les glaces de paroi visibles à partir de la route ont été cartographiées. Dans les sections qui suivent, les glaces de paroi sont présentées en fonction des caractéristiques topographiques et hydrologiques propres à chacune de ces sous-régions.

⁵ http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/results_f.html



Figure 4. Localisation des régions explorées.

2.2.1 LA BAIE DES CHALEURS

Le relief de la Baie des Chaleurs, entre Percé et Matapédia, est le moins escarpé des trois sous-régions présentées (Fig. 5). Sur la côte, le relief est plat et peu de falaises dominent la route 132. La plupart des glaces de paroi se forment sur des falaises littorales d'une vingtaine de mètres de hauteur et principalement orientées vers le sud (Fig. 6). Le plus fréquemment, elles sont le résultat du gel des résurgences d'eau souterraine à différentes hauteurs sur les falaises. Ces chandelles de glace sont généralement de petites dimensions et de teintes orangées (figure 6a). Elles reflètent le contenu ferrugineux des conglomérats, grès et argilites rouges de la formation de Bonaventure dont la mise en place remonte au Carbonifère (Brisebois et Nadeau, 2003; Tremblay et Bourque, 1991).

Plusieurs des ruisseaux qui drainent la basse plate-forme côtière chutent directement dans la Baie des Chaleurs. À plusieurs endroits, les eaux de surface qui se jettent des falaises forment des cascades de glace. Elles sont généralement plus volumineuses et sont plutôt de teintes bleutées ou blanchâtres (voir la volumineuse cascade de glace blanche à la figure 6b). Elles sont le résultat du gel des eaux de surface.

Ces formations de glace sont très nombreuses sur les falaises littorales, mais seules quelques-unes ont été cartographiées. Il est probable que leur formation et leur écroulement aient un impact sur l'érosion des falaises littorales, mais elles n'ont pas été suffisamment suivies pour être traitées et considérées dans ce travail.



Figure 5. Localisation de quelques glaces de paroi dans la Baie des Chaleurs : \blacktriangle = carapaces de glace. En encadré : Orientation des falaises supportant des carapaces de glace.



Figure 6. Chandelles de glace sur les falaises littorales entre Percé et Chandler (2 mars 2007).

2.2.2 LA VALLÉE DE LA MATAPÉDIA

Dans la vallée de la Matapédia, la plupart des falaises exposées en bordure de route sont le résultat du dynamitage d'affleurements rocheux réalisé pour corriger le tracé de la route 132. Le ruissellement sur les versants surmontant ces falaises amène les eaux nécessaires à la formation des glaces de paroi. Parfois, ce sont les eaux de ruissellement de surface et hypodermique qui ruissellent sur les falaises tandis que d'autres fois ce sont des résurgences d'eau souterraine qui donnent naissances aux glaces de paroi. Au total, près d'une quarantaine de carapaces de glace ont été localisées (Fig. 7). Elles sont, pour la plupart, orientées vers le sud-ouest. À plusieurs endroits, un fossé a été creusé entre la falaise et la route pour limiter les chutes de blocs de glace et de rochers sur la chaussée (Fig. 8). La hauteur des falaises et celle des carapaces de glace varie entre 5 et 40 mètres. Certaines s'étendent sur plus de 100 mètres de largeur et atteignent des épaisseurs de cinq mètres (Fig. 8A). Dans le cadre de ce travail, une seule des carapaces de glace présente dans ce secteur fut abondamment caractérisée et régulièrement suivie. Dans le guide des cascades de glace du Québec, les auteurs lui ont donné le nom suivant : La Matanaise (Fig. 8B) (Lapierre et Gagnon, 2004). C'est une carapace d'une trentaine de mètres de largeur, douze de hauteur et qui a atteint plus de trois mètres d'épaisseur à l'hiver 2008 pour un volume supérieur à 1000 mètres cubes. Au printemps 2008, les autorités responsables de l'entretien des routes ont dû recreuser le fossé et ériger un talus avec les débris de glaces et de roches tombés pour éviter que la carapace ne s'effondre sur la chaussée (Fig. 7B). Dans l'ensemble, les carapaces de glace formées sur les falaises dynamitées de la vallée de la Matapédia ne menacent pas ou très peu les infrastructures routières. Quelques-unes présentent un danger, mais dans la plupart des cas, la présence d'un fossé et la faible hauteur des parois rocheuses ne favorisent pas le déplacement des masses de glace jusqu'à la route.



Figure 7. Localisation des glaces de paroi dans la vallée de la Matapédia : ▲ = carapaces de glace ; ★ = carapace de glace suivie.



Figure 8. Montage photo : Les glaces de paroi de la Vallée de la Matapédia. A) Carapaces de glace sur une falaise dynamitée entre Matapédia et Amqui (3 mars 2007); B) Carapace de glace près de Matane, La Matanaise (30 avril 2008).

2.2.3 LA HAUTE-GASPÉSIE

Sur le littoral nord de la péninsule gaspésienne, la physiographie est beaucoup plus escarpée. Le plateau gaspésien, nommé ainsi par Hétu et Gray (1985), se termine abruptement sur l'estuaire du Saint-Laurent. Plusieurs vallées, profondes et étroites, dissèquent le plateau sur plusieurs kilomètres de longueur (Fig. 9). Le relief entre Sainte-Anne-des-Monts et Grande-Vallée est très accidenté et des escarpements de 300 à 400 mètres de hauteur surplombent la mer. Certaines falaises atteignent une centaine de mètres de hauteur. Sous ces falaises, des talus d'éboulis, dont la pente moyenne avoisine généralement 35-36 degrés, se terminent directement sur la route 132. Celle-ci a été construite entre l'estuaire du fleuve et les escarpements côtiers. La majorité des talus d'éboulis sont fossilisés par la forêt, mais par endroits ils sont toujours actifs (Hétu et Vandelac, 1989; Hétu, 1991; Hétu, 1995).

Les affleurements qui bordent la route sont constitués par les roches sédimentaires hautement fissiles de la formation de Cloridorme (Brisebois et Nadeau, 2003). Dominés par des schistes argileux finement stratifiés et entrecoupés par des couches de grès lithiques (grauwacke) et de calcaires silteux, les affleurements, très friables, présentent un dense réseau de fractures (Hétu et Vandelac, 1989; Walkinshaw et Santi, 1996; Brisebois et Nadeau, 2003). À plusieurs

endroits, des résurgences d'eaux souterraines humectent les parois rocheuses. À d'autres, les eaux de ruissellement de surface et de subsurface surgissent en sommet de falaise. Parfois, des bassins versants suspendus canalisent les eaux de pluie qui chutent du haut des falaises.

Toutes ces eaux qui ruissellent sur les falaises gèlent graduellement au cours de l'hiver et forment des glaces de paroi. Au total, plus d'une centaine de glaces de paroi ont été répertoriées sur le territoire (Fig. 9). Plus de 90% des glaces de paroi répertoriées prennent forment chaque hiver sur des falaises préférentiellement orientées vers le nord ou le nord-est (Fig. 9). Deux cascades se forment sur la face sud-ouest d'un escarpement situé à quelques kilomètres de côte en bordure de la route 198 (Fig. 9 et 10H). Plusieurs de ces glaces de paroi sont haut perchées audessus des versants (Fig. 10A, B, C et D). Lorsqu'elles s'écroulent, la probabilité que les blocs de glace se propagent sur de longues distances est accrue. Sur la centaine de glaces de paroi répertoriées, soixante doivent être considérées à risque pour les infrastructures routières. Les autres sont généralement situées à une distance respectable de la route et séparées par un long replat, une rivière ou encore une bande de végétation forestière. Les plus volumineuses d'entre elles peuvent atteindre 5 000 à 6 000 m³ et couvrir des superficies de 2 000 m² (Fig. 10G). Les blocs de glace qui s'en détachent peuvent dépasser les dix mètres cubes.

La diversité des reliefs et l'abondance des eaux sur les versants du nord de la Gaspésie favorisent l'émergence de plusieurs types de formation de glace. Par exemple, le gel d'une chute d'eau forme un pilier de glace d'une vingtaine de mètres de hauteur et de deux à trois mètres de diamètre (Fig. 10E). Au milieu de l'hiver, les eaux de ruissellement circulent dans le cœur creux de cette formation exceptionnelle. Les glaces de paroi qui se forment sur l'escarpement nord du plateau gaspésien sont particulièrement exposées au vent (Hétu, 1991, 1992). En congelant, les eaux de ruissellement soufflées par le vent prennent des formes des plus diversifiés (Fig. 10D). Alors que certaines cascades se forment sur des falaises surplombant des talus d'éboulis actifs (p.ex. Fig. 10B), d'autres se forment sur des falaises surplombant un versant forestier (p.ex. Fig. 10A). Sous ces carapaces de glace, un corridor exempt de végétation arborescente fragmente la couverture forestière. Finalement, les falaises dynamitées se couvrent également de plusieurs carapaces de glace (Fig. 10G).

Sur la centaine de glaces de paroi répertoriées, treize ont été caractérisées et suivies avec plus d'attention. Les noms donnés à dix d'entre elles proviennent du Guide des cascades de glace du Québec de Lapierre et Gagnon (2004). Une étoile noire permet de localiser ces glaces de paroi sur la figure 9. Les noms donnés aux trois autres sont des codes d'identification unique donnés par l'auteur pour identifier les sites qui ont fait l'objet d'une étude géomorphologique approfondie (les carrés sur la figure 9). Les noms suggérés dans le Guide des cascades de glace du Québec pour identifier les carapaces de glace qui se forment aux trois sites sont les suivants : la cascade Sans Nom au site G-Amphi, Lapierre brillante à Duguay au site G-Era et P'tit Loup au site G-69.



Figure 9. Localisation des carapaces de glace dans la Haute-Gaspésie : ▲ = carapaces de glace ;
★ = carapaces de glace suivie en 2007 et 2008 ; ■ carapaces de glace et sites d'études.



Figure 10. Montage photo : Les glaces de paroi de la Haute-Gaspésie. A) Aqua velva, (2 mars 2008) ; B) Corneille (4 mars 2008) ; C) Montagnes russes (2 mars 2008) ; D) Alcibiat (4 mars 2008); E) La cigarette bleue (2 mars 2008); F) Méduse (2 février 2007) ; G) Les barrières (7 avril 2008) ; H) 198 sud (22 janvier 2008).


CHAPITRE 3. FORMATION, FRÉQUENCE ET DYNAMIQUE D'ÉCROULEMENT DES GLACES DE PAROI.

LES GLACES DE PAROI LE LONG DES PRINCIPAUX CORRIDORS ROUTIERS DU NORD DE LA GASPÉSIE : FORMATION, FRÉQUENCE ET DYNAMIQUE DES ÉCROULEMENTS.

Résumé

L'écroulement des glaces de paroi sur les routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie (Québec, Canada) préoccupe les employés du Ministère des Transports du Québec (M.T.Q.) responsables de l'entretien du réseau routier. Depuis l'an 2000, chaque intervention pour déblayer les blocs de glace tombés sur la chaussée est notée dans une base de données. En 2006 et 2007, des campagnes de terrain ont été entreprises par l'auteur afin de repérer les glaces de paroi qui représentent le plus grand risque. Durant cette période, une série de mesures et d'observations ont été effectuées afin de mieux comprendre la formation des glaces de paroi et leur dynamique d'écroulement. Nos observations indiquent que chaque automne, les eaux de ruissellement de surface, hypodermique et souterrain ruissellent sur de nombreuses falaises et lorsque la température chute sous le point de congélation, les gouttelettes en chute libre et les fines pellicules d'eau qui ruissellent sur les parois gèlent progressivement. L'abondance des précipitations automnales et la mise en place hâtive d'un épais couvert de neige prolongent la durée du ruissellement hivernal et favorisent la formation de volumineuses carapaces de glace. Certaines carapaces peuvent atteindre cinq mètres d'épaisseur et accumuler plus de 5 000 m³ de glace. Dans le secteur à l'étude, 60 carapaces de glace se forment chaque hiver sur les parois qui dominent les routes 132 et 198. Plusieurs d'entre elles menacent de s'écrouler sur la route. Les carapaces les plus à risque sont généralement haut perchées sur d'abruptes falaises qui dominent un talus se terminant directement sur la route. Chaque année, on dénombre en moyenne 36 écroulements de glace qui atteignent la chaussée. Au total, 98 % des interventions de déblaiement surviennent au printemps. L'augmentation des températures au printemps favorise la fissuration des carapaces. À ce stade, de petits blocs de glace se détachent et chutent sur le versant. Ils atteignent rarement la route. L'accumulation thermique et les précipitations liquides accélèrent la fonte du couvert de neige et favorisent la reprise des écoulements. L'effet combiné de l'eau de ruissellement sur et sous la carapace de glace et l'élévation des températures accélèrent la fonte des ancrages de glace sur la falaise et provoquent son écroulement. La glace résiduelle chute généralement dans les semaines qui suivent.

Mots-clés : Écroulement des glaces de paroi, avalanche de glace, chute de blocs de glace, risque naturel, condition hydrométéorologique, température, degrés-jours.

INTRODUCTION

Plusieurs tronçons des routes 132 et 198 dans le nord de la Gaspésie (Québec, Canada) sont exposés à un nombre considérable de mouvements de masse variés (Hétu *et al.*, 1994; Girard et Hétu, 1994; Hétu, 2007). Les falaises et les nombreux versants raides donnant directement sur ces routes engendrent fréquemment des chutes de blocs rocheux, des éboulements, des coulées de débris, des glissements de terrain, des avalanches de neige et des chutes de blocs de glace provenant de l'écroulement des glaces de paroi qui se forment localement sur les falaises durant la saison froide. C'est ce dernier phénomène qui sera analysé dans cet article.

La chute printanière de nombreux blocs de glace est une problématique connue depuis longtemps par les responsables régionaux de l'entretien des infrastructures routières du nord de la Gaspésie. Des photos d'archives remontant aux années 1940-1960 montrent des employés de la voirie travaillant à déloger des blocs de glace sur la route 6 en Gaspésie (ancienne route 132) (Fig. 11). En 1987, le Ministère des Transports du Québec (M.T.Q.) a créé une patrouille qui parcoure jour et nuit et à longueur d'année le territoire afin de déblayer les débris (blocs rocheux, blocs de glace, avalanches de neige...) qui tombent sur les routes du nord de la Gaspésie. Cette patrouille a également le mandat d'effectuer l'inventaire des mouvements de masse qui affectent les routes (Girard et Hétu 1994; Hétu *et al.* 1994). Entre 1987 et 1993, les employés de la voirie ont dénombré 252 écroulements de blocs de glace sur la chaussée.

Les carapaces de glace sont le résultat du gel progressif des eaux de ruissellement sur les falaises rocheuses. Il semble que les carapaces de glace se forment sur les mêmes falaises chaque année à partir de la mi-novembre (Lapierre et Gagnon, 2004 ; Girard et Hétu, 1994 ; Groleau, 1994). Certaines carapaces peuvent atteindre quatre à cinq mètres d'épaisseur et accumuler jusqu'à 5000 mètres cubes de glace. Au printemps ou lors d'importants redoux, la fusion et la fragmentation des carapaces de glace libèrent des blocs de glace qui dévalent les versants. Lorsque la fonte s'accentue, les carapaces s'écroulent d'une seule masse sur les versants, libérant des blocs de plusieurs mètres cubes.

Bien que le phénomène soit connu depuis longtemps, comme le démontrent les photos d'archives, très peu d'études se sont intéressées à l'écroulement des carapaces de glace. Les travaux de Groleau (1994), de Hétu *et al.* (1994) et de Girard et Hétu (1994) ont révélé l'occurrence et la fréquence des écroulements des glaces de paroi dans le nord de la Gaspésie. L'écroulement printanier des carapaces de glace sur les versants forestiers assure le maintien de corridors exempts de végétation arborescente (Groleau, 1994). Sans obstacle végétal, les blocs de glace libérés lors de la fonte des carapaces ont la possibilité de se propager sur de plus longues distances. Durant leurs descentes, les blocs de glace raclent la surface du versant et transportent une grande quantité de débris rocheux (Groleau, 1994). La présence de cratères d'impact sur les versants implique un mode de déplacement similaire à celui des blocs rocheux (Groleau, 1994; Girard et Hétu, 1994). De plus, des observations récentes ont montré que la chute des blocs de glace pouvait déclencher de grosses avalanches de neige humide (Hétu, 2007).

À la demande de l'Union Internationale des Associations de Guide de Montagne (IFMGA-IVBV-UIAGM), Bianchi (2004) a effectué une étude portant sur la stabilité des cascades de glace afin d'évaluer les risques encourus par les adeptes de l'escalade de glace. Bianchi a testé la résistance mécanique de plusieurs stalactites de glace formées à la suite du gel d'une chute d'eau dans les Alpes italiennes. L'étude a permis de mieux comprendre le comportement mécanique des glaces sous diverses conditions climatiques. D'après cette étude, la température serait le principal facteur influençant la stabilité des cascades de glace ; la résistance mécanique des stalactites de glace décroit avec l'augmentation des températures.

Les mécanismes qui contrôlent la formation et l'écroulement des carapaces de glace demeurent méconnus. La stabilité des carapaces de glace préoccupe autant les employés du M.T.Q. que les usagers du réseau routier et les adeptes de l'escalade de glace. En plus de représenter un risque pour les 500 à 2000 automobilistes qui empruntent quotidiennement les routes du nord de la Gaspésie (Ministère des Transports du Québec, 2004), les nombreuses chutes de blocs de glace sur les routes de la région imposent de fréquentes interventions aux employés du M.T.Q. responsables de maintenir l'intégrité du réseau routier. Il est donc urgent d'accroitre les connaissances fondamentales sur cet aléa. Les objectifs spécifiques de cette étude sont : 1) repérer les glaces de paroi à risque le long des routes 132 et 198 ; 2) mieux comprendre les mécanismes de formation des glaces de paroi et leurs dynamiques d'écroulement ; 3) établir la fréquence des écroulements dans le nord de la Gaspésie ; 4) préciser les variables climatiques favorisant l'écroulement des glaces de paroi le long du principal corridor routier de la Haute-Gaspésie.



Figure 11. Montage photo d'archives, 1940-1960 : Écroulement des glaces de paroi sur la route 6 (ancienne route 132) près de Rivière-à-Claude.

DESCRIPTION DE LA RÉGION D'ÉTUDE

Le territoire à l'étude se situe sur la Rive-Nord de la péninsule gaspésienne entre les villes de Sainte-Anne-des-Monts et de Manche d'Épée (Fig. 12). Dans cette région, la route 132 est enclavée sur presque toute sa longueur (80 km) entre le littoral sud de l'estuaire du Saint-Laurent et les versants raides qui forment l'escarpement côtier (Hétu et Gray, 1985). Les falaises de l'escarpement côtier sont orientées vers le nord. Le secteur à l'étude comprend également une portion de la route 198 (environ 6,5 km) entre le village de L'Anse-Pleureuse et l'extrémité sud du lac du même nom. Dans ce secteur, la route 198 est coincée entre le lac à L'Anse-Pleureuse et une série de versants abrupts d'orientation sud-ouest pouvant atteindre 350 mètres de dénivelé.

La plupart des versants donnant sur les routes 132 et 198 sont couverts par une végétation dense et arborescente. Par endroits, des couloirs étroits (< 30 mètres) et de longueurs variables (entre 30 et 250 mètres) fragmentent le couvert végétal. La plupart de ces couloirs sont dominés par des abrupts rocheux quasi verticaux de 5 à 60 mètres de hauteur où se forment des glaces de paroi. La pente de ces couloirs avoisine les 30 degrés et se termine fréquemment à moins d'une dizaine de mètres de la route. Des talus détritiques segmentent également les versants forestiers sur plusieurs centaines de mètres. La pente de ces talus est généralement courte (<100 m), abrupte (> 30°) et surmontée de falaises rocheuses pouvant atteindre une centaine de mètres de hauteur. Localement, des glaces de paroi se forment sur ces escarpements. Des glaces de paroi peuvent également se former sur des falaises dynamitées situées directement en bordure de la route. Généralement, ces falaises verticales s'élèvent à moins de 15 mètres.

La géologie des falaises supportant des glaces de paroi est dominée par des lits plissés de roches sédimentaires de l'Ordovicien moyen et supérieur (schiste argileux, grès lithique, dolomie, calcaire silteux) (Brisebois et Nadeau, 2003). Ces roches hautement fissiles présentent un réseau de discontinuités très denses. Hétu et Vandelac (1989) ont dénombré jusqu'à 40 fractures au mètre sur un affleurement de la région. Cette découpe d'origine tectonique et géomorphologique favorise l'infiltration et facilite les écoulements d'eau dans le massif rocheux (Hoek et Bray, 1997; Hétu et Vandelac, 1989).

La Gaspésie septentrionale possède un climat tempéré humide avec des hivers froids (Gagnon, 1970). La température moyenne annuelle, relevée à la station de Mont-Louis, est de 3,3°C avec un minimum moyen en janvier de -13,7°C et un maximum moyen en juillet de 17,3°C (Normales climatiques au Canada 1971-2000, Environnement Canada⁶). L'influence maritime de l'estuaire du Saint-Laurent assure des précipitations annuelles moyennes de près de 1000 mm réparties également sur l'ensemble de l'année. Le tiers de ces précipitations tombe sous forme de neige de la mi-novembre à la fin avril. Des précipitations automnales liquides relativement élevées (près de 200 mm pour octobre et novembre) assurent la recharge en eau des sols et des massifs rocheux avant l'hiver. Il importe de mentionner que les mois de novembre et décembre 2001 furent exceptionnellement secs et les précipitations solides quasi absentes (Appendice 1). En 2006, des conditions hydroclimatiques similaires ont été relevées. À l'opposé, des précipitations solides bien supérieures à la moyenne ont été enregistrées en décembre 2004. En novembre et décembre 2007 plus de 250 cm de neige sont tombés dans le nord de la Gaspésie (Appendice 1).

⁶ http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climate_normals/results_f.html

L'excédent d'eau accumulé à l'automne ruisselle sur la surface de plusieurs parois rocheuses. À partir du mois de novembre, la température moyenne quotidienne descend sous le point de congélation. Cet abaissement graduel de la température permet aux eaux de ruissellement et aux résurgences de geler sur les falaises. Les nombreux redoux hivernaux, fréquents sous ce climat maritime, assurent un ruissellement soutenu sur les falaises. L'accumulation de glace sur plusieurs falaises se poursuit durant tout l'hiver.



Figure 12. Localisation de la région étudiée.

Méthodologie

Campagne de terrain

À l'hiver 2006-2007 et 2007-2008, une campagne de terrain a été effectuée afin de localiser toutes les carapaces de glace susceptibles de s'écrouler et d'atteindre les routes 132 et 198. Pour être considéré à risque, les carapaces de glaces devaient répondre à au moins un des trois critères géomorphologiques suivants : 1- la masse de glace doit être perchée sur une falaise rocheuse localisée directement en bordure de la route ; 2- la masse de glace doit être perchée sur

une falaise rocheuse surmontant un versant donnant directement sur la route ; 3- la masse de glace doit être perchée sur une falaise rocheuse surmontant un versant donnant sur une infrastructure associée au réseau de transport routier (Fig. 13 et 14) (p.ex. un fossé, un merlon, un muret de protection de type New-Jersey).

Durant les campagnes de terrain, plusieurs observations et mesures ont été effectuées. La source des eaux de ruissellement a été définie pour chacune des glaces de paroi répertoriées. Les trois sources d'écoulements suivants sont possibles : écoulement de surface, de subsurface ou souterrain. Afin de vérifier la justesse de certaines observations effectuées à l'hiver, des observations terrain ont dû être répétées durant la période estivale. Les glaces en formation ont longuement été observées et une caractérisation morphométrique des glaces de paroi a été effectuée à l'aide d'un télémètre (Leica Laser Locator, LeicaGS20) à leurs maximums volumétriques. Les mesures géomorphologiques suivantes ont également été effectuées à l'aide du télémètre : hauteur, largeur et inclinaison moyenne de la falaise ; longueur et inclinaison des talus ; distance de la route par rapport à la base des talus. Finalement, l'orientation des parois a été prise à l'aide d'une boussole-inclinomètre Suunto MC-2.

Durant les deux hivers de terrain, un suivi photographique bihebdomadaire a été effectué de la mi-novembre à la mi-mai. La deuxième année, deux caméras automatisées Reconyx (modèle PC90) ont été installées pour suivre l'évolution de la fonte de deux carapaces de glace. La prise de photo s'est effectuée à chaque quinze minutes de 4h00 le matin à 9h00 le soir du 9 au 15 avril 2008. La fréquence a ensuite été augmentée aux cinq minutes pour la période s'échelonnant du 15 avril au 30 avril 2008. Pour les deux semaines suivantes, les parois de glace ont été photographiées toutes les minutes.

Le corridor routier et la base de données du M.T.Q.

Depuis 1987, une unité de patrouilleurs, nommé « patrouille de roche », a été créée par le M.T.Q. (Hétu *et al.*, 1994). Leur mandat est de circuler jour et nuit sur la route 132 et 198 afin de repérer et déloger les débris de versant qui atteignent la route. Pour ce faire, ils ont segmenté les deux axes routiers en 12 tronçons codés. Depuis 2000, les patrouilleurs doivent enregistrer leurs interventions dans une base de données informatique. Ils doivent noter la date et l'heure de

l'intervention, le numéro du tronçon, le type de débris délogé (roche, neige ou glace) et le type d'intervention effectué (manuel ou mécanisé). Normalement, pour qu'une intervention mécanisée soit demandée par les patrouilleurs du M.T.Q., il faut que les blocs de glace soient d'une dimension indélogeable par l'équipe de deux à trois ouvriers munie de pics, de pelles, de câbles et d'une camionnette. Parfois, c'est le volume du dépôt qui est trop important pour être rapidement évacué. Lors de telle situation, l'équipe doit faire venir de la machinerie lourde (pelle mécanique, bulldozer) sur les lieux de l'événement. Il importe également de mentionner que les données de 2001 étaient manquantes. Les responsables de l'entretien des routes ne connaissent pas la raison de ce manquement.

Les données climatiques

Les données climatiques proviennent de la station météorologique d'Environnement Canada de Cap-Chat (15 km à l'ouest de Sainte-Anne-des-Monts) (Environnement Canada, Service météo, Données climatiques au Canada⁷). Les précipitations totales correspondent à la somme des précipitations liquides et de l'équivalent en eau des chutes de neige enregistrées durant la journée. Les températures minimales et maximales sont celles de la journée relevée à la station. La température moyenne est la moyenne des températures maximales et minimales de la journée. Les degrés-jours (DJ) positifs représentent la sommation des températures journalières moyennes au-dessus de 0°C à partir du 1^{er} mars de chaque année. Cette date a été choisie puisqu'elle représente le début de la période de fonte. Dans la région, le nombre de redoux s'accroît considérablement à partir du 1^{er} mars ce qui provoque une reprise du ruissellement sur plusieurs falaises. De plus, aucune intervention n'a été répertoriée dans la base de données du M.T.Q. avant le 1^{er} mars. Ainsi, toutes les interventions du M.T.Q. effectuées au printemps ont pu être considérées dans le traitement des données.

⁷ http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/menu_f.html



Figure 13. Montage photo : A) Paroi de glace menaçant de s'écrouler entre La Marte et Marsoui ; B) Intervention manuelle effectuée par des employés du MTQ pour déloger les blocs de glace tombés sur la route 132 entre La Marte et Marsoui ; C) Blocs de glace sur la route 132 entre La Marte et Marsoui ; D) Fissures de tension dans une carapace de glace.



Figure 14. Montage photo : A) Volumineux bloc de glace en marge de la route 132 à l'est de La Marte (≅20 m³) ; B) Écroulement d'une glace de paroi ayant provoqué la destruction partielle d'un muret de protection près de Cap-au-Renard ; C) Dépôt d'un écroulement de glace de paroi contenu dans un fossé entre Marsoui et Rivière-à-Claude ; D) Dépôt d'un écroulement de glace de glace de paroi chargé de débris rocheux contenu par un muret de protection près de Cap-au-Renard.

RÉSULTATS

La formation des glaces de paroi

Chaque année, dans le nord de la Gaspésie, les glaces de paroi se forment au même endroit. À première vue, la dynamique de mise en place des glaces de paroi et les formes de glace résultantes semblent multiples et complexes. Il est cependant possible de caractériser les glaces de paroi en fonction de deux critères hydrologiques simples : 1) les glaces de paroi qui se forment à partir des écoulements intermittents (fantomatiques); et 2) celles qui se forment à partir des écoulements persistants (persistantes). Nous suggérons d'utiliser le terme carapace de glace pour nommer les glaces de paroi issues des écoulements intermittents et le terme cascade de glace pour nommer les glaces de paroi issues des écoulements persistants.

L'eau nécessaire à la formation des carapaces de glace provient généralement de la résurgence en sommet de falaise des écoulements hypodermiques. Ce sont des écoulements intermittents qui sont directement dépendants des précipitations. Durant de longues périodes sèches, l'alimentation en eau peut cesser. Aucun bassin versant ne semble participer à la recharge hydrique de la nappe d'eau. Des résurgences d'eau souterraine peuvent également participer à la formation des carapaces de glace ou former de grandes stalactites de glace.

Les écoulements de surface sont la source en eau des cascades de glace. À l'amont des falaises, des bassins versants concentrent les écoulements dans un ruisseau ou un torrent de montagne. Les cascades de glace sont le résultat du gel des eaux d'une cascade (chute d'eau) sur une falaise. Ces cascades existent sous forme liquide et sont généralement persistantes durant toute la durée de la saison chaude.

Dès les premiers gels automnaux, la glace commence à se former à la marge des écoulements. À ce stade, il est possible de distinguer deux types de glace : la glace de surfusion et la glace de ruissellement.

La glace de surfusion se forme lorsque des gouttelettes en chute libre (éclat d'eau) tombent en état de surfusion par transfert de chaleur et gèlent quasi instantanément au contact d'un obstacle solide (p.ex. glace, roche, branche). Ce type de glace s'apparente à la glace de frasil observé en milieu fluvial (Gherboudj *et al.*, 2007; Martin 1981). Le gel des gouttelettes forme des amas ou des concrétions de glace blanchâtre et poreuse. La concentration élevée de bulles endogènes explique la teinte et la texture des concrétions.

Le ruissellement plus lent sur les aspérités de la falaise, mais également sur les obstacles solides, favorise davantage la formation des glaces de ruissellement, nommé ainsi par Crammer (1903) (dans Lliboutry, 1964). La congélation des gouttelettes et des films d'eau qui ruisselle sur la surface du massif ou des formes de glace (p.ex. stalactites de glace) s'effectue principalement par transfert de chaleur vers l'atmosphère ou vers le massif rocheux. La glace de ruissellement se distingue des glaces de surfusion par sa plus grande transparence causée par la présence plus discrète de bulles d'air endogènes. Ces formations peuvent recouvrir les surfaces rocheuses d'une pellicule de glace translucide ou se présenter sous la forme d'une stalactite de glace. Les processus de formation des stalactites de glace ont été étudiés en laboratoire et sont décrits plus en détail par Knight (1980), Maeno *et al.* (1994), Szilder et Lozowski (1994) ou plus récemment par Ogawa et Furukawa (2002) et Ueno (2003, 2004 et 2007).

La glace formée lors des premiers gels n'est pas solidement attachée au massif rocheux. La glace doit combler les nombreuses aspérités avant d'être solidement ancrée à la paroi. À ce stade, une légère remontée des températures au-dessus du point de fusion peut déstabiliser les glaces en formation et les faire chuter (Fig. 15). La force des ancrages de glace doit être suffisamment élevée pour supporter les masses de glace qui s'accumuleront par la suite. Les ancrages de glace (force de cohésion entre la glace et la roche) sont si résistants qu'ils peuvent supporter des stalactites de glace d'un millier de mètres cubes (\cong 1000 tonnes) littéralement suspendues au-dessus du vide.

Graduellement, la croissance et le fusionnement des différentes formes de glace (p.ex. stalactite, concrétion, pellicule...) forment une seule unité de glace massive qui peut recouvrir une partie importante de la paroi rocheuse. Les écoulements liquides peuvent se poursuivre sur et sous la glace de paroi bien après le début de l'hiver. Le prolongement des écoulements hivernaux favorise la formation de volumineuses glaces de paroi. À l'hiver 2008, les écoulements se sont poursuivis durant tout l'hiver. Le volume de certaines glaces de paroi a atteint près du double de

celui de l'année précédente où une diminution très marquée de l'écoulement avait été remarquée dès la mi-janvier. Plus tard cet hiver-là, l'écoulement avait complètement cessé sur et sous plusieurs glaces de paroi de la région.

La superficie et le volume des glaces de paroi sont très variables. Une petite résurgence d'eau souterraine peut mener à la formation d'une stalactite de glace de quelques centimètres cubes. Certaines glaces de paroi peuvent couvrir des superficies de 2000 m², atteindre des épaisseurs de cinq mètres et des volumes de plus de 5000 m³.



Figure 15. Évolution des conditions hydrométéorologiques entre le 1^{er} octobre 2004 et le 15 décembre 2004 et trois interventions du MTQ pour déblayer des blocs de glace tombés sur la route.

Les glaces de paroi sur les corridors routiers

Au total, 60 glaces de paroi ont été localisées et cartographiées (Fig. 16). Ces dernières sont considérées potentiellement à risque de libérer des blocs de glace susceptibles d'atteindre les routes 132 et 198. Sur les douze tronçons du M.T.Q., dix sont menacés par les glaces de paroi (Fig. 16 et 17).

Une seule glace de paroi a été répertoriée sur le tronçon 50 (Fig. 16). C'est une cascade de glace qui se forme à partir d'un petit torrent de montagne. Le nombre d'écroulements ayant atteint la route à ce site est très limité et la dimension des blocs de glace est généralement très faible. Sur le tronçon 60, sept glaces de paroi ont été cartographiées, mais une seule est généralement responsable des interventions du M.T.Q. (Fig. 16). C'est une immense carapace de glace (≅ 4500 m³) haut perchée au-dessus d'un versant de plus de 200 mètres donnant directement sur la route 132 (Fig. 14, clichés B et D). La construction d'un fossé et d'un muret de protection de type New-Jersey suffit généralement à contenir les blocs de glace et de roche, mais le volume des écroulements surpasse parfois les infrastructures de protection qui peuvent être renversées (Fig. 14 cliché B). Trois glaces de paroi menacent la voie publique sur le tronçon 70. À ce jour, aucun bloc de glace ne s'est propagé jusqu'à la route (Fig. 16 et 17). Deux des carapaces de glace de ce tronçon se forment sur des falaises dynamitées en bordure de route. Le fossé d'évacuation des eaux de pluie semble suffisant pour contenir leurs effondrements. La glace de paroi du troisième site est volumineuse ($\cong 2000 \text{ m}^3$), mais depuis l'an 2000, la largeur du fossé semble suffisante pour contenir les écroulements (Fig. 14, cliché A). Sur les tronçons 80, 120 et 130, les glaces sont nombreuses et de plusieurs types (disposition géomorphologique et source en eau variée) (Fig. 16). Les glaces de paroi les plus problématiques sont celles très haut perchées au-dessus de courts versants donnant directement sur la route 132. Elles ne sont pas très volumineuses, mais l'absence de fossé et la proximité de la route à plusieurs endroits sont problématiques. Chaque année quelques blocs de glace atteignent la route (Fig. 17). Sur le tronçon 90, une carapace de glace de plus de 200 mètres de longueur et d'une quinzaine de mètres de hauteur se forme chaque année sur une falaise dynamitée en bordure de la route 132 (Fig. 3, cliché D). Un fossé a été creusé et des murets de protection ont été édifiés, mais ces infrastructures suffisent rarement à contenir les nombreux écroulements provenant de cette volumineuse carapace de glace (> 5000 m³). Les falaises directement à l'ouest du village de Mont-Saint-Pierre sont très hautes (100 mètres par endroits) et donnent sur de courtes pentes (<100m) inclinées à plus de 32°. Chaque année, une dizaine de carapaces de glace se forment sur ces falaises (tronçon 100, Fig. 16). Elles sont toutes très haut perchées sur les falaises. Le M.T.Q. a construit des merlons à même les dépôts du talus d'éboulis pour réduire la course des blocs de glace et des autres mouvements de masse qui se développent sur ces courtes pentes

(p.ex. avalanches de neige, laves boueuses, coulées de débris, éboulis rocheux) (Girard et Hétu, 1994 ; Hétu et Vandelac, 1989 ; Hétu et Gray, 2000, 1980). Les deux glaces de paroi qui se forment en marge de la route 132 sur le tronçon 110 sont de plus modestes envergures. Les falaises qui les accueillent sont situées à une distance considérable de la route et, sur le site le plus à l'est, un profond fossé réduit l'accès des blocs de glace à la route. En 2005 et 2006, des blocs de glace ont atteint la route à huit reprises. Les deux cascades de glace situées sur le tronçon 10 se forment sur des falaises de plus de 80 mètres de hauteur et perchées à 200 mètres d'altitude (Fig. 16). Le volume cumulé des deux cascades de glace avoisine les 3 000 m³. Un versant long (\cong 180 m) et abrupt (36°) les sépare de la route qui est coincée entre le lac de L'Anse-Pleureuse et le talus. Aucune infrastructure de protection n'a été construite. Contrairement à l'orientation nordique de toutes les autres glaces de paroi de la région à l'étude, celles-ci sont exposées au sud-ouest.



Figure 16. Localisation des glaces de paroi considérées à risque (triangles noirs) et segmentation des axes routiers en fonction des tronçons du MTQ (traits et numéros soulignés).



Figure 17. Répartition des interventions par tronçon (2000, 2002 à 2006).

Fréquence et occurrence temporelle

En moyenne chaque année, 36 interventions sont nécessaires pour maintenir les routes 132 et 198 libres de glace (Fig. 18). Il est évident que les six années de données sont très insuffisantes pour faire ressortir une quelconque tendance. Cependant, un nombre étonnamment élevé d'interventions (67) a été inscrit dans la base de données en 2005. En revanche, les ouvriers du M.T.Q. sont intervenus seulement 23 fois en 2002. Pour les autres années de suivi, le nombre d'interventions varie très peu (Fig. 18).

La répartition mensuelle des événements est éloquente (Fig. 19). Aucun écroulement ne s'est produit en hiver ou en été. Seulement quatre interventions ont été effectuées au mois de novembre. Au total, 2 % des interventions ont eu lieu en mars, 30 % en avril, 65 % en mai et 1 % en juin. L'écroulement des glaces de paroi est un phénomène qui semble très saisonnier. L'écroulement de 98,4 % des glaces de paroi s'effectue au printemps sur une période de 72 jours répartie de la fin mars au début du mois de juin. L'écroulement des cascades de glace exposées

au sud-ouest sur le tronçon 10 semble survenir préférentiellement en avril plutôt qu'en mai (Fig. 19).

Malgré l'absence d'intervention du M.T.Q. en hiver et un nombre très limité en automne, les écroulements ne sont pas des phénomènes qui se produisent uniquement au printemps. Les observations effectuées durant les campagnes de terrain ont révélé l'occurrence de plusieurs événements hivernaux. Suite à des redoux prolongés, des blocs de glace ont été observés sur certains versants. Dans la plupart des cas, le déplacement des blocs de glace a été freiné par la présence d'un épais couvert de neige. Parfois, la chute d'un bloc de glace sur un versant enneigé peut déclencher une avalanche de neige (Hétu, 2007). Une intervention du M.T.Q. pour déloger un dépôt d'avalanche de neige ne sera pas inscrite dans la base de données des chutes de blocs de glace, mais dans celle des avalanches de neige.

Les données fournies par le M.T.Q. ne nous permettent pas de construire une courbe de fréquence-magnitude. Cependant, le type d'intervention, manuelle ou mécanisée, donne une idée grossière de la magnitude de l'événement. Sur les 255 interventions effectuées par la « patrouille de roche », 163 ont nécessité de la machinerie lourde (Fig. 18). Au mois de mai, le nombre d'interventions mécanisées est deux fois plus élevé que le nombre d'interventions manuelles. La proportion des interventions mécanisées est beaucoup plus faible au début de la période de fonte (mars-avril).



Figure 18. Répartition annuelle des interventions.



Figure 19. Répartition mensuelle des interventions.

Conditions météorologiques et dynamique d'écroulement

D'après l'analyse de la base de données du M.T.Q. et les observations terrains, l'écroulement des glaces de paroi semblent s'effectuer en trois étapes.

1^{ère} phase

Les premiers écroulements printaniers se produisent lorsque la température moyenne journalière s'élève au-dessus du point fusion de la glace (Fig. 20 et appendice 2). Ils ne surviennent pas immédiatement après les premières journées de dégel (température maximale > 0° C). Une accumulation sur plusieurs jours de température supérieure à 0° C est nécessaire pour que les premiers blocs se détachent des carapaces de glace et chutent sur le versant. Le comportement des blocs de glace sur le versant est comparable à celui des blocs rocheux (Cruden et Varnes, 1996; Hétu, *et al.*, 1994; Girard et Hétu, 1994; Rapp, 1960). Lorsqu'ils atteignent la route, les blocs de glace ont généralement des diamètres inférieurs à un mètre (Fig. 13, clichés B et C). Durant cette première étape, le développement de fissures de tension et de compression a fréquemment été observé sur les carapaces de glace (Fig. 13, cliché D). La fonte graduelle de la glace a également pour effet de modifier son apparence. L'aspect lisse et translucide de la glace d'hiver se perd et graduellement la texture à la surface des glaces devient granuleuse. En 2006, le premier écroulement est survenu le 26 mars après une accumulation de 7,9 DJ (Appendice 2), tandis qu'en 2003, 65,2 DJ ont été accumulés avant qu'une première intervention soit requise sur la route 132.

2^e phase

Généralement, lorsque la température moyenne journalière demeure constamment audessus de 0°C, la fréquence des chutes de blocs de glace s'intensifie (Fig. 20). Durant cette deuxième phase, la température minimale descend fréquemment sous le point de congélation. Les observations ont montré que la fonte durant le jour est souvent compensée par un regel la nuit. Durant le jour, du ruissellement a été observé sur et sous les glaces de paroi. La source exacte de ce ruissellement n'est pas connue, mais il est fort probable que les eaux proviennent non seulement de la fonte de la glace, mais aussi de la reprise des écoulements hypodermiques et souterrains en sommet de falaise. Durant cette période, des vides se créent entre la glace de paroi et la falaise. Les eaux de ruissellement semblent accélérer la fonte des ancrages de glace sur la

falaise. Lorsqu'ils ne suffisent plus à maintenir la glace de paroi ancrée sur la falaise, elle s'écroule subitement. Ces événements libèrent des blocs de grande envergure (Fig. 14, clichés A et B). L'écroulement des blocs de glace sur le versant peut entraîner le couvert de neige, s'il n'est pas complètement fondu (Fig. 14, clichés C et D). Le comportement de ces écroulements semble comparable à celui des avalanches de glace provenant des glaciers suspendus (Le Meur et Vincent, 2006 ; Pralong et Funk, 2006 ; Alean, 1985, 1984 ; Haefeli, 1966).

3^e phase

Finalement, après l'effondrement de la paroi, les derniers pans de glace encore accrochés à la falaise chutent sur le versant (Fig. 20). Les blocs sont généralement de plus petites tailles, mais certains atteignent tout de même la route. Les premiers écroulements peuvent encombrer les infrastructures de protection (merlon, fossé, muret...) et faciliter la propagation des blocs de glace jusqu'à la route.

L'effet des précipitations liquides est difficile à cerner. Pourtant, nous savons que l'eau liquide accélère grandement la fonte de la neige et de la glace. D'après les observations effectuées, la fonte de la glace semblait s'accélérer durant les jours de pluie. Le témoignage de l'alpiniste et grimpeur Will Gadd (2004) est éloquent sur le sujet : « I have seen entire climbs completely decompose in a few days of rain at 3°C, while similar climbs will resist many days of even +10°C heat – especially if the temperature drop to freezing at night. » L'exemple le plus probant est certainement celui des printemps 2003 et 2004. En 2003, très peu de précipitations liquides sont tombées sur la région d'étude et les écroulements semblent s'être produits à la faveur d'une augmentation rapide des températures vers la fin du mois d'avril (Fig. 20). Les écroulements se sont tous produits en 24 jours du 3 au 26 mai. En 2004, l'augmentation des températures s'est effectuée beaucoup plus graduellement. Les 3 et 4 mai 2004, 37 mm de pluie sont tombés sur la région étudiée. Deux écroulements se sont rendus à la route le 3 mai et sept sont survenus dans les six jours suivant l'événement de pluie. Les précipitations semblent avoir eu un impact déterminant sur la dynamique d'écroulement des glaces de paroi cette année-là.



Figure 20. Évolution des conditions hydrométéorologiques entre le 1^{er} mars et le 15 juin et les interventions du MTQ aux printemps 2003 et 2004.

Orientation des parois rocheuses

Comparativement à toutes les autres carapaces de glace orientées vers le nord, les deux cascades de glace qui dominent la route 198 (tronçon 10) sont exposées au sud-ouest. D'après les données du M.T.Q., les glaces de paroi situées sur ce tronçon semblent s'écrouler plus tôt que celles situés sur les tronçons de la route 132 (Fig. 21 et 22). Les interventions sur ce tronçon s'effectuent principalement entre le 110^{e} et le 120^{e} jour julien (Fig. 21). De plus, le nombre de DJ requis pour déstabiliser et faire chuter ces deux glaces de paroi semble moins élevé (Fig. 22). Un test statistique de Wilcoxon-Mann-Whitney a été effectué pour tester la validité de ces affirmations (Tab. 1). La population n₁ regroupe les interventions du M.T.Q. effectuées sur le tronçon 10 (glaces de paroi exposées au sud-ouest) et la population n₂ regroupe toutes les interventions du M.T.Q. effectuées sur les autres tronçons (glaces de paroi préférentiellement exposées au nord). Les résultats démontrent que les interventions effectuées à la suite des écroulements des glaces de paroi sur le tronçon 10 sont regroupées en une seule et même population. Les écroulements surviennent significativement plus tôt et un nombre de DJ moindre est requis pour faire chuter les carapaces exposées au sud-ouest.



Figure 21. Évolution des températures moyennes, maximales et minimales (moyennes pour les six années de données) et fréquence des interventions du M.T.Q. distribuée en fonction des jours juliens, le 60^e jour julien correspond au 1^{er} mars.



Figure 22. Évolution des DJ positifs moyens, maximaux et minimaux en date du 1^{er} mars (moyennes pour les six années de données) et fréquence des interventions du M.T.Q. distribuée en fonction des jours juliens, le 60^e jour julien correspond au 1^{er} mars.

Tableau 1. Résultat	s des tests sta	tistiques de W	Vilcoxon-Mann-	Whitney. ^{a,t}
---------------------	-----------------	----------------	----------------	-------------------------

	Date (Jour julien)	Température (DJ au 1 ^{er} mars)	
Z _{obs}	-3,826	-4,175	
Ζ _α 0,000065		0,000015	
a. N = 251			

 $n_1 = 14$ (Interventions du MTQ sur le tronçon orienté sud-ouest (10))

 $n_2 = 237$ (Interventions du MTQ sur les tronçons orientés au nord (15 à 130))

b. Règle de rejet du H₀ pour n₁ ou n₂ > 20 : H₀ = $|Zobs| \ge Z_{\alpha}$ (test unilatéral)

 $H_0 =$ égalité des deux distributions (P(x1>x2)=0,5)

 H_1 : la distribution de la population 1 (interventions sur le tronçon orienté vers le sud-ouest (10) est décalée vers les plus petites valeurs (P(x1>x2)<0,5)

Périodes d'activité

En moyenne pour les six années, la période d'activité printanière s'étale sur 50,8 jours avec un minimum de 24 jours en 2003 et un maximum de 66 jours en 2004 (Fig. 20, 21 et appendice 2). La durée maximale des activités pour les six années s'étend sur 74 jours, du 85^e jour julien (26 mars) au 158^e (7 juin) (Fig. 21).

Il est intéressant de constater que le premier événement survient lorsque la température moyenne atteint pour la première fois 0°C (Fig. 21). À ce moment, la moyenne des températures

maximales est au-dessus du point de congélation depuis cinq jours et moins de 10 DJ moyen ont été accumulés depuis le 1^{er} mars (60^e jour julien) (Fig. 21 et 22). Le nombre d'interventions demeure faible par la suite. Lorsque la température moyenne se stabilise définitivement audessus de 0°C (\cong 25 DJ moyen), le nombre d'interventions augmente. Le passage des températures minimales moyennes au-dessus de 0°C marque le début d'une période d'activité accrue (\cong 70 DJ moyen). Durant cette période, les carapaces de glace s'écroulent massivement et atteignent fréquemment la route. Lorsque la température moyenne atteint pour la première fois les 9°C (\cong 200 DJ moyen), la plupart des carapaces de glace se sont écroulées. Dans les deux à trois semaines suivantes, les pans de glaces résiduelles chutent.

Le calcul des DJ cumulés depuis le 1^{er} mars peut être utilisé pour suivre l'évolution temporelle de la température et cibler les différentes périodes d'activité (Fig. 23). En moyenne pour les six années de l'étude, la première intervention survient après 28,1 DJ (Tab. 2). La fréquence des écroulements est d'abord faible et la plupart des blocs qui atteignent la route à ce stade sont enlevés manuellement (Fig. 23). À partir de 45 DJ, le nombre d'écroulements qui nécessite une intervention mécanisée s'accroit énormément. En moyenne, 41,8 DJ sont nécessaires pour qu'une première intervention mécanisée soit demandée par les ouvriers du M.T.Q. (Tab. 2). Cette limite marque le début d'une période d'activité intense. Le pic survient après 75 à 90 DJ. Après environ 160 DJ, la fréquence des événements de forte magnitude (intervention mécanisée) diminue considérablement. Quelques larges carapaces de glace peuvent rester accrochées aux parois, mais la plupart se sont écroulées. Les blocs de glace qui chutent et atteignent la route par la suite sont généralement de taille réduite. Entre 200 et 300 DJ sont nécessaires pour libérer de glace toutes les falaises (Fig. 23 et Tab. 2).

Années	DJ cumulés avant la 1 ^{ère} intervention	DJ cumulés avant la 1 ^{ère} intervention mécanisée	DJ cumulés avant la dernière intervention
2000	38.1	49.9	198.8
2002	42.6	42.6	335.4
2003	65.2	71.8	211.3
2004	9.1	9.1	274.6
2005	7.8	7.8	297.0
2006	7.9	46.5	238.3
2007	26.4	64.9	251.5
moyenne	28.1	41.8	258.1
min	7.8	7.8	198.8
max	65.2	71.8	335.4

Tableau 2. DJ nécessaires pour provoquer un écroulement de glace de paroi nécessitant une intervention du MTQ.



Figure 23. Les interventions manuelles et mécanisées du M.T.Q. par tranche de cinq DJ. N.B. Les interventions effectuées sur le tronçon 10 (orienté au sud-ouest) ont été exclues de cette figure.

DISCUSSION

Formation des glaces de paroi

La localisation des glaces de paroi est contrôlée par les apports hydriques provenant du versant. Les cascades de glace qui se forment principalement à la faveur des écoulements de surface sont généralement alimentées par de très petits bassins de drainage. Les chutes d'eau à débit élevé ne forment pas nécessairement les plus grandes cascades de glace. Les expériences effectuées par Szilder et Lozowski (2000), Maeno *et al.* (1994) et Makkonen (1988) ont montré que la croissance des stalactites de glace est optimale lorsque le ruissellement sur la glace est modéré.

Dans le nord de la Gaspésie, les glaces de paroi les plus volumineuses sont principalement alimentées par les résurgences en sommet de falaise des eaux d'écoulement hypodermique. Durant la période estivale, lors de longue période sans précipitation, la surface des falaises supportant les carapaces de glace s'assèche complètement. Les précipitations liquides automnales (octobre et novembre) sont donc très importantes puisqu'elles assurent la recharge en eau des sols et des massifs de roche avant la formation des glaces. La mise en place hâtive d'un couvert nival est probablement une autre variable déterminante. L'isolation que procure la neige sur le sol du fait de sa faible conductivité thermique freine l'avancée du front de gel dans le sol (Sutinen et al., 2008; Gruber et Haeberli, 2007; Bayard et al., 2005; Bartelt et al., 2004). Une épaisse couverture neigeuse peut empêcher le sol de geler (Sutinen et al., 2008). Sous de telle condition, le ruissellement hypodermique et sous-nival peut se poursuivre tout l'hiver (Sutinen et al., 2008; Bayard et al., 2005; Stadler et al., 1997; Colbeck, 1979). Il est possible que cette dynamique soit à l'origine du nombre anormalement élevé d'interventions effectuées par les employés du M.T.Q. au printemps 2005. L'abondance des précipitations liquides en octobre et novembre 2004 et l'enneigement supérieur à la moyenne survenu au mois de décembre 2004 (Appendice 1) sont des conditions qui ont certainement permis de prolonger la durée du ruissellement hivernal et favorisé la formation de volumineuses glaces de paroi. Il est possible que le nombre élevé d'interventions soit le reflet d'une dynamique d'écroulement plus intense. À l'opposé, seulement 30 mm de pluie sont tombés sur la région en novembre 2001 et les précipitations solides, en décembre 2001, ont été anormalement faibles (Appendice 1). L'absence d'un épais couvert neigeux a certainement favorisé la propagation du front de gel dans les sols et

limité le ruissellement sur les falaises. Le volume des carapaces de glace à l'hiver 2001 devait être réduit par rapport aux autres années, ce qui s'est traduit par une diminution du nombre moyen d'interventions.

Les glaces de paroi à risque

Dans la plupart des cas, les interventions sont attribuables à un nombre très limité de glaces de paroi. Le nombre élevé d'interventions effectuées par les employés du M.T.Q. sur le tronçon 100 est attribuable à deux ou trois glaces de paroi qui se forment sur les falaises directement à l'ouest du village de Mont-Saint-Pierre.

La prédisposition géomorphologique du versant est le principal facteur qui contrôle la dynamique d'écroulement des glaces de paroi. Celles qui sont haut perchées sur des falaises surplombant des versants raides sont les plus à risques (Fig. 14, clichés C et D). Sur l'escarpement à l'ouest de Mont-Saint-Pierre, les carapaces de glace sont haut perchées sur d'abruptes falaises. Les courtes pentes fortement inclinées donnent directement sur la 132. Une telle disposition favorise le transport des blocs de glace sur de longues distances. Les carapaces de glace qui se forment sur des parois rocheuses directement en bordure de route sont généralement moins problématiques (Fig. 13, cliché D). Les blocs de glace libérés lorsqu'elles s'écroulent demeurent confinés dans le fossé au pied de la paroi. L'absence de pente sous la falaise réduit les risques de transit des blocs de glace vers la route.

Le volume des carapaces de glace est également une donnée essentielle à considérer pour analyser les risques de propagation des blocs de glace jusqu'à la route. Les grosses glaces de paroi libèrent généralement de plus grands blocs de glace. Ces derniers seront moins affectés par la microtopographie du versant et se déplaceront sur de plus grandes distances.

Les infrastructures de protection (p.ex. fossé, merlon, muret) sont généralement efficaces et suffisantes pour contenir les écroulements de glace. Cependant, les mouvements de masse qui se produisent sur les talus actifs de la région comblent les fossés et les merlons de débris (p.ex. éboulisation, coulée de débris, coulée sèche, lave boueuse, avalanche de neige chargée, coulée de neige liquéfiée) (Girard et Hétu, 1994 ; Hétu et Vandelac, 1989 ; Hétu et Gray, 2000, 1980). De plus, les premières chutes de blocs de glace entrainent souvent le couvert de neige et une grande quantité de débris rocheux (Hétu, 2007; Groleau, 1994), provoquant des avalanches fortement chargées qui s'ajoutent aux débris accumulés dans les fossés (Fig. 14, clichés C et D). Cet obstacle en moins, les écroulements suivants pourront se propager plus aisément jusqu'à la route.

Fréquence des interventions du M.T.Q.

Chaque année, le M.T.Q. doit intervenir plus d'une trentaine de fois pour évacuer des blocs de glace tombés sur les routes 132 et 198. Comme l'on remarqué d'autres chercheurs (Bianchi, 2004 ; Girard et Hétu, 1994 ; Hétu *et al.*, 1994 ; Groleau, 1994), les chutes de blocs de glace sont fortement concentrées durant la période fonte. Dans le nord de la Gaspésie, la période d'écroulement des glaces de paroi dure en moyenne 72 jours débutant généralement au début du mois d'avril et se terminant vers la fin du mois de mai. Très peu d'interventions ont été répertoriées à l'automne. Pourtant, la fragilité des ancrages de glace sur la falaise durant la période de formation des carapaces de glace devrait favoriser une réponse très rapide du système aux variations des conditions climatiques. Les faibles volumes cumulés à ce stade de formation expliquent probablement le nombre restreint d'interventions. Les blocs de glace s'ont alors de très petites tailles. D'ailleurs, aucune intervention mécanisée n'a été effectuée à l'automne.

Conditions hydroclimatiques et dynamique d'écroulement des glaces de paroi

La stabilité des carapaces de glace est étroitement dépendante de sa capacité de cohésion sur la paroi rocheuse. Au printemps, les glaces de paroi sont solidement ancrées aux massifs rocheux. Une importante accumulation de chaleur est nécessaire pour les déstabiliser. Le système ne réagira pas aussi rapidement aux variations de température qu'il le fait durant la période de formation. Une augmentation soutenue et très rapide des températures aura tendance à concentrer les écroulements sur une plus courte période. À l'opposé, une augmentation graduelle et progressive de la température entrecoupée de plusieurs périodes de regel aura tendance à étirer la période d'activité.

À la lueur des résultats présentés précédemment, il semble que la température soit la principale variable qui contrôle les écroulements. Le passage de la température ambiante audessus du point de fusion de la glace indique le début de la période de fonte. Durant les

premières journées chaudes (température maximale > 0° C), la fusion est accompagnée par une modification de la texture de la glace. La glace se métamorphose et la texture lisse et translucide de sa surface devient opaque et granuleuse. Ce microrelief irrégulier accroit la surface de glace en contact avec l'air, favorise les échanges thermiques et accélère d'autant plus sa dégradation. Les essais de flexion effectués par Bianchi (2004) sur des stalactites de glace ont démontré que des glaces poreuses et granuleuses ont une plus faible résistance à la flexion et sont généralement plus faibles mécaniquement.

La fonte printanière initie une première phase d'instabilité durant laquelle de petits blocs de glace se disloquent et chutent sur le versant. Durant cette première période d'activité, les interventions sont rares et surtout manuelles. À ce stade, la fusion de la glace durant le jour est souvent compensée par une période de gel durant la nuit. Il est probable que les températures élevées durant le jour favorisent les déformations internes et le fluage de la masse de glace (Smith et Morland 1981; Hodge 1974), tandis que les nuits froides favorisent la contraction thermique de la glace (Petrenko et Whitworth, 1999, Lliboutry, 1964). Ces mouvements, quotidiennement répétés, favorisent la propagation de fissures dans les carapaces de glace (Vaughan, 1993). Ces fissures fragmentent la carapace et provoquent la chute des premiers blocs de glace.

La propagation des crevasses demeure un indice à ne pas négliger. L'ouverture et l'expansion des fissures de tension aux fronts des glaciers suspendus sont les indicateurs d'instabilité les plus fréquemment utilisés par les glaciologues spécialisés dans les avalanches de glace de glaciers (Pralong et Funk, 2006 ; Pralong *et al.*, 2005, 2003 ; Huggel *et al.*, 2004 ; Weiss, 2004 ; Margreth et Funk, 1999 ; Alean, 1985, 1984).

Normalement, lorsque la température minimale s'élève et se maintient au-dessus de zéro degré, le nombre d'interventions s'accroît grandement. Durant cette deuxième phase d'instabilité, toutes les carapaces sont très instables et susceptibles de s'effondrer en totalité. L'augmentation des températures et l'eau des précipitations liquides accélèrent la fonte du couvert nival et favorisent la reprise des écoulements souterrains, hypodermiques, sous-nivaux et de surface (Sutinen *et al.*, 2008 ; Gruber et Haeberli, 2007 ; Bayard *et al.*, 2005 ; Bartelt *et al.*, 2004 ; Marks *et al.*, 1998 ; Stadler *et al.*, 1997 ; Maeno et Nishimura, 1979). Ce surplus hydrique

est acheminé sur les carapaces de glace en fusion. La conductivité thermique plus élevée de l'eau par rapport à celle de l'air favorise les transferts de chaleur et accélère d'autant plus la fonte de la glace et de ses ancrages sur la falaise (Huggel *et al.*, 2005 ; Gadd, 2003 ; Petrenko et Whitworth, 1999 ; Marks *et al.*, 1998 ; Hodge, 1974).

L'augmentation globale de la température de l'air est également transmise au massif de roche (Noetzli *et al.*, 2007 ; Gruber, 2004 et 2003 ; Lewkowicz, 2001 ; Kohl, 1999 ; Haeberli *et al.* 1997). L'ouverture de nombreux vides entre la carapace de glace et la paroi rocheuse témoigne de l'efficacité des transferts de chaleur de la roche vers la glace. Lorsque les ancrages de glace ne suffisent plus à soutenir la masse de glace suspendue à la falaise, elle s'effondre subitement.

Il semble que l'exposition sud-ouest des glaces de paroi précipite le moment de l'écroulement. L'exposition d'une surface rocheuse au rayonnement solaire peut engendrer des différences de température de plus de 10°C entre une paroi rocheuse exposée au sud comparativement à une exposée au nord (Noetzli *et al.*, 2007 ; Gruber, 2004 ; Lewkowicz, 2001). Sans l'effet des radiations solaires, la température à la surface d'une paroi rocheuse n'est pas significativement différente de celle de l'air ambiant (Lewkowicz, 2001). Cette différence marquée favorise une fonte plus rapide des ancrages de glace sur les falaises exposées au sud.

Dans la dernière phase d'activité, la quantité de glace qui est demeurée accrochée aux falaises est grandement réduite. La magnitude des écroulements subséquents dépend des volumes de glace qui sont demeurés ancrés sur les parois. À ce stade, les interventions du M.T.Q. sont limitées et beaucoup plus espacées dans le temps.

Les degrés-jours, une variable déterminante

Les patrouilleurs du M.T.Q. se fient grandement à leurs expériences des années passées pour cibler les périodes d'activité accrue (haute fréquence d'écroulement). D'une année à l'autre, l'évolution des conditions météorologiques est différente et la date des écroulements les plus problématiques est très variable. En 2003, la première intervention est survenue le 3 mai (123^e jour julien), tandis qu'en 2006 elle est survenue le 26 mars (85^e jour julien). La température peut

53.

difficilement être utilisée comme seul indicateur d'instabilité. En 2003, un premier redoux est survenu le 21 mars (80^e jour julien) suivi d'une courte période chaude ($\cong 10$ jours). Par la suite, une période froide a duré près de deux semaines. Le calcul des DJ cumulés à partir du 1^{er} mars et le suivi quotidien des températures peuvent être utilisés ensemble pour cibler les périodes d'activité. Cependant, la variabilité interannuelle du nombre de DJ nécessaire pour qu'une première intervention soit requise demeure très grande (Tab. 2). Cette variable est un bon indicateur du niveau de stabilité des glaces de paroi.

CONCLUSION

La formation des carapaces de glace est un phénomène saisonnier qui se produit chaque automne sur les mêmes falaises. La source des eaux de ruissellement sur les falaises est variable (p.ex. souterrain, hypodermique, sous-nival, de surface). Les précipitations liquides automnales assurent la recharge en eau des sols et des massifs rocheux avant les premiers gels. La mise en place hâtive d'un important couvert de neige ralentit la pénétration du front de gel dans les sols et prolonge la durée du ruissellement sur les falaises. Des températures froides et un ruissellement soutenu et modéré sur les falaises favorisent la formation de volumineuses carapaces de glace. La résurgence des eaux de ruissellement hypodermique en sommet de falaise produit généralement les plus grandes carapaces de glace.

Plus de 90 carapaces de glace ont été répertoriées le long des routes 132 et 198. Au total, 60 d'entre elles ont été identifiées comme potentiellement à risque de s'écrouler sur la chaussée. Les carapaces de glace les plus à risque ont les caractéristiques suivantes :

- La carapace est volumineuse
- La carapace est haut perchée sur la falaise
- La falaise donne sur un versant court et abrupt
- Le versant donne directement sur la route
- Aucune infrastructure de protection ne protège la route

L'écroulement des carapaces de glace est un phénomène saisonnier. Au total, 98% des interventions du M.T.Q. sur la route 132 et 198 ont été effectuées au printemps. La plupart des interventions ont lieu en avril (30%) et en mai (65%). En moyenne, les employés du M.T.Q. doivent intervenir 36 fois par année pour maintenir les routes 132 et 198 libres de glace.

La température est le principal facteur aggravant. Le passage des températures au-dessus du point de congélation marque le début de la fonte. La fluctuation journalière des températures favorise la fissuration du massif de glace (fatigue mécanique). Durant cette période, la texture lisse et translucide de la glace devient granuleuse et opaque. La fonte des ancrages de glace sur la falaise réduit le niveau de stabilité de la carapace. La fracturation de la carapace de glace favorise la chute individualisée de blocs de glace. Les blocs de glace, habituellement de petites tailles, atteignent rarement la route. À ce stade, les intervenants du M.T.Q. n'utilisent généralement pas de machinerie lourde pour déloger les blocs de glace.

L'augmentation des températures fait fondre le couvert de neige, réchauffe le massif rocheux et réactive progressivement le ruissellement. Les précipitations liquides durant la période de fonte accentuent ces effets. L'apport d'eau sur la carapace accélère la fonte des ancrages de glace sur la falaise. Lorsque la résistance des ancrages ne suffit plus à soutenir les carapaces, elles s'effondrent presque entièrement. Une accumulation supérieure à 50 DJ est généralement nécessaire pour déstabiliser les carapaces de glace. Les premiers grands écroulements marquent généralement le début d'une période d'activité accrue. La fréquence des interventions et le nombre d'interventions mécanisées sont beaucoup plus élevés durant cette période.

Généralement, lorsque la température journalière moyenne atteint les 7 à 8 degrés Celsius ou lorsque 130 à 150 DJ ont été cumulés en date du 1^{er} mars, la fréquence des écroulements nécessitant une intervention du M.T.Q. diminue considérablement. À partir de ce moment, les écroulements sont sporadiques. Une accumulation de 250 à 300 DJ suffit généralement à libérer toutes les falaises de leurs fardeaux de glace.

Les DJ cumulés au 1^{er} mars est un outil qui doit être utilisé avec circonspection pour expliquer les différentes périodes d'activité. Les DJ ne sont pas suffisamment précis pour prédire le moment exact des écroulements. Des analyses statistiques devront être entreprises afin de produire des modèles prédictifs précis et utilisables. Un suivi échelonné sur une plus longue période et une meilleure compréhension des échanges thermiques entre les glaces de paroi et leurs environnements immédiats seraient nécessaires pour mieux comprendre ce mouvement de masse. La formation et la dynamique d'écroulement des carapaces de glace sont des phénomènes très complexes qui demandent à être mieux compris.

Références

- Alean, J., 1985. Ice avalanches: Some empirical information about their formation and reach: Journal of Glaciology, 31 : 324-333.
- Alean, J., 1984. Ice avalanches and a landslide on Grosser Aletschgletscher. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 20: 9-25.
- Bartelt, P., Buser, O. et Sokratov, S.A., 2004. A nonequilibrium treatment of heat and mass transfer in alpine snowcovers. Cold Regions Science and Technology, 39: 219-242.
- Bayard, D., Stähli, M., Parriaux, A. et Flühler, H., 2005. The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland. Journal of Hydrology, 309: 66-84.
- Bianchi, A., 2004. Frozen waterfalls: How they develop, how they collapse. IFMGA-IVBV-UIAGM, Union Internationale des Associations de Guide de Montagne, Décembre 2004, 23 pages.
- Brisebois, D. et Nadeau, J., 2003. Géologie de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent (SNRC 22A, 22B, 22C, 22G, 22H, 21N et 21O). Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs (MRNFP), Québec. DV 2003-08, échelle 1/250 000.
- Colbeck, S.C., 1979. Water flow through heterogeneous snow. Cold Regions Science and Technology, 1: 37-45.
- Crammer, H., 1903. Eis-und Gletscherstudien. Neuer Jahrbuch für mineralogie, geologie und palaeontologie, 18: 57-116.
- Cruden D.M. & Varnes, D.J., 1996. Chapitre 3 : Landslide types and processes. In: Turner, K.A.
 & Schuster, R. L., 1996. Landslides: Investigation and Mitigation. Transportation Research Board, National Research Council. Special Report 247. National Academy Press, Washington, D. C., 675 pages.
- Gadd, W., 2003. Ice & Mixed climbing: Modern Technique. The Mountaineers Books, Seattle (WA), U.S.A., 192 pages.
- Gagnon, R. M., 1970. Le climat des Chic-Chocs, Ministère des Richesses Naturelles du Québec. Service de la Météorologie, 36 : 103 pages.

- Gherboudj, I., Bernier, M., Hicks, F. et Leconte, R., 2007. Physical characterization of air inclusions in river ice. Cold Regions Science and Technology, 49: 179-194.
- Girard, J.-F. & Hétu, B., 1994. Les mouvements de masse en Gaspésie septentrionale. Hydro-Québec, 45 pages.
- Groleau, M., 1994. Impacts géomorphologiques et écologiques des chutes de glace de paroi sur l'évolution d'un versant forestier, Mont-Saint-Pierre, Gaspésie septentrionale. Mémoire de maîtrise, Université Laval.
- Gruber, S. et Haeberli, W., 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. Journal of Geophysical Research, 112: F02S18.
- Gruber, S., Hoelzle, M. et Haeberli, W., 2004. Rock-wall Temperatures in the Alps: Modelling their Topographic Distribution and Regional Differences. Permafrost and Periglacial Processes, 15: 299-307.
- Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I. et Haeberli, W., 2003. Surface Temperatures in Steep Alpine Rock Faces - A Strategy for Regional-Scale Measurement and Modelling. In Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost 2003. Swets & Zeitlinger: Zurich; 325-330.
- Haeberli, W., Wegmann, M. & Mühll, D.V., 1997. Slope stability problems related to glacier shrinkage and permafrost degradation in the Alps. Eclogae Geologicae Helvetiae, 90: 407-414.
- Haefeli, R., 1966. Note sur la classification, le mécanisme et le contrôle des avalanches de glaces et des crues glaciaires extraordinaires. Extrait de la publication no. 69 de l'Association internationale des sciences hydrologiques (IAHS-AISH). Symposium International sur les Aspects Scientifiques des Avalanches de Neige, pp. 316-325.
- Hétu, B., 2007 (sous presse). Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. Géographie physique et Quaternaire, 61.
- Hétu, B., Girard, J.-F. & Boisjoly, J., 1994. Les risques naturels reliés à la dynamique des versants dans le nord de la Gaspésie : zone littorale et mont Albert. Bulletin de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire, 20(2): 9-15.
- Hétu, B. & Vandelac, P., 1989. La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 43(3) : 389-406.
- Hétu, B. et Gray, J.T., 2000. Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial period in the Chic-Choc Mountains in the northern Gaspé Peninsula, Québec. Geomorphology, 32: 335-355.
- Hétu, B. et Gray, J.T., 1985. Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 39(1) : 47-66.
- Hétu, B. et Gray, J.T., 1980. Évolution postglaciaire des versants de la région de Mont-Louis, Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 34(2) : 187-208.
- Hoek, E. et Bray, J. 1997. Rock slope engineering: Civil and mining, 4e édition. Spon Press, New York, 425 pages.
- Hodge, S.M., 1974. Variations in sliding of a temperate glacier. Journal of Glaciology, 13(69): 349-369.
- Huggel, C., Zgraggen-Oswald, S., Haeberli, W., Kääb, A., Polkvoj, A., Galushkin, I. & Evans, S.
 G., 2005. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus: assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. Natural Hazards and Earth System Sciences, 5: 173-187.
- Huggel, C., Haeberli, W., Kääb, A., Bieri, D. et Richardson, S., 2004. Assessment procedures for glacial hazards in the Swiss Alps. Canadian Geotechnical Journal, 41(6) : 1068-1083.
- Kohl, T., 1999. Transient thermal effects below complex topographies. Tectonophysics, 306: 311-324.
- Knight, C.A., 1980. Icicles as crystallization phenomena. Journal of Crystal Growth, 49: 193-198.
- Lapierre, S. et Gagnon, B., 2004. Guide des cascades de glace et voies mixtes du Québec. Les Éditions La Randonnée, Sherbrooke, Québec, Canada, 528 pages.
- Le Meur, E. et Vincent, C., 2006. Monitoring of the Taconnaz ice fall (French Alps) using measurements of mass balance, surface velocities and ice cliff position. Cold Regions Science and Technology, 46: 1-11.
- Lewkowicz, A.G., 2001. Temperature Regime of a Small Sandstone Tor, Latitude 80 °N, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. Permafrost and Periglacial Processes, 12: 351-366.
- Lliboutry, L., 1964. Traité de glaciologie, Tome 1: Glace, neige, hydrologie nivale. Masson et Cie, Paris, 428 pages.

59

- Maeno, N., Makkonen, L., Nishimura, K., Kosugi, K. et Takahashi, T., 1994. Growth rates of icicles. Journal of Glaciology, 40(135): 226-319.
- Maeno, N. et Nishimura, K., 1979. Fluidization of snow. Cold Regions Science and Technology, 1: 109-120.
- Makkonen, L., 1988. A model of icicle growth. Journal of Glaciology, 34(116): 64-70.
- Margreth, S. et Funk, M., 1999. Hazard mapping for ice and combined snow/ice avalanches two case studies from the Swiss and Italian Alps. Cold Regions Science and Technology, 30: 159-173.
- Marks, D., Kimball, J., Tingey, D. et Link, T., 1998. The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood. Hydrological Processes, 12: 1569-1587.

Martin, S., 1981. Frazil ice in rivers and oceans. Annual review of fluid mechanics, 13 : 379-397.

- Ministère des Transports du Québec, 2004. Plan de transport de la Gaspésie-Îles-de-la-Madeleine. Direction du Bas-Saint-Laurent–Gaspésie–Îles-de-la-Madeleine, Ministère des Transports du Québec, Rimouski (Québec), Bibliothèque nationale du Québec, 108 pages.
- Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N. et Haeberli, W., 2007. Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. Journal of Geophysical Research, 112: F02S13.

Ogawa, N. et Furukawa, Y., 2002. Surface instability of icicles. Physical Review E, 66: 041202.

- Petrenko, V.F. et Whitworth, R.W., 1999. Physics of ice. Oxford University Press, New York, 375 pages.
- Pralong, A. et Funk, M., 2006. On the instability of avalanching glaciers. Journal of Glaciology, 52(176): 31-48.
- Pralong, A., Birrer, C., Stahel, W. A. et Funk, M., 2005. On the predictability of ice avalanches Nonlinear Processes in Geophysics, 12: 849-861.
- Pralong, A., Funk, M. et Lüthi, M., 2003. A description of crevasse formation using continuum damage mechanics. Annals of Glaciology, 37: 77-82.
- Rapp, A., 1960. Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. Geografiska Annaler, 42A(2-3): 65-200.
- Smith, G.D. et Morland, L.W., 1981. Viscous relations for the steady creep of polycrystalline ice. Cold Regions Science and Technology, 5: 141–150.

60

- Staldler, D., Flühler, H. et Jansson, P.-E., 1997. Modelling vertical and lateral water flow in frozen and sloped forest soil plots. Cold regions science and technology, 26(3) : 181-194.
- Sutinen, R., Hänninen, P. et Venäläinen, A., 2008. Effect of mild winter events on soil water content beneath snowpack. Cold Regions Science and Technology, 51: 56-67.
- Szilder, K. et Lozowski, E.P., 2000. Numerical simulations of pendant ice formations. Cold Regions Science and Technology, 31: 1-11.
- Szilder, K. et Lozowski, E.P., 1994. An analytical model form icicle growth. Annals of glaciology, 19: 141-145.
- Ueno, K., 2007. Characteristics of the wavelength of ripples on icicles. Physics of fluids, 19: 093602.
- Ueno, K., 2004. Pattern formation in crystal growth under parabolic shear flow II. Physical Review E, 69: 051604.
- Ueno, K. 2003. Pattern formation in crystal growth under parabolic shear flow. Physical Review E, 68: 021603.
- Vaughan, D.G., 1993. Relating the occurrence of crevasses to surface strain rates. Journal of Glaciology, 39: 255–266.
- Weiss, J., 2004. Sub-critical crack propagation as a mechanism of crevasse formation and iceberg calving. Journal of Glaciology, 50(168): 109-115.

61

CHAPITRE 4. IMPACT GÉOMORPHOLOGIQUE DES GLACES DE PAROI.

IMPACT DES GLACES DE PAROI SUR L'ÉROSION ET LE TRANSPORT DES SÉDIMENTS DE LA COUCHE SUPERFICIELLE SUR TROIS TALUS DÉTRITIQUES DE LA HAUTE-GASPÉSIE, QUÉBEC, CANADA.

Résumé

Le déplacement du matériel superficiel causé par l'écroulement saisonnier des glaces de paroi a été quantifié sur trois talus détritiques de la Haute-Gaspésie. Des visites répétées ont permis de mieux comprendre les mécanismes de formation des glaces sur les parois rocheuses et leurs dynamiques d'écroulement sur les versants. Afin de suivre le déplacement des débris sur la surface des talus, près de 300 transpondeurs passifs intégrés (PIT) ont été collés sur des cailloux. Des tiges de fer ont été insérées sous la surface du talus pour mesurer l'érosion et l'accumulation à la surface des talus. Le volume des carapaces de glace varie entre 1 000 et 4 500 m³. Un des écroulements a déclenché une avalanche de neige chargée de blocs de glace. Elle s'est propagée à plus de 250 mètres de la paroi rocheuse ($\alpha = 34.8^{\circ}$) et le volume du dépôt, essentiellement constitué de glace (>80 %) et de neige, a été estimé à 5 000 m³. Des déplacements moyens de 2,4 m, 48,5 m et 12,0 m ont été observés sur les trois sites d'étude. Un déplacement maximal de 232 m a été mesuré sur l'un des sites. Globalement, de l'érosion a été observée sur presque toute la longueur des talus sauf à la base des versants où d'importantes accumulations ont été enregistrées. Le patron de déplacement des sédiments est conforme au mode de déplacement des blocs de glace sur le versant. Le déplacement des débris marqués et le mouvement des sédiments semblent avoir été contrôlés par l'écroulement des carapaces de glace. Sans avoir pu isoler l'impact de tous les processus actifs sur les versants étudiés, il parait évident que le rôle des écroulements des glaces de paroi sur la dynamique des versants est majeur. Lorsque ce mouvement de masse est présent sur un versant, il devrait être considéré comme l'un des processus de transit sédimentaire dominants. Enfin, l'étude effectuée a permis de mieux comprendre la morphogénèse des corridors d'écroulement des carapaces de glace.

Mots-clés : Géomorphologie, dynamique des versants, glace de paroi, écroulement des carapaces de glace, chute de glace, mouvement des débris, transit sédimentaire, érosion-accumulation, transpondeurs passifs intégrés (PIT tags).

INTRODUCTION

Dans le nord de la Gaspésie, plusieurs parois rocheuses se couvrent chaque hiver d'épaisses glaces de paroi (carapaces de glace). À ce jour, peu d'études ont traité de la formation ou de l'écroulement des carapaces de glace au Québec ou ailleurs dans le monde. Les travaux de Hétu *et al.* (1994a) et Girard et Hétu (1994) effectués pour le compte du Ministère des Transports du Québec (M.T.Q.) en partenariat avec Hydro-Québec ont révélé l'occurrence et l'intensité des écroulements des glaces de paroi. Entre 1987 et 1994, les ouvriers du M.T.Q. ont rapporté plus de 250 chutes de blocs de glace sur la route 132 entre Sainte-Anne-des-Monts et Manche-d'Épée en Gaspésie. Le volume de certains blocs déplacés par les ouvriers atteignait 10 m³. Durant la même période, Groleau (1994) a effectué une étude dendrochronologique sur les arbres endommagés par le passage des blocs de glace dans les couloirs d'écroulement des carapaces de glace. Dans son mémoire, il précise la récurrence saisonnière et cartographie l'étendue spatiale du phénomène. Il relève également l'importance de ce processus sur le transport sédimentaire à la surface des couloirs.

Les versants du nord de la Gaspésie sont très dynamiques. De nombreux processus mobilisent les débris de la couche superficielle sur les versants semi-végétalisés et plus spécifiquement sur les talus d'éboulis. Les chutes de pierres sont probablement le principal agent externe responsable du déclenchement des mouvements de type coulée de pierraille à la surface des talus (van Steijn *et al.*, 1995, 2002 ; Hétu, 1991 ; Pérez, 1988 ; Rapp, 1960). Les volumes déplacés par ce type de mouvement sont généralement inférieurs au mètre cube et mobilisent rarement une épaisseur de plus de 15 cm de la couche superficielle (Hétu, 1986 ; Hétu 1991). Hétu (1995, 1991), Hétu *et al.* (1994b) et Hétu et Vandelac (1989) ont relevé la présence de plusieurs autres processus de transit très originaux liés aux conditions climatiques rigoureuses de la région. C'est le cas des coulées de pierres glacées et des laves boueuses.

Les avalanches de neige et les coulées de neige liquéfiée (*slush*) sont des processus externes qui peuvent également agir sur le transit sédimentaire (Hétu et Vandelac, 1989). Lorsqu'elles sont actives sur un talus, les avalanches sont souvent considérées comme le processus dominant les transferts (Jomelli et Francou, 2000 ; Jomelli, 1999 ; Larocque, 1999 ; Hétu, 1995 ; André, 1993 ; Hétu, 1990 ; Hétu et Vandelac, 1989 ; Gardner, 1989 ; Church *et al.*,

1979 ; Rapp, 1959, 1960). La reptation des congères de neige résiduelle contribue également au transit des sédiments sur plusieurs versants de la Gaspésie (Hétu et Vandelac 1989).

Tous ces processus s'organisent en relais et favorisent les transferts de sédiments sur les versants et plus spécialement sur les talus d'éboulis (talus shift). La contribution des écroulements de glace de paroi rocheuse sur la dynamique de transfert des sédiments sur les versants est peu connue. Les versants sur lesquels s'écroulent saisonnièrement des carapaces de glace sont dominés par une paroi rocheuse qui se couvre de glace durant l'hiver. Le transit sédimentaire s'effectue dans des corridors similaires aux grands couloirs d'avalanche. À l'apex des talus, l'écroulement des glaces de paroi est concentré dans un étroit couloir qui s'ouvre sur un cône détritique (Groleau, 1994 ; Church et al., 1979). L'écroulement printanier des carapaces de glace sur ce type de versant empêche l'établissement d'une végétation arborescente et parfois même arbustive (Groleau, 1994). Lors de l'écroulement d'une carapace de glace survenu sur un versant du nord de la Gaspésie en mai 1993, Groleau (1994) a mesuré un taux de déplacement moyen des cailloux de surface de 13 mètres. La centaine de pierres marquées se sont toutes déplacées dans le sens de la pente avec peu de déplacement latéral. Plusieurs pierres se sont déplacées sur plus de 40 mètres et deux cailloux ont été mobilisés sur plus de 85 mètres. La tranche superficielle du pierrier a été raclée sur toute sa superficie. L'érosion diminuait vers l'aval du versant où des zones d'accumulation sporadiques ont été observées. D'après les résultats obtenus par ce dernier, l'écroulement saisonnier des carapaces de glace sur ce versant semble être le processus dominant les transferts sédimentaires. Cependant, le suivi d'un seul événement n'est pas suffisant pour estimer la contribution des écroulements des glaces de parois rocheuses sur ce type de versants.

Les objectifs spécifiques de cette étude sont : 1) décrire les étapes de formation et de dislocation des carapaces de glace ; 2) décrire le comportement des blocs de glace sur les versants lors des écroulements ; 3) quantifier l'impact des écroulements des carapaces de glace sur le transport des débris et des sédiments ; 4) tester l'efficacité des traceurs passifs (PIT tags) utilisés pour suivre les débris de la couche superficielle sur les corridors d'écroulement des glaces de paroi.

66

LA RÉGION

Les trois sites étudiés sont localisés dans le nord de la Gaspésie (Canada, 49°N 65°W) (Fig. 24). Deux des trois sites (G-Amphi et G-69) sont situés directement sur la frange littorale de la péninsule gaspésienne entre Marsoui et Manche d'Épée. Le troisième site (G-Era) est situé dans la vallée de Mont-Saint-Pierre à 4,5 km de la côte. Les trois versants sont dominés par une falaise supportant une carapace de glace durant l'hiver. Les carapaces de glace des trois sites se forment sur des falaises rocheuses essentiellement constituées de schiste argileux, de grès lité et de calcaire silteux (Brisebois et Nadeau, 2003). Les débris libérés par les parois et constituant l'essentiel des talus détritiques sont friables, de petites tailles et généralement de formes allongées et aplaties. Une matrice fine est présente près de la surface des talus qui se développent sous les carapaces de glace.

Le climat régional de la Haute-Gaspésie est caractérisé par une température moyenne annuelle de 3,3°C avec un minimum moyen en janvier de -13,7°C et un maximum moyen en juillet de 17,3°C (Environnement Canada, Normales climatiques de la station de Mont Louis, 1971-2000). L'influence maritime de l'estuaire du Saint-Laurent assure des précipitations annuelles moyennes de près de 1000 mm réparties également sur l'ensemble de l'année. Le tiers de ces précipitations tombe sous forme de neige de la mi-novembre à la fin avril. Des précipitations automnales liquides relativement élevées (près de 200 mm pour octobre et novembre) assurent un ruissellement soutenu sur de nombreuses parois rocheuses. À partir du mois de novembre, la température moyenne quotidienne descend sous le point de congélation. Cet abaissement graduel de la température permet aux eaux de ruissellement de geler sur les falaises.



Figure 24. Localisation des trois sites étudiés : ■ G-Amphi, ■ G-Era, ■ G-69.

MÉTHODES

Géomorphologie et morphosédimentologie des sites étudiés

Pour cartographier les unités géomorphologiques des versants étudiés, des relevés topographiques ont été pris à l'aide d'une station totale Leica survey TC705. Au total, près de 500 relevés ont été enregistrés aux sites G-Amphi et G-69, et plus du double au site G-Era. Les données acquises ont ensuite été traitées dans le logiciel ArcGIS 9.1 afin de reproduire la topographie et le transect longitudinal des versants à l'étude, de la base du versant au sommet des falaises soutenant les glaces de paroi.

Lorsque l'orientation du versant était constante sur toute sa largeur, des relevés morphologiques et des fabriques ont été effectués sur 50 éléments suivant un transect perpendiculaire à la pente. Au total, trois transects ont été effectués aux sites G-Amphi et G-69, et six au site G-Era (Fig. 25, 26 et 27). Les éléments mesurés ont été localisés aléatoirement selon un intervalle régulier le long des transects. Lorsque l'orientation variait rapidement sur la largeur du versant, des quadrats de 1m x 1m ont été délimités. Selon les recommandations de Kruger et Kjaer (1999), les relevés ont été effectués sur 30 éléments. Trois quadrats ont été

effectués au site G-69 (Fig. 27). Pour chacun des éléments, les axes a, b et c ont été mesurés suivant la notation proposée par Krumbein (1941). Ces données ont permis de calculer l'indice d'allongement (Ial = a/b), l'indice d'aplatissement (Iap = a+b/2c) et l'indice de sphéricité (Is = $(bc/a^2)^{0.33}$) de chaque particule. La moyenne géométrique a été calculée pour comparer la taille moyenne des particules entre chaque transect (MG = $(a*b*c)^{0.333}$) (Francou, 1991). Des diagrammes triangulaires de Sneed et Folk (1958) ont été produits à l'aide de la méthode de la feuille Excel (*Excel spreadsheet method*) développée par Graham et Midgley (2000) pour la représentation de la morphologie des débris.

L'orientation et l'angle de plongée du grand axe des éléments ont été mesurés à la boussole-inclinomètre Suunto MC-2. Tel que suggéré par Kruger et Kjaer (1999), seuls les éléments possédant un indice d'allongement supérieur ou égal à 1,5 ont été conservés pour effectuer les fabriques. La méthode des valeurs propres (Watson, 1965 ; Woodcock, 1977) a été utilisée pour calculer les indices $r_1 = \ln(S_1/S_2)$, $r_2 = \ln(S_2/S_3)$, les paramètres $K = r_1 / r_2$ et $C = \ln (S_1/S_3)$. Le paramètre K permet de faire la discrimination entre une fabrique planaire (K<1) et une fabrique linéaire (K>1) tandis que C est une mesure de la force de l'orientation préférentielle. Les calculs ont été effectués dans le logiciel Stereo32 version 0.9.4 produit par Röller et Trepmann (2003-2007). Des diagrammes de Schmidt ont également été réalisés à l'aide de ce programme. Finalement, l'intensité de l'orientation préférentielle (L *ou vector magnitude*) a été calculée selon la formule proposée par Curray (1956). Lorsque ce paramètre tend vers 0%, la distribution est isotrope, lorsqu'il tend vers 100 %, les axes sont préférentiellement orientés dans la même direction. Ce paramètre peut être utilisé dans le test de Rayleigh (*p*) afin de calculer la probabilité d'obtenir une valeur de L plus grande par pur hasard.



Figure 25. Localisation des fabriques, des tiges de fer et des cailloux avec des PIT tags au site G-Amphi. L =ligne de cailloux marqués avec des PIT tags ; R =nombre de tiges de fer par ligne.



Figure 26. Localisation des fabriques, des tiges de fer et des cailloux avec des PIT tags au site G-Era. L = ligne de cailloux marqués avec des PIT tags ; R = nombre de tiges de fer par ligne.



Figure 27. Localisation des fabriques, des tiges de fer et des cailloux avec des PIT tags au site G-69. L = ligne de cailloux marqués avec des PIT tags ; R = nombre de tiges de fer par ligne. Profil 1 (corridor d'écroulement de la carapace de glace : portion du talus affecté par l'écroulement d'une carapace de glace ; Profil 2 (talus détritique) : talus non affecté par l'écroulement d'une carapace de glace.

Formation et écroulement des carapaces de glaces

Afin de mieux comprendre la dynamique de mise en place des carapaces de glaces, un suivi photographique a été effectué durant la période de formation des carapaces de glace. De la mi-novembre jusqu'à la fin décembre 2007, un suivi hebdomadaire a été effectué. Par la suite, le suivi a été réalisé aux deux à trois semaines durant toute la période hivernale. Une caractérisation morphométrique des carapaces de glace à leurs maximums volumétriques a été effectuée à l'aide d'un télémètre (Leica Laser Locator, LeicaGS20).

Des caméras automatisées, de la compagnie Reconyx (modèle PC90), ont été installées aux trois sites étudiés pour suivre l'évolution de la fonte et capter le moment exact de l'écroulement des carapaces de glace. La prise de photo s'est effectuée chaque quinze minutes de quatre heures le matin à neuf heures le soir du 9 au 15 avril 2008. La fréquence a ensuite été augmentée aux cinq minutes pour la période s'échelonnant du 15 avril au 30 avril 2008. Pour les deux semaines suivantes, les parois de glace ont été photographiées à toutes les minutes. À partir du 12 mai 2008, les photos ont été prises à l'heure pour suivre la fonte des blocs de glace sur le versant.

Cette imposante série de clichés a permis de mieux comprendre la dynamique d'écroulement des glaces de paroi rocheuse. Elle a également permis de délimiter les zones affectées par chacun des événements. Après les écroulements, la limite frontale des écroulements des carapaces de glace a été cartographiée à l'aide de la station totale Leica survey TC705.

Suivi des particules individuelles à l'aide de transpondeurs passifs intégrés

Des transpondeurs passifs intégrés (*passive integrated transponders*, PIT tags) ont été utilisés pour suivre le déplacement de particules individuelles sur les versants étudiés. La technique, récemment introduite en géomorphologie fluviale, est bien décrite par Lamarre *et al.* (2005). Ces derniers suggèrent de perforer les particules rocheuses pour y introduire le PIT. La friabilité des débris présents sur les versants étudiés ne permettait pas une telle pratique. Une colle à ciment résistante aux intempéries (SikaBond, Professional construction adhesive) a été utilisée pour fixer les PIT tags sur les particules. Tel que proposé par Lamarre *et al.* (2005) pour étudier le déplacement des particules sur le lit des cours d'eau, les PIT tags ont été apposés sur les particules suivant des transects perpendiculaires à la pente. Le choix des particules s'est effectué aléatoirement. Les dimensions des axes a, b et c de chacun des éléments ont été notées. Un code d'identification unique avait préalablement été attribué à chaque PIT tag. Au site G-Amphi, 70 éléments ont été instrumentés sur sept transects (Fig. 25). Au site G-69, 95 PIT tags ont été apposés sur six lignes et, au site G-Era, 130 sur 16 lignes (Fig. 26 et 27). La localisation de chaque élément instrumenté a été effectuée à l'aide d'une station totale Leica survey TC-705. Pour réduire les risques d'erreur et normaliser la prise des données, les coordonnées spatiales ont

été prises au point le plus bas de la particule sur le versant. Les PIT tags ont initialement été collés et positionnés en juin 2007. En juin 2008, les éléments instrumentés ont été retracés et identifiés à l'aide d'une unité portable de lecture pour PIT tags (antenne) (Lamarre *et al.*, 2005). La nouvelle position des particules a alors été enregistrée.

Deux visites sur le terrain ont été effectuées suite à deux gros événements de pluie survenus le 8 août 2007 (78,2 mm) et les 15 et 16 novembre 2007 (92,4 mm) (Station météorologique de Cap-Chat, 63 km à l'ouest de Mont-Saint-Pierre, Service météorologique d'Environnement Canada). Une inspection visuelle de la position des cailloux instrumentés a été effectuée durant ces visites. La surface des talus a également été inspectée afin de s'assurer qu'aucun mouvement de masse d'importance n'était survenu depuis l'installation des PIT tags.

Caractérisation des zones d'érosion et accumulation

En plus de mobiliser les débris de surface, le passage des blocs de glace sur le versant déplace des sédiments fins. Pour mesurer l'érosion et l'accumulation sur les versants étudiés, des tiges de fer de 60 cm de longueur et de 1,27 cm de diamètre ont été enfoncées à 30 cm sous la surface du sol. Les tiges ont été insérées en juin 2007 sur des transects perpendiculaires à la pente entre les lignes de particules instrumentées avec des PIT tags (Fig. 25, 26 et 27). Au site G-Amphi, 39 tiges ont été enfouies, 47 au site G-69 et 70 au site G-Era. Le positionnement spatial s'est effectué à la surface du talus directement au-dessus de la tige enfouie à l'aide de la station totale. En juin 2008, les tiges de fer ont été relocalisées avec précision à l'aide d'un détecteur de métaux. Groleau (1994) avait employé avec succès la même méthode pour mesurer l'érosion et l'accumulation sur un talus détritique soumis aux écroulements saisonniers d'une carapace de glace. Contrairement à ce dernier, nous n'avons pas déterré les tiges de fer pour mesurer l'érosion ou l'accumulation. La coordonnée spatiale a simplement été reprise sur la surface du talus au-dessus de la tige. La localisation spatiale initiale avant les écroulements de glace a été comparée à la localisation post-écroulement dans le logiciel ArcGIS 9.1. Les erreurs de positionnement spatial en x et en y étant infimes (<1cm), la différence d'élévation (z) a pu être calculée. Un z positif signifie qu'une accumulation de débris s'est produite au-dessus de la tige de fer tandis qu'un z négatif signifie qu'il y a eu érosion à cet endroit. Les moyennes globales ont été calculées pour chaque ligne de tige de fer à chacun des sites (Moyenne globale par ligne

de tige de fer = Σ des z par ligne / Σ des tiges enfouies et retrouvées par ligne). Cette technique, contrairement à celle employée par Groleau (1994), perturbe beaucoup moins le talus détritique et les tiges de fer toujours enfouies peuvent être utilisées pour effectuer des suivis à long terme.

DESCRIPTION DES VERSANTS ÉTUDIÉS

Le site G-Amphi

La hauteur et la largeur de la falaise du site G-Amphi sont de 30 mètres (Fig. 28 et Tab. 3). L'inclinaison de la paroi rocheuse n'est pas uniforme. Elle est presque verticale au sommet (>80°) et un léger replat marque le centre de la falaise sur la moitié de sa largeur. L'inclinaison de la paroi rocheuse est très faible à sa jonction avec le versant (<45°). De plus, la transition entre la falaise et le talus s'effectue très graduellement. L'épaisseur du dépôt dans les premiers mètres du versant est inférieure à 30 cm. À cet endroit, la pente du couloir est de 36° et les marges du talus sont surélevées de quelques mètres par rapport à son niveau de base (Fig. 25, 28 et 31). Les marges surélevées donnent une forme concave au couloir. Elles s'étendent sur plus d'une quinzaine de mètres vers l'aval. À cet endroit, la largeur du couloir exempt de végétation arborescente ou arbustive est de 16 mètres (Tab. 3 et Fig. 25 et 31). Ensuite, le couloir s'ouvre sur un cône détritique d'une trentaine de mètres de longueur. Le versant à une longueur totale de 48 mètres et se termine sur un replat de quelques mètres. Un fossé a été creusé entre la route 132 et la base du versant pour permettre l'évacuation des eaux de fonte et de pluie (Fig. 28).

Dans le premier tiers du versant, deux larges bourrelets de poussée de glace ou *ice push ridge*, d'une trentaine de centimètres de hauteur, ont été observés. La morphologie des bourrelets de poussée est similaire à ceux formés par la reptation des masses de neige résiduelle décrite par Hétu et Vandelac (1989) et Shakesby *et al.* (1999). Quelques cratères d'impact, causés par le passage des blocs de glace sur le versant, ont également été observés, mais ils n'ont pas été cartographiés. Les plus grands ont une soixantaine de centimètres de diamètre et une profondeur de 15 cm. Groleau (1994) avait mesuré et cartographié 188 cratères de ce type sur un talus détritique ravagé par l'écroulement d'une carapace de glace en avril 1993.

Les forêts adjacentes au talus détritique sont essentiellement constituées d'aulne (Alnus sp.), de sapin baumier (Abies balsamea), de bouleau blanc (Betula papyrifera), de peuplier baumier (Populus balsamifera), de cornouiller (Cornus sp.), de sorbier (Sorbus sp.), de sureau (Sambucus) et d'érable à épis (Acer spicatum). Au printemps, le cône détritique se couvre presque entièrement de tussilage (Tussilago farfara). Par la suite, une variété d'espèces d'herbacés rustiques y croissent (p.ex. Equisetum, Cirsium, Ribes, Rubus).

Le site G-Era

La falaise supportant la carapace de glace au site G-Era à une hauteur totale de 80 mètres et une largeur maximale de 50 mètres (Fig. 29 et Tab. 3). Au sommet, l'inclinaison de la falaise est légèrement inférieure à 80°. Deux replats séparent la plus grande portion de la falaise d'une deuxième petite falaise. Le premier replat est court (\cong 10 mètres), très irrégulier et ne couvre pas toute la largeur de la falaise. Le second, d'une longueur de 20 mètres, couvre toute la largeur de la falaise et forme un entonnoir qui canalise les eaux de ruissellement vers la seconde falaise (\cong 10 mètres de hauteur).

La pente du versant à l'apex est de 28° et demeure constante sur presque toute sa longueur (265 mètres) (Fig. 29 et Tab. 3). Sur les 40 à 50 premiers mètres du versant, les marges du couloir sont surélevées de 2 à 3 mètres (Fig. 26). Les marges surélevées marquent les limites du couloir qui s'ouvre sur un cône détritique. Un corridor d'une vingtaine de mètres de largeur et exempt de végétation arborescente caractérise la portion centrale du cône (corridor d'écroulement de la carapace de glace, Fig. 26). Sur toute la longueur du talus détritique, plus d'une cinquantaine de cratères d'impact ont été observés. Ils sont en plus grande concentration à l'apex du versant. Les plus grands peuvent atteindre deux mètres de diamètre et s'enfoncer d'une cinquantaine de centimètres dans les débris du versant. À plusieurs endroits vers le milieu du versant, des brins d'herbe non décomposés, datant probablement de la dernière saison estivale, sont complètement lissés sur la surface du versant. Ils forment des bandes d'un à deux mètres de largeur et s'étendent sur un à cinq mètres de longueur. De plus, les débris rocheux à la surface de ces *bandes de lissage* semblent très orientés dans le sens de la pente. Aucune mesure ponctuelle de l'orientation préférentielle du grand axe n'a été effectuée sur ces bandes, mais l'orientation y

était si prononcée qu'une simple inspection visuelle a suffi pour localiser et délimiter plusieurs de ces bandes.

La couverture forestière adjacente au corridor d'écroulement est essentiellement composée d'érable rouge (*Acer rubrum*), de bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*), de bouleau blanc (*Betula papyrifera*), de sapin baumier (*Abies balsamea*) et de thuya occidental (*Thuja occidentalis*) (Fig. 9). La proportion des feuillus augmente vers le bas du versant. Des bandes plus clairsemées ont été observées dans la forêt. Des cicatrices d'impact ont été relevées sur plusieurs arbres et quelques cratères d'impact ont été observés. Ces bandes ont été cartographiées et sont considérées comme des corridors secondaires moins fréquemment utilisés par les blocs de glace lors des écroulements (Fig. 26).

Sur la surface du couloir, le tussilage est l'espèce dominante au printemps. À l'aval, c'est l'érable à épis (*Acer spicatum*) et l'aralie à grappes (*Aralia racemosa*) qui recouvrent le corridor principal avec quelques autres espèces arbustives et herbacées rustiques. La proportion d'arbustes est plus élevée à la base du corridor. Le cône détritique s'ouvre sur une érablière en exploitation. À la lisière de l'érablière, la plupart des arbres sont tordus, endommagés et portent de nombreuses cicatrices d'impact.

Le site G-69

La falaise du site G-69 s'étend sur 80 mètres de largeur et s'élève à 55 mètres au-dessus du talus (Fig. 30 et Tab. 3). Ce site a été divisé en deux unités géomorphologiques distinctes. La portion à droite du versant (ouest), le profil 1 sur la figure 27, est soumise au régime d'écroulement saisonnier d'une carapace de glace (Fig. 33). La falaise est moins haute à cet endroit (40 m), le versant est plus court (45 m) et la pente est nettement moins accentuée (15° à 28°) (Fig. 30, profil 1). Sous la carapace de glace, le niveau du talus détritique est abaissé de quelques mètres par rapport au reste du versant. Les surélévations adjacentes délimitent le couloir (Fig. 27 et 33). Le couloir, d'une dizaine de mètres de largeur, s'ouvre sur un cône détritique de 25 mètres de largeur à sa base. Le talus détritique sous la carapace est totalement exempt de végétation et marqué par la présence de quelques cratères d'impact. Vers le milieu du versant, les débris de surface sont très orientés dans le sens la pente. Contrairement au site G-

Era, le lissage particulaire ne semble pas être organisé en bande étroite, mais parait davantage généralisé sur la largeur du talus détritique. Les derniers mètres du versant sont caractérisés par plusieurs amoncellements de débris. L'inclinaison de la pente est très faible à cet endroit.

Du côté est, qui correspond au profil 2 sur la figure 27, le versant est plus long (60 mètres) et plus raide $(30^{\circ} à 36^{\circ})$ (Tab. 3 et Fig. 30, profil 2). Le talus se termine dans une frange arbustive d'une vingtaine de mètres de longueur (Fig. 27 et 30). La pente du talus tend à s'adoucir graduellement dans cette bande de végétation. Elle est essentiellement composée d'aulne (*Alnus sp.*), de saule (*Salix sp.*), de sapin baumier (*Abies balsamea*), de bouleau blanc (*Betula papyrifera*) et de peuplier baumier (*Populus balsamifera*). La forêt à l'est du talus d'éboulis (profil 2) et à l'ouest du talus détritique sous la carapace de glace (profil 1) est également constituée de ces espèces.

Caractéristiques géomorphologiques	G-Amphi	G-Era	G-69	G-69 profil 1	G-69 profil 2	
Hauteur de la falaise (m)	30	80	60	50	60	
Largeur maximale de la falaise (m)	30	50	80	30	50	
Inclinaison moyenne de la falaise (degré)	70	55*	76	72	80	
Turne de ressourd entre le feloise et le telue	Très	Très	Abmint	Abmant	Progressif	
Type de l'accord entre la falaise et le talus	progressif	abrupt	Abrupt	Abrupt		
Longueur du talus sous la falaise (m)	48	265	60	45	48	
Largeur maximale du talus (m)	22	21	78	30	55	
Largeur minimale du talus (m)	16	15	60	9	28	
Pente moyenne du talus (degré)	29	27	32	29	34	

Tableau 3. Caractéristiques géomorphologiques des versants étudiés.

* L'inclinaison inscrite correspond à la pente moyenne de la falaise à partir du sommet de la falaise jusqu'à la jonction avec le talus. La pente moyenne de la falaise depuis son sommet jusqu'à la jonction avec le plus long replat est d'environ 65°.



Figure 28. Profil longitudinal du site G-Amphi.



Figure 29. Profil longitudinal du site G-Era.







Figure 31. Suivi photographique du site G-Amphi. N.B. cliché de 05/11/2008, 1) Masse de glace #1; 2) Masse de glace #2; 3) Masse de neige résiduelle.



Figure 32. Suivi photographique du site G-Era.



Figure 33. Suivi photographique du site G-69.

RESULTATS

Morphosédimentologie des talus étudiés

La surface des trois talus sous les glaces de paroi est dure, dense et compacte. La présence d'une matrice fine près de la surface des talus favorise la cohésion entre les débris. Aucune matrice n'est présente à la surface du talus d'éboulis du site G-69 (profil 2) ; la surface est lâche et instable.

Pour tous les sites et à toutes les stations d'échantillonnage, la forme générale des débris de surface est plutôt allongée et aplatie (Fig. 34, 35, 36 et Tab. 4). L'absence quasi totale de particules compactes est notable. Les particules au site G-69 tendent à être plus allongées et plus aplaties (Tab. 4). Dans tous les cas, sauf aux stations du site G-69 (profil 2), la taille moyenne des débris (MG) est maximale à la base du talus, moyenne au sommet et plus petite au centre des couloirs. La taille moyenne des débris, sur le talus du site G-69 (profil 2), est plus fine à l'apex et tend à croitre vers la base du versant, une tendance fréquemment observée sur les talus d'éboulis (Bertran *et al.*, 1997, 2004 ; Francou, 1991 ; Hétu et Vandelac, 1989).

Les résultats des analyses statistiques sur les fabriques sont tous rassemblés dans le tableau 1. Les diagrammes de Schmidt sont présentés aux figures 34, 35 et 36. Généralement, au milieu des talus étudiés, le plus grand axe des débris tend à s'orienter dans le sens de la pente du versant (L>65%). L'orientation préférentielle des vecteurs autour du vecteur moyen est plus élevée sur plusieurs fabriques effectuées au milieu des talus d'éboulis du site G-69 (profil 2) où les grands axes des débris sont fortement orientés dans la pente (L>70% et K>1). À la base des couloirs, les débris présentent une distribution plus isotropique (K<<1). L'intensité de l'orientation préférentielle demeure élevée sur le transect Ft2 du site G-69 (profil 2). Il importe de mentionner que la localisation de ce transect n'est pas située à la base du versant, mais audessus de la frange arbustive (Fig. 36).



Figure 34. Fabrique (diagramme de Schmidt) et morphométrie des débris de surface (Diagramme de Sneed et Folk, 1958) au site G-Amphi. Dans les diagrammes de Schmidt, la ligne pointillée représente l'orientation et la pente moyenne du versant.



Figure 35. Fabrique (diagramme de Schmidt) et morphométrie des débris de surface (Diagramme de Sneed et Folk, 1958) au site G-Era. Dans les diagrammes de Schmidt, la ligne pointillée représente l'orientation et la pente moyenne du versant.



Figure 36. Fabrique (diagramme de Schmidt) et morphométrie des débris de surface (Diagramme de Sneed et Folk, 1958) au site G-69. Dans les diagrammes de Schmidt, la ligne pointillée représente l'orientation et la pente moyenne du versant.

		Morphométrie des débris					Fabriques					
Fabriques	N	MG (cm)	Ial	Iap	Is	N	Intensité de l'orientation préférentielle (Curray, 1956)		Méthode des valeurs propres (Woodcock, 1977)			
							L (%)	р	K	С		
G-Amphi						7						
Ft3	50	7.74	2.66	4.58	0.43	47	56.1	3.8×10^{-7}	0.79	2.44		
Ft2	50	6.31	2.53	4.74	0.43	44	72.6	8.6x10 ⁻¹¹	0.80	3.41		
Ft1	50	8.31	2.34	3.79	0.49	39	55.1	7.4x10 ⁻⁶	0.32	2.67		
G-Era												
Ft1	50	7.44	2.20	3.89	0.49	39	48.8	9.3x10 ⁻⁵	0.51	2.68		
Ft2	50	6.03	2.44	4.55	0.44	41	46.6	1.4×10^{-4}	0.48	2.55		
Ft3	50	6.15	2.38	4.39	0.47	36	65.0	2.5x10 ⁻⁷	0.61	3.84		
Ft4	50	5.23	2.52	4.98	0.42	44	69.1	7.3x10 ⁻¹⁰	1.12	3.62		
Ft5	50	7.69	2.32	3.87	0.48	40	41.0	1.2×10^{-3}	0.64	2.16		
Ft6	50	12.96	2.20	4.27	0.48	38	39.9	2.4×10^{-3}	0.75	2.09		
G-69 (prof	il 1)											
Ft3	50	6.71	4.17	6.79	0.36	29	58.7	4.5x10 ⁻⁵	0.66	3.60		
Fq1	30	4.02	3.33	7.34	0.36	28	68.0	2.4×10^{-6}	1.14	2.38		
Ft1	50	8.44	3.32	6.90	0.38	42	34.2	7.4×10^{-3}	0.09	1.83		
G-69 (prof	il 2)					, ,						
Fq3	30	4.95	4.35	7.74	0.33	25	71.7	2.6x10 ⁻⁶	1.23	2.83		
Fq2	30	6.53	3.62	5.94	0.36	27	86.5	1.7x10 ⁻⁹	1.60	3.50		
Ft2	50	9.85	2.97	8.19	0.38	40	81.8	2.4×10^{-12}	0.94	3.07		

Tableau 4. Indice de morphométrie des débris de surface et caractéristiques des fabriques. Les codes de fabriques renvoient aux figures 25, 26 et 27.

N Nombres d'éléments mesurés

MG Géométrie moyenne (Mean geometry, mean size expression)

Ial Indice d'allongement moyen

Iap Indice d'aplatissement moyen

Is Indice de sphéricité moyen

L Intensité de l'orientation préférentielle (Vector magnitude)

p Test de Rayleigh

K Forme de la fabrique (Shape parameter)

C Force de la fabrique (Strength parameter)

Formation des carapaces de glaces

Les observations et le suivi photographique effectués à l'automne 2007 ont permis de mieux comprendre la dynamique de mise en place des glaces de paroi. Pour les trois sites étudiés, la source du ruissellement provenait majoritairement de la résurgence des écoulements hypodermiques en sommet de falaise. Le gel de ces eaux a mené à la formation de deux types de glace bien distincts. Le premier type de glace, nommé glace de surfusion par les auteurs, se forme lorsque les eaux de ruissellement chutent dans le vide et se fractionnent en de fines gouttelettes. Les gouttelettes tombent en état de surfusion par transfert de chaleur et gèlent quasi instantanément lorsqu'elles rentrent en contact avec un obstacle solide (p.ex. glace, roche, branche). Ce type de glace s'apparente à la glace de frasil observé en milieu fluvial (Gherboudj et al., 2007; Martin, 1981). Le second, nommée glace de ruissellement par Crammer (1903) (dans Lliboutry, 1964), est le résultat du gel progressif des films d'eau ruisselants sur la surface du massif ou des filets d'eau s'égouttant des surplombs. La congélation s'effectue principalement par transfert de chaleur vers l'atmosphère ou le massif rocheux. Le processus est décrit plus en détail par Knight (1980), Maeno et al. (1994), Szilder et Lozowski (1994) ou plus récemment par Ogawa et Furukawa (2002) et Ueno (2003, 2004 et 2007). Ce processus conduit à la formation des stalactites de glace (glaçons) et des pellicules de glace ondulée recouvrant les surfaces rocheuses. La glace de ruissellement se distingue des glaces de surfusion par sa plus grande transparence causée par la présence plus discrète de bulles endogènes.

La croissance des amas de glace de surfusion, des stalactites, des pellicules de glace de ruissellement forme graduellement une seule unité de glace massive recouvrant une bonne partie des parois rocheuses (Fig. 31, 32 et 33). Les mesures effectuées à l'hiver 2008 ont permis d'estimer le volume maximal de glace produit à chaque site. Le volume maximal de la carapace de glace a atteint 1 800 m³ au site G-Amphi, 5 000 m³ au site G-Era et 1 200 m³ au site G-69. L'épaisseur des carapaces de glace a atteint un peu plus de deux mètres au site G-69, trois mètres au site G-Amphi et plus de cinq mètres par endroits au site G-Era.

La dynamique d'écroulement des carapaces de glace

La fonte a réellement débuté lors des premiers redoux printaniers (fin mars 2008). Cette fonte a mené à une perte volumétrique peu considérable, la fonte durant le jour étant compensée

par un regel la nuit. Durant cette période, des espaces vides se sont développés entre les carapaces de glace et les parois rocheuses. Du ruissellement a été observé dans ces espaces creux en expansion. Ces observations supposent un affaiblissement des ancrages de glace sur les parois rocheuses. Dans la nuit du 30 avril 2008 au 1^{er} mai 2008, les glaces des sites G-69 et G-Era se sont écroulées. La présence de nombreux cratères d'impact en sommet de talus et la présence de quelques bandes ou zones de lissage particulaire vers le milieu des talus portent à croire que plusieurs blocs de glace se sont tout d'abord fragmentés sur le talus ; ils auraient par la suite bondi plusieurs fois avant de rouler et glisser jusqu'à la base du versant. Les cratères d'impact laissés sur le talus détritique et les dépôts accumulés à la base des versants supportent l'idée d'un mouvement très rapide des blocs de glace sur le versant (Fig. 32 et 33). La dynamique de ces écroulements de glace semble comparable à celle des éboulements rocheux (Cruden et Varnes, 1996; Hétu, *et al.*, 1994a; Girard et Hétu, 1994; Rapp, 1960) ou à celle des avalanches de glace provenant des fronts de certains glaciers suspendus (Le Meur et Vincent, 2006 ; Pralong et Funk, 2006; Huggel *et al.*, 2004 ; Alean, 1984 et 1985 ; Haefeli, 1966).

Les clichés pris avant et après l'événement montrent que la carapace de glace du site G-69 s'est effondrée en totalité. Le mouvement de masse s'est propagé sur une surface libre de neige et les blocs de glace ont tous atteint la base du talus (Fig. 30, profil 1 et Fig. 33). Le tracé ondulé (*ice fall lobe*) présenté sur les figures 39 et 42 représente le front de l'écroulement de la carapace de glace. Le volume du dépôt est légèrement inférieur à celui de la carapace de glace à son maximum volumétrique ($\leq 1000 \text{ m}^3$) (Fig. 33, profil 1). La petite carapace de glace, visible du côté gauche sur les clichés de la figure 33, ne s'est pas effondrée, mais a graduellement fondu sur place tout en libérant quelques fragments ne dépassant pas 30 cm de diamètre (voir aussi Fig. 30, profil 2).

L'écroulement de la glace de paroi au site G-Era s'est propagé sur une surface enneigée de 15 à 30 cm d'épaisseur. C'est à l'apex du couloir que l'impact des blocs de glace fut le plus intense ; sous la pression de l'impact, les blocs de glace se sont fragmentés et ont rebondi sur le talus. C'est dans cette zone que la concentration de cratères est la plus élevée. Le mouvement des blocs de glace sur le versant a ensuite mobilisé une partie du couvert de neige et provoqué une avalanche de neige chargée de blocs de glace qui a glissé jusqu'à la base du versant (Fig. 32).

La plupart des gros blocs de glace ont terminé leurs courses à la base du versant (voir l'angle de parcours (α) à la figure 29). Le front de l'avalanche de neige et de glace s'est arrêté à 265 mètres de la paroi rocheuse (Fig. 27, 29 et 32). Le trait courbe (*ice fall lobe*) des figures 38 et 41 représente le front de l'avalanche de neige et de glace. Le volume total du dépôt, essentiellement constitué de glace (>80 %) et de neige, a été estimé à 5 000 m³. Le dépôt de neige et de glace était également chargé de débris minéraux et organiques (troncs d'arbre, branches) (Fig. 32).

La carapace de glace du site G-Amphi ne s'est pas écroulée subitement. Les clichés ont montré que des chutes isolées de blocs de glace de faible dimension (généralement inférieur à 0,25 m³) se sont produites dès le début du mois d'avril 2008. Vers la fin du mois, un bloc de 1 m^3 a atteint la base du versant (Fig. 37 et 40, voir l'angle de parcours (α) sur la figure 28). À partir du 16 avril, des fissures de tension et de compression ont été observées dans le massif de glace. Le 27 avril, la masse de glace a subi une première phase de glissement. La pente réduite de la paroi rocheuse à sa base et sa connectivité graduelle avec le versant ont favorisé un glissement lent parallèle à la pente plutôt qu'un écroulement subi. La vitesse du glissement initial a été estimée à quelques millimètres par heure pour la période du 27 au 30 avril. À six heures du matin, le 30 avril, la vitesse du glissement s'est accélérée à plus de 8 cm par heure. Le glissement a duré une douzaine d'heures. La masse de glace a poussé la couverture de neige qui s'est soulevée et s'est pliée sur elle-même telle une feuille de papier. Durant cette phase de glissement accéléré, la masse de glace s'est scindée en deux unités distinctes; la masse de glace #2 a devancé l'unité #1 et glissé vers la gauche (est) (Fig. 31). Par la suite, la masse de glace #1 a légèrement glissé vers la droite (ouest) et redirigé la deuxième masse de glace. Durant les deux journées qui ont suivi, les deux masses de glace se sont stabilisées. Elles se sont ensuite déplacées d'environ un mètre dans les deux semaines qui ont suivi. Les deux lobes frontaux (ice fall lobe) présentés aux figures 37 et 40 représentent le front de ces deux masses de glace dans leur position terminale (les angles de parcours (α) des masses de glace sont inscrits sur la figure 28). Il est possible de voir les deux masses de glace dans leurs positions terminales sur le cliché du 11 mai 2008 de la figure 8. Il est important de ne pas confondre la langue de neige résiduelle qui descend beaucoup plus bas sur le versant avec les deux masses de glace qui sont demeurées appuyées contre la falaise. Après la fonte du couvert de neige, il a été possible d'observer les impacts géomorphologiques des poussées de glace. Des bourrelets de poussée de glace (ice push ridge)

s'étaient formés au front des deux masses de glace. Les deux bourrelets se situent directement au front des deux masses de glace qui ont glissé sur le versant (Fig. 37 et 40). Des bourrelets de poussée de plus petite dimension se sont également formés au front de la langue de neige résiduelle (Fig. 28).

Déplacement individuel des particules de surface (PIT tags)

L'utilisation de PIT tags pour suivre les particules de surface s'est avérée très efficace. L'antenne a permis de récupérer 90% des cailloux marqués au site G-Amphi, 97% au site G-Era et 100% au site G-69 (Table 5). Seulement quatre PIT tags ont été endommagés sur un total de 297.

Au site G-Amphi, les éléments marqués ne se sont pas déplacés sur de grandes distances (Fig. 37). Le déplacement moyen a été évalué à 2,4 mètres (Tab. 5). Les particules des cinq premières lignes ont été mobilisées sur de plus longues distances que les éléments des autres lignes. Leurs trajectoires sont conformes à celles prises par les deux masses de glace. Les cailloux de la ligne 5 ont probablement été transportés par le couvert de neige résiduelle (voir l'unité #3 sur la figure 31) qui s'est replié sur lui-même lors du glissement (Fig. 37). Les éléments des deux dernières lignes n'ont pas significativement bougé. Leurs déplacements ne semblent pas avoir été causés par le glissement de la carapace de glace ; seul le caillou marqué avec le PIT tags #68 (ligne 7) semble avoir été déplacé par le passage du bloc de glace représenté sur la figure 37. Tous les déplacements enregistrés se sont effectués vers le bas du versant. Nous croyons que la plupart des cailloux perdus ont été ensevelis profondément sous les bourrelets de poussée (voir position des lobes sur la figure 37). Deux d'entre eux ont été retrouvés dans les bourrelets sans pouvoir être identifiés, leurs PIT tags ayant été écrasés sous la pression des masses de glace.

Le déplacement moyen au site G-Era est d'un ordre de grandeur beaucoup plus élevé (48,5 m). Certaines particules se sont déplacées sur plus de 85 % de la longueur totale du versant (Fig. 38). Les déplacements sont beaucoup plus longs pour les particules initialement situées en apex du couloir. Cependant, les déplacements ne sont ni constants ni comparables pour les éléments des premières lignes. Sur une même ligne, des cailloux ont été mobilisés à plus de 150

mètres tandis que d'autres l'ont été de quelques centimètres. Les éléments des lignes centrales (ligne 7 à 12) ont généralement subi des déplacements similaires. Les trajectoires prises par la plupart des éléments marqués semblent être orientées dans le sens de la pente. Les trajectoires déviantes sont simplement des cailloux qui ont été entrainés vers des couloirs secondaires (PIT tags # R11, p218, p226 ; p220 ; p249). Les cailloux marqués et initialement positionnés à la base du versant se sont déplacés sur de plus courtes distances (ligne 13 à 16) (Fig. 38). Plusieurs des cailloux entraînés ont terminé leurs courses à la base du versant avec le dépôt de l'avalanche de neige et de glace. Après l'écroulement, la fonte du dépôt de neige chargé de blocs de glace et de sédiments minéraux a contribué à remobiliser sur de très courtes distances (<10 cm) les débris marqués.

Au site G-69, les déplacements mesurés sous l'influence de la glace de paroi (profil 1) sont généralement plus importants que sur le talus d'éboulis adjacent (profil 2) (déplacement moyen de 17,1 m sous le profil 1 versus 6,1 m sous le profil 2) (Fig. 39 et Tab. 5). Les éléments marqués qui se sont déplacés sous l'influence de l'écroulement de la carapace de glace ont presque tous atteint la base du versant. Sur le talus d'éboulis, certains éléments, en équilibre précaire lors de l'application des PIT tags, se sont déplacés sur de longues distances. Les autres particules marquées se sont elles aussi déplacées, mais sur de plus faibles distances.

			Récupéra	Déplacement (m)			
Sites	# PIT ⁻	# PIT perdu	# PIT endommagé	Pourcentage de récupération	Moyen	Max	Min
G-Amphi	70	7	2	90	2.443	18.224	0.045
G-Era	132	4	1	97	48.504	232.039	0.027
G-69	95	0	1	100	12.023	42.509	0.065
G-69 (profil 1 - glace)	50	0	1	100	17.105	42.509	0.065
G-69 (profil 2 – talus)	45	0	0	100	6.376	33.002	0.118

Tableau 5. Taux de récupération et statistique de déplacement des cailloux marqués avec des PIT tags.



Figure 37. Déplacement des cailloux avec des PIT tags au site G-Amphi.






Figure 39. Déplacement des cailloux avec des PIT tags au site G-69.

96

Caractérisation des zones d'érosion et accumulation

L'utilisation d'un détecteur de métaux s'est avérée très efficace pour retracer les tiges de fer enfouies. Trois tiges de fer n'ont pas été retrouvées au site G-Amphi, tandis que toutes les tiges ont été retracées aux deux autres sites.

À la lueur des résultats obtenus (Fig. 40, 41 et 42), une tendance globale ressort : une perte de matériel est observée au dessus des tiges situées à l'apex des couloirs et sur presque toutes leurs longueurs, tandis qu'une accumulation est généralement mesurée à la base des versants.

La tendance générale observée n'est pas aussi marquée au site G-Amphi où des accumulations importantes ont été mesurées au centre et à l'apex du couloir. Les tiges de fer localisées directement à l'amont des bourrelets de poussée ont enregistré de l'érosion (voir les tiges de fer de la ligne R3 situées à l'amont du front de la masse de glace #2), tandis que celles situées sous les bourrelets ont enregistré de l'accumulation (voir les tiges de fer de la ligne R2 et R3 situées à l'aval du front de la masse de glace #2) (Fig. 25, 31 et 40). Directement à l'aval de ce secteur (ligne R4), une accumulation de plus de 10 cm a été mesurée. À l'amont de cette tige de fer, un cratère d'impact a été observé ; lors de l'impact, les sédiments du talus ont été poussés au-dessus de la tige. L'accumulation enregistrée au-dessus des tiges des lignes R5, R6 et R7 (\cong 2 cm) n'a pas été causée par le glissement des masses de glace. Cependant, l'érosion enregistrée au-dessus d'une des tiges de fer de la ligne R7 semble avoir été causée par le passage d'un bloc de glace (Fig. 40).

Au site G-Era, des zones locales d'accumulation ont également été observées dans les plus hautes parties du couloir, mais la tendance générale demeure évidente. Certaines de ces accumulations sont le résultat d'une accumulation locale de sédiment dans de vieux cratères d'impact (p.ex. la tige de fer de gauche de la ligne R4) (Fig. 26 et 41). D'autres accumulations ont été provoquées par l'accumulation de matériel au front des cratères d'impact.

Directement sous la carapace de glace du site G-69 (profil 1), une très légère accumulation (< 2 cm) est observée sur toute la largeur du couloir (Fig. 42). Il est probable que

ces accumulations soient le résultat des apports post-écroulement ; les sédiments proviendraient du ruissellement sur la paroi après l'écroulement. Au centre du talus, l'érosion domine partout alors qu'en pied de talus de fortes accumulations ont été observées. Sous le profil 2, l'érosion domine partout, aucune accumulation significative n'a été mesurée (Fig. 42). Il est probable que la zone d'accumulation préférentielle dans cette portion du site se retrouve sous le couvert arbustif présent plus bas.



Figure 40. Cartographie thématique des zones d'érosion et d'accumulation sédimentaire et courbe d'érosion et accumulation moyenne par ligne de tige de fer au site G-Amphi.



Figure 41. Cartographie thématique des zones d'érosion et d'accumulation sédimentaire et courbe d'érosion et accumulation moyenne par ligne de tige de fer au site G-Era.



Figure 42. Cartographie thématique des zones d'érosion et d'accumulation sédimentaire et courbe d'érosion et accumulation moyenne par ligne de tige de fer au site G-69. Profil 1 : tige de fer dans le corridor d'écroulement de la carapace de glace; profil 2 : tige de fer à l'est du corridor d'écroulement de la carapace de glace la tige de la ligne R2 située à l'ouest du corridor d'écroulement.

DISCUSSION

Formation et dynamique d'écroulement des carapaces de glace

Les volumes de glace accumulés durant l'hiver sur les parois rocheuses des trois sites étudiés sont impressionnants. Des volumes et des dimensions similaires ont été mesurés par Bianchi (2004) sur la chute d'eau gelée Degli Specchi (Chiesa Valmalenco, Italie).

Les facteurs qui contrôlent l'écroulement des glaces de paroi sont peu connus. Nos observations montrent que l'augmentation des températures au printemps provoque la fonte des ancrages de glace sur la falaise et déstabilise la glace de paroi. Lorsque les ancrages de glace ne soutiennent plus la carapace de glace, elle s'écroule.

Les clichés pris lors de la période de fonte ont permis de mieux comprendre la dynamique d'écroulement. Il semble que le comportement des blocs de glace sur le versant s'apparente à celui des avalanches de glace provenant des glaciers suspendus (Le Meur et Vincent, 2006; Pralong et Funk, 2006; Huggel *et al.*, 2004; Alean, 1984 et 1985; Haefeli, 1966). Les marques laissées sur les talus des sites étudiés (cratères d'impact, zones de lissage particulaire) indiquent que les blocs de glace se sont déplacés suivant les trois modes classiques de déplacement des pierres sur les versants, soit par bond successif, par roulement ou par glissement (Bertran *et al.*, 2004; Cruden et Varnes, 1996; Germain et Hétu, 1994; Bozolo et Pamini, 1986; Rapp, 1960). La violence des écroulements, leurs récurrences saisonnières et le mode de déplacement des fragments de glace sur le versant ont forcément un impact considérable sur la morphosédimentologie des débris de surface et sur le transport des débris et des sédiments sur les versants.

Morphosédimentologie des talus étudiés

Le tri granulométrique et l'orientation préférentielle des débris de surface sur les talus détritiques soumis aux écroulements des glaces de paroi ne sont pas caractéristiques des talus d'éboulis de la région où la taille des débris tend à croître de l'amont vers l'aval (Hétu et Vandelac, 1989). Les plus grosses particules ont généralement tendance à se déplacer sur de plus longues distances (Bertran *et al.*, 1997, 2004; Francou, 1991; Hétu et Vandelac, 1989). Normalement, les débris allongés et aplatis provenant des falaises auront tendance à glisser sur le

talus et s'orienter dans le sens de la pente (Hétu et Vandelac, 1989). L'orientation des débris sera aussi élevée à l'apex qu'au centre des talus. À l'apex des talus étudiés, la taille moyenne des débris (MG) est plus élevée qu'au centre et l'orientation préférentielle des débris dans la pente et autour du vecteur moyen est plus faible à l'apex qu'au centre des talus. Il semble que la dynamique d'écroulement des glaces de paroi favorise le déplacement des plus grands débris vers la base des talus où la taille moyenne des débris y est plus élevée. Sur les talus d'éboulis, c'est la rugosité de surface causée par l'accumulation préférentielle des débris les plus grossiers en pied de talus qui explique l'importante dispersion généralement observée dans la partie distale des talus (Bertran *et al.*, 1997 ; Francou, 1991). Les talus détritiques étudiés ne peuvent pas être considérés comme des talus d'éboulis. De plus, la pente moyenne des talus étudiés est de 4 à 6 degrés plus faibles que celle des talus d'éboulis de la région (Hétu et Vandelac, 1989 ; Hétu, 1986). Seule la partie est (profil 2) du site G-69 peut être considéré comme un talus d'éboulis. La morphologie des talus étudiés se rapproche davantage des cônes détritiques décrits par André (1993), Church (1979) et Rapp (1959, 1960) dont les processus dominants sont les avalanches de neige, le ruissellement et le charriage torrentiel.

Mouvement des débris et des sédiments sur les talus

D'après les résultats obtenus, les mouvements des sédiments semblent étroitement dépendants de la dynamique d'écroulement des carapaces de glace. Au site G-Amphi, très peu de blocs de glace ont chuté sur le versant. À l'apex du talus, la trajectoire des cailloux marqués a été contrôlée par les directions prises par le glissement des deux masses de glace. Au centre, il est probable que les mouvements observés aient été causés par le plissement et la reptation du couvert de neige. À la base du versant, il est possible que le ruissellement diffus des eaux de fonte des neiges ou celui des eaux de pluie (van Steijn et Hétu, 1997) ait favorisé l'accumulation d'une fine couche de sédiment fin en pied de talus. L'impact désorganisé des blocs de glace à l'apex du talus au site G-Era a eu tendance à mobiliser qu'une faible proportion des débris marqués pour chacune des lignes de PIT tags. Au centre du corridor, les blocs de glace sur la surface du versant a permis une mobilisation plus généralisée des débris et des sédiments fins. La perte de vitesse de l'avalanche, la pente réduite et la rugosité plus élevée de la surface du talus (MG élevé) dans la partie distale du corridor ont certainement contribué à restreindre la

progression des débris marqués. Au site G-69, l'écroulement de la carapace a mobilisé tous les débris marqués, érodé la surface du talus et déposé d'importants volumes de débris et de sédiments à la base du talus. Sur le talus du côté est (profil 2, site G-69), aucune carapace de glace ne s'est écroulée. Les déplacements mesurés sur cette portion du versant sont en moyenne beaucoup plus faibles et se sont produits sur une pente plus élevée et contrôlée par le frottement (Fig. 39 et Tab. 5). La pente moyenne de ce talus est comparable à celle étudiée par Hétu (1991, 1995) sur les talus d'éboulis du nord de la Gaspésie. Contrairement aux talus situés sous les carapaces de glace, la surface de ce talus est lâche. Les débris ne sont pas liés par une matrice fine. Cette organisation est fréquente sur les talus d'éboulis où les particules fines sont lessivées par tamisage (Francou, 1991). Les débris instrumentés étaient, pour la plupart, trop volumineux pour être transportés par le vent, mais des chutes de pierres sur le versant ont certainement initié plusieurs petites coulées sèches sur le versant déstabilisé par notre passage. Lors de l'installation des tiges de fer et des PIT tags nous avons déstabilisé la surface du talus. Malgré les précautions prises pour éviter de déstabiliser cette portion du versant, les traces de pas ont créé de petites dépressions instables et de petites coulées de pierraille ont quelquefois été déclenchées. Nous croyons que la déstabilisation du talus a entrainé une surestimation des mouvements de surface. La déstabilisation des talus lors du marquage des cailloux et la surestimation des déplacements sont des phénomènes qui ont également été rapporté par Caine (1981) : « In addition, the use of tracer material often involves a bias toward overestimation of surface movement, especially in the short time scale of many studies. This is due to the fact that tracer particles are usually introduced to a site and are not immediately incorporated into the material whose movement they are intended to define. As a result, the marked particles are initially unstable and, during the period after installation, tend to move downslope more rapidly than the equivalent particles that are part of the natural surface. » Enfin, les mouvements des sédiments et des débris marqués sur ce talus sont probablement le résultat des processus d'éboulisation classique ou des autres processus connus dans la région et abondamment décrits par Hétu (1995, 1991, 1986) et Hétu et Vandelac (1989).

Il importe de mentionner qu'aucune forme ou dépôt associé à des processus fréquemment observés sur les talus de la région durant la période hivernale et de dégel ont été aperçu sur les versant étudiés (p.ex. sédimentation nivéo-éolienne, laves boueuses printanières, coulée de pierraille, coulée de pierres glacées, avalanches de neige) (Hétu *et al.*, 1994b ; Hétu, 1991 ; Hétu et Vandelac, 1989). Dans l'ensemble, les observations montrent que le transit sédimentaire s'est effectué de l'amont vers l'aval et il parait évident que les plus longs déplacements et les mouvements de sédiment les plus importants ont été causés par la chute d'un bloc de glace et le glissement de la carapace de glace.

Impact des écroulements des glaces de paroi sur la dynamique des versants

Durant la période d'étude, il semble que l'écroulement des carapaces de glace ait été le processus d'érosion et de transport dominant sur les versants étudiés. Les talus étudiés, sauf le profil 2 du site G-69, ne peuvent en aucun cas être considérés comme des talus d'éboulis. Le tri granulométrique et les caractéristiques particulières des fabriques des talus étudiés ne correspondent pas à ce qui est observé sur les talus d'éboulis du nord de la Gaspésie (Bertran et al., 1997; Hétu, 1995; Hétu et Vandelac, 1989; Hétu, 1986). Sur un talus d'éboulis de la région, un taux de déplacement moyen des particules de surface de 31,3 cm en 14 jours a été observé par Hétu (1986) au cours de la période estivale. Des taux de déplacement de cet ordre de grandeur sont supérieurs à ce qui a été mesuré sur les talus d'éboulis des Hautes Andes équatoriales par Pérez (1985, 1988, 1993) et Francou (1988). Les déplacements moyens occasionnés par l'écroulement des trois glaces de paroi sont largement supérieurs (29,5 m), surtout si l'on considère que les écroulements se sont produits en une seule journée. Les taux de déplacement mesurés par Groleau (1994) sur un cône détritique soumis aux écroulements saisonniers d'une carapace de glace sont comparables. Sur des talus soumis à des avalanches de neige, Gardner (1979) et Luckman (1988) ont respectivement observé des déplacements maximaux de 70 mètres et 140 mètres. Ces taux de déplacement sont d'un ordre de grandeur plus comparable à ce qui a été observé sur les talus étudiés. Cependant, sur un talus donné, la fréquence des avalanches de neige est incertaine alors que celle des écroulements des carapaces de glace est annuellement reconnue (Groleau, 1994). Par contre, des observations récentes ont montré que l'écroulement des glaces de paroi au printemps pouvait déclencher des avalanches de neige humide (Hétu, 2007).

Avec des taux d'érosion et de transport aussi élevés, la question du renouvellement des débris se pose. Les apports provenant de la falaise ne semblent pas très élevés ; les glaces

semblent vidanger continuellement la paroi des petits débris instables. Dans cette perspective, il faut se demander si une seule année d'étude sur les trois sites étudiés est représentative de la dynamique interannuelle. La formation des glaces de paroi semble étroitement dépendante des conditions hydroclimatiques. Il est possible que l'intensité du processus fluctue avec le temps. Il est également possible que nous soyons en présence d'une dynamique récente.

Efficacité des PIT tags pour tracer les mouvements des débris sur les versants

Le marquage à la peinture, traditionnellement utilisé pour suivre le déplacement des cailloux en dynamique des versants, offre généralement des taux de récupération faibles et beaucoup plus variables (40 à 90%) (Bertran et Texier, 1999; Groleau, 1994; Francou, 1991; Pérez, 1985 et 1993; Rapp, 1960). Le recouvrement des particules peinturées réduit considérablement les chances de les retrouver. L'utilisation de PIT tags pour retracer les éléments permet de retrouver des cailloux marqués sous 40 à 100 cm de matériel selon le type d'antenne utilisée. Un autre problème rencontré avec la méthode traditionnelle est la perte de coloration et l'inefficacité des suivis à long terme. La perte de coloration est susceptible de rendre l'identification des éléments marqués impossible et réduit les chances de les retrouver. Non seulement le code d'identification enregistré dans chaque PIT tag est unique, mais la durée de vie d'un PIT tags demeure indéfinie s'il n'est pas endommagé. Malgré la puissance de l'impact des blocs de glace sur le versant, le nombre de PIT tag endommagé fut très limité (1,3 %). La colle utilisée pour fixer les PIT tags sur les cailloux s'est avérée résistante et durable. La capacité de cette colle à résister aux impacts et sa forte résistance à l'abrasion sont des atouts non négligeables pour l'étude des déplacements de particules individuelles sur les versants. Un suivi annuel permet de vérifier l'état de la colle et d'effectuer les entretiens nécessaires afin d'augmenter la chance de suivre les éléments marqués sur une longue période de temps.

CONCLUSIONS

La formation des carapaces de glace sur trois falaises de la Haute-Gaspésie est principalement le résultat du gel des eaux de ruissellement hypodermique résurgentes en sommet de falaise. Initialement, le gel des eaux mène à la formation des glaces de ruissellement (stalactites et pellicule de glace) et des glaces de surfusion (amas de glace). La croissance et le fusionnement des carapaces, des stalactites et des amas de glace s'effectuent graduellement. La carapace résultante peut atteindre des volumes considérables (1 000 à 4 500 m^3 pour les carapaces de glace étudiées).

La hausse des températures printanières marque le début de la période de fonte. Deux des carapaces de glace suivies se sont écroulées subitement dans la nuit du 30 avril 2008. Le comportement des blocs de glace sur le versant est comparable à celui des écroulements rocheux. La chute des blocs de glace sur une épaisse couverture de neige sur le talus du site G-Era a favorisé le déclenchement d'une avalanche de neige chargée de blocs de glace. Au site G-Amphi, la carapace de glace s'est scindée en deux unités distinctes qui ont glissé lentement (0,01 à 8 cm h^{-1}) sur le versant. Deux bourrelets de poussée d'une trentaine de centimètres de hauteur se sont formés au front des deux masses de glace.

L'impact géomorphologique des écroulements des glaces de paroi sur le versant est considérable. Le déplacement des blocs de glace sur les talus détritiques mobilise les sédiments de couche superficielle. À l'apex des corridors d'écroulement, les débris sont de tailles moyennes et mal organisés. Les mouvements sont sporadiques et l'érosion domine. Des zones d'accumulation locales sont fréquemment observées. Au centre des corridors, l'érosion domine, les déplacements sont plus équivalents et la taille moyenne des débris de surface est modeste. Ils sont généralement bien orientés dans le sens de la pente. Dans la partie distale, l'accumulation domine. Les débris de surface sont généralement de grandes tailles et peu orientés. La pente est réduite et concave. C'est généralement dans cette zone que s'arrête le front des écroulements de glace.

Les corridors d'écroulement des carapaces de glace sont probablement polygéniques. Cependant, sans avoir pu isoler l'impact de tous les processus actifs sur les versants étudiés, il paraît évident que le rôle des écroulements des glaces de paroi sur la dynamique des versants est majeur. Lorsque ce mouvement de masse est présent sur un versant, il doit être considéré comme le processus d'érosion et de transport dominant.

Les méthodes utilisées, nouvelles et originales, pour caractériser les transits sédimentaires à la surface des versants, se sont avérées très efficaces. L'utilisation de PIT tags, pour suivre les mouvements des particules à la surface des talus, élimine les pertes dues à la décoloration des marqueurs traditionnellement utilisés et réduit considérablement les pertes à la suite de leurs enfouissements. De plus, la durée de vie illimitée des PIT tags permet de suivre sur de longues périodes le déplacement des cailloux instrumentés. Les relevés effectués à la station totale audessus des tiges de fer relocalisées à l'aide d'un détecteur de métaux réduisent les instabilités causées par l'excavation des tiges de fer et permettent de suivre les mouvements de sédiment sur de plus longues périodes.

Des études plus poussées seraient nécessaires pour caractériser les diverses formes géomorphologiques et structures morphosédimentologiques observées à la surface des versants soumis au régime saisonnier des écroulements des glaces de paroi rocheuse. Finalement, un suivi sur une plus longue période permettrait de comparer la variabilité interannuelle du processus et d'évaluer son impact réel sur le transport sédimentaire à la surface des versants.

Références

- Alean, J., 1985. Ice avalanches: Some empirical information about their formation and reach: Journal of Glaciology, 31 : 324-333.
- Alean, J., 1984. Ice avalanches and a landslide on Grosser Aletschgletscher. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 20: 9-25.
- André, M.-F., 1993. Les versants du Spitsberg: approche géographique des paysages polaires. Presses Universitaires de Nancy, Nancy, France, 361 pages.
- Bertran, P., Clément, B., Courbouleix, S., Coussot, P., Coutard, J.-P., Jomelli, V., Hétu, B., Fabre, R., Francou, B., Le Bissonnais, Y., Meunier, M., Texier, J.-P., 2004. Dépôts de pente continentaux. Dynamique et Faciès. Hors-série numéro 1. Revue Quaternaire. Association française pour l'étude du Quaternaire. 258 pages.
- Bertran, P., Hétu, B., Texier, J.-P. & Van Steijn, H., 1997. Fabric characteristics of subaerial slope deposits. *Sedimentology*, 44: 1-16.
- Bertran, P. et Texier, J.-P., 1999. Sedimentation processes and facies on a semi-vegetated talus, Lousteau, Southwestern France. Earth Surface Processes and Landforms, 24: 177-187.
- Bianchi, A., 2004. Frozen waterfalls: How they develop, how they collapse. IFMGA-IVBV-UIAGM, Union Internationale des Associations de Guide de Montagne, December 2004, 23 pages.
- Bozzolo, D. et Pamini, R., 1986. Simulation of Rock Falls down a Valley Side. Acta Mechanica, 63: 113-130.
- Brisebois, D. et Nadeau, J., 2003. Géologie de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent (SNRC 22A, 22B, 22C, 22G, 22H, 21N et 21O). Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs (MRNFP), Québec. DV 2003-08, échelle 1/250 000.
- Caine, N., 1981. A source of bias in rates of surface soil movement as estimated from marked particles. Earth Surface Processes and Landforms, 6: 69-75.
- Church, M., Stock, R.F. et Ryder, J.M., 1979. Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada: Debris slope accumulations. Arctic and Alpine Research, 11(4): 371-402.

- Crammer, H., 1903. Eis-und Gletscherstudien. Neuer Jahrbuch für mineralogie, geologie und palaeontologie, 18: 57-116.
- Cruden D.M. & Varnes, D.J., 1996. Chapitre 3 : Landslide types and processes. In: Turner, K.A.
 & Schuster, R. L., 1996. Landslides: Investigation and Mitigation. Transportation Research Board, National Research Council. Special Report 247. National Academy Press, Washington, D. C., 675 pages.
- Curray, J.R., 1956. Analysis of two-dimensional orientation data. Journal of Geology, 64: 117-134.
- Francou, B., 1991. Pentes, granulométrie et mobilité des matériaux le long d'un talus d'éboulis en milieu alpin. Permafrost and Periglacial Processes, 2 : 175-186.
- Francou, B. 1988. Éboulis stratifies dans les Hautes Andes Centrales du Pérou. Zeitschrift für Geomorphologie, 32(1): 47-76.
- Gardner, J.S., 1979. The movement of material on debris slopes in the Canadian Rocky Mountains. Zeitschrift für Geomorphologie, 23(1): 45-57.
- Gherboudj, I., Bernier, M., Hicks, F. et Leconte, R., 2007. Physical characterization of air inclusions in river ice. Cold Regions Science and Technology, 49: 179-194.
- Girard, J.-F. et Hétu, B., 1994. Les mouvements de masse en Gaspésie septentrionale. Hydro-Québec, 45 pages.
- Graham, D.J. et Midgley, N.G., 2000. Technical Communication. Graphical representation of particle shape using triangular diagrams : An Excel spreadsheet method. Earth Surface Processes and Landforms, 25: 1473-1477.
- Groleau, M., 1994. Impacts géomorphologiques et écologiques des chutes de glace de paroi sur l'évolution d'un versant forestier, Mont-Saint-Pierre, Gaspésie septentrionale. Mémoire de maîtrise, Université Laval.
- Haefeli, R., 1966. Note sur la classification, le mécanisme et le contrôle des avalanches de glaces et des crues glaciaires extraordinaires. Extrait de la publication no. 69 de l'Association internationale des sciences hydrologiques (IAHS-AISH). Symposium International sur les Aspects Scientifiques des Avalanches de Neige, pp. 316-325.

- Hétu, B., 2007 (*sous presse*). Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. Géographie physique et Quaternaire, 61.
- Hétu, B., 1995. Le litage des éboulis cryonivaux en Gaspésie (Québec, Canada): rôle de la sédimentation nivéo-éolienne et des transits supranivaux. Permafrost and Periglacial Processes, 6: 147-171.
- Hétu, B., 1991. Éboulis stratifiés actifs près de Manche-d'Épée, Gaspésie (Québec, Canada). Zeitschrift für Geomorphologie, 35(4) : 439-461.
- Hétu, B., 1990. Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec.Géographie physique et Quaternaire, 44(2) : 199-215.
- Hétu, B., 1986. L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale. Thèse de doctorat, Université de Montréal.
- Hétu, B., Girard, J.-F. & Boisjoly, J., 1994a. Les risques naturels reliés à la dynamique des versants dans le nord de la Gaspésie : zone littorale et mont Albert. Bulletin de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire, 20(2): 9-15.
- Hétu, B., Van Steijn, H. & Vandelac, P., 1994b. Les coulées de pierres glacées: un nouveau type de coulées de pierraille sur les talus d'éboulis. Géographie physique et Quaternaire, 48(1): 3-22.
- Hétu, B. & Vandelac, P., 1989. La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 43(3) : 389-406.
- Huggel, C., Haeberli, W., Kääb, A., Bieri, D. et Richardson, S., 2004. Assessment procedures for glacial hazards in the Swiss Alps. Canadian Geotechnical Journal, 41(6) : 1068-1083.
- Jomelli, V., 1999. Dépôts d'avalanches dans les Alpes françaises : géométrie, sédimentologie et géodynamique depuis le Petit Âge glaciaire. Géographie physique et Quaternaire, 53 (2) : 199-209.
- Jomelli, V. et Francou, B., 2000. Comparing the characteristics of rockfall talus and snow avalanche landforms in an Alpine environment using a new methodological approach: Massif des Ecrins, French Alps. Geomorphology, 35: 181-192.

Knight, C.A., 1980. Icicles as crystallization phenomena. Journal of Crystal Growth, 49: 193-198.

- Krüger, J. et Kjaer, K.H., 1999. A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamicts and associated sediments – with examples from Greenland, Iceland, and Denmark. Boreas, 28: 386-402.
- Krumbein, W.C., 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, 11(2): 64-72.
- Lamarre, H., MacVicar, B. et Roy, A.G., 2005. Using passive integrated transponder (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers. Research methods papers. Journal of Sedimentary Research, 75: 736-741.
- Larocque, S., 1999. Impacts géomorphologiques et écologiques des coulées de neige liquéfiée dans un site subalpin de la Gaspésie centrale, Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval.
- Le Meur, E. et Vincent, C., 2006. Monitoring of the Taconnaz ice fall (French Alps) using measurements of mass balance, surface velocities and ice cliff position. Cold Regions Science and Technology, 46: 1-11.
- Lliboutry, L., 1964. Traité de glaciologie, Tome 1: Glace, neige, hydrologie nivale. Masson et Cie, Paris, 428 pages.
- Luckman, B.H., 1988. Debris Accumulation Patterns on Talus Slopes in Surprise Valley, Alberta. Géographie physique et Quaternaire, 42(3): 247-278.
- Maeno, N., Makkonen, L., Nishimura, K., Kosugi, K. et Takahashi, T., 1994. Growth rates of icicles. Journal of Glaciology, 40(135): 226-319.
- Martin, S., 1981. Frazil ice in rivers and oceans. Annual review of fluid mechanics, 13: 379-397.
- Ogawa, N. et Furukawa, Y., 2002. Surface instability of icicles. Physical Review E, 66: 041202.
- Pérez, F.L., 1993. Talus movement in the high Equatorial Andes: A Synthesis of Ten Years of Data. Permafrost and Periglacial Processes, 4: 199-215.
- Pérez, F.L., 1988. The movement of debris on a high Equatorial Andes. Zeitschrift für Geomorphologie, 32(1): 77-99.
- Pérez, F.L., 1985. Surficial talus movement in an Andcan paramo of Venezuela. Geografiska Annaler, 67A: 221-237.
- Pralong, A. et Funk, M., 2006. On the instability of avalanching glaciers. Journal of Glaciology, 52(176): 31-48.

Rapp, A., 1960. Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. Geografiska Annaler, 42A(2-3): 65-200.

Rapp, A., 1959. Avalanche boulder tongues in Lappland. Geografiska Annaler, 41: 34-48.

Röller, K. et Trepmann, C.A., 2003-2007. Stereo32, version 0.9.4.

- Shakesby, R.A., Matthews, J.A., Berrisford, M.S. et McEwen, L.J., 1999. Snow-Push Processes in Pronival (Protalus) Rampart Formation: Geomorphological Evidence from Smørbotn, Romsdalsalpane, Southern Norway. Geografiska Annaler, 81A: 31-45.
- Sneed, E.D. et Folk, R.L., 1958. Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. Journal of Geology, 66: 114-150.
- Szilder, K. et Lozowski, E.P., 1994. An analytical model form icicle growth. Annals of glaciology, 19: 141-145.
- Ueno, K., 2007. Characteristics of the wavelength of ripples on icicles. Physics of fluids, 19: 093602.
- Ueno, K., 2004. Pattern formation in crystal growth under parabolic shear flow II. Physical Review E, 69: 051604.
- Ueno, K. 2003. Pattern formation in crystal growth under parabolic shear flow. Physical Review E, 68: 021603.
- Van Steijn, H., Boelhouwers, J., Harris, S. & Hétu, B., 2002. Recent research on the nature, origin and climatic relations of blocky and stratified slope deposits. Progress in Physical Geography, 26(4): 551-575.
- Van Steijn, H. et Hétu, B., 1997. Rain-Generated overland flow as a factor in the development of some stratified slope deposits: A case study from the pays du Buëch (Préalpes, France). Géographie physique et Quaternaire, 51(1): 1-14.
- Van Steijn, H., Bertran, P., Francou, B., Hétu, B. & Texier, J.-P., 1995. Models for the genetic and environmental interpretation of stratified slope deposits : review. Permafrost and Periglacial Processes, 6: 125-146.

Watson, G.S., 1965. Equatorial Distributions on a Sphere. Biometrika, 52(1/2): 193-201.

Woodcock, N.H., 1977. Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. Geological Society of America Bulletin, 88: 1231-1236.



CHAPITRE 5. SYNTHÈSE ET DISCUSSION

5.1 FORMATION DES GLACES DE PAROI

À la lueur des observations effectuées, il semble que la formation des glaces de paroi est étroitement dépendante du type de ruissellement qui atteint la falaise. Tel que proposé par Bianchi (2004), il convient de distinguer deux types de formations de glace : les glaces de paroi persistantes et les glaces fantomatiques. Deux critères hydrologiques les définissent. Le premier type résulte du gel des eaux de surface. Ces glaces de paroi tirent leurs eaux des cascades d'eau qui demeurent persistantes, à de rares exceptions près, durant toute la saison estivale. Elles sont généralement alimentées par les eaux canalisées dans un bassin versant situées en amont. L'autre type de glace de paroi se forme à la faveur du gel des eaux de ruissellement hypodermique ou souterrain résurgentes en sommet de falaise. Bianchi (2004) a dénommé ce type de glace de paroi « ghost frozen waterfall ». En dehors de la saison froide, ces glaces de paroi ne sont pas des chutes d'eau liquide. Le ruissellement sur la falaise est intermittent; il dépend des écoulements initiés par les précipitations.

Les écoulements de surface favorisent davantage la formation des glaces de surfusion ou de type « frasil ». En effet, les débits sortant sur la falaise sont plus grands pour ce type de ruissellement et entrainent une chute des eaux plutôt qu'un ruissellement contrôlé par la tension de surface sur les falaises et les structures de glace en formation. L'accumulation et le gel des éclats d'eau formeront plutôt des amas ou des concrétions de glace de surfusion. Au contraire, les résurgences d'eau hypodermique ou souterraine seront maintenues sur la surface de la falaise et des glaces de ruissellement sont translucides tandis que les glaces de surfusion ont une concentration en bulles endogènes très élevée (Fig. 43). La teinte de ces dernières est plutôt blanchâtre. La croissance et le fusionnement des structures de glace entre elles finissent par former une seule unité de glace massive qui recouvre la paroi. Au cours de l'hiver, les cycles gélivaux et les redoux ont tendance à modifier la structure superficielle et interne des glaces de paroi. Les glaces de ruissellement, très translucides au début de l'hiver, se métamorphosent au fil des semaines. Les fluctuations thermiques tendent à modifier la texture de surface. Plus les températures augmentent, plus les glaces perdent de leur éclat, et plus elles deviennent molles, opaques et

granuleuses. Les tests de résistance mécanique effectués par Bianchi (2004) sur des stalactites de glace ont montré que lors des redoux ou durant la période de fonte, la résistance mécanique est moindre et est accompagnée par des variations texturales visibles à la surface de la glace. Afin de mieux définir ces deux types de glace, une caractérisation plus poussée s'impose. En milieu fluvial, Gherboudj *et al.* (2008) ont clairement montré les différences structurelles qui existent entre les glaces de rivière de type frasil et les glaces de type statique. Les glaces formées en surface dans les zones où la vitesse du courant est faible ont moins de bulles endogènes que les glaces de frasil. Il est probable que cette différenciation structurale soit transposable aux différents types de glaces de paroi.



Figure 43. Glace de ruissellement (à gauche) et glace de surfusion (à droite).

En Gaspésie, les glaces de paroi les plus volumineuses semblent être le résultat du gel des eaux de ruissellement hypodermique. La variable qui semble la plus importante est la durée du ruissellement durant l'hiver. D'après les observations, les carapaces de glace provenant des résurgences d'eaux souterraines ou celles provenant des résurgences en sommet de falaise des eaux de ruissellement hypodermique seront plus petites les années où les précipitations automnales sont modestes et lorsque le couvert de neige est mince. Il est fort probable qu'une pénétration rapide et profonde du front de gel réduise la durée et l'intensité du ruissellement hypodermique ou souterrain sur les falaises et ralentisse la croissance des carapaces de glace. De plus, en l'absence de neige sur le versant, les sols auront tendance à geler plus en profondeur (Sutinen *et al.*, 2008; Bayard *et al.*, 2005; Bartlet *et al.*, 2000). La faible conductivité thermique

de la neige agit comme un isolant sur la surface du sol. Une épaisse couverture de neige peut limiter le gel du sol en profondeur et même prévenir le sol de geler par endroits. Dans le sud de la Finlande, sous un climat mi-boréal similaire à celui de la Gaspésie, Sutinen *et al.* (2008) ont montré que le gel se propage rarement à plus de 30 cm de profondeur dans le sol sous un couvert de neige de 30 à 70 cm d'épaisseur. Au contraire, sur des sites exempts de neige, le front de gel peut se propager jusqu'à 150 cm de profondeur. Cependant, ils ont observé que le patron spatial des sols gelés n'est pas uniforme et que lors des redoux, l'eau de fonte des neige durant les redoux hivernaux est probablement l'une des sources hydriques les plus importantes pour recharger les sols (Sutinen *et al.*, 2008; Bayard *et al.*, 2005; Marks *et al.*, 1998; Stadler *et al.*, 1997; Maeno et Nishimura, 1979; Colbeck, 1979). Il est probable que ces eaux favorisent le maintien des écoulements hivernaux sur les falaises et les glaces de paroi.

La croissance des cascades de glace provenant des eaux de surface est moins contrainte par ces phénomènes. Par contre, le débit plus élevé des eaux de surface qui arrivent en sommet de falaise ne favorise pas nécessairement la formation de volumineuses glaces de paroi. Le taux de croissance des structures de glace n'est pas plus rapide et efficace sous l'influence d'un débit élevé. Les expériences effectuées en milieu contrôlé par Makkonen (1988), Maeno *et al.* (1994) et Szilder et Lozowski (2000) ont toutes montré que la croissance des stalactites de glace est optimale avec des débits modérés. Les eaux qui ruissellent rapidement et en trop grande quantité sur les structures de glace en formation n'ont pas le temps de geler, apportent de l'énergie thermique supplémentaire et s'échappent du système. Leurs expériences ont également montré que la température joue un rôle important dans la vitesse de formation des stalactites de glace. En effet, plus la température est basse, plus la capacité de congélation est élevée et plus le taux de croissance des stalactites de glace est accru. En milieu naturel, le principe s'applique probablement bien aux cascades de glace d'eau de surface puisque les eaux de surface turbulentes qui chutent de la falaise ne sont pas un facteur limitatif.

Pour les glaces de paroi formées à partir des eaux de ruissellement hypodermique ou souterraine, des températures très froides finissent par limiter la quantité d'eau disponible. À ce moment, les apports hydriques automnaux deviennent aussi cruciaux que l'établissement d'un

épais couvert de neige. Ainsi, les eaux accumulées dans les sols et la fonte basale du couvert de neige maintiendront l'écoulement sur les falaises sur une plus longue période et favoriseront la formation de volumineuses glaces de paroi. Les observations ont montré que les chutes de neige exceptionnellement élevée survenues à l'automne 2007 et à l'hiver 2008 ont permis de maintenir le ruissellement sur les falaises durant toute la durée de l'hiver. Plusieurs cascades ont accumulé iusqu'à 6000 m³ de glace. À l'hiver 2006-2007, la couverture de neige sur les versants gaspésiens est demeurée très faible et inexistante par endroits. Sur plusieurs falaises, le ruissellement a complètement cessé dès la fin du mois janvier. À titre de comparaison, le faible nombre d'interventions effectué par le M.T.Q. au printemps 2002 reflète bien les conditions climatiques antécédentes. À l'automne 2001, les précipitations liquides furent très modérées. À la fin de l'automne et au début de l'hiver 2002, les précipitations solides furent nettement inférieures à la normale. Le volume des glaces de paroi devait être très limité. À l'opposé, l'automne 2004 fut très pluvieux et d'abondantes précipitations solides sont survenues dès la fin du mois de novembre et se sont poursuivies durant tout le mois de décembre. Ces conditions ont certainement favorisé la formation de volumineuses glaces de paroi, entrainé des écroulements de magnitude beaucoup plus élevée et accru le nombre d'interventions effectuées par les patrouilleurs du M.T.Q. au printemps 2005.

Nous croyons que la répartition du gel dans le massif rocheux, mais surtout derrière la masse de glace doit également jouer un rôle important sur les écoulements. La conductivité thermique de la glace est excellente ($\cong 2,2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ à 0°C) tout comme celle des schistes argileux qui composent les massifs rocheux du nord de la Gaspésie (entre 1,5 et 2,5 W $\cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$). De plus, la conductivité thermique de la glace augmente à plus basse température tandis que celle des schistes argileux augmente avec la saturation (Côté et Conrad, 2005). Dans les sols de type sablo-graveleux comme les tills, la conductivité thermique est beaucoup plus faible ($\cong 0,5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$). Il est probable que le front de gel pénètre plus profondément à la surface des escarpements rocheux que dans les sols à l'amont des falaises. Il est probable que la taille plus modeste des glaces de paroi qui se forment exclusivement à la faveur des résurgences d'eau souterraine en milieu de falaise comparativement à celle qui se forme à partir des eaux de ruissellement hypodermique soit en partie le résultat de la propagation plus profonde du front de gel dans les massifs rocheux. Évidemment, l'écoulement des eaux souterraines est beaucoup plus lent que

celle des eaux hypodermiques. Une dynamique très complexe en résulte et des études plus approfondies seraient nécessaires pour bien cerner l'impact de la propagation du front de gel dans les sols à l'amont des falaises et dans les massifs rocheux derrière les carapaces de glace.

Contrairement à ce que Groleau (1994) a soulevé dans son mémoire et à ce que Francou et Hétu (1989) ont observé, des glaces de paroi peuvent persister tout l'hiver sur des falaises exposées au sud. La plupart des carapaces de glace qui se sont formées sur les falaises dynamitées de la vallée de la Matapédia sont exposées au sud-ouest, les chandelles de glace formées sur les falaises littorales de la Baie des Chaleurs sont exposées plein sud, deux cascades de glace prennent forme chaque hiver sur un escarpement exposé au sud-ouest dans la vallée de L'Anse-Pleureuse et la chute Montmorency dans la région de Québec est d'exposition sud-est. L'effet des radiations solaires a un effet important sur la température des escarpements rocheux (Noetzli et al., 2007; Gruber, 2003, 2004; Lewkowicz, 2001). Il semble cependant que cet effet n'est pas suffisant pour empêcher totalement la formation des glaces sur les escarpements adrets. Il est possible que la mise en place d'une couverture de glace de teinte blanchâtre formée durant une nuit particulièrement froide ou à la faveur de quelques journées nuageuses augmente l'albédo sur la surface de la paroi. Le potentiel de la sombre surface rocheuse à accumuler de l'énergie est amoindri et la glace peut persister sur une plus longue période. Il semble que les radiations solaires auront pour effet de retarder la date de formation des glaces de paroi exposées au sud et accélérer leur fonte au printemps.

5.2 ÉCROULEMENT DES GLACES DE PAROI

Selon la fréquence des interventions du M.T.Q. et les observations effectuées, il semble que la dynamique d'écroulement printanière s'effectue en trois phases :

- I. fonte, métamorphose (pourrissement) et déstabilisation de la glace de paroi, ouverture de fissure et chute isolée de petit bloc de glace;
- II. fonte des ancrages de glace sur la falaise et écroulement généralisé;
- III. chute des derniers pans de glace toujours accrochés à la falaise, soit à la faveur d'un replat ou d'un ancrage de glace plus résistant.

119

Le nombre élevé d'interventions mécanisées effectuées par les ouvriers du M.T.Q. montre que l'écroulement des glaces de paroi est un phénomène dont la magnitude parait contraire à la tendance généralement observée chez les autres mouvements de masse. Normalement, les événements de très faible magnitude sont les plus fréquents et ceux de grandes magnitudes sont exceptionnels. Les petites chutes de blocs de glace qui surviennent à l'automne, à l'hiver ou au début de la période de fonte sont rarement inventoriées par le M.T.Q. puisqu'ils n'atteignent pratiquement jamais la route. Dans la plupart des cas, ce sont les événements extrêmes qui se propagent jusqu'aux infrastructures routières. À un site donné, la fréquence de chute de petits blocs de glace demeure plus élevée que celle correspondant à l'écroulement de la carapace de glace. Puisque le M.T.Q. inventorie seulement les écroulements qui se propagent jusqu'à la route et que les événements de très faible magnitude ne sont généralement pas comptabilisés, il est très probable que le nombre d'événements de faible magnitude soit beaucoup plus élevé que le nombre d'événements de forte magnitude.

Il a également été démontré que les chutes de blocs de glace en provenance des glaces de paroi ne sont pas seulement des phénomènes printaniers. Après des redoux survenus à l'hiver 2008, des blocs de glace ont été observés sur plusieurs versants enneigés. L'écroulement massif des glaces de paroi est un phénomène saisonnier qui s'effectue à la faveur des remontées de la température au printemps, mais la dislocation et l'effondrement de petits pans de glace peuvent se produire lors des redoux hivernaux ou à l'automne durant la période de formation des glaces de paroi.

Les redoux et les premiers dégels printaniers modifient la structure de la glace. Bianchi (2004) a clairement montré que lorsque la texture des stalactites de glace devient granuleuse sous l'effet des températures élevées, sa résistance mécanique diminue. La métamorphose ou le pourrissement de la glace qui accompagne la remontée des températures fragilise la structure de la carapace. La contraction et l'expansion thermique de la glace durant les nombreux cycles de gel et dégel printaniers favorisent l'ouverture de fissures. Des chutes isolées se produisent fréquemment durant ces périodes d'instabilité. Pour déstabiliser l'ensemble de la carapace de glace et provoquer son écoulement, il a été montré qu'une accumulation de plusieurs degrés

(degrés-jours) répartie sur plusieurs jours est nécessaire. Le réchauffement de la température va initier la fonte des ancrages de glace sur la falaise. Ces ancrages peuvent être vus comme un réseau de tentacules s'agrippant à la falaise. La topographie des parois rocheuses est irrégulière et le microrelief à la surface des falaises permet à la glace de s'agripper solidement à la paroi rocheuse. Lorsque les ancrages fondent et que la résistance mécanique de ces derniers ne supporte plus la masse de la carapace de glace, elle s'écroule.

L'augmentation de la température de l'air va inévitablement faire fondre la neige, réchauffer les sols et favoriser la reprise des écoulements sur le versant ainsi que sur et sous la carapace de glace. Le rôle des eaux de pluie ou de ruissellement sur la dynamique d'écroulement demeure incertain. L'eau des précipitations liquides favorise les transferts de chaleur et accélère la fonte de la glace et du couvert de neige (Marks *et al.*, 1998). La relance des écoulements hypodermiques et souterrains augmente la pression d'eau interstitielle dans le massif de roche et dans le sol (Bayard *et al.*, 2005). Ce phénomène peut accroitre la pression d'eau exercée derrière la carapace de glace. La reprise du ruissellement sur et sous la glace accélère la fonte de la glace sur la falaise.

L'écroulement précoce des glaces exposées au sud-ouest laisse croire que c'est davantage la température du massif rocheux qui contrôle l'écroulement. En effet, l'exposition d'un escarpement aux radiations solaires peut accroitre sa température de surface de plus d'une dizaine de degrés Celsius (Noetzli *et al.*, 2007 ; Gruber, 2004 ; Lewkowicz, 2001). Sans l'effet des radiations solaires, la température à la surface d'une paroi rocheuse n'est pas significativement différente de celle de l'air ambiant (Lewkowicz, 2001). Les observations ont montré que durant la période de fonte, un espace s'ouvre entre la carapace de glace et la falaise. La chaleur accumulée dans le massif rocheux irradie la glace et accélère la fonte des ancrages de glace. Puisque la fonte des ancrages semble contrôler l'effondrement des carapaces de glace, il convient de penser que la température de surface du massif rocheux est une variable déterminante.

Lorsque l'écroulement se produit, la topographie de la falaise et celle du versant contrôlent les déplacements des blocs de glace. Dans la plupart des cas, l'effondrement de la glace de paroi sur le versant entraine l'éclatement et la fragmentation de la masse de glace en

121

plusieurs blocs. Les blocs de glace bondissent et creusent des cratères dans les talus. La perte d'énergie causée par les impacts réduit la vitesse de déplacement des blocs et favorise plutôt le glissement ou le roulement des blocs sur le versant. Finalement, en pied de talus, la rugosité topographique et lithologique et la diminution de la pente favorisent l'arrêt des blocs de glace. Ces modes de déplacement sont fréquemment évoqués pour décrire la chute et le déplacement des éboulis rocheux (Rapp, 1960; Girard et Hétu, 1994) ou celui des lamelles de glace qui se détachent au front des glaciers suspendus (Haefeli, 1966 ; Flotron, 1977 ; Röthlisberger, 1977; Alean, 1984, 1985 ; Margreth et Funk, 1999 ; van der Woerd *et al.*, 2004 ; Pralong *et al.*, 2005 ; Pralong et Funk, 2006 ; Le Meur et Vincent, 2006).

Au site G-Amphi, la fonte initiale de la carapace a libéré quelques blocs de glace qui ont dévalé le versant et atteint sa base. Cependant, la transition graduelle entre la falaise et le versant a plutôt favorisé un glissement lent de la carapace de glace sur le versant. La masse de glace n'a pas chuté sur le versant et n'a pas dévalé la pente à toute vitesse. D'autres carapaces de glace sont demeurées appuyées sur un replat de falaise après s'être libérées de leurs ancrages de glace. Elles ont fondu sur place sans dévaler la pente. À l'occasion, la chute d'un bloc de glace peut déclencher une avalanche de neige. Lors d'un redoux, à l'hiver 2006, la chute d'un fragment de glace à déclenché une avalanche de neige dans l'étroit corridor sous la carapace de glace nommée Aqua Velva (Fig. 9A) (Hétu, 2007). Lors de l'écroulement de la carapace de glace au site G-Era, le couvert de neige a complètement été emporté lors du passage des blocs de glace sur le talus. Dans la vallée de Mont-Saint-Pierre, plusieurs carapaces de glace surmontent des versants bien enneigés dont la pente avoisine les 40 degrés à l'apex. Sur ces versants, des blocs de glace ont été vus dans le couvert de neige et plusieurs avalanches ont été rapportées par les responsables du Centre d'Avalanche de la Haute-Gaspésie (Dominique Boucher, communication personnelle). Il n'est pas impossible que certaines de ces avalanches aient été déclenchées par la chute d'un bloc de glace sur le versant enneigé.

5.3 IMPACT GÉOMORPHOLOGIQUE

5.3.1 MOBILITÉ DES DÉBRIS ET DES SÉDIMENTS

Les blocs de glace qui s'écroulent sur un versant érodent et transportent des débris à la surface des talus détritiques. Aux trois sites étudiés, l'écroulement de la glace de paroi a modulé les transferts sédimentaires. Les trajectoires des débris marqués sont généralement rectilignes, parallèles et orientées dans le sens de la pente. À l'apex les déplacements ne sont pas tous égaux. Le déplacement des blocs de glace est chaotique et aléatoire. L'érosion domine, mais elle est sporadiquement marquée par des zones accumulations ponctuelles. Les accumulations ont généralement été observées dans les anciens cratères d'impact ou dans les légères dépressions du versant ou encore sous des bourrelets de poussée érigés sous l'impact des blocs de glace. Au site G-Amphi, la direction des déplacements et les mouvements de sédiments reflètent très bien la direction prise par les masses de glace qui ont glissé sur le versant. Vers le milieu des talus, les déplacements sont beaucoup plus uniformes. Ils sont le reflet du mode de déplacement moins chaotique des blocs de glace sur les talus. Au site G-69 et G-Era, l'érosion est beaucoup plus uniforme et les déplacements sont tous orientés dans le sens de la pente et équivalents entre eux. Généralement, à la base des versants, les déplacements sont limités, mais l'accumulation domine sur toute la largeur des talus. La taille moyenne des débris est plus grande ici que sur le reste du talus. La grande rugosité et la concavité basale qui s'est construite favorisent l'accumulation.

Rappelons que les déplacements moyens observés varient entre 2,4 m au site G-Amphi à 48,5 m au site G-Era. Au site G-Amphi, la carapace de glace ne s'est pas écroulée violemment sur le talus, mais a plutôt glissé sur une courte distance avant de fondre sur place. Cette dynamique particulière explique les faibles taux de déplacements observés. Le déplacement le plus long a été observé sur le corridor du site G-Era (232,039 m). L'érosion moyenne maximale enregistrée au-dessus des tiges de fer d'une même ligne est supérieure à 15 cm au site G-69 (profil 2, couloir sous la carapace de glace), est de 10 cm au site G-Era et de 2 cm au site G-Amphi. Dans la partie distale des talus, l'accumulation moyenne maximale enregistrée au-dessus des tiges de fer d'une même ligne est 20 cm au site G-69 (profil 2), près de 8 cm au site G-Era et légèrement supérieur à 2 cm au site G-Amphi. Les résultats obtenus par Groleau (1994) suite à l'écroulement d'une carapace de glace sur un cône détritique de la vallée

de Mont-Saint-Pierre sont comparables. Il a retrouvé 91 des 102 blocs marqués. Un déplacement moyen de 13,1 m et un déplacement maximal de 97,8 m ont été observés par Groleau (1994). Une érosion moyenne de 5,8 cm a été observée par ce dernier. Il a également observé une légère tendance à l'accumulation dans la partie distale du talus.

À la lueur des résultats obtenus, plusieurs questions demeurent sans réponse. Est-ce que l'impact géomorphologique est aussi significatif chaque année? Est-ce réellement le processus le plus actif sur les talus situés sous les carapaces de glace? À la première question, il parait censé de croire que l'impact sera d'un ordre de grandeur comparable chaque année. Il est effectivement probable que l'écroulement des glaces de paroi soit le processus le plus actif sur ces versants. Sur les talus du nord de Gaspésie, Hétu (1991, 1995), Hétu et Vandelac (1989) et Hétu et al. (1994b) ont observé une multitude de processus. Les chutes de pierre, les coulées sèches, les coulées de pierre glacée, les coulées de débris, les avalanches de neige chargée, les avalanches de neige liquéfiée, la reptation nivale ou le charriage torrentiel sont parmi les processus d'érosion et de transport les plus actifs. Généralement, les déplacements occasionnés par ces processus sont très ponctuels; ils affectent seulement des bandes de quelques mètres de largeur sur les talus. Sauf pour les avalanches et les grandes coulées de débris (incluant les coulées de pierres glacées), les déplacements occasionnés par ces processus sont beaucoup plus modestes. Les observations ne permettent pas d'affirmer avec certitude que la totalité des déplacements mesurés sont le résultat unique des glaces de paroi. Il est très difficile d'associer un déplacement à un processus d'érosion donné sauf lorsque celui-ci laisse des traces identifiables de son passage. La trajectoire prise par les débris marqués démontre cependant que les écroulements des glaces de paroi ont grandement contrôlé les déplacements sédimentaires à la surface des talus étudiés. De plus, aucun autre processus n'a été observé sur ces versants durant la période d'étude. Considérant les apports hydriques et la forme en entonnoir des couloirs à l'apex des cônes détritiques étudiés, il ne serait pas surprenant d'y observer des avalanches de neige, des coulées de débris, du charriage torrentiel et des coulées de neige liquéfiées. Cependant, la fréquence et l'occurrence de ces processus sont sporadiques et étroitement dépendantes des variables climatiques. Au contraire, l'écroulement des glaces de paroi est un phénomène dont la récurrence saisonnière est démontrée (Groleau, 1994; Girard et Hétu, 1994; Hétu et al., 1994a; Bianchi, 2004). Les carapaces de glace s'écroulent au même endroit chaque printemps. Sans savoir si la magnitude et l'intensité des

écroulements de glaces de paroi sont comparables chaque année, il semble probable que ce processus soit dominant sur ces versants.

La morphogénèse et l'évolution morphologique des talus sous les carapaces de glace ne sont probablement pas le seul fait des écroulements de glaces de paroi. Leur construction et leur évolution sont certainement le résultat de différents processus de morphogénèse successifs (polygénique), mais il semble que les écroulements de glaces de paroi soient le processus dominant ou du moins l'un des plus importants à l'heure actuelle sur les versants étudiés. En ce sens, des études échelonnées sur une plus longue période seraient nécessaires pour évaluer l'impact des glaces de paroi sur la morphogénèse de ces cônes détritiques.

5.3.2 EFFICACITÉ DES PIT TAGS.

Le taux élevé de récupération des débris marqués à l'aide des traceurs passifs démontrent à quel point les PIT tags sont efficaces pour suivre le déplacement des débris à la surface des versants. Les marqueurs traditionnels sont fréquemment ensevelis et perdus sous les dépôts. L'antenne permet de retracer les débris marqués avec des PIT tags sous une cinquantaine de centimètres de sédiments. De plus, le coût unitaire des PIT tags est dérisoire et leur durabilité et leur durée de vie permettent de prolonger les suivis sur de très longues périodes. Les PIT tags sont des outils de prédilection pour effectuer des suivis spatio-temporels. C'est une technique qui a fait ses preuves et qui devrait être plus largement utilisée pour effectuer ce type d'étude.

5.4 PERSPECTIVE

5.4.1 GESTION DES RISQUES

L'écroulement des glaces de paroi devrait non seulement être considéré comme un processus d'érosion et de transport sur les versants, mais également comme un mouvement de masse potentiellement dangereux. Ce phénomène devrait être ajouté à la longue liste des risques naturels. L'écroulement d'une glace de paroi sur une infrastructure routière peut entrainer des dommages structurels et fonctionnels. Lorsque des blocs de glace percutent la route, ils peuvent provoquer des accidents qui peuvent potentiellement entrainer des dommages corporels. Les

blocs de glace peuvent abimer la chaussée, détruire des infrastructures de protection, entraver une route, entrainer des perturbations électriques, provoquer des accidents, blesser et même provoquer la mort. En milieu forestier, les conséquences écologiques sont considérables (Groleau, 1994). L'écroulement des glaces de paroi est également un phénomène à risque pour les adeptes de la montagne et de l'escalade de glace. Nous savons que la chute d'un bloc de glace peut non seulement mettre en danger un montagnard, mais l'impact d'un bloc sur un versant enneigé a également le potentiel de déclencher une avalanche de neige (Hétu, 2007).

La localisation et la cartographie des glaces de paroi de la Haute-Gaspésie sont un pas vers une gestion plus adéquate des risques associés à l'écroulement des carapaces de glace. Les employés du M.T.Q. pourront utiliser cette carte pour localiser et reconnaitre les glaces de paroi les plus problématiques. Les résultats obtenus dans cette étude ont permis de mieux comprendre les mécanismes de formation des carapaces de glace. Ils ont également permis de préciser les conditions climatiques favorisant leur détérioration, leur dislocation et leur écroulement. Le calcul des degrés-jours positifs cumulés depuis le premier mars peut être utilisé pour suivre la dynamique d'écroulement et préciser le moment ou les carapaces menaçantes s'écrouleront. Les périodes de plus ou moins grande activité sont maintenant connues. En connaissant les glaces de paroi les plus à risque et en ayant une idée du moment de leurs écroulements, les responsables de l'entretien des routes de la région pourront intervenir plus efficacement. Sous certaines carapaces de glace très à risque, des interventions mineures devraient être entreprises. Des murets de type New Jersey ou l'excavation d'un fossé de captage pourraient réduire les risques de propagation. Les précisions et les connaissances apportées dans le cadre de cette étude devraient également améliorer les connaissances des adeptes de l'escalade de glace et des amateurs de randonnée de la région.

Une cartographie plus précise basée sur des variables topographiques permettrait de classifier les carapaces de glace en fonction de leur niveau de risque. Les responsables seraient en mesure de cibler celles qui présentent le plus grand risque. L'établissement d'un seuil critique d'écroulement, pour les cascades les plus à risques, est probablement la variable la plus importante à déterminer, pour mieux planifier les interventions des patrouilleurs. Le

126

développement d'un outil statistique de prédiction des écroulements devrait être une priorité pour les études à venir.

5.4.2 IMPACT DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LA FORMATION ET LA FRÉQUENCE DES ÉCROULEMENTS DES GLACES DE PAROI.

Sous l'influence grandissante des changements climatiques, il convient de se questionner sur l'impact qu'aurait une augmentation des températures sur la dynamique d'écroulement. Selon ce que nous savons des changements climatiques, plusieurs suppositions peuvent être élaborées. Considérons la situation suivante : une augmentation mineure des températures et des précipitations plus abondantes. L'augmentation des températures raccourcirait inévitablement la saison des glaces de paroi. La formation des glaces s'effectuerait plus tard à l'automne. Cependant, des précipitations plus abondantes favoriseraient une plus grande hydraulicité sur les falaises. Des précipitations solides plus abondantes pourraient retarder la progression du front de gel dans les sols et prolonger la durée des écoulements sur les falaises. Il est également probable qu'une augmentation du nombre de redoux hivernaux favorise les écoulements sur les falaises. Des apports en eau plus importants peuvent potentiellement permettre la formation de carapaces plus volumineuses. Cependant, des températures plus clémentes durant l'hiver pourraient nuire à la formation des glaces de paroi. Une augmentation de la fréquence des chutes hivernales est à prévoir. Finalement, l'écroulement des glaces de paroi s'effectuerait plus tôt au printemps.

L'étude dendrochronologique effectuée par Groleau (1994) sur un versant forestier soumis aux écroulements saisonniers d'une glace de paroi montre que le nombre de cicatrices laissées sur le tronc des arbres par les blocs de glace a augmenté de manière substantielle depuis 1971. Interpréter cette tendance comme le résultat direct des changements climatiques ne serait pas prudent. Avec le temps, la cicatrisation des blessures tend à se refermer et le nombre d'arbres portant de vieilles cicatrices diminue (Hétu, 1990). Il pourrait également s'agir d'un phénomène local. Cependant, la tendance observée demeure très intéressante et soulève de nombreuses questions. À court terme, il est possible qu'un léger réchauffement régional et qu'une augmentation mineure des précipitations entrainent la formation de glaces de paroi plus volumineuses. La fréquence des activités hivernales et la magnitude des écroulements printaniers pourraient être accrues alors que la période d'écroulement serait devancée. Une augmentation des activités pourrait également modifier la dynamique sédimentaire sur les versants. Une augmentation de la fréquence et de la magnitude des événements pourrait favoriser une érosion plus grande des parois et mobiliser plus de sédiments sur les versants. Advenant une augmentation du nombre de redoux hivernaux, une augmentation des cycles gélivaux et une augmentation des précipitations, il est probable que le nombre d'éboulis et d'écroulement rocheux soit également accru (Sass, 2005; Bertran *et al.*, 2004; Walkinshaw et Santi, 1996; Girard et Hétu, 1994; Hétu *et al.*, 1994a; Selby, 1993). Il est intéressant de constater que sur plusieurs talus de la région, des taux de sédimentation plus élevés ont été observés à partir des années 1970 (Hétu et Gray, 2000; Lafortune *et al.*, 1997; Hétu, 1990). Sur quelques talus, ces augmentations sont accompagnées d'un recul des fronts forestiers associé à une augmentation de la fréquence des coulées de pierres glacées. L'accroissement des activités a souvent été associé aux feux de forêt et aux coupes forestières, mais la régionalisation du phénomène tend a démontrer que la tendance serait plutôt influencée par les fluctuations récentes du climat.

CHAPITRE 6. CONCLUSION

La formation des carapaces de glace est un phénomène saisonnier qui se produit chaque automne sur les mêmes falaises. La source des eaux de ruissellement sur les falaises est variable (p.ex. souterrain, hypodermique, sous-nival, de surface). Deux types de formation de glace en découlent : les glaces de paroi persistantes et les glaces de paroi dites fantomatiques. Le premier fait références aux glaces formées à la faveur des chutes d'eau qui persistent toute l'année et le second à la faveur des écoulements hypodermiques et souterrains intermittents. Le gel des eaux mène principalement à la formation des glaces de glace). Dans le nord de la Gaspésie, la formation des carapaces de glace est principalement le résultat du gel des eaux de ruissellement hypodermique résurgentes en sommet de falaise. Les précipitations liquides automnales assurent la recharge en eau des sols et des massifs rocheux avant les premiers gels. La mise en place hâtive d'un important couvert de neige ralentit la pénétration du front de gel dans les sols et un ruissellement hivernal sur les falaises. Des températures froides et un ruissellement soutenu sur les falaises favorisent la formation de volumineuses carapaces de glace ($\geq 5000 \text{ m}^3$ dans la région explorée).

Dans le nord de la Gaspésie, plus de 90 carapaces de glace ont été répertoriées le long des routes 132 et 198. Au total, 60 d'entre elles ont été cartographiées comme étant potentiellement à risque de s'écrouler sur la chaussée. L'écroulement des carapaces de glace est un phénomène saisonnier. Au total, 98% des interventions du M.T.Q. sur la route 132 et 198 ont été effectuées au printemps. La température est le principal facteur aggravant. Le passage des températures audessus du point de congélation marque le début de la fonte. La fluctuation journalière des températures favorise la fissuration du massif de glace. L'augmentation de la carapace de glace favorise la chute individualisée de blocs de glace. L'augmentation des températures fait fondre le couvert de neige, réchauffe le massif rocheux et réactive progressivement le ruissellement. L'apport en eau sur et sous la carapace et l'augmentation des températures accélèrent la fonte des ancrages de glace sur la falaise et réduisent le niveau de stabilité de la glace de paroi. Lorsque la résistance des ancrages ne suffit plus à soutenir la glace de paroi, elle s'effondre presque

entièrement. Une accumulation thermique supérieure à 40 DJ est généralement nécessaire pour déstabiliser et provoquer l'écroulement des glaces de paroi.

L'écroulement des glaces de paroi et le comportement des blocs de glace sur le versant sont comparables à celui des écroulements rocheux. À l'apex des talus, les blocs de glace auront tendance à bondir. Au centre des talus, ils auront davantage tendance à glisser pour s'immobiliser en pied de talus. Le passage des blocs de glace sur les talus provoque le mouvement des débris et des sédiments à la surface des talus détritiques. À l'apex des corridors d'écroulement, les mouvements sont chaotiques et l'érosion domine. Au centre des corridors, l'érosion et le transport sont plus uniformes. Dans la partie distale, l'accumulation domine. C'est généralement dans cette zone que s'immobilisent les blocs de glace. Sans avoir pu isoler l'impact de tous les processus actifs sur les versants étudiés, il parait évident que le rôle des écroulements des glaces de paroi sur la dynamique des versants est majeur. Lorsque ce mouvement de masse est présent sur un versant, il devrait être considéré comme le processus d'érosion et de transport dominant.

La formation et la dynamique d'écroulement des glaces de paroi sont des phénomènes très complexes qui demandent à être mieux compris. L'utilisation des DJ positifs cumulés au 1^{er} mars est un outil efficace pour expliquer les différentes périodes d'activité. Les DJ ne sont cependant pas suffisamment précis pour prédire le moment exact des écroulements. Des analyses statistiques approfondies devront être entreprises afin de produire des modèles prédictifs précis et utilisables. Des études plus poussées seraient également nécessaires pour caractériser les diverses formes géomorphologiques et structures morphosédimentologiques observées sur la surface des versants soumis au régime saisonnier des écroulements des glaces de paroi. Un suivi sur une plus longue période permettrait de comparer la variabilité interannuelle du processus et d'évaluer son impact réel sur le transport sédimentaire à la surface des versants.
BIBLIOGRAPHIE

- Alean, J., 1985. Ice avalanches: Some empirical information about their formation and reach: Journal of Glaciology, 31 : 324-333.
- Alean, J., 1984. Ice avalanches and a landslide on Grosser Aletschgletscher. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 20: 9-25.
- André, M.-F., 1993. Les versants du Spitsberg: approche géographique des paysages polaires.Presses Universitaires de Nancy, Nancy, France, 361 pages.
- Aniya, M., Casassa, G., and Naruse R., 1988. Morphology, surface characteristics, and flow velocity of Soler glacier, Patagonia. Arctic and Alpine Research, 20: 414-421.
- Bartelt, P., Buser, O. et Sokratov, S.A., 2004. A nonequilibrium treatment of heat and mass transfer in alpine snowcovers. Cold Regions Science and Technology, 39: 219-242.
- Bayard, D., Stähli, M., Parriaux, A. et Flühler, H., 2005. The influence of seasonally frozen soil on the snowmelt runoff at two Alpine sites in southern Switzerland. Journal of Hydrology, 309: 66-84.
- Bertran, P., Clément, B., Courbouleix, S., Coussot, P., Coutard, J.-P., Jomelli, V., Hétu, B.,
 Fabre, R., Francou, B., Le Bissonnais, Y., Meunier, M., Texier, J.-P., 2004. Dépôts de pente continentaux. Dynamique et Faciès. Hors-série numéro 1. Revue Quaternaire.
 Association française pour l'étude du Quaternaire. 258 pages.
- Bianchi, A., 2004. Frozen waterfalls: How they develop, how they collapse. IFMGA-IVBV-UIAGM, Union Internationale des Associations de Guide de Montagne, Décembre 2004, 23 pages.
- Brisebois, D. et Nadeau, J., 2003. Géologie de la Gaspésie et du Bas-Saint-Laurent (SNRC 22A, 22B, 22C, 22G, 22H, 21N et 21O). Ministère des Ressources Naturelles, de la Faune et des Parcs (MRNFP), Québec. DV 2003-08, échelle 1/250 000.
- Church, M., Stock, R.F. et Ryder, J.M., 1979. Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada: Debris slope accumulations. Arctic and Alpine Research, 11(4): 371-402.
- Colbeck, S.C., 1979. Water flow through heterogeneous snow. Cold Regions Science and Technology, 1: 37-45.

- Côté, J. et Conrad, J.-M., 2005. Thermal conductivity of base-course materials. Canadian Geotechnical Journal, 42: 61-78.
- Flotron, A., 1977. Movement studies on hanging glaciers in relation with an ice avalanche, Journal of Glaciology, 19: 671-672.
- Francou, B., 1991. Pentes, granulométrie et mobilité des matériaux le long d'un talus d'éboulis en milieu alpin. Permafrost and Periglacial Processes, 2 : 175-186.
- Francou, B. 1988. Éboulis stratifies dans les Hautes Andes Centrales du Pérou. Zeitschrift für Geomorphologie, 32(1): 47-76.
- Francou, B. et Hétu, B., 1989. Éboulis et autres formes de pente hétérométriques : contribution à une terminologie géomorphologique. Éd. Centre National de la Recherche Scientifique. Caën, 69 pages.
- Gadd, W., 2003. Ice & Mixed climbing: Modern Technique. The Mountaineers Books, Seattle (WA), U.S.A., 192 pages.
- Gardner, J.S., 1979. The movement of material on debris slopes in the Canadian Rocky Mountains. Zeitschrift für Geomorphologie, 23(1): 45-57.
- Girard, J.-F. et Hétu, B., 1994. Les mouvements de masse en Gaspésie septentrionale. Hydro-Québec, 45 pages.
- Groleau, M., 1994. Impacts géomorphologiques et écologiques des chutes de glace de paroi sur l'évolution d'un versant forestier, Mont-Saint-Pierre, Gaspésie septentrionale. Mémoire de maîtrise, Université Laval.
- Gherboudj, I., Bernier, M., Hicks, F. et Leconte, R., 2007. Physical characterization of air inclusions in river ice. Cold Regions Science and Technology, 49: 179-194.
- Gruber, S., Hoelzle, M. et Haeberli, W., 2004. Rock-wall Temperatures in the Alps: Modelling their Topographic Distribution and Regional Differences. Permafrost and Periglacial Processes, 15: 299-307.
- Gruber, S., Peter, M., Hoelzle, M., Woodhatch, I. et Haeberli, W., 2003. Surface Temperatures in Steep Alpine Rock Faces - A Strategy for Regional-Scale Measurement and Modelling. In

Proceedings of the Eighth International Conference on Permafrost 2003. Swets & Zeitlinger: Zurich; 325-330.

- Haefeli, R., 1966. Note sur la classification, le mécanisme et le contrôle des avalanches de glaces et des crues glaciaires extraordinaires. Extrait de la publication no. 69 de l'Association internationale des sciences hydrologiques (IAHS-AISH). Symposium International sur les Aspects Scientifiques des Avalanches de Neige, pp. 316-325.
- Hétu, B., 2007 (*sous presse*). Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches de neige dans les corridors routiers du nord de la Gaspésie, Québec, Canada. Géographie physique et Quaternaire, 61.
- Hétu, B., 1995. Le litage des éboulis cryonivaux en Gaspésie (Québec, Canada): rôle de la sédimentation nivéo-éolienne et des transits supranivaux. Permafrost and Periglacial Processes, 6: 147-171.
- Hétu, B., 1991. Éboulis stratifiés actifs près de Manche-d'Épée, Gaspésie (Québec, Canada). Zeitschrift für Geomorphologie, 35(4): 439-461.
- Hétu, B., 1990. Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 44(2) : 199-215.
- Hétu, B., 1986. L'influence du contexte géomorphologique quaternaire sur la dynamique postglaciaire des versants raides de la Gaspésie septentrionale. Thèse de doctorat, Université de Montréal.
- Hétu, B. van Steijn, H. et Bertran, P., 1995. Le Rôle des coulées de pierres sèches dans la genèse d'un certain type d'éboulis stratifiés. Permafrost and Periglacial Processes, 6: 173-194.
- Hétu, B., Girard, J.-F. & Boisjoly, J., 1994a. Les risques naturels reliés à la dynamique des versants dans le nord de la Gaspésie : zone littorale et mont Albert. Bulletin de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire, 20(2): 9-15.
- Hétu, B., Van Steijn, H. & Vandelac, P., 1994b. Les coulées de pierres glacées: un nouveau type de coulées de pierraille sur les talus d'éboulis. Géographie physique et Quaternaire, 48(1): 3-22.
- Hétu, B. et Vandelac, P., 1989. La dynamique des éboulis schisteux au cours de l'hiver, Gaspésie septentrionale, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 43(3) : 389-406.

133

- Hétu, B. et Gray, J.T., 2000. Effects of environmental change on scree slope development throughout the postglacial period in the Chic-Choc Mountains in the northern Gaspé Peninsula, Québec. Geomorphology, 32: 335-355.
- Hétu, B. et Gray, J.T., 1985. Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec. Géographie physique et Quaternaire, 39(1) : 47-66.
- Iken, A., 1977. Movement of large ice mass before breaking off. Journal of glaciology, 19(81): 595-605.
- Jakob, N., 2001. Fréquence, intensité et déclenchement des coulées de débris en milieu forestier, Gaspésie septentrionale, Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval.
- Kämpf, U, Gwatt, T., Stettler, M. et Zäziwil, 2001. Escalade de cascades de glace: Technique de base de l'eacalade. Club Alpin Suisse (C.A.S.), OFSPO, EFSM, J+S, 30.151.711/2.
- Knight, C.A., 1980. Icicles as crystallization phenomena. Journal of Crystal Growth, 49: 193-198.
- Lafortune, M., Filion, L. et Hétu, B., 1997. Dynamique d'un front forestier sur un talus d'éboulis actuf en climat tempéré froid (Gaspésie, Québec). Géographie physique et Quaternaire, 51(1): 67-80.
- Lapierre, S. et Gagnon, B., 2004. Guide des cascades de glace et voies mixtes du Québec. Les Éditions La Randonnée, Sherbrooke, Québec, Canada, 528 pages.
- Larocque, S., 1999. Impacts géomorphologiques et écologiques des coulées de neige liquéfiée dans un site subalpin de la Gaspésie centrale, Québec. Mémoire de maîtrise, Université Laval.
- Le Meur, E. & Vincent, C., 2006. Monitoring of the Taconnaz ice fall (French Alps) using measurements of mass balance, surface velocities and ice cliff position. Cold Regions Science and Technology, 46: 1-11.
- Lewkowicz, A.G., 2001. Temperature Regime of a Small Sandstone Tor, Latitude 80 °N, Ellesmere Island, Nunavut, Canada. Permafrost and Periglacial Processes, 12: 351-366.
- Luckman, B.H., 1988. Debris Accumulation Patterns on Talus Slopes in Surprise Valley, Alberta. Géographie physique et Quaternaire, 42(3): 247-278.
- Maeno, N., Makkonen, L., Nishimura, K., Kosugi, K. et Takahashi, T., 1994. Growth rates of icicles. Journal of Glaciology, 40(135): 226-319.

- Maeno, N. et Nishimura, K., 1979. Fluidization of snow. Cold Regions Science and Technology, 1: 109-120.
- Makkonen, L., 1988. A model of icicle growth. Journal of Glaciology, 34(116): 64-70.
- Margreth, S. et Funk, M., 1999. Hazard mapping for ice and combined snow/ice avalanches two case studies from the Swiss and Italian Alps. Cold Regions Science and Technology, 30: 159-173.
- Marks, D., Kimball, J., Tingey, D. et Link, T., 1998. The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood. Hydrological Processes, 12: 1569-1587.
- Noetzli, J., Gruber, S., Kohl, T., Salzmann, N. et Haeberli, W., 2007. Three-dimensional distribution and evolution of permafrost temperatures in idealized high-mountain topography. Journal of Geophysical Research, 112: F02S13.
- Nye, J.F., 1959. The deformation of a glacier below an ice fall. Journal of Glaciology, 3(25): 386-408.
- Ogawa, N. et Furukawa, Y., 2002. Surface instability of icicles. Physical Review E, 66: 041202.
- Pérez, F.L., 1993. Talus movement in the high Equatorial Andes: A Synthesis of Ten Years of Data. Permafrost and Periglacial Processes, 4: 199-215.
- Pérez, F.L., 1988. The movement of debris on a high Equatorial Andes. Zeitschrift für Geomorphologie, 32(1): 77-99.
- Pérez, F.L., 1985. Surficial talus movement in an Andcan paramo of Venezuela. Geografiska Annaler, 67A: 221-237.
- Pralong, A. et Funk, M., 2006. On the instability of avalanching glaciers. Journal of Glaciology, 52(176): 31-48.
- Pralong, A., Birrer, C., Stahel, W. A. et Funk, M., 2005. On the predictability of ice avalanches Nonlinear Processes in Geophysics, 12: 849-861.
- Pralong, A., Funk, M., Lüthi, M., 2003. A description of crevasse formation using continuum damage mechanics. Annals of Glaciology, 37: 77-82.
- Rapp, A., 1960. Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, Northern Scandinavia. Geografiska Annaler, 42A(2-3): 65-200.

Rapp, A., 1959. Avalanche boulder tongues in Lappland. Geografiska Annaler, 41: 34-48.

Röthlisberger, H., 1977. Ice avalanches: Journal of Glaciology, 19: 669-671.

- Sass, O., 2005. Rock moisture measurements: techniques, results and implications for weathering. Earth Surface Processes and Landforms, 30: 359-374.
- Selby, M.J., 1993. Hillslope Materials and Processes. Second Edition, Oxford University Press, Oxford, UK. 451 pages.
- Stadler D., Fluhler, H, Jansson, P.-E., 1997. Modelling vertical and lateral water flow in frozen and sloped forest soil plots. Cold Regions Science and Technology, 26(3): 181-194.
- Sutinen, R., Hänninen, P. et Venäläinen, A., 2008. Effect of mild winter events on soil water content beneath snowpack. Cold Regions Science and Technology, 51: 56-67.
- Szilder, K. et Lozowski, E.P., 2000. Numerical simulations of pendant ice formations. Cold Regions Science and Technology, 31: 1-11.
- Szilder, K. et Lozowski, E.P., 1994. An analytical model form icicle growth. Annals of glaciology, 19: 141-145.
- Tremblay, P. et Bourque, P.-A., 1991. Carte géotouristique du Sud du Québec, Bas-Saint-Laurent et Gaspésie. Les Publications du Québec.
- Ueno, K., 2007. Characteristics of the wavelength of ripples on icicles. Physics of fluids, 19: 093602.
- Ueno, K., 2004. Pattern formation in crystal growth under parabolic shear flow II. Physical Review E, 69: 051604.
- Ueno, K. 2003. Pattern formation in crystal growth under parabolic shear flow. Physical Review E, 68: 021603.
- van der Woerd, J., Owen, L. A., Tapponnier, P., Xiwei, X., Kervin, F., Finkel, R. C. & Barnard,
 P. L., 2004. Giant, ~M8 earthquake-triggered ice avalanches in the eastern Kunlun Shan,
 northern Tibet: Characteristics, nature and dynamics. GSA Bulletin, 116 (3/4): 394-406.
- Weiss, J., 2004. Sub-critical crack propagation as a mechanism of crevasse formation and iceberg calving. Journal of Glaciology, 50(168): 109-115.
- Walkinshaw, J. L. et Santi, P. M., 1996. Chapter 21: Shales and other degradable material. *In* Turner, K.A. et Schuster, R. L., 1996. Landslides: Investigation and Mitigation. Transportation Research Board, National Research Council. Special Report 247. National Academy Press, Washington, D. C., 675 pages.
- Young, G.J., 1981. The mass balance of Peyto Glacier, Alberta, Canada, 1965 to 1978. Arctic and Alpine Research, 13(3): 307-318.

APPENDICE 1

Précipitation totale (mm)	
janvier février mars avril mai juin juillet août septembre octobre nove	mbre décembre
1999 76.4 117.4 51	.3 71.3
2000 72.2 45.0 52.1 60.8 125.1 48.1 117.0 47.0 65.8 69.6 72	.9 68.2
2001 25.0 47.7 26.5 40.0 59.9 118.3 54.9 70.0 51.8 91.9 39	.2 28.1
2002 27.1 105.1 50.4 22.1 62.1 89.3 147.0 71.1 104.0 36.3 73	.7 36.9
2003 44.1 28.9 44.1 32.0 37.0 65.2 143.1 59.5 32.0 118.5 91	.2 79.5
2004 49.6 38.9 59.9 105.1 139.7 56.5 62.0 141.0 61.8 60.0 68	.1 88.9
2005 29.8 32.3 78.2 53.2 67.0 75.1 60.2 136.6 61.8 92.4 93	.4 75.5
2006 75.3 70.9 33.0 43.8 91.7 113.3 59.0 12.0 123.2 69.5 57	.1 53.0
2007 104 8 31 2 58 2 11 0 38 1 80 9 80 0 110 9 99 3 88 9 ~1	90 ~60
2008 1158 658 1049 360 578 623	
Précipitation liquide totale (mm)	
ianvier février mars avril mai juin juillet août septembre octobre nove	mbre décembre
1999 76.4 117.4 45	.0 37.1
2000 0.0 14.0 7.0 56.8 125.1 48.1 117.0 47.0 65.8 69.6 65	9 295
	0 18.0
	2 16.5
2003 0.0 0.0 4.0 23.9 37.0 65.2 143.1 59.5 32.0 118.5 70	2 225
	1 60
$2005 0.0 \qquad 0.0 \qquad 17.0 \qquad 40.1 \qquad 13.7, \qquad 50.3 \qquad 0.0, \qquad 14.6 \qquad 0.1, \qquad 00.0 \qquad 0.2$.1 0.0
2005 25 0 0.0 9.0 47.2 07.0 75.1 00.2 150.0 01.8 92.4 00	1 14.0
2000 23.0 0.0 6.0 59.0 91.7 113.5 59.0 12.0 125.2 09.5 53	.1 14.0
2007 13.0 0.0 13.4 5.0 38.1 80.9 80.0 110.9 99.3 88.9 ~4	-0 ~10
2008 13.6 0.0 0.0 19.0 57.8 62.3	<u></u>
Precipitation solide totale (equivalent en eau, mm)	
janvier fevrier mars avril mai juin juillet aout septembre octobre nove	nbre décembre
	3 34.2
2000 72.2 31.0 45.1 4.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 7.	0 38.7
2001 25.0 47.7 26.5 4.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 9.	2 10.1
2002 27.1 78.1 32.1 3.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 44	.5 20.4
2003 44.1 28.9 40.1 8.1 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 21	.0 57.0
2004 49.6 38.9 40.3 65.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 6.	0 82.9
2005 29.8 32.3 78.2 6.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 5.	0 65.6
2006 50.3 70.9 25.0 4.8 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 2.	0 39.0
2007 91.8 31.2 44.8 6.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 0.0 ~1	50 ~50
2008 102.2 65.8 104.9 17.0 0.0 0.0	
Température moyenne (°C)	
janvier février mars avril mai juin juillet août septembre octobre nover	nbre décembre
1999 13.5 4.8 2.	1 -4.7
2000 -9.6 -8.8 -1.9 1.3 6.5 12.5 15.8 15.9 11.0 5.4 1.	5 -5.6
2001 -9.8 -9.7 -4.5 2.0 8.9 13.3 14.7 16.0 11.9 6.8 2.	3 -2.2
2002 -9.3 -10.0 -5.7 1.4 7.1 11.2 15.6 16.2 11.7 4.9 -1	.6 -5.2
2003 -11.7 -12.3 -5.8 -1.1 6.5 12.8 15.0 14.7 12.8 6.7 0.	8 -4.6
2004 -13.2 -10.2 -5.1 0.8 5.8 11.9 16.4 15.5 10.2 6.2 -0	.1 -6.9
2005 -14.1 -9.2 -5.8 2.3 5.9 13.0 17.1 15.0 12.1 6.2 2	0 -5.3
2006 - 7.3 - 10.4 - 2.9 - 2.6 - 7.9 - 13.8 - 16.4 - 14.4 - 10.9 - 5.6 - 3.3	1 -3.5
2007 -84 -105 -51 10 71 117 159 142 103 71 -0	6 -8.8

Précipitation et température moyenne mensuelle de septembre 1999 à juin 2008.8

⁸ http://www.climate.weatheroffice.ec.gc.ca/climateData/menu_f.html

APPENDICE 2





139



