

Université de Montréal

**Évolution spatio-temporelle du pergélisol alpin marginal au  
mont Jacques-Cartier, massif des Chic-Chocs, Gaspésie  
(Qc)**

par

Gautier DAVESNE

Département de Géographie

Faculté des arts et sciences

Mémoire présenté à la Faculté des arts et des sciences

en vue de l'obtention du grade de maîtrise

en géographie

Août 2015

© Gautier Davesne, 2015



Université de Montréal  
Faculté des études supérieures et postdoctorales

Ce mémoire intitulé :  
Évolution spatio-temporelle du pergélisol alpin marginal au mont Jacques-Cartier, massif des Chic-  
Chocs, Gaspésie (Qc)

Présenté par :  
Gautier Davesne

a été évalué par un jury composé des personnes suivantes :

François Cavayas, président rapporteur  
Daniel Fortier, directeur de recherche  
James Gray, membre du jury



## Résumé

L'objectif de ce mémoire est d'acquérir une connaissance détaillée sur l'évolution spatiale de la température de surface du sol (GST) au mont Jacques-Cartier et sur la réponse thermique de son îlot de pergélisol alpin aux changements climatiques passés et futurs. L'étude est basée sur un ensemble de mesures de température (GST, sous-sol) et de neige, ainsi que des modèles spatiaux de distribution potentielle de la GST et des simulations numériques du régime thermique du sol. Les résultats montrent que la distribution de la GST sur le plateau est principalement corrélée avec la répartition du couvert nival. Au-dessus de la limite de la végétation, le plateau est caractérisé par un couvert de neige peu épais et discontinu en hiver en raison de la topographie du site et l'action des forts vents. La GST est alors couplée avec les températures de l'air amenant des conditions froides en surface. Dans les îlots de krummholz et les dépressions topographiques sur les versants SE sous le vent, la neige soufflée du plateau s'accumule en un couvert très épais induisant des conditions de surface beaucoup plus chaude que sur le plateau dû à l'effet isolant de la neige. En raison de la quasi-absence de neige en hiver et de la nature du substrat, la réponse du pergélisol du sommet du mont Jacques-Cartier au signal climatique est très rapide. De 1978 à 2014, la température du sol a augmenté à toutes les profondeurs au niveau du forage suivant la même tendance que les températures de l'air. Si la tendance au réchauffement se poursuit telle que prévue par les simulations climatiques produites par le consortium Ouranos, le pergélisol pourrait disparaître d'ici à 2040-2050.

**Mots-clés** : pergélisol alpin, neige, température de surface du sol, changements climatiques

## **Abstract**

The objective of the study was to acquire detailed knowledge of the spatial evolution of the ground surface temperature (GST) on Mont Jacques-Cartier and the thermal response of its marginal permafrost body to the past and future climate changes. The study is based on temperature (GST, underground) and snow measurements, and spatial modeling of the potential GST distribution and numerical modeling of the ground thermal regime. The result showed that the spatio-temporal variability of the GST over the summit is mainly correlated with the snowpack distribution. On the wind-exposed plateau, the snowpack is thin and discontinuous. The GST is thus closely connected to the very cold air temperature in winter. In the krummholz patches and in the topographic depression on the leeward slope, drifted snow accumulation is significant leading to surface condition warmer than over the wind-exposed plateau. Because of the near snow-free condition of the plateau summit and the highly conductive nature of its bedrock, the response of the permafrost to the climate signal is rapid. From 1978 to 2014, the ground warmed at all depths. If the recent trend continues as predicted by the climate simulations provided by the Ouranos consortium, the complete disappearance of the permafrost body at Mont Jacques-Cartier could occur around 2040-2050.

**Keywords:** mountain permafrost, snow, ground surface temperature, climate changes

# Table des matières

Résumé .....	i
Abstract .....	ii
Table des matières .....	iii
Liste des tableaux .....	v
Liste des figures .....	vi
Liste des sigles .....	x
Remerciements .....	xi
Introduction.....	1
<b>Chapitre 1 : Concepts fondamentaux et revue de littérature.....</b>	<b>3</b>
I.1. Qu'est-ce que le pergélisol .....	3
I.1.1. La définition de l'invisible.....	3
I.1.2. La formation du pergélisol .....	5
I.1.3. La structure et le régime thermique du pergélisol .....	6
I.2. Le pergélisol alpin, quelles spécificités ? .....	8
I.2.1. Une dépendance au relief : entre le contrôle de l'altitude et de la topographie .....	8
I.2.2. Les types de pergélisol alpin .....	9
I.2.3. Les facteurs contrôlant la distribution spatiale du pergélisol alpin .....	10
I.3. Les effets des changements climatiques sur le pergélisol .....	16
I.3.1. Évidences des changements climatiques dans les régions alpines .....	16
I.3.2. Les réponses du pergélisol alpin aux changements climatiques.....	18
I.3.3. Impact de la dégradation du pergélisol sur les géosystèmes alpins .....	21
<b>Conclusion Chapitre 1.....</b>	<b>23</b>
<b>Chapitre 2 : Contexte de l'étude et problématique .....</b>	<b>24</b>
II.2. Le site d'étude .....	24
II.2.1. La géologie.....	25
II.2.2. Les dépôts de surface.....	25
II.2.3. La glaciation wisconsinienne dans les Chic-Chocs.....	26
II.2.4. L'environnement périglaciaire.....	29
II.2.5. Le climat.....	36
II.3. L'intérêt du site.....	38
II.4. Questions et objectifs de recherche .....	39
II.5. Implications et retombées potentielles du projet de recherche .....	40

<b>Chapitre 3 : Articles Scientifiques .....</b>	<b>41</b>
III.1. Article 1 .....	42
<i>III.1.1. Abstract.....</i>	<i>42</i>
<i>III.1.2. Introduction.....</i>	<i>43</i>
<i>III.1.3. Study site.....</i>	<i>44</i>
<i>III.1.4. Methods and data .....</i>	<i>46</i>
<i>III.1.5. Results.....</i>	<i>55</i>
<i>III.1.6. Discussion.....</i>	<i>70</i>
<i>III.1.7. Conclusion .....</i>	<i>78</i>
III.2. Article 2 .....	79
<i>III.2.1. Abstract.....</i>	<i>79</i>
<i>III.2.2. Introduction.....</i>	<i>80</i>
<i>III.2.3. Study site.....</i>	<i>81</i>
<i>III.2.4. Methods and available data-set .....</i>	<i>83</i>
<i>III.2.5. Results.....</i>	<i>92</i>
<i>III.2.6. Discussion.....</i>	<i>102</i>
<i>III.2.7. Conclusion .....</i>	<i>107</i>
<b>Chapitre 4 : Discussion générale et conclusion.....</b>	<b>109</b>
IV.1. La neige, facteur d'hétérogénéité des conditions de surface?.....	109
<i>IV.1.1. La distribution spatiale du couvert de neige.....</i>	<i>109</i>
<i>IV.1.2. Le contrôle du couvert de neige sur le régime thermique de surface et la distribution potentielle du pergélisol.....</i>	<i>111</i>
IV.2. Évolution récente des conditions thermiques de surface et projection future.....	112
<i>IV.2.1. Les changements climatiques dans le massif des Chic-Chocs .....</i>	<i>112</i>
<i>IV.2.2. Évolution temporelle des températures de surface du sol.....</i>	<i>113</i>
<i>IV.2.3. La réponse du pergélisol alpin au signal thermique de surface.....</i>	<i>114</i>
IV.3. Les signes de la dégradation récente du pergélisol et la projection de son évolution future ..	114
IV.4. Les conséquences de la disparition du pergélisol sur le géosystème et l'écosystème du mont Jacques-Cartier.....	115
<b>Bibliographie .....</b>	<b>i</b>



## Liste des tableaux

Tableau I: Weighted factors combinations for each of the tested scenario..	48
Tableau II: Classification applied to the SnowMJC model.	50
Tableau III: Detailed information of each sensors location.....	54
Tableau IV: Snow timing and duration information for the Mont Jacques-Cartier plateau and for the alpine forest. .....	60
Tableau V: Validation of the remote sensing method by comparing the timing of the onset and the melt of the snowpack deduced from GST evolution ( $_{temp}$ ) with the timing of the onset and the melt of the snowpack deduced from satellite imagery ( $_{sat}$ ).....	61
Tableau VI : Summary of the variable ground surface thermal conditions for each group.....	64
Tableau VII: Snow cover timing and duration detected from the date of the start and the end of the freezing season (Fs) 2013-2014.....	69
Tableau VIII : Measured and reconstructed temperature time-series in the borehole of Mont Jacques-Cartier ....	87
Tableau IX : Details of the thermo-physical parameters used to calibrate the numerical model. ....	87
Tableau X: Details of the scenario used for the projection of ground temperature evolution.....	91

## Liste des figures

Figure 1 : Distribution du pergélisol et teneur en glace du sol à l'échelle de l'hémisphère nord.....	4
Figure 2 : Structure thermique du pergélisol.....	7
Figure 3 : À gauche, le sommet de l'Aiguille du Midi où un pergélisol de paroi rocheuse supra-glaciaire est présent; au milieu, le glacier rocheux actif de Muragl (Alpes Suisses); à droite, le plateau pergélisolé de Juvvasshøe dont la surface est caractérisée par un champs de blocs (Norvège).....	10
Figure 4 : Imbrication des différents niveaux d'échelles contrôlant la distribution du pergélisol en milieu alpin.	11
Figure 5 : Évolution de la limite inférieure du pergélisol selon la latitude (à gauche) et la continentalité.....	12
Figure 6 : Modélisation en 3 dimensions des champs de température (à gauche) et des flux de chaleur pour une montagne à géométrie idéalisée (à droite).....	13
Figure 7 : Modélisation de l'évolution des températures de l'air dans les zones montagneuses de la planète à l'horizon 2055. ....	17
Figure 8 : Conceptualisation des réponses des deux types de pergélisol alpin les plus courants, i.e. le pergélisol dans les zones où le socle rocheux affleure et le pergélisol dans les zones où le socle rocheux est recouvert d'un couvert détritique. ....	18
Figure 9 : Conceptualisation des différentes phases de la dégradation du pergélisol.....	19
Figure 10 : Relation entre la profondeur de la couche active et la somme des degrés-jours de dégel.....	20
Figure 11 : Écroulement rocheux d'une paroi pergélisolée en Suisse à l'automne 2007. ....	21
Figure 12 : Accélération de la vitesse de fluage d'un glacier rocheux en Suisse entre 1975 et 2001. ....	22
Figure 13 : Site d'étude.....	24
Figure 14 : Vue du plateau du mont Jacques-Cartier, direction nord. Le couvert d'altérites atteint 3 m au site du forage situé en bas à droite de la photo (Photo : septembre 2012). ....	26
Figure 15 : Chronologie de la déglaciation proposée par Richard et al. (1997).....	27
Figure 16 : Les tors présents sur le plateau du mont Albert (Photo : Octobre 2013).....	29
Figure 17 : Étapes du processus de formation des formes périglaciaires sur le sommet du mont Jacques-Cartier. 30	
Figure 18 : Formes périglaciaires présentes sur le plateau du mont Jacques-Cartier: A) Coulées de blocs; B) Champs de blocs; C) Polygones à triage. ....	31
Figure 19 : Cartographie haute résolution des formes périglaciaires sur le plateau du mont Jacques-Cartier. ....	32
Figure 20 : Forage au sommet du mont Jacques-Cartier en 1977.....	33
Figure 21: Profils thermiques du pergélisol extrait du forage du mont Jacques-Cartier en 1979.....	34
Figure 22 : Répartition de la végétation au mont Jacques-Cartier.....	35
Figure 23 : Évolution des températures moyennes mensuelles de l'air au sommet du mont Logan (1135 m d'alt.) de 1963 à 1973. ....	36
Figure 24 : Forages mesurant la température du sol à l'échelle du Canada.....	39
Figure 25 : Study site. Mont Jacques-Cartier is the highest summit of the McGerrigle Mountains.....	45

Figure 26 : Modelled wind direction and speed at 10 m above ground surface near the Mt Jacques-Cartier summit using the GEM-LAM model.....	46
Figure 27 : Schematic representation of the different layers added for the SnowMJC model. ....	48
Figure 28 : Comparison between transects of snow depth measurements made in 1979 (on the right) and in 2011 (on the left) with modelled SDI (scenario 3). ....	49
Figure 29 : Example of a series of Landsat images (true colors) used to analyze timing of the snow melt used during the spring/summer 2010. ....	50
Figure 30 : Target zones for remote sensing of snowpack timing and duration.....	51
Figure 31 : Location of the ground surface temperature sensors installed over the Mt Jacques-Cartier plateau....	54
Figure 32 : A) Bare ground plateau after a snowstorm at the end of winter 2014. Even if the winter 2014 was particularly snowy, the blocky materials protruded from the shallow snowpack; B) A frosted granitic boulder protruding through the snowpack on the plateau; C) Sastrugi elongated parallel to the prevailing wind; D) Isolated patch of krummholz on the SE slope with typically leeward trailing spit form; E) Transition between the alpine tundra and krummholz belt on the NW. The snowpack is heterogeneous following the pattern of krummholz patches.....	56
Figure 33 : Box-and-whisker plots showing the dependence of the snowpack depth on the terrain parameters of the summit (ground surface, aspect, slope and elevation). ....	57
Figure 34 : A) Inter-annual variability of the snowpack thickness shown by a box-and-whisker plot. ....	57
Figure 35 : Simulation of the potential snowpack distribution over the Mont Jacques-Cartier plateau summit expressed as snow depth classes.....	58
Figure 36 : A) Satellite views of Mont Jacques-Cartier taken on May 28 <sup>th</sup> , 2012 and B) on May 28 <sup>th</sup> 2013.....	59
Figure 37 : Snow timing and duration provided by Landsat image remote sensing from 1998 to 2012.....	60
Figure 38 : Snow stratigraphy interpreted from profiles dug on the tundra areas of Mont Jacques-Cartier in April 2014.....	62
Figure 39 : Snow stratigraphy interpreted from profile dug on the krummholz areas on the Petit-Mont-Saint-Anne summit in April 2014.....	62
Figure 40 : On the left, map of the MGST measured by the sensors over the Mont Jacques-Cartier during the winter [Dec-Mar] 2012-2013 and 2013-2014 (average for both winters); on the right, map of the MGST measured in summer 2013.....	63
Figure 41 : Measured MGST <sub>w</sub> (average for both winters 2012-2013 and 2013-2014); modeled and measured (April 2014) snow depth and calculated nf (freezing season 2013-2014) for each sensor gathered into the 3 groups. ....	64
Figure 42 : Correlation between the MAGST and the snow depth, the elevation and potential incoming solar radiations (PISR). ....	66
Figure 43 : Relationship between the snow depth measured at the end of the winter [April] 2014 and the MAGST in 2013(blue symbols ) and the nf for the freezing season 2013-2014( red symbols). ....	66

Figure 44 : Evolution of the GST from December 2012 to August 2014 for the sensors LT13 (A), LT2 (B) and LT1 (C) which are representative of the group 1, 2 and 3 respectively.....	67
Figure 45 : Mean monthly nf calculated for the group 1, 2 and 3 for the freezing season 2013-2014.....	68
Figure 46 : Snow melt timing and zero curtain effect duration at each sensor monitoring site and their impacts on the MGST in April, May and June 2014. ....	70
Figure 47 : Correlation between nf and snow thickness.....	75
Figure 48 : Map of potential permafrost distribution based on the model of potential snow distribution.....	76
Figure 49 : Study site. ....	82
Figure 50 : North looking view of the central part of the Mont Jacques-Cartier plateau ( $\approx 1200$ m a.s.l.).....	82
Figure 51 : Available air temperature time-series recorded in elevation and low-land sites.....	84
Figure 52 : Thermal offset between measured MMGST and re-constructed MMAT from September 2008 to August 2014.....	85
Figure 53 : Location of the sensors which record the GST over the Mont Jacques-Cartier plateau summit.....	89
Figure 54 : Modelled and measured ground temperature from January 2012 to August 2014 after model calibration and adjustments. ....	91
Figure 55 : A) Seasonal evolution of the mean monthly adiabatic lapse rate for the Chic-Chocs Mountains; B) Scatter plot of modelled MMAT for Mont Jacques-Cartier vs. measured MMAT at Mont Albert (blue symbols) and Mont Jacques-Cartier (red symbols). ....	92
Figure 56 : A) Evolution of the re-constructed MAAT for the Mt Jacques-Cartier summit with 5-year running mean (used to filter the inter-annual variability) and the normal MAAT over the period 1981-2010 ; B) Annual air temperature thermal anomaly [1981-2010 normal] at the summit of Mont Jacques-Cartier from 1940 to 2014. ....	93
Figure 57 : Seasonal annual air temperature anomaly in respect to the 1981-2010 normal period. The black polynomial curves (4th order) show the long-term trend. ....	94
Figure 58 : Evolution of the modelled (blue curve) and measured (red curve) MAGST at the borehole site of the Mont Jacques-Cartier summit.....	95
Figure 59 : Evolution (5-year running mean to filter inter-annual variability) of the measured ground temperature from 1978 to 2014 on the borehole of Mont Jacques-Cartier and reconstructed MAAT for the summit from 1970 to 2014.....	96
Figure 60 : Temperature change as a function of depth in the borehole on the basis of 5 year mean from 1980 to 2014.....	97
Figure 61 : Mean annual ground temperature profiles extracted from the continuous measurement made from 2009 to 2014 in the borehole of Mont Jacques-Cartier. ....	98
Figure 62 : Contour plots of ground temperature evolution in the borehole of Mont Jacques-Cartier.....	99
Figure 63 : Scatter plot of the active layer thickness recorded in Mont Jacques-Cartier borehole from 2008 to 2013 and the cumulative DDF and DDT.....	99

Figure 64 : Re-constructed MAAT and MAGST evolution from 1940 to 2014 and modelled MAAT and MAGST evolution from 2015 to 2070 at the Mont Jacques-Cartier summit. .... 100

Figure 65 : Contour plots of ground temperature evolution in the borehole of Mont Jacques-Cartier from 2008 to 2070 according the MAGST evolution based on the future air temperature evolution scenario proposed by Ouranos. .... 101

Figure 66 : Spatial modelling of the MAGST over the plateau of Mont Jacques-Cartier (1) for the normal MAAT for the 1980-2012 period (-3.3 °C); and for a MAAT (2) 1 °C, (3) 2°C and (4) 3 °C warmer than the normal MAAT. .... 102

Figure 67 : Evolution of the estimated MAAT for Mont Jacques-Cartier compared to the evolution of the recorded MAAT at Mont Washington (New Hampshire, USA). .... 103

## Liste des sigles

**DDFa:** Atmospheric Freezing Degree Day / Degrés-jour de gel de l'air

**DDFs:** Ground Surface Degree Day of Freezing / Degrés-jour de gel de la surface du sol

**DDTa:** Atmospheric Thawing Degree Day / Degrés-jour de gel de la surface du sol

**DDTs :** Degree Day of Thaw of the surface / Degrés-jour de gel de la surface du sol

**GIS :** Geographical information system (équivalent anglais de « SIG » pour Système d'Information Géographique)

**GST :** Ground surface Temperature / Température de surface du sol

**LR :** Lapse rate / gradient adiabatique

**MAAT :** Mean annual air temperature / Température moyenne annuelle de l'air

**MAGST :** Mean annual ground surface temperature / Température moyenne annuelle de surface du sol

**MGT :** Mean Ground Temperature / Température moyenne du sol

**MMAT :** Mean Monthly Air Temperature / Température moyenne mensuelle de l'air

**MMGST :** Mean Monthly Ground Surface Temperature / Température moyenne mensuelle de surface du sol

**MSAT :** Mean Summer Air Temperature / Température Moyenne Estivale de l'Air

**MWAT :** Mean Winter Air Temperature / Température Moyenne Hivernale de l'Air

**PISR :** Potential Incoming Solar Radiation / Radiation solaire incidente potentielle

**TTOP :** Temperature at the Top of Permafrost / Température au niveau du plafond du pergélisol

**ZAA :** Zero annual amplitude / Amplitude annuelle nulle

## Remerciements

En premier lieu, je tiens à remercier chaleureusement le professeur Daniel Fortier pour m'avoir accordé sa confiance en acceptant de superviser ce travail de recherche et pour m'avoir accueilli au sein de son très dynamique Laboratoire de géomorphologie et géotechnique des régions froides (Géocryolab). Dans la foulée, je remercie l'ensemble des membres du Géocryolab, collègues et ami(e)s avec qui ce fût toujours un réel plaisir de passer du temps au labo ou sur le terrain. L'implication personnelle de chacun lorsque j'ai eu besoin de conseils ou d'aide a permis de rendre plus effectives et efficaces mes recherches. J'ai une pensée particulière pour ceux qui m'ont accompagné lors des campagnes de terrain, notamment hivernales, qui ont souvent tourné en de véritables expéditions et défis personnels. On n'oubliera jamais le blizzard du mont Jacques-Cartier.

Un grand merci également au professeur James T. Gray qui a initié les recherches scientifiques sur le pergélisol du mont Jacques-Cartier en 1977 et qui m'a fourni de précieuses données thermiques et nivales collectées au cours de ses nombreuses visites sur ce site d'exception. Les excursions de terrain au mont Jacques-Cartier et au mont Albert réalisées en sa compagnie et les multiples discussions que nous avons eues ont été une grande source d'enrichissement pour moi.

Je remercie aussi chaleureusement Le Parc National de la Gaspésie, et notamment Claude Isabel, responsable de la conservation et de l'éducation, pour l'aide logistique très précieuse apportée à chacune de nos expéditions, en nous autorisant la libre circulation dans le Parc et en nous offrant le logement lors de nos campagnes de terrain.

Merci enfin à ma famille et mes ami(e)s pour leur soutien inconditionnel pour tous mes projets !

## Introduction

La hausse récente de la température de l'air entraîne de profonds changements de la cryosphère alpine dont l'ampleur et la rapidité sont inédites depuis la fin du Petit Age Glaciaire (Beniston, 2005). Le pergélisol, substrat gelé pour une période minimale de deux années consécutives (Brown, 1970), est répandu dans les massifs montagneux de moyennes latitudes et forme la composante invisible du système cryosphérique alpin. En tant que phénomène thermodynamique, le pergélisol est très sensible aux changements climatiques et environnementaux, car son équilibre thermique tend constamment à se réajuster aux nouvelles conditions de surface. À terme, ce processus peut aboutir à sa dégradation, *i.e.* à son dégel, affectant profondément la stabilité (*e.g.* aléas gravitaires tels que les écroulements rocheux et les coulées boueuses) et l'hydrologie des versants (Davis *et al.*, 2001 ; Grüber et Haeberli, 2007 ; Ravel et Deline, 2008). De tels processus morpho-dynamiques ont des impacts majeurs sur la sécurité des populations des régions montagneuses, ainsi que sur le paysage et les écosystèmes alpins. L'ensemble de ces enjeux a fait du pergélisol alpin et de son évolution face aux changements climatiques, un champ de recherche émergeant dans les Alpes (Ravel et Deline, 2008, Grüber et Haeberli, 2007, 2009), en Scandinavie (Etzelmüller *et al.*, 2007 ; Isaksen *et al.*, 2007; Åkerman et Joahnsson, 2008), au Japon (Ishikawa et Hirakawa, 2000 ; Ishikawa, 2003), en Amérique du Nord (Janke, 2005, Bonnaventure et Lewkowicz, 2010, Bonnaventure *et al.*, 2012 ; Lewkowicz, *et al.*, 2012) et dans les montagnes du Tien Shan en Chine (Marchenko *et al.*, 2007 ; Yang *et al.*, 2010).

Au Québec (Canada), au sud du fleuve Saint Laurent, le pergélisol alpin est marginal. Il est restreint aux plus hauts sommets des Chic-Chocs en Gaspésie. Les hauts plateaux de ce massif montagneux, qui culminent au-delà de 1000 m d'altitude, présentent un environnement périglaciaire d'une grande richesse autant au niveau de leur géomorphologie (*e.g.* formes de surface telles que des polygones à triage, des trainées de blocs et des champs de blocs) que de leur biodiversité (*e.g.* végétation de toundra alpine, harde de caribous montagnards). Au sommet du mont Jacques-Cartier, point culminant du sud du Québec (1268 m d'alt.), la présence de pergélisol a été attestée à la fin des années 1970 par Gray et Brown (1979,1982) suite à l'installation d'un câble à thermistances dans un forage de 29 m. Ce dernier, fonctionnel encore aujourd'hui, fournit depuis plus de 35 ans des mesures de la température du sol à différentes profondeurs. Cette série de données géothermiques a permis de documenter précisément le régime et la structure thermique du pergélisol alpin du mont Jacques-Cartier (Gray et Brown, 1979, 1982 ; Gray *et al.*, 2009).

Le pergélisol alpin du massif des Chic-Chocs, le plus méridional du Québec, est un objet d'étude particulièrement intéressant du fait de sa situation très marginale et de sa température près du point de



dégel, le rendant particulièrement sensible aux changements climatiques. Si la hausse des températures de l'air observée depuis les années 1980 se poursuit, conformément aux projections climatiques (IPCC, 2014), la disparition du pergélisol du massif des Chic-Chocs semble inéluctable et imminente. Il est donc urgent de développer de nouvelles recherches afin d'améliorer la compréhension quantitative et qualitative de la distribution spatio-temporelle et du régime thermique du pergélisol du mont Jacques-Cartier. Cette démarche permettra de dégager les facteurs de contrôle du pergélisol et d'en anticiper l'évolution future et les impacts que sa dégradation potentielle entrainera sur l'écosystème local.

Dans ce mémoire, un état de lieux des connaissances scientifiques relatives au pergélisol alpin et de ses réponses aux changements climatiques fera l'objet d'un premier chapitre. Dans un second chapitre, le site d'étude et le projet de recherche seront détaillés. Dans le chapitre 3, les résultats des travaux de recherche seront présentés sous la forme de 2 articles scientifiques intitulés :

- i) *Snow conditions on the flat summit of Mont Jacques-Cartier and their implication for the ground surface thermal regime and the state of the southernmost mountain permafrost body in Canada.*
- ii) *Evidences of climate change on the Chic-Chocs Mountains, towards disappearance of southernmost sporadic mountain permafrost in Quebec (Canada)?*

Finalement, le quatrième et dernier chapitre consistera en une discussion/conclusion générale sur les principaux résultats et retombées de ce travail de recherche.

# Chapitre 1 : Concepts fondamentaux et revue de littérature

Ce chapitre a pour objectif de définir les concepts clés qui seront abordés dans ce mémoire et d'en dresser un état des connaissances. La première section abordera le concept de pergélisol et en expliquera la structure et le régime thermique. La seconde section se concentrera sur le pergélisol alpin en décrivant les facteurs topo-climatiques qui contrôlent sa répartition et son régime thermique. Finalement, une troisième section s'intéressera aux réponses du pergélisol alpin aux changements climatiques récents et leurs conséquences sur l'environnement alpin.

## I.1. Qu'est-ce que le pergélisol

Depuis plusieurs décennies, les connaissances acquises sur le pergélisol arctique et alpin sont de plus en plus poussées. La recherche scientifique dans le domaine de la géocryologie n'a jamais été aussi prolifique qu'aujourd'hui, motivée par les enjeux humains et environnementaux croissants qu'implique la dégradation du pergélisol en réaction au réchauffement climatique.

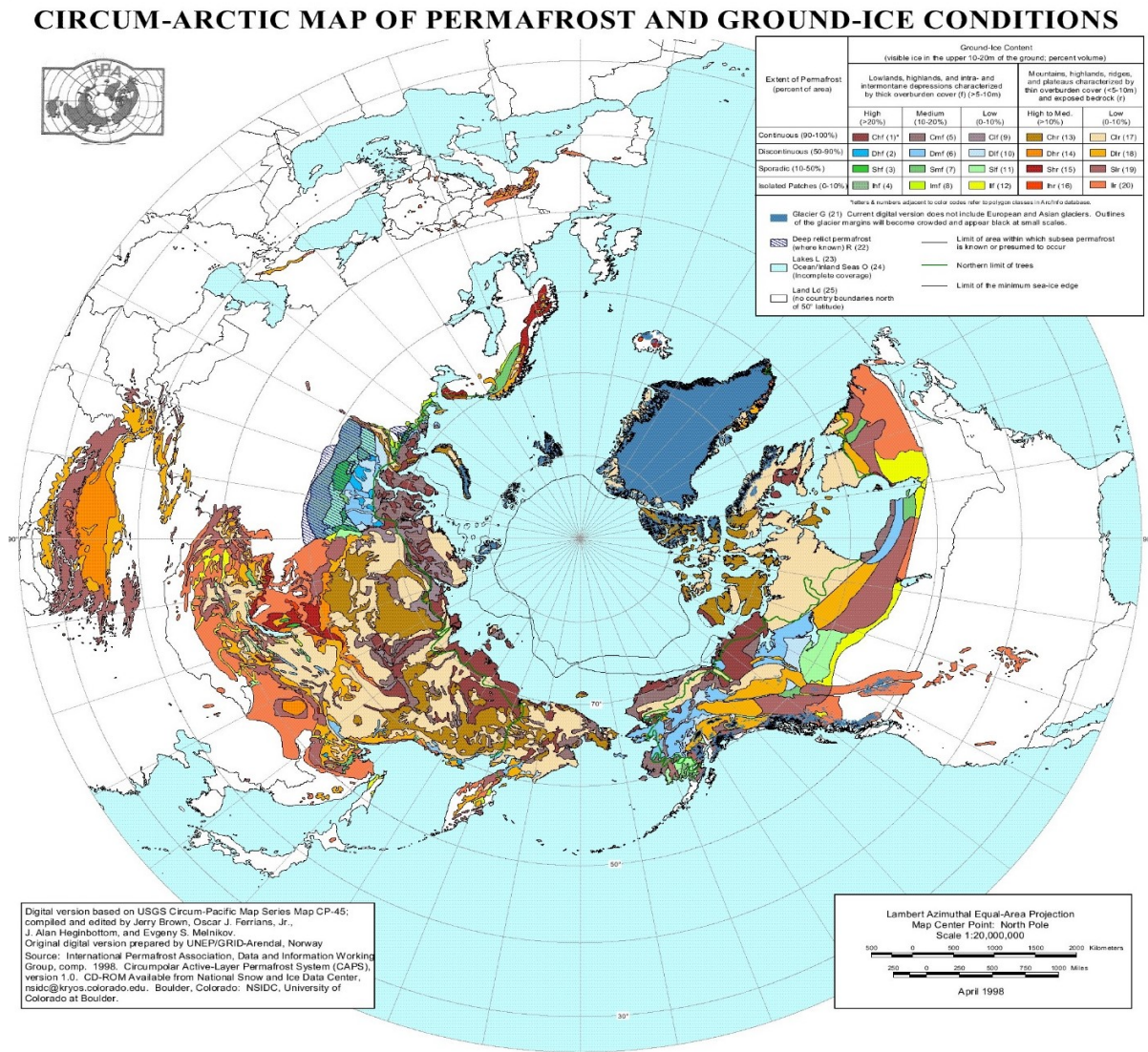
### I.1.1. La définition de l'invisible

La géocryologie (étude des sols gelés) est une science relativement récente. L'étude du pergélisol n'émerge qu'à partir des années 1930 en Russie, mais il faudra attendre les années 1950 pour que la recherche fondamentale et appliquée s'intéresse à cet objet d'étude aux États-Unis, au Canada, en Chine et Japon (Harris, 1986 ; French et Thorn, 2006). En Europe, la recherche en géocryologie ne sera développée qu'à partir des années 1970, orientée essentiellement sur l'étude du pergélisol alpin (*e.g.* Haeberli, 1973).

Le pergélisol, qu'il soit alpin ou latitudinal, représente un état thermique du sol. Il se définit comme une condition du sol par laquelle la température est inférieure au point de fusion de la glace pure pendant au moins deux années consécutives (van Everdingen, 1998 ; French, 2007). Notons que le point de fusion de la glace, généralement 0°C, peut être déprécié sous certaines conditions (*e.g.* pression élevée, salinité) conduisant à un état de surfusion.

Le terme de pergélisol, dérivé de la contraction anglaise de « *permanently frozen* », désigne un phénomène relativement peu connu du grand public en raison de son caractère invisible pour l'observateur non averti. Pourtant, ce sol gelé de façon pérenne couvre  $\approx 24\%$  ( $\approx 22,8 \times 10^6 \text{ km}^2$ ) du territoire de l'hémisphère nord (Figure 1), principalement dans les régions arctiques et sub-arctiques continentales (Zhang *et al.*, 1999, 2003 ; Grüber, 2012). Dans l'hémisphère sud, la présence du pergélisol

est restreinte à quelques vallées non-englacée du continent antarctique ainsi que certaines îles sub-antarctiques non englacées (Vieira *et al.*, 2008 ; Ramos *et al.*, 2003 ; Hauck *et al.*, 2007).



**Figure 1: Distribution du pergélisol (latitudinal et alpin) et teneur en glace du sol à l'échelle de l'hémisphère nord (Brown *et al.*, 2014).**

L'International Permafrost Association (IPA) a proposé une classification du pergélisol basée sur la proportion (en %) du territoire affecté par un sol gelé : le pergélisol continu (> 90%), le pergélisol discontinu (50-90 %), le pergélisol discontinu sporadique (10-50%) et le pergélisol isolé (0-10%) (Harris, 1986). La limite entre le pergélisol continu et discontinu suit approximativement l'isotherme -6°C des températures moyennes annuelles de l'air (MAAT) tandis que la limite inférieure du pergélisol discontinu sporadique est à l'isotherme -1°C (Brown *et al.*, 2014).

D'autres chercheurs ont récemment proposé de nouvelles classifications. Par exemple pour Shur et Jorgenson (2007) il existe 5 types de pergélisol qui se distinguent par le contrôle et les interactions qu'exercent le climat et les écosystèmes sur leur formation, leur préservation et leur dégradation. Ils différencient donc (1) le pergélisol contrôlé par le climat, (2) le pergélisol contrôlé par le climat et modifié par l'écosystème local, (3) le pergélisol contrôlé par le climat et préservé par l'écosystème local, (4) le pergélisol contrôlé par l'écosystème local et finalement (5) le pergélisol préservé par l'écosystème local (*e.g.* dans les zones de tourbière).

Finalement, notons que la teneur en glace et la cryostratigraphie du pergélisol – qui sont des paramètres majeurs dans la compréhension du comportement thermique et mécanique du pergélisol – sont également à la base de certaines classifications du pergélisol, notamment en ingénierie (Stephani *et al.*, 2010). La teneur en eau est très variable suivant le type de matériau (argile, silt, sable, roche), les paramètres topoclimatiques, la profondeur dans le sol, le caractère continu, discontinu ou sporadique du pergélisol, ainsi que son origine épigénétique ou syngénétique. Plus elle est élevée, plus le processus de dégel du pergélisol sera long en raison de la grande quantité d'énergie absorbée (chaleur latente de fusion) pour initier le changement de phase de l'eau (Shur *et al.*, 2005). Par ailleurs, la glace dans le pergélisol joue un rôle majeur dans le comportement mécanique de celui-ci lorsqu'il est en phase de dégel (*e.g.* tassement du sol, thermokarst, instabilité des versants) (Osterkamp, 2007 ; Haeberli et Grüber, 2008 ; Shur et Jorgenson, 2007).

### **I.1.2. La formation du pergélisol**

Le pergélisol se développe lorsque le sol gèle en hiver et ne dégèle pas complètement l'été suivant. Une frange de sol gelé persiste ainsi d'une année à l'autre. Le pergélisol résulte d'un bilan thermique négatif entre les gains estivaux et les pertes hivernales de chaleur. Il est de ce fait un phénomène thermique qui tend vers un état d'équilibre avec le climat (*e.g.* les températures moyennes annuelles de l'air, les amplitudes des cycles thermiques annuels et saisonniers, le bilan radiatif) (Williams et Smith, 1989). L'évolution de ce sol gelé (aggradation, équilibre ou dégradation) est donc largement influencée par le signal climatique. Néanmoins, d'autres facteurs comme les propriétés physico-thermiques et hydrauliques de la couverture de surface et du sous-sol jouent également un rôle majeur dans le régime thermique du pergélisol en contrôlant la quantité de chaleur transmise au sol. Ces transferts de chaleur peuvent être radiatifs, conductifs et convectifs (Pissart, 1987 ; Baehr et Stephan, 2006 ; French, 2007). À la surface du sol, le bilan d'énergie se calcule par l'équation (1) :

$$Q^* = Q_h + Q_l + Q_g \quad (1)$$

où,  $Q^*$  représente le rayonnement net (flux d'énergie entrants soustraient aux flux sortants à la fois émis sur de courtes et longues longueurs d'ondes),  $Q_h$  désigne la chaleur sensible (transfert de chaleur convectif) et  $Q_l$  la chaleur latente. Enfin  $Q_g$  correspond au transfert de chaleur au sol par conduction (Bodin, 2007 ; Pogliotti, 2011).

En profondeur, le bilan d'énergie est également influencé par les flux géothermiques. Ces derniers sont très variables selon le contexte géologique et tectonique. Les valeurs les plus faibles sont généralement dans les massifs montagneux, où la croûte terrestre est épaisse, tandis qu'ils sont élevés dans certaines régions volcaniques, limitant considérablement l'extension du pergélisol en profondeur (Etzelmüller et al., 2007 ; Abramov, Grüber et Gilichinsky, 2008).

### **I.1.3. La structure et le régime thermique du pergélisol**

Le pergélisol est surmonté de la couche active (Figure 2) qui représente la tranche de sol affectée par le gel et dégel saisonnier (van Everdingen, 1998). La partie superficielle de la couche active est marquée par des fluctuations rapides des températures (horaires à journalières) et par d'importantes amplitudes thermiques diurnes/nocturnes et saisonnières. La limite inférieure de la couche active constitue le plafond du pergélisol (Figure 2) (French, 2007). En tant que couche tampon entre l'atmosphère et le pergélisol et étant soumise au cycle annuel de gel-dégel, la couche active concentre de nombreux processus biologiques (e.g. croissance de la végétation), biochimiques (e.g. flux de carbone), thermo-hydrauliques (e.g. écoulement d'eau interstitielle induisant des transferts de chaleur convectifs) et géomorphologiques (e.g. glissement, tassement au dégel) qui ont des rôles majeurs dans l'évolution des écosystèmes à pergélisol. Par ailleurs, la couche active est à l'origine d'un décalage thermique important entre la température annuelle de la surface du sol (MAGST) et la température annuelle au niveau du plafond du pergélisol (TTOP). Les TTOP sont en effet généralement plus froides que les MAGST parce que la conductivité thermique du sol gelé en hiver est généralement plus élevée que celle du sol dégelé en été (French, 2007, Harris et al., 2009). La profondeur de la couche active est dépendante en premier lieu des conditions climatiques, et notamment des températures estivales (Akerman et Johansson, 2008), mais elle est aussi largement influencée par les conditions locales comme la hauteur du couvert de neige saisonnier (Ling et Zhang, 2003) ainsi que les propriétés physico-thermiques et la teneur en eau des matériaux de surface et sous-surface du sol (Brown, Hinkel et Nelson, 2000 ; Bonnaventure et Lamoureux, 2013). La profondeur de la couche active est donc marquée par une forte variabilité spatiale et interannuelle. Plusieurs études ont montré l'existence d'une couche de transition entre le plafond du pergélisol et la base de la couche active, qui serait affectée par des dégels décennaux à centennaux (Romanovsky et Osterkamp, 1995 ; Shur et al., 2005 ; French, 2007). Cette couche de transition est

particulièrement riche en glace dans les sols composés de dépôts meubles et joue un rôle important dans le comportement thermique du pergélisol.

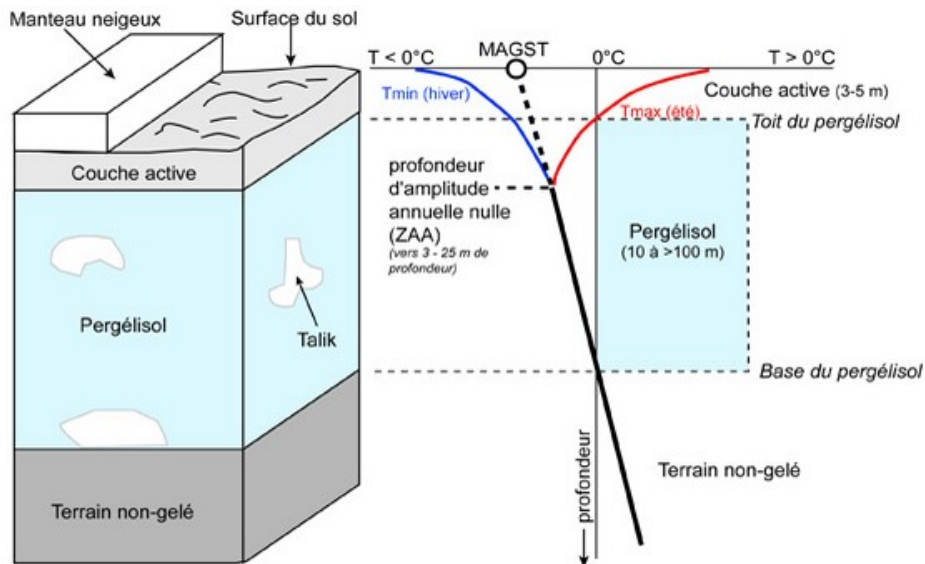


Figure 2: Structure thermique du pergélisol (Société Suisse de Géomorphologie, 2009).

Les ondes thermiques saisonnières se propagent en profondeur avec un décalage temporel et une atténuation de leur amplitude qui sont variables selon la diffusivité thermique du sol  $K [m^2 \cdot s^{-1}]$ . Cette dernière est déterminée par le rapport entre la conductivité thermique  $k [W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}]$  et la capacité calorifique volumique  $C [J \cdot m^{-3} \cdot K^{-1}]$  (Jumikis, 1977). Plus la conductivité thermique est faible, plus le pic thermique de surface sera retardé en profondeur. Plus la capacité calorifique volumique est forte, plus l'amplitude thermique de l'onde sera atténuée. La diffusivité thermique d'un sol est très variable selon son état gelé ou dégelé, sa composition et sa teneur en eau (Isaksen et al, 2001).

À partir d'une certaine profondeur, dite de amplitude annuelle nulle (ZAA) (Figure 2), les fluctuations saisonnières du signal de surface ne se font plus ressentir (*i.e.* variations saisonnières de température inférieures à  $0.1^\circ C$ , Harris, 1986; van Everdingen, 1998). En dessous de la ZAA, le profil thermique du pergélisol tend à être incliné selon un gradient thermique positif avec la profondeur, lié aux flux géothermiques (Williams et Smith, 1989 ; French, 2007). À partir d'une certaine profondeur, les apports de chaleur géothermique sont supérieurs aux pertes de chaleur par la surface. La température du sol devient alors positive et marque la base du pergélisol (Figure 2).

Finalement, au sein même du pergélisol, des poches non gelées, appelées *talik* (Figure 2), peuvent subsister en raison de conditions de surface particulières (*e.g.* lac, cours d'eau, combe à neige, infrastructures) ou des propriétés du sol (*e.g.* granulométrie fine, teneur en sel, forte pression).

## **I.2. Le pergélisol alpin, quelles spécificités ?**

Le pergélisol alpin fait l'objet d'études approfondies depuis les années 1970. En Europe, les premières investigations ont été menées dans les Alpes, notamment en Suisse avec Haeberli (1973). En Amérique du Nord, malgré quelques études entreprises dans le Colorado au début des années 1970, il faut attendre les années 1980 pour voir émerger un intérêt pour le pergélisol alpin avec des auteurs comme Harris et Brown (1978, 1982) ou encore Péwé (1983). Simultanément, en Asie, des études du pergélisol alpin sont développées en U.R.S.S, notamment en Mongolie et dans le massif du Tien Shan en Chine (Gorbunov, 1978), puis au Japon (Fukuda et Kinoshita, 1974 *In* Ishikama et Hirakawa, 2000). Plus récemment, des recherches ont été conduites dans certains massifs montagneux de zones tropicales et équatoriales comme au Kilimandjaro (Kaser et *al.*, 2004) en Afrique et dans les Andes Boliviennes (Francou et *al.*, 1999).

### **I.2.1. Une dépendance au relief : entre le contrôle de l'altitude et de la topographie**

Dans la littérature scientifique, le terme pergélisol alpin (*alpine permafrost* ou *mountain permafrost* en anglais) réfère le plus souvent au pergélisol présent dans les massifs montagneux des moyennes et basses latitudes. Dans ces régions, le pergélisol ne peut être présent qu'en altitude car le climat en plaine y est trop chaud. Sa délimitation ne pose donc pas de problème. En revanche, dans les régions de hautes latitudes, la différenciation entre pergélisol alpin et latitudinal est floue et amène à s'interroger les critères de caractérisation du pergélisol alpin.

Certains auteurs privilégient une définition basée uniquement sur le critère altitudinal tandis que pour d'autres, seul l'impact de la topographie est important. Par exemple, Gorbunov (1978) considère que le pergélisol alpin se trouve au-delà du seuil, purement arbitraire, de 500 m d'altitude. Selon Zhang et *al.*, 1999, 38% ( $8.29 \times 10^6$  km<sup>2</sup>) du pergélisol de l'hémisphère nord se trouve au-dessus de cette altitude. Pour Harris et Corte (1992), le pergélisol alpin est uniquement caractéristique des régions où le climat n'est pas suffisamment froid pour permettre sa présence dans les plaines ou les vallées de basses altitudes. Avec cette définition qui exclut les régions arctiques et sub-arctiques continentales, la superficie du pergélisol alpin dans l'hémisphère nord est évaluée à  $2,3 \times 10^6$  km<sup>2</sup> (Fujii et Higuchi (1978) *In* Péwé, 1983 ; Washburn (1979) et Rott (1983) *In* French, 2007). Finalement pour Grüber et Haeberli (2009), la définition uniquement basée sur le critère d'altitude est trop restrictive. Plus que l'altitude, ce sont les contraintes topographiques liées au relief comme la pente et l'orientation des versants qui exercent un contrôle majeur la répartition et les propriétés du pergélisol alpin. Selon ces auteurs, le pergélisol alpin

ne doit alors être reconnu que pour les influences que la topographie complexe des milieux alpins exerce sur ses propriétés et son comportement, quelle que soit l'altitude. Avec cette définition, environ 72% du pergélisol de l'hémisphère nord peut être considéré comme alpin, parce que l'ensemble des massifs montagneux et plateaux des hautes latitudes sont prises en compte, *e.g.* massif de l'Ural en Russie, les Rocheuses en Alaska (Brown *et al.*, 1997, *In French*, 2007).

### **I.2.2. Les types de pergélisol alpin**

Trois principaux types de pergélisol alpin peuvent être distingués selon les facteurs topographiques, la nature du sol et les processus géomorphologiques qui y sont associés :

- le pergélisol alpin des parois raides supra- et juxta-glaciaires dans les environnements de hautes montagnes (Figure 3) (Huggel *et al.*, 2008 ; Magnin *et al.*, 2014). Ce type de pergélisol contient peu de glace, hormis celle présente dans les fractures. En raison de l'absence de couverture tampon de surface (*e.g.* dépôts de surface, couvert nival) due à la verticalité des parois, le pergélisol réagit très rapidement à l'évolution des températures de l'air (Grüber *et Haerberli*, 2007 ; Grüber, 2012).
- le pergélisol alpin sporadique de formations superficielles de sédiments meubles (*e.g.* formations morainiques des marges pro-glaciaires, pro-talus remparts, talus d'éboulis) sur des terrains à pente faible à modérée de haute et moyenne montagne (Fukui, 2003; Etzelmüller *et Frauenfelder*, 2009). Ces dépôts, souvent très riches en glace, ont tendance à fluer sous l'effet de la gravité. Les glaciers rocheux en sont la manifestation la plus impressionnante (Figure 3) (Haerberli *et al.*, 1998 ; 2010 ; Arenson *et al.*, 2002 ; Aoyama, 2003 ; Delaloye *et Lambiel*, 2005 ; Bodin, 2007 ; Schoeneich *et al.*, 2010).
- le pergélisol alpin des hauts plateaux dénudés de végétation et couverts de sédiments grossiers formant des champs de blocs (aussi appelé *mountain-top detritus* en anglais) comme en Scandinavie (Figure 3) (Isaksen *et al.*, 2001 ; Johansson *et al.*, 2011), dans le massif des Chic-Chocs au Québec (Gray *et Brown*, 1979), dans les Rocheuses (*e.g.* le Plateau Mountain, Harris *et Brown*, 1978) et dans les Alpes Japonaises (Fukuda *et Sone*, 1992). Notons cependant, que le terme « pergélisol de plateau » est spécifiquement utilisé pour caractériser le pergélisol présent sur le plateau tibétain, dont la dynamique est propre à ce haut plateau continental (French, 2007). Le pergélisol alpin présent sur les plateaux se caractérise par une dynamique assez proche de celle du pergélisol de haute latitude en raison de la topographie plane (donc absence de transferts de chaleur latéraux) et de l'absence de végétation.

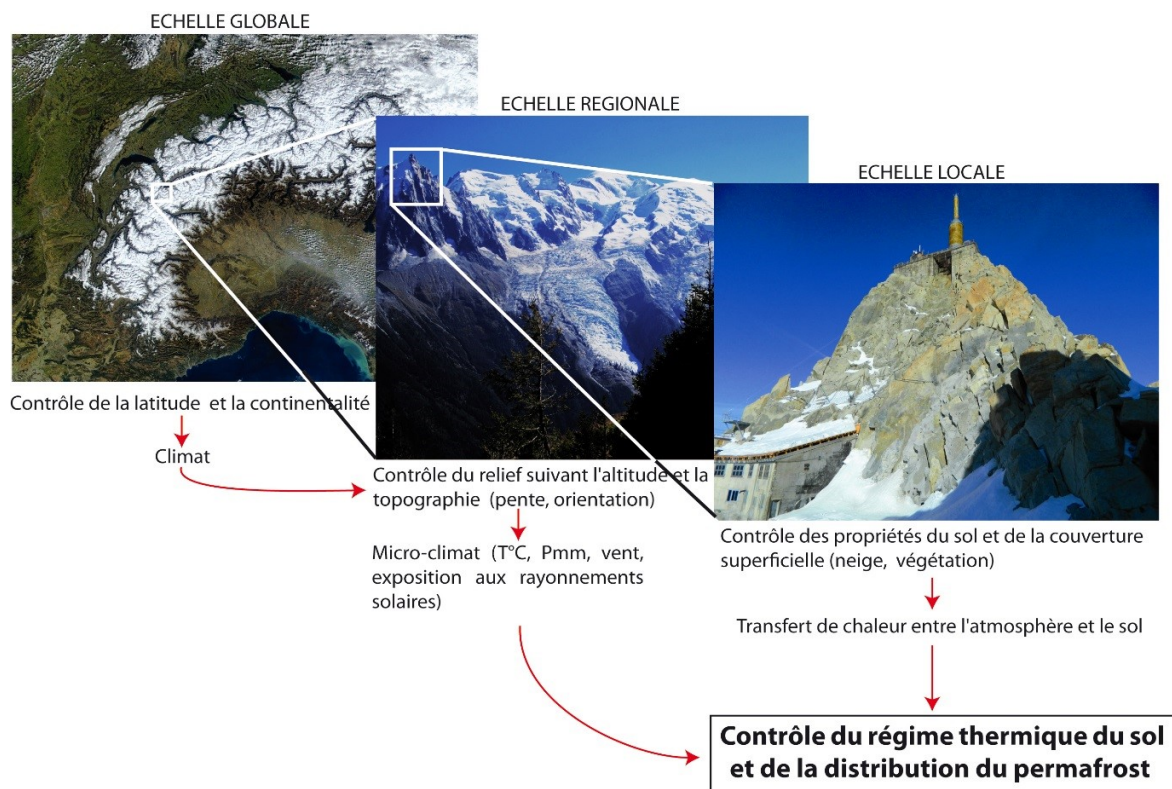




*Figure 3: À gauche, le sommet de l'Aiguille du Midi (3842 m, massif du Mont Blanc, France) où un pergélisol de paroi rocheuse supra-glaciaire est présent (Deline et al, 2009) ; au milieu, le glacier rocheux actif de Muragl (Alpes Suisses) (Harris et al., 2009) ; à droite, le plateau pergélisolé de Juvvasshøe dont la surface est caractérisée par un champ de blocs (Norvège) (Isaksen et al., 2001).*

### **I.2.3. Les facteurs contrôlant la distribution spatiale du pergélisol alpin**

La distribution du pergélisol alpin est très hétérogène en raison de la complexité des terrains de montagne. Les paramètres (micro)-climatiques, la topographie, la nature du substrat, ainsi que la couverture de surface sont autant de facteurs très variables dans l'espace et qui influencent directement les échanges de chaleur entre l'atmosphère et le sol (Delaloye, 2004 ; Etzelmuler et Frauenfelder, 2009). Pour analyser la distribution spatiale du pergélisol alpin, Grüber (2005) a envisagé un emboîtement hiérarchique de trois échelles, à savoir l'échelle globale (influence du climat zonale), régionale (influence de la topographie) et locale (influence des conditions de surface) (Figure 4).



*Figure 4: Imbrication des différents niveaux d'échelles contrôlant la distribution du pergélisol en milieu alpin (modifié de Grüber, 2005).*

### **I.2.3.1. Échelle globale : le contrôle du climat zonal et azonale**

Ce niveau d'analyse spatiale correspond à l'échelle d'un massif montagneux (Figure 4). Le climat y est avant tout contrôlé par la latitude, qui détermine les grands systèmes climatiques zonaux de la planète (Figure 5). Ces derniers sont néanmoins complexifiés par la continentalité qui influence énormément les températures et le régime des précipitations. Des études ont mis en évidence la relation entre l'abaissement de la limite inférieure du pergélisol alpin et l'accroissement de la continentalité (Figure 5). Plus la continentalité augmente, plus l'altitude de limite inférieure du pergélisol diminue. Notons que cette relation est inverse à celle de la ligne d'équilibre (bilan de masse nul) des glaciers (Guodong et Dramis, 1992 ; Etzelmüller et Frauenfelder, 2009).

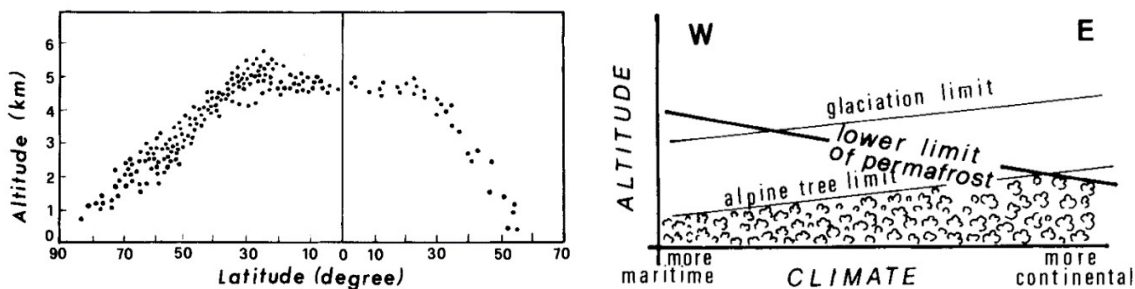
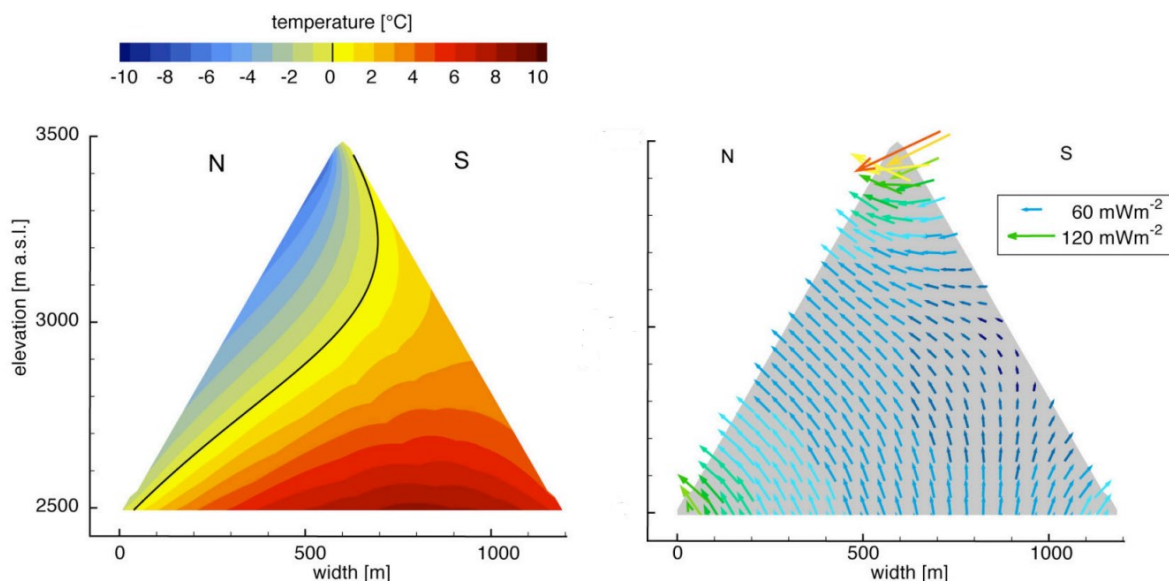


Figure 5 : Évolution de la limite inférieure du pergélisol selon la latitude (à gauche) et la continentalité selon un modèle adapté à la Scandinavie (à droite) (Guodong et Dramis, 1992).

### I.2.3.2. Échelle régionale : le contrôle dominant de la topographie

Cette échelle d'analyse met une emphase sur le contrôle de la topographie sur les paramètres climatiques, conduisant au développement de microclimats (Figure 4). Les paramètres climatiques varient avec l'altitude suivant le gradient adiabatique ( $\approx 0.0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) et de précipitation. Ces gradients climatiques verticaux sont très variables dans le temps, notamment selon les saisons, et dans l'espace puisqu'ils diffèrent nettement entre les versants exposés au vent et les versants sous le vent. L'orientation influence aussi considérablement le bilan radiatif à la surface du sol. Les versants et parois rocheuses exposés aux radiations solaires reçoivent beaucoup plus d'énergie que les versants ombragés (Lewkowicz et Ednie, 2004 ; Julian et Chueca, 2007). Dans les Alpes, un décalage thermique de  $+7^{\circ}\text{C}$  a par exemple été mesuré entre le MAGST d'une paroi exposée au sud et celle d'une paroi exposée au nord, pourtant à la même altitude et espacées de quelques centaines de mètres (Noetzli et Grüber, 2009). Ces forts gradients thermiques entre versants sud et versants nord entraînent des transferts de chaleur latéraux par conduction dans la roche qui se surimposent aux transferts de chaleur verticaux (Figure 6). Les profils thermiques extraits de certains forages dans des parois rocheuses de haute altitude montrent certaines perturbations qui pourraient être expliquées par cette dynamique tridimensionnelle des échanges de chaleur (Grüber et *al.*, 2004b). L'intensité des échanges de chaleur latéraux est importante pour les sommets à géométrie escarpée (*e.g.* pic, aiguille, crête) tandis que pour les plateaux et sommets arrondis, ils sont beaucoup plus faibles voire négligeables. Finalement, le relief induit également des inversions thermiques de la température de l'air. Ce phénomène se produit principalement pendant les périodes anticycloniques en hivernale lorsque l'air froid plus dense se concentre dans les fonds de vallées et les cuvettes. Les températures y sont alors beaucoup plus froides qu'au niveau des zones plus élevées. Ce phénomène est connu pour avoir une conséquence sur la température du sol, principalement dans les régions de montagnes continentales sub-arctiques comme au Yukon (Lewkowicz et Bonnaventure, 2011).



**Figure 6:** Modélisation en 3 dimensions des champs de température (à gauche) et des flux de chaleur pour une montagne à géométrie idéalisée (à droite) (Noetzli et al., 2007). La ligne noire représente l'isotherme 0 °C et les flèches représentent la direction et l'intensité des flux de chaleur.

### I.2.3.3. Échelle locale : le contrôle des propriétés de la surface et du sous-sol

Le régime thermique du pergélisol est largement contrôlé par les propriétés physiques et thermiques de la couverture de surface (couverture détritique, nivale, et végétale) et du sous-sol (Figure 4). Or, en milieu de montagne ces paramètres sont extrêmement variables dans l'espace et participent à l'hétérogénéité de la température à la surface du sol et dans le sol à grande échelle. Notons que l'impact de la végétation sera volontairement ignoré dans cette section car le pergélisol alpin se développe généralement dans des environnements peu végétalisés.

#### I.2.3.3.1. Le contrôle de la couverture de surface

##### - Les dépôts de surface

La couverture de surface constitue une couche tampon qui exerce un impact majeur sur le régime thermique du pergélisol en contrôlant l'intensité et la nature des transferts de chaleur entre l'atmosphère et le sol. Les dépôts de surface sont à l'origine d'un décalage thermique (positif ou négatif) entre les MAAT et les MAGST (French, 2007). L'effet tampon induit par la couverture de surface est principalement dépendant de la granulométrie, la porosité et l'albédo ainsi que la teneur en eau ou en glace de la couche de sédiments (Grüber et Haeberli, 2009). Certains îlots de pergélisol alpin observés à une altitude bien inférieure de celle de l'isotherme 0°C de la MAAT ne doivent généralement leur existence qu'à la présence d'une couche de matériaux grossiers (*e.g.* éboulis froid, glacier rocheux) dans

laquelle des mouvements d'air convectifs – naturels et/ou forcés par le vent – s'organisent en hiver, et ce malgré la présence du couvert nival. Ce processus dit de ventilation induit un fort couplage entre la GST et la température de l'air, conduisant à un refroidissement local du sol (*i.e.* décalage thermique négatif) (Delaloye et Lambiel 2005). Sur le site de Plateau Mountain dans les Rocheuses, Harris et Pedersen (1998) ont montré qu'un décalage thermique négatif de 4 à 7 °C a été enregistré entre une zone de champs de blocs et une zone où le socle rocheux affleure à la surface en raison du processus de convection d'air dans la macroporosité de la couverture de blocs. De plus, la fonte au printemps des accumulations de neige et de glace dans les interstices des dépôts rocheux participe à refroidir le sol par la consommation de chaleur latente.

En absence de couverture détritique, comme sur des parois raides de haute altitude (Noetzli, 2008), les transferts de chaleur radiatifs et conductifs sont quasi-directs entre l'atmosphère et la roche. La réaction des températures du sol au signal climatique est donc quasi instantanée.

#### - ***Le couvert de neige***

De par ses propriétés physiques (*i.e.* faible densité et forte porosité), thermiques (*i.e.* faible conductivité thermique) et optiques (*i.e.* fort albédo et émissivité), le couvert nival constitue une couche tampon isolante entre l'atmosphère et le sol qui exerce un contrôle majeur sur l'évolution spatiale de la GST ainsi que sur la température et la distribution du pergélisol (Zhang, 2005 ; Zhang et al, 2001 ; Ishikawa, 2003 ; Ling et Zhang, 2003 ; Luetschg et al., 2008 ; Hasler et al., 2011). À l'échelle d'une année, l'impact thermique exercé par le manteau neigeux sur le sol est le résultat de la balance entre son effet réchauffant (*i.e.* décalage thermique positif entre la GST et la température de l'air) et son effet refroidissant (*i.e.* décalage thermique négative entre la GST et la température de l'air). Cette balance est contrôlée par (1) l'épaisseur, (2) la date d'apparition et de fonte du manteau neigeux, ainsi que (3) les propriétés physico-thermiques du couvert nival (William et Smith, 1989, Boike et al., 2003, Zhang, 2005, Harris et al., 2009).

- (1) À partir d'une certaine épaisseur, le couvert nival réduit considérablement les pertes de chaleur du sol vers l'atmosphère pendant l'hiver. La GST est alors déconnectée des conditions atmosphériques et se maintient près de 0°C, et ce même si les températures de l'air sont très froides (*i.e.* effet réchauffant). Inversement, lorsque l'épaisseur du couvert nival est réduite, le fort albédo et la forte émissivité de la neige apportent un effet « refroidissant » à la surface du sol (Zhang, 2005). Le seuil d'épaisseur neige critique pour la présence d'une GST suffisamment froide pour permettre le développement du pergélisol est variable selon les propriétés de la neige, la température de l'air, ainsi que la date d'apparition et de fonte du manteau neigeux. En synthétisant

les résultats de plusieurs études, il semble qu'une épaisseur de 50 à 90 cm de neige soit suffisante pour que le sol ne gèle pas en profondeur en hiver (Nicholson & Granberg, 1973 ; Goodrich, 1982 ; Zhang, 2005 ; Luetschg *et al.*, 2008).

- (2) Au début de la saison froide, plus le couvert de neige recouvre le sol tôt, plus son effet réchauffant est fort, car le sol n'a pas le temps de perdre sa chaleur. Inversement, lorsque la neige tombe tardivement, le sol a davantage le temps de restituer sa chaleur à l'atmosphère. Pour Zhang *et al.*, 2001, plus le couvert de neige s'établit tard au début de l'hiver, plus l'épaisseur critique pour la formation du pergélisol s'accroît, et inversement. Au printemps, une disparition tardive de la neige permet de retarder l'exposition de la surface du sol aux radiations solaires et aux températures de l'air positives. Du fait de son albédo, sa forte émissivité et consommant de la chaleur latente de fusion, un couvert de neige persistant longtemps au printemps apporte un effet refroidissant important à la surface du sol (Zhang *et al.*, 2001 ; Ling et Zhang, 2003, Luetschg *et al.*, 2008 ; Hasler *et al.*, 2011).
- (3) La neige est constituée de glace, d'air et souvent d'eau liquide. Elle est peu dense, très poreuse et donc possède une faible conductivité thermique. C'est un matériel dont la structure et les propriétés physiques sont en constante évolution au cours de l'hiver selon les processus de métamorphisme de la neige. Le vent, la température de l'air et du sol, la topographie et la végétation sont des paramètres qui influencent considérablement l'évolution des propriétés de la neige et par conséquent son impact thermique sur le sol. Par exemple, Zhang *et al.* (1996) ont montré que plus la fraction de neige constituée de cristaux en gobelets (neige très peu dense) est importante, plus l'effet « réchauffant » du couvert nival est fort.

En milieu alpin, l'épaisseur de neige et les propriétés de la neige sont spatialement très variables à grande échelle ce qui induit une grande hétérogénéité des conditions thermiques à la surface du sol.

#### *1.2.3.3.2. Le contrôle des propriétés du sol*

La nature et les propriétés physico-thermiques des dépôts de surface et du socle rocheux ont aussi un contrôle considérable sur le régime thermique du pergélisol en milieu de montagne. La porosité et le degré de fracturation de la roche sont notamment des paramètres majeurs puisqu'ils contrôlent la capacité du sol à laisser passer un fluide. Or, la circulation d'eau ou d'air dans le sol entraîne des transferts de chaleur convectifs qui sont particulièrement efficaces pour transmettre la chaleur au sol (Grüber et Haerberli, 2007). Pendant la saison chaude, la forte disponibilité en eau, notamment pendant de la fonte

de la neige, conduit à des infiltrations d'eau dans les fractures et les grands pores de la roche. Cette circulation d'eau favorise un transfert convectif de chaleur qui participe au réchauffement du sol et conduit à une accélération de la dégradation du pergélisol (Grüber et Haeberli, 2007 ; 2009 ; Hasler et *al.*, 2011). De plus, en regelant dans les fractures, l'eau de fonte dégage de la chaleur latente qui constitue un apport supplémentaire de chaleur. Inversement, pendant la saison froide, les circulations d'air froid dans les fractures de la roche – à condition que celles-ci ne soient pas comblées par la neige ou la glace – permettent de refroidir rapidement les parois (Hasler et *al.*, 2011 ; Magnin et *al.*, 2014). Ce processus est semblable au phénomène de ventilation de surface dans les dépôts grossiers.

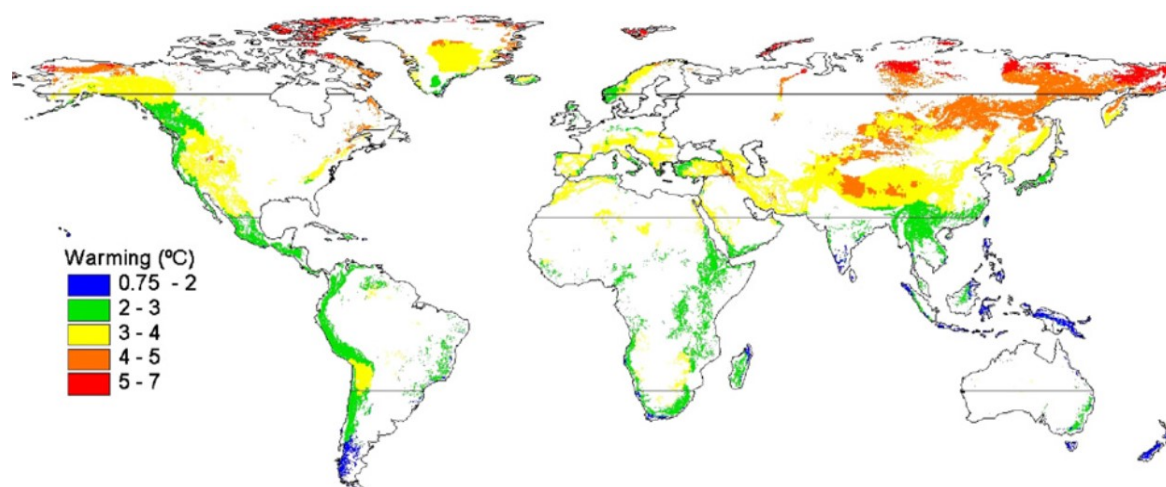
### **I.3. Les effets des changements climatiques sur le pergélisol**

Le pergélisol est particulièrement sensible à l'évolution des températures de l'air, car son régime thermique tend constamment à se rééquilibrer aux forçages climatiques externes. La hausse récente des températures de l'air, dont l'empreinte anthropique via les rejets de CO<sup>2</sup> est désormais avérée (IPCC, 2014), entraîne de nombreux effets sur le pergélisol, aussi bien latitudinal qu'alpin. Les enjeux environnementaux et humains qui en résultent sont considérables (Serreze et *al.*, 2000 ; Zhang et *al.*, 2008). La compréhension et l'anticipation des réponses thermique et mécanique du pergélisol aux changements climatiques et de ses conséquences sur le géosystème sont complexes et restent un défi pour les scientifiques. Les températures internes du sol n'évoluent en effet pas de manière linéaire avec celle de l'air. D'autres facteurs, comme la topographie, le couvert nival et végétal, la teneur en glace du sol, la circulation d'eau et les propriétés du sol, interviennent à différents niveaux d'échelle dans le contrôle de la réponse du pergélisol à la hausse des températures en filtrant ou, inversement, favorisant le couplage au signal climatique. Des boucles de rétroactions positives, *i.e.* qui conduisent à une accélération de la dégradation pergélisol, et négatives, *i.e.* qui permettent au pergélisol se maintenir à l'équilibre malgré les changements climatiques (résilience du système thermique), se développent et contrôlent l'évolution et le comportement du pergélisol (Jorgenson et *al.*, 2010). Dans les milieux alpins, le degré de complexité est exacerbé par rapport au pergélisol latitudinal en raison de la grande hétérogénéité spatiale des terrains induite par le relief (Haeberli et Grüber, 2009).

#### **I.3.1. Évidences des changements climatiques dans les régions alpines**

En raison du gradient altitudinal très fort dans l'étagement bioclimatique et géomorphologique des milieux alpins, les géosystèmes sont très réactifs et sensibles aux changements climatiques. Une hausse de quelques dixièmes de degrés Celsius suffit à entraîner une hausse altitudinal significative de la limite d'équilibre des glaciers, de la limite inférieure du pergélisol et des zones de transition entre les espèces

végétales (Haeberli et Beniston, 1998 ; Diaz et *al.*, 2003). Or, les régions de montagnes, à l’instar des régions arctiques, sont particulièrement exposées et vulnérables aux changements climatiques (Haeberli et Beniston, 1998 ; Beniston, 2005 ; Ohmura, 2012 ; Rangwala et *al.*, 2013). Selon Diaz et Bradley (1997) et Ohmura (2012), qui ont basés leurs études sur l’analyse de plusieurs séries de données climatiques enregistrées dans les principaux ensembles montagneux de l’hémisphère nord, le réchauffement des températures de l’air est plus marqué en montagne qu’en plaine. La hausse des températures semble davantage amplifiée dans les massifs de moyennes et hautes latitudes et cette tendance devrait se poursuivre au cours des prochaines décennies selon les modélisations climatiques (Figure 7) (Nogues-Bravo et *al.*, 2007).



**Figure 7 : Modélisation de l’évolution des températures de l’air dans les zones montagneuses de la planète à l’horizon 2055. Selon le scénario d’émissions de C0<sup>2</sup> A1Fi du modèle AOGCM (qui correspond au scénario de poursuite intensive de la consommation d’énergie fossile), le réchauffement le plus marqué devrait se produire dans les massifs de montagne des hautes et moyennes latitudes (Nogues-Bravo et *al.*, 2007).**

Le réchauffement récent des températures dans les zones de montagnes semble particulièrement marqué pendant la saison froide, ce qui pourrait s’expliquer par les rétroactions entre la cryosphère et les températures de l’air (*e.g.* moins d’albédo en raison de la dégradation du régime nival) (Ohmura, 2012 ; Rangwala, et *al.*, 2013). De plus, les températures minimales journalières semblent être davantage marquées par un réchauffement que les maximales (Diaz et Bradley, 1997 ; Beniston, 2005).

Concernant l’évolution de quantités annuelles de précipitations, aucune tendance nette ne se dégage, notamment en raison des séries de données trop courtes et de la forte variabilité régionale et interannuelle des précipitations qui complexifie l’analyse (Beniston, 2005). Néanmoins, en ce qui concerne l’enneigement, les observations montrent une altération notable dans les altitudes moyennes. Plusieurs études réalisées dans les Alpes – où les enjeux économiques liés à la neige sont considérables avec le tourisme des sports d’hiver – font état d’une période d’enneigement plus courte et d’une épaisseur de

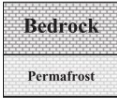
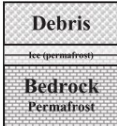


neige plus faible depuis les années 1980 en dessous de 1500 à 2000 m d'altitude (Beniston, 1997 ; Uhlmann *et al.*, 2009). Ce phénomène pourrait s'expliquer davantage par un changement du ratio entre les précipitations solides et liquides en lien avec la hausse des températures hivernales que par une diminution des précipitations totales.

### I.3.2. Les réponses du pergélisol alpin aux changements climatiques

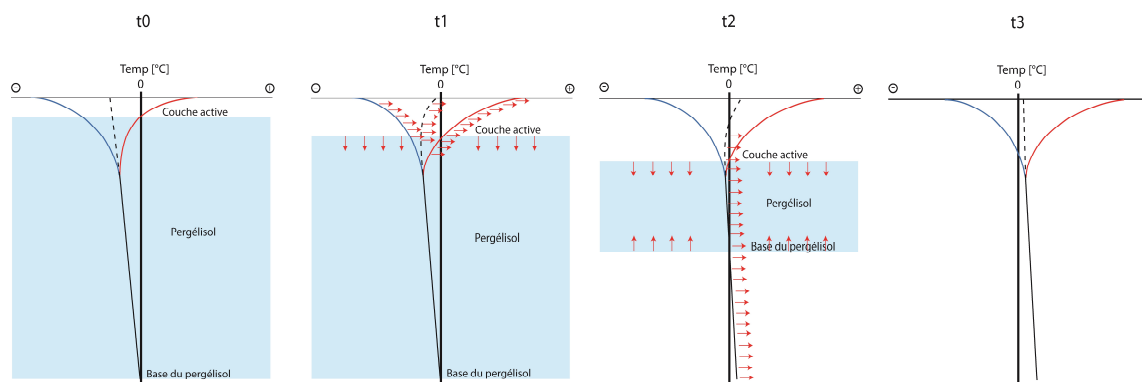
Les perturbations du régime thermique de surface en réponse aux forçages climatiques se propagent en profondeur conduisant à des changements dans le profil de température et la structure thermique du pergélisol. Le processus de dégradation du pergélisol est très variable dans l'espace et le temps selon l'intensité et la durée du forçage climatique ainsi que les propriétés du système thermique qui déterminent son temps de réaction et la façon dont il réagit.

Le pergélisol alpin répond particulièrement vite au signal climatique. Premièrement, parce qu'il est généralement proche du point de fusion (pergélisol « chaud ») et donc très sensible à la hausse des températures de surface (Haeberli et Beniston, 1998). Deuxièmement, parce qu'il est le plus souvent présent dans la roche qui se caractérise par une forte diffusivité thermique (Figure 8), *i.e.* une forte conductivité thermique (propriété inhérente aux minéraux) et une faible capacité calorifique spécifique (faible teneur en eau de la roche). De plus, la nature tridimensionnelle des échanges thermiques dans un milieu de topographie complexe fait en sorte que le forçage climatique intervient aussi bien latéralement que verticalement (*e.g.* par les parois rocheuses) (Noetzli *et al.*, 2007 ; Noetzli et Grüber, 2009). Lorsque le socle rocheux est recouvert d'accumulations détritiques riches en glace (Figure 8), le temps de réponse du pergélisol au signal climatique est plus long en raison de la plus faible diffusivité thermique de la couche de dépôts superficielle et de la présence potentielle de glace.

Material type	Name	Ice content	Active layer	Location	Modifiers	Response time
MAGST < 0° C	Type I (Bedrock)	Low	Very thick	High Arctic or high mountain environments where soil is very poorly developed	Changes in MAGST through changes in surface conditions especially snow depth	Fast, likely different active layer depths yearly
						
MAGST < 0° C	Type II (Debris covered or rock glacier)	High at debris bedrock interface	Thick	Rock glaciers in high mountains in mid to high latitudes	Changes in MAGST Changes in snow depth Changes in amount of liquid precipitation	Slow as a result of high ice content at the base of the active layer
						

**Figure 8: Conceptualisation des réponses des deux types de pergélisol alpin les plus courants, *i.e.* le pergélisol dans les zones où le socle rocheux affleure et le pergélisol dans les zones où le socle rocheux est recouvert d'un couvert détritique (Bonnaventure et Lamoureux, 2013).**

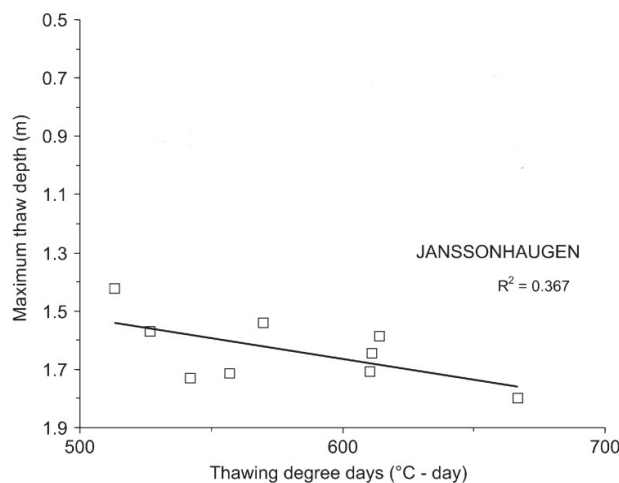
Le processus de dégradation du pergélisol se déroule généralement en 4 phases successives ou concomitantes dans le temps (Figure 9):



**Figure 9: Conceptualisation des différentes phases de la dégradation du pergélisol:  $t_0$  représente l'état d'équilibre avant le réchauffement;  $t_1$  est marqué par un réchauffement de la GST avec un approfondissement de la couche active; en  $t_2$ , le signal du réchauffement de surface se propage en profondeur entraînant un décalage de l'ensemble du profil thermique vers l'isotherme  $0^{\circ}\text{C}$  et une remontée de la base du pergélisol; en  $t_3$ , le pergélisol est disparu et le profil thermique du sol atteint un nouvel équilibre avec les conditions de surface.**

D'abord, la phase 1 correspond au réchauffement de la surface du sol ( $t_1$  sur la Figure 9). La GST étant largement contrôlée par la température de l'air, les précipitations, notamment le couvert nival, et les radiations solaires, elle réagit très rapidement (à l'échelle d'une année) au forçage climatique (Cheng et Wu, 2007). Ensuite, pendant la phase 2, la profondeur de la couche active a généralement tendance à s'approfondir ( $t_1$  sur la Figure 9) en réponse au réchauffement de surface (Bonnaventure et Lamoureux, 2013). Le temps de réponse de la couche active au forçage climatique est très variable selon la nature du sol et sa teneur en glace. Il est quasi-immédiat dans le cas du pergélisol de roche (*e.g.* parois raides ; Grüber *al.*, 2004a) mais peut être beaucoup plus long lorsqu'une couche de débris recouvre la roche (Bonnaventure et Lamoureux, 2013).

L'approfondissement de la couche active est principalement contrôlé par l'évolution des températures estivales (Figure 10) ainsi que par les conditions nivales (épaisseur, durée et timing du couvert de neige) de l'hiver précédent (Ling et Zhang, 2003 ; Akerman et Johansson, 2008 ; Farbrot et *al.*, 2011). Harris (2001) a également montré que la couche active pouvait réagir à l'apport de précipitation estivale. L'eau d'infiltration et de fonte nivale s'écoule en effet sur le plafond du pergélisol des versants conduisant à une progression rapide du front de dégel saisonnier par transferts de chaleur convectif au sol. Depuis ces dernières décennies, une tendance à l'approfondissement de la couche active semble se dessiner dans plusieurs régions montagneuses de la planète comme dans les Alpes (Grüber et Haeberli, 2009, Mutter et Phillips, 2012), en Scandinavie (Isaksen et *al.*, 2007 ; Akerman et Johansson, 2008 ; Farbrot et *al.*, 2013) ou encore sur le plateau Tibétain (Yang et *al.*, 2010).



**Figure 10: Relation entre la profondeur de la couche active et la somme des degrés-jours de dégel pour le site de Janssonhaugen au Svalbard (Norvège) (Harris et al., 2009).**

Cependant, la relation entre l'approfondissement de la couche active et le réchauffement du climat n'est pas systématique. Certaines études ont en effet montré que la température interne du pergélisol et la TTOP pouvaient augmenter en réponse aux forçages climatiques sans répercussion sur la profondeur de la couche active. C'est par exemple le cas si le réchauffement touche principalement les températures hivernales et moins les températures estivales. Inversement, une couche active plus profonde n'est pas toujours un indicateur d'une dégradation du pergélisol (Smith et Riseborough, 1996 ; Osterkamp, 2007).

Lorsque la couche active devient trop importante et que la pénétration du front de gel hivernal ne parvient plus à atteindre le plafond du pergélisol, une frange de sol non gelée se développe formant un talik. Le pergélisol sous-jacent devient alors relique. Généralement, le pergélisol alpin relique ne se maintient pas longtemps (de l'ordre de quelques années à quelques décennies) car il est peu profond et est présent principalement dans la roche. En revanche, dans les zones avec des dépôts de surface grossiers riches en glace, des noyaux de glace reliques dégèlent plus lentement en raison de l'effet de la chaleur latente et peuvent même s'auto-entretenir pendant plusieurs décennies avant de disparaître. C'est par exemple le cas de certains glaciers rocheux (Aoyama, 2003).

Simultanément à la réponse de la couche active, la phase 3 dans la dégradation du pergélisol implique une hausse de la température interne du sol qui se manifeste par un décalage de l'ensemble du profil thermique vers l'isotherme 0°C ( $t_2$  sur la Figure 9). En profondeur, la variabilité interannuelle de la MAAT et la MAGST sont lissées et l'évolution de la température du sol ne reflète que la tendance climatique sur le long terme. En raison de l'inertie thermique du sol, le temps de réponse de la

température en grande profondeur peut varier de plusieurs années à plusieurs siècles (Haeberli et Beniston, 1998, Farbroth et al., 2013). Une nette hausse de la température interne du pergélisol alpin a été récemment mesurée dans les Alpes (Haeberli et Beniston, 1998), en Scandinavie (Isaksen et al., 2007 ; Farbroth et al., 2013), en Islande (Farbroth et al., 2007), dans les montagnes du Tien Shan (Marchenko et al., 2007) et sur le plateau du Qinghai-Tibet (Cheng et Wu, 2007 ; Yang et al., 2010).

Finalement, la 4<sup>ème</sup> phase représente l'amincissement du pergélisol avec un dégelé par la surface et par la base ( $t_2$  sur la Figure 9), qui, à terme, aboutit à la disparition complète du sol gelé ( $t_3$  sur la Figure 9) (Haeberli et Beniston, 1998).

### **I.3.3. Impact de la dégradation du pergélisol sur les géosystèmes alpins**

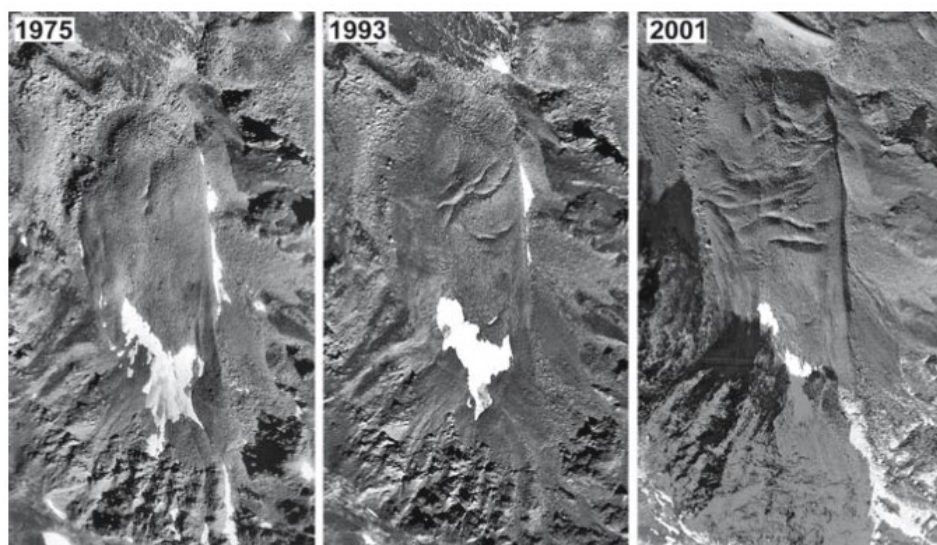
Le réchauffement et la dégradation du permafrost alpin se traduisent par une élévation de sa limite inférieure et une réduction de son extension spatiale (Cheng et Wu, 2007 ; Bonnaventure et Lewkowicz, 2010 ; Yang et al., 2010 ; Farbroth et al., 2013). Ce phénomène entraîne une remontée des processus hydro-géomorphologiques contrôlés par la présence du pergélisol et un déséquilibre morphodynamique des versants. Les enjeux environnementaux et humains liés à la déstabilisation des versants sont devenue une préoccupation majeure pour les pouvoirs publics et les scientifiques dans les massifs montagneux densément peuplés, notamment dans les Alpes. Les aléas gravitaires en réponse à la dégradation du pergélisol alpin peuvent prendre plusieurs formes.



**Figure 11: Écroulement rocheux d'une paroi pergélisolée en Suisse à l'automne 2007 (Haeberli et al., 2010).**

Les plus redoutés, car très rapides et imprévisibles, sont les écroulements rocheux au niveau des parois de haute altitude juxta- et supra-glaciaires et les mouvements de masses liés au décrochement de la couche active sur les versants (Bonnaventure et Lewkowicz, 2012). Les observations d'écroulements rocheux (Figure 11) ont été de plus en plus nombreuses au cours des dernières années. Des événements majeurs ont été reportés dans les Alpes (Grüber et al., 2004a ; Ravel, 2010), dans le Caucase (Huggel et al., 2005) en Nouvelle-Zélande (Allen et al., 2009) et en Alaska (Huggel et al., 2008). Dans le massif

du Mont Blanc (France), Ravel et Deline (2008) ont clairement mis en évidence le lien entre le réchauffement climatique et la multiplication des écroulements rocheux depuis les années 1950. Avec la dégradation du pergélisol, la glace massive présente dans les fractures et les pores de la roche, qui joue le rôle de ciment entre les pans de roche, fond. Une fois enclenché, ce processus tend à accélérer (rétroaction positive) la dégradation du pergélisol en exposant de nouveaux pans de roches aux conditions atmosphériques (Davis et *al.*, 2001). Au niveau du pergélisol présent dans les glaciers rocheux et les talus d'éboulis, la conséquence géomorphologique de la dégradation du pergélisol est l'accélération de la vitesse de fluage de la matrice glace/roche qui conduit à un amincissement et une fracturation de la matrice roche/glace (Figure 12) (Kääb et *al.*, 2007 ; Bodin et *al.*, 2009). Avec la fonte des noyaux de glace, des dépressions de thermokarst peuvent apparaître en surface (Haeberli et *al.*, 2006).



**Figure 12: Accélération de la vitesse de fluage d'un glacier rocheux en Suisse entre 1975 et 2001. Le front du glacier à progresser de plusieurs dizaines de mètres et des crevasses sont apparues (Haeberli et Grüber, 2009).**

Finalement, la dégradation du pergélisol alpin conduit à des changements majeurs dans l'hydrologie des versants et l'apport de sédiments (augmentation du taux d'érosion) et de nutriments au sol. L'approfondissement de la couche active et la disparition du pergélisol sont reconnus pour entraîner un assèchement de la surface du sol et un abaissement du niveau de la nappe phréatique (Cheng et Wu, 2007 ; Akerman et Johansson, 2008 ; Haeberli et Grüber, 2009). Ces modifications des propriétés chimiques et physiques du sol, conjuguées aux changements des conditions atmosphériques (*i.e.* hausse de la température et modification du régime de précipitations) conduisent à une déstabilisation des écosystèmes alpins avec une progression altitudinale de la végétation et des espèces animales (Walther et *al.*, 2005 ; Grace et *al.*, 2002).

## **Conclusion Chapitre 1.**

Le pergélisol représente un état thermique du sous-sol qui est contrôlé par un système d'interactions complexe entre le climat d'une part et les paramètres environnementaux (la topographie, le sol, la couverture superficielle) d'autre part. Les conditions thermiques du sol doivent être analysées comme le résultat d'une imbrication de facteurs et de rétroactions à différentes échelles. A l'échelle locale, la complexité des interactions et des paramètres qui contrôlent la présence du pergélisol a tendance à être exacerbée, notamment dans les milieux de topographie complexe, marqués par des terrains et des environnements d'une grande variabilité dans l'espace et dans le temps. Il en résulte une distribution extrêmement hétérogène des conditions thermiques de surface du sol et, par conséquent, du pergélisol. Dans les massifs montagneux de moyennes latitudes, le pergélisol alpin est très discontinu et relativement « chaud », c'est-à-dire près du point de fusion, ce qui le rend très sensible aux changements climatiques. Or, les observations et les modèles s'accordent pour montrer que les régions de haute altitude sont particulièrement exposées à la hausse des températures. Une dégradation rapide du pergélisol alpin en réponse aux changements climatiques récents est observée dans plusieurs régions montagneuses. Ce phénomène implique une déstabilisation des versants et des changements profonds dans le fonctionnement des géosystème de montagnes, eux-mêmes très sensibles en raison du fort gradient altitudinal dans l'étagement des processus géomorphologiques et des écosystèmes. Avec la poursuite de la hausse des températures de l'air telle que prévue par les modèles climatiques, les effets de la dégradation du pergélisol alpin risquent de s'accroître et conduiront à des conséquences irréversibles sur les environnements alpins et à une recrudescence des risques naturels pour les populations qui y vivent.

## Chapitre 2 : Contexte de l'étude et problématique

### II.2. Le site d'étude

Les hauts plateaux du massif des Chic-Chocs (Figure 13), notamment ceux du mont Jacques-Cartier et du mont Albert, présentent des environnements périglaciaires et des conditions climatiques analogues aux régions de toundra arctique du Nunavik, plus de 1000 km au nord. Les géosystèmes et écosystèmes qui s'y trouvent se caractérisent par la présence de modelés périglaciaires typiques, des îlots de pergélisol alpin – qualifiés de marginaux en raison de leur caractère isolé et de leur latitude méridionale (49°N), d'une végétation de toundra et de la dernière harde de caribous au sud du Québec. D'une grande richesse, mais également très fragilisé par les changements climatiques, cet espace naturel est placé sous la protection de la SEPAQ (Société des Établissements de Plein Air du Québec) depuis 1981, date de la création du Parc de la Gaspésie.

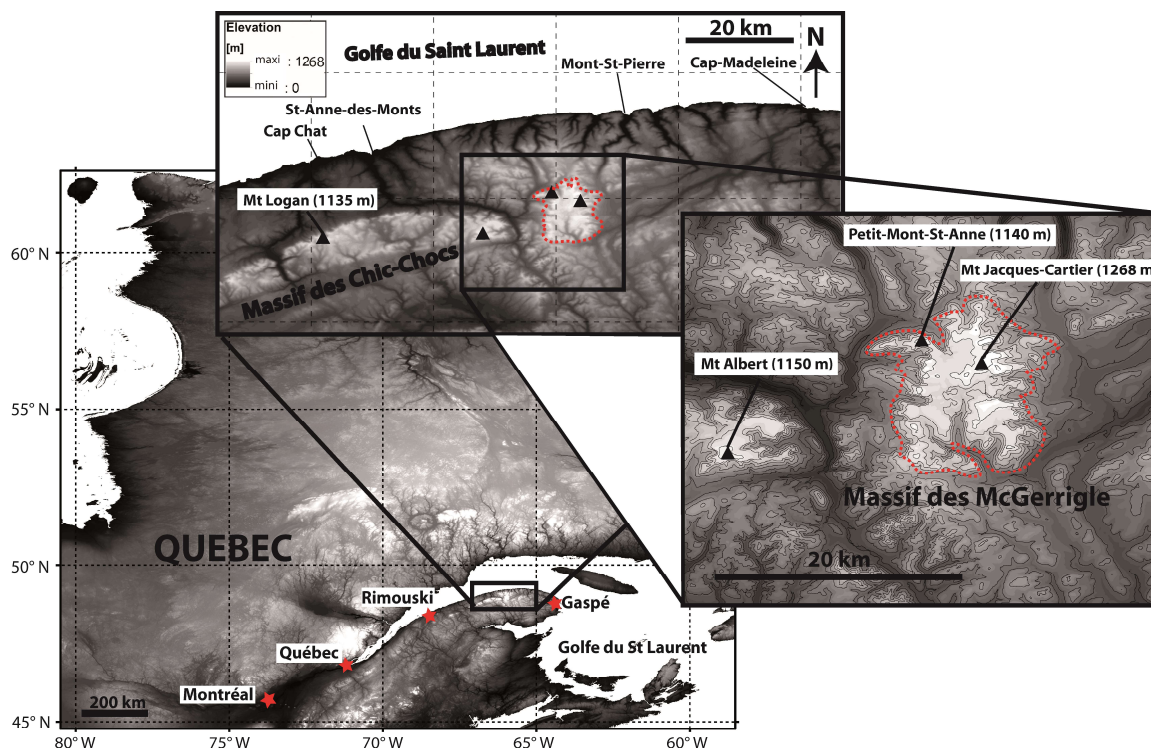


Figure 13: Site d'étude. Les tirets rouges délimitent l'ensemble des Monts McGerrigle (Dévonien). Le mont Jacques-Cartier est le plus haut sommet des McGerrigle et de l'ensemble du massif des Chic-Chocs.

### **II.2.1. La géologie**

Les Chic-Chocs appartiennent à l'ensemble des monts Notre-Dame, qui constitue le prolongement nord des Appalaches. Le massif est composé de sommets arrondis et de plateaux disséqués par des vallées et cirques glaciaires, formant des versants convexo-concaves relativement raides. La géologie régionale est constituée de formations sédimentaires d'âge Cambrien et Paléozoïque (French et Bjornson, 2008). À la fin de l'orogénèse Acadienne (Dévonien), une intrusion majeure de roche ignée est remontée dans les couches sédimentaires. Après érosion différentielle des roches encaissantes, le batholite – dont la partie supérieure formée de roches métamorphiques a été érodée – domine la région et forme les monts McGerrigle. Ce massif abrite un ensemble de 15 sommets culminant au-dessus de 1000 m et dont le plus haut est le mont Jacques-Cartier (1268 m d'alt.) (Figure 13) (De Römer, 1977). Ce sommet s'apparente à un vaste plateau essentiellement formé de roches granitiques et hybrides, notamment de la syénite et de la monzonite. L'analyse de carottes extraites du forage du trou associé à l'emplacement du câble à thermistance (Gray et Brown, 1979) montre que le socle rocheux granitique présente une fracturation assez importante dans sa partie superficielle (40% de la fracturation est observé dans les 4 premiers mètres). En revanche, la macroporosité devient infime sous 20 mètres de profondeur. La microporosité est quant à elle globalement très faible avec des valeurs de 0,2 à 0,7 % (Mazerolle, 2010). La conductivité thermique de la roche est variable de  $1,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$  à  $2,5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$  au sommet du mont Jacques-Cartier selon le type de roche et l'assemblage minéralogique de celle-ci (Gray et Brown, 1979). Le second ensemble géologique majeur du massif des Chic-Chocs est constitué par le plateau du mont Albert (1150 m). D'âge plus ancien que l'intrusion des McGerrigle, ce plateau est formé du charriage et du soulèvement d'un morceau de croûte océanique lors de l'orogénèse taconienne (Gray et Brown, 1979). Les roches d'âge ordovicien qui constituent le plateau sont ultra-mafiques avec de la péridotite serpentinisée et de la dunite (Hétu et Gray, 1985).

### **II.2.2. Les dépôts de surface**

Les dômes et plateaux sommitaux du massif des Chic-Chocs sont recouverts d'un épais dépôt de matériel grossier : le régolithe (Figure 14) (Gray et al, 1987; Baron-Lafrenière, 1983; French et Bjornson, 2008). Au mont Jacques-Cartier, de récents profils géoradar collectés ont démontré que le contact stratigraphique entre le régolithe et le substrat rocheux se situe à environ 3 m sur le versant NW et la partie centrale du plateau (Charbonneau, 2015). Des épaisseurs similaires avait été mesurées lors du forage au sommet (Gray et Brown, 1979 ; Payette et Boudreau, 1984). Les études de sol réalisées sur le plateau du mont Jacques-Cartier ont montré que les dépôts forment une seule unité stratigraphique caractérisée par des matériaux hétérométriques autochtones, issus de la gélifraction *in situ* du socle



rocheux, associés à une faible portion des dépôts allochtones, constitués de clastes peu altérés (Baron-Lafrenière, 1983 ; Payette et Boudreau, 1984). Les gélifractions sont grossiers en surface (décimétriques à métriques) et mélangés à une matrice plus fine en profondeur (French et Bjornson, 2008). L'âge exact des dépôts sur le plateau du mont Jacques-Cartier est encore incertain. Cependant, il semble impossible qu'une telle épaisseur de gélifractions ait pu se former depuis la fin de la dernière glaciation, *i.e.* environ 10 000 ans BP. Leur formation remonte donc vraisemblablement à une période antérieure à la glaciation wisconsinienne, probablement lors des périodes froides durant la fin du Tertiaire ou subcécquement (Baron-Lafrenière, 1983 ; French et Bjornson, 2008). Ces dépôts n'ont donc pas, ou peu, été remaniés et altérés par les glaciers wisconsinien.



*Figure 14 : Vue du plateau du mont Jacques-Cartier, direction nord. Le couvert d'altérites atteint 3 m au site du forage situé en bas à droite de la photo (Photo : septembre 2012).*

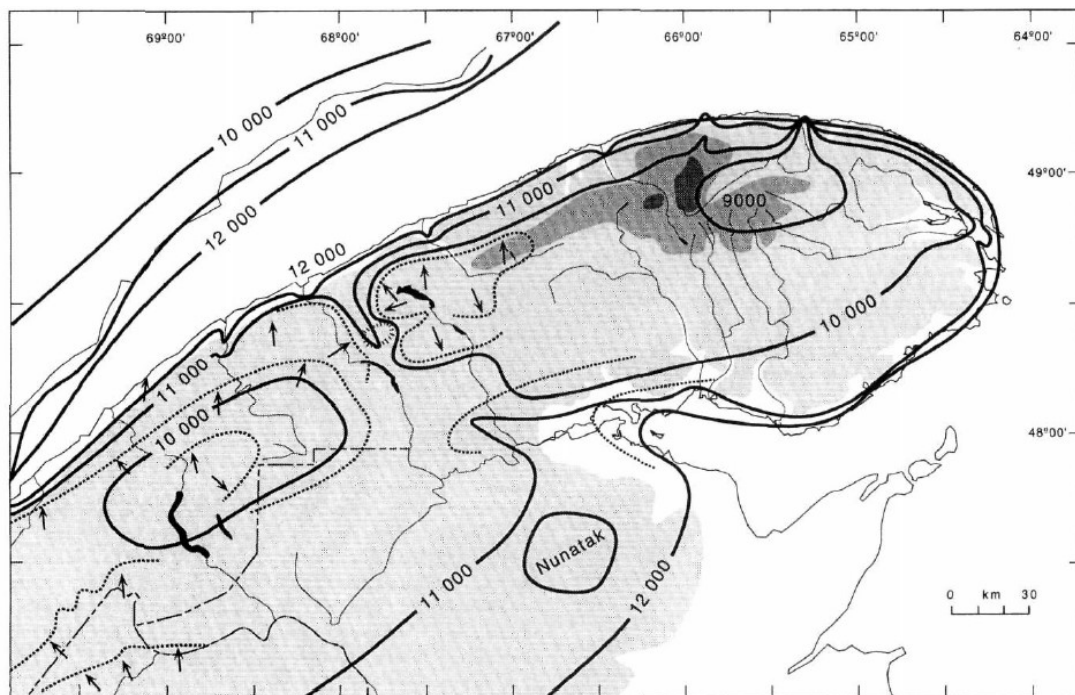
Sur les versants les plus raides, souvent au niveau des cirques glaciaires, le processus d'ébouilissement est à l'origine d'accumulations de bas de pente formant des talus et cônes d'éboulis dont la base s'étend généralement jusque dans l'environnement forestier (Hétu, 1990). Les matériaux déplacés, anguleux et de taille décimétrique à métrique, proviennent de l'altération de la partie supérieure des versants où la roche en place est exposée à la météorisation, et notamment à l'intense gélifraction.

## **II.2.3. La glaciation wisconsinienne dans les Chic-Chocs**

### **II.2.3.1. Chronologie**

Au cours de la dernière glaciation du Wisconsin supérieur (30 000 à 15 000 ans BP), la Gaspésie a vraisemblablement été sous l'influence de deux systèmes glaciaires. Il y a, cependant les divergeances importantes entre différents auteurs sur la provenance des glaces. Lebus et David (1977) invoque trois

phases distinctes de glaciation i.e. (1) l'apparition d'une calotte de glace sur les hauts plateaux des Chic-Chocs, (2) l'extension de l'inlandsis laurentidien en réponse à la poursuite du refroidissement climatique induisant un recouvrement partiel ou total de la Gaspésie au plus fort de la glaciation et (3) l'isolement de la calotte gaspésienne vers 13 800 et 13 500 ans BP suite au réchauffement climatique et au recul de l'inlandsis. Gray et Lafreniere 1987 (dans Gray et al, 1987) et Olejczyk et Gray, 2007 ne sont pas d'accord avec les évènements de la deuxième phase proposée par Leblais et David, suggèrent au contraire, sur la base de critères sédimentologiques et morphologiques, qu'il y avait très peu d'extension de l'inlandsis laurentidien au delà de la côte au nord des hauts plateaux des Chic-Chocs. À la fin de l'époque wisconsinienne, vers 11000 BP (Hétu et Gray, 2000), les côtes commencent à être déglacées et la calotte gaspésienne régresse progressivement vers l'intérieur des terres tout en se fragmentant en plusieurs sous-ensembles qui alimentent les glaciers de vallées émissaires (Figure 15) (Hétu et Gray, 1985). Dans le massif des Chic-Chocs, les dernières glaces ont probablement disparu aux alentours de 9000 ans BP, voire 8000 ans BP au niveau de certains cirques glaciaires (Figure 15) (e.g. datation de 7700 ans BP au Lac aux Américains et dans certains secteurs des monts McGerrigle) (Hétu et Gray, 1985 ; Richard et al., 1997).



**Figure 15: Chronologie de la déglaciation proposée par Richard et al. (1997)**

### II.2.3.2. Les hauts plateaux ont-ils été englacés ?

La présence ou non de glace sur les plus hauts sommets des Chic-Chocs a longtemps été sujette à débat, notamment en raison du peu d'indices géomorphologiques observés sur les hauts plateaux pouvant témoigner de la présence des glaciers.

Pour Lebus et David (1977), les hauts plateaux des Chic-Chocs sont probablement restés déglacés au cours de la majeure partie de wisconsinien supérieur, ou du moins, se sont déglacés beaucoup plus tôt que les vallées formant ainsi des nunataks. Cette hypothèse s'appuie notamment sur la présence de tors (*e.g.* mont Albert, Figure 16) et de felsenmeers matures pré-glaciaires sur les sommets. Cependant, la théorie de Lebus et David est aujourd'hui remise en cause, car ces indices témoignent d'une absence d'érosion glaciaire, mais pas forcément de la non-glaciation des hauts plateaux. La présence d'une calotte à base froide, *i.e.* peu érosive car gelée au socle rocheux, apparaît alors comme l'hypothèse la plus crédible. Cette théorie de la glaciation des hauts plateaux est supportée par Héty et Gray (1985) et par Olejczyk et Gray (2007) qui montrent que la présence d'erratiques et de dépôts de till (*e.g.* mont Jacques-Cartier, Petit-Mont-Saint-Anne, mont Albert), même en faible quantité, et certains modelés glaciaires, comme les stries, et les roches moutonnées, sont des preuves tangibles de la présence de glace sur les hauts plateaux des Chic-Chocs lors du wisconsinien. À titre de comparaison, le paysage dans le massif des Chic-Chocs au cours de la dernière glaciation devait ressembler à ce que l'on peut observer actuellement à Baffin et Ellesmere dans le Haut-Arctique. Bien que quasiment immobiles dans leur partie centrale, les calottes se déchargeaient en glace par écoulement radiaux, alimentant des glaciers émissaires qui s'écoulaient dans les vallées, leur façonnant un profil transversal en auge. En raison de la faible épaisseur de glace qui les recouvrait, les hauts plateaux ont été vraisemblablement déglacés avant les vallées. Une datation cosmogénique réalisée sur un bloc erratique de granite reposant sur le plateau ultramafique du mont Albert suggère une déglaciation de ce plateau dès 13 000 ans B.P. (Gray, communication personnelle, 2014). Les seules surfaces qui sont probablement restées déglacées et exposées aux conditions atmosphériques sont les parties supérieures des cirques glaciaires, trop abruptes pour accumuler la neige et la glace.



*Figure 16: Les tors présents sur le plateau du mont Albert (Photo : Octobre 2013)*

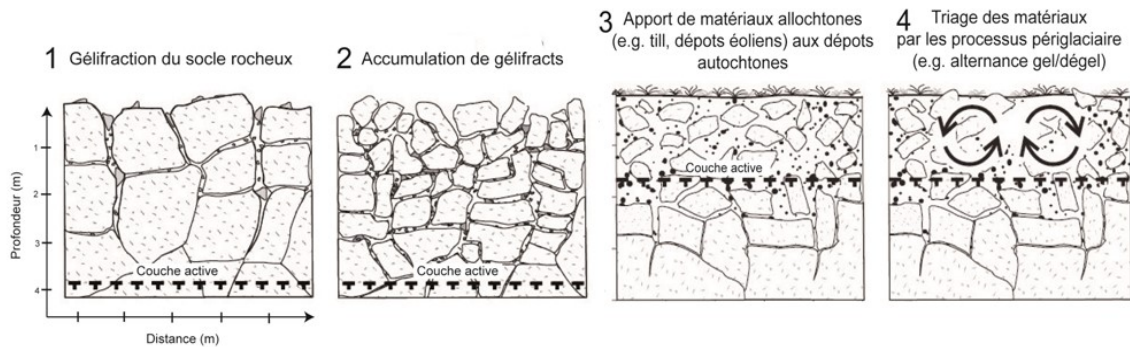
## **II.2.4. L'environnement périglaciaire**

L'ensemble des sommets des Chic-Chocs, culminant au-delà de la limite de la végétation (*i.e.* au-delà de 1100 à 1200 m d'altitude), sont exposés à des conditions topo-climatiques favorables au développement des processus périglaciaires.

### **II.2.4.1. Chronologie de la période périglaciaire**

Des datations réalisées sur la matière organique enfouies par certaines coulées de blocs au sommet du mont Jacques-Cartier suggèrent la mise en place d'un environnement périglaciaire au tardiglaciaire ou au début de l'holocène. Pendant cette période froide, les dépôts de régolithe ont probablement été intensément remaniés par les processus périglaciaires de triage (Figure 17) (Payette et Boudreau, 1984). Au cours des 10 000 dernières années, l'activité périglaciaire a marqué une pause pendant le réchauffement de l'optimum climatique (7000 et 5000 ans BP). Il est probable que la température moyenne de l'air au sommet des hauts plateaux gaspésiens ait été plus élevée que de nos jours, entraînant une dégradation du pergélisol alpin. Preuve en est, des krummholz fossilisés ont été retrouvés au mont Jacques-Cartier bien plus haut en altitude que leur limite supérieure actuelle (Payette et Boudreau, 1984). Ceci témoigne de la progression de la végétation sur l'environnement périglaciaire inactif au cours de l'optimum climatique. À partir de 5000 ans BP, le refroidissement du climat du Néo-glaciaire, qui a atteint son paroxysme pendant le Petit Age Glaciaire (PAG) (400 à 200 ans BP), a favorisé la reprise de la toundra aux dépens des krummholz et la réactivation des processus périglaciaires sur les sommets des Chic-Chocs (Payette et Boudreau, 1984). Depuis la fin du PAG, les conditions périglaciaires se sont

dégradées, réduisant les processus à l'origine des formes de surface sur les hauts plateaux. Certains indices comme la présence de lichens sur les roches des polygones et des coulées de blocs témoignent d'une certaine stabilité du sol (Harris, 1994).

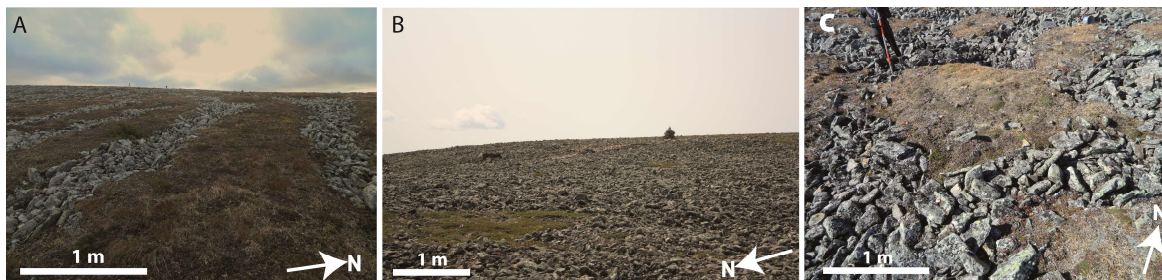


**Figure 17 : Étapes du processus de formation des formes périglaciaires sur le sommet du mont Jacques-Cartier (modifié de French et Bjornson, 2008).**

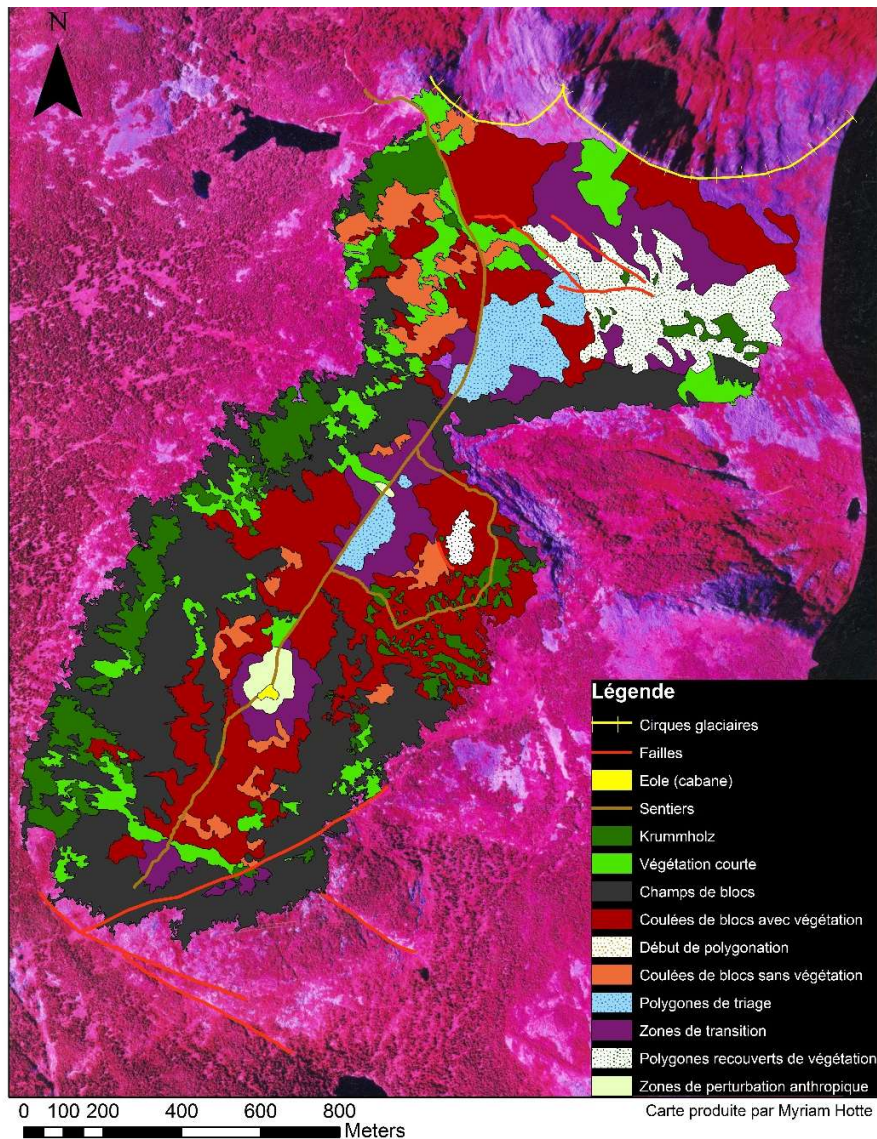
#### II.2.4.2. La géomorphologie périglaciaire

Dans l'est de l'Amérique du Nord, des environnements périglaciaires isolés ont été répertoriés sur les plus hauts sommets des Appalaches, à des altitudes supérieures à 1400 m dans la partie sud de la chaîne (e.g. Adirondacks et Presidential Range, White Mountains aux USA) et au dessus de 500 à 600 m dans sa partie nord (e.g. Long Range à Terre-Neuve) (Clark et Schmidlin, 1992). Dans le massif des Chic-Chocs, l'activité périglaciaire est cantonnée aux plus hauts plateaux, au-delà de 1100 à 1200 m d'altitude. C'est le domaine de la toundra alpine où seuls des lichens et quelques herbacées parviennent à se développer au milieu des gélifractions, notamment dans les coulées végétalisées et au centre de certains polygones (Morin et Payette, 1988). Selon les travaux de Hotte (2011), les champs de blocs, ou felsenmeers, sont présents dans les zones planes et sur des pentes faibles à moyennes (jusqu'à 21° sur les versants du mont Jacques-Cartier). Ils recouvrent environ 30% de la superficie du plateau (Figure 18 et Figure 19). Des profils de sol réalisés sur le site du mont Jacques-Cartier ont révélé un triage vertical des matériaux avec une diminution de la taille des blocs en profondeur dans les champs de blocs (Payette et Boudreau, 1984). Sur les surfaces les plus planes (pente < 2 à 7°, Pissart, 1987 ; Hotte, 2011), les gélifractions sont triés et organisés en polygones de taille métrique (Figure 18 et Figure 19). Le centre des polygones présente généralement une matrice de sédiments fins, sables silteux, associés à des fragments rocheux (French et Bjornson, 2008). Ces polygones à triage sont davantage développés dans les zones où une matrice de sédiments fins est présente. Ils sont essentiellement présents sur le mont Jacques-Cartier avec un recouvrement de près de 10% de la superficie totale du plateau (Hotte, 2011). Quelques ensembles de polygones de petite taille sont aussi observables sur le plateau du mont Albert. Cependant,

seules les unités au-dessus de 1200 m d'altitude sur le plateau du mont Jacques-Cartier sont bien développées et possiblement encore actives (Baron-Lafreniere, 1983). En générale, on constate que les polygones sont probablement des reliques d'intervalles plus froids lors du Tardiglaciaire et l'Holocène (Baron-Lafrenière, 1983 ; Payette et Boudreau 1984 ; Gray et *al.*, 1987). Au niveau des versants, lorsque la pente excède 3° à 4°, les formes polygonales ont tendance à s'allonger jusqu'à former des sols striés, aussi appelés coulées de blocs (Figure 18 et Figure 19). Ces formes mesurent environ 1 à 1,5 m de large et sont séparées par 1,5 à 3 m de matériaux fins comparables à celui des centres de polygones (Hotte, 2011 ; French et Bjornson, 2008). Quelques lobes de gélifluxion sont présents sur les versants du mont Jacques-Cartier et du mont Albert, résultat de l'action des cycles gel-dégel et d'une grande disponibilité en eau, notamment lors de la fonte des neiges (*e.g.* combe à neige sur le versant SE du mont Jacques-Cartier) (Payette et Boudreau, 1984). Par ailleurs, des glaciers rocheux sont observables sur les versants et cirques glaciaires des monts McGerrigle et du mont Albert. Ils se sont formés au niveau des talus et cônes d'éboulis ou dans des matériaux morainiques. Les glaciers rocheux présents dans les Chic-Chocs sont généralement de petite taille et inactifs (*e.g.* glacier rocheux du lac aux Américains), même si certains spécimens abritent probablement encore des noyaux de glace résiduels (Gray et Brown, 1979).



**Figure 18: Formes périglaciaires présentes sur le plateau du mont Jacques-Cartier: A) Coulées de blocs; B) Champs de blocs; C) Polygones à triage.**



*Figure 19: Cartographie haute résolution des formes périglaciaires sur le plateau du mont Jacques-Cartier.*

### II.2.4.3. Le pergélisol alpin

Dans l'est de l'Amérique du Nord, des îlots de pergélisol alpin sont préservés sur les plus hauts sommets dénudés des Appalaches. Au sud de ce massif, la présence de pergélisol a été prouvée au mont Washington (1917 m) (Howe, 1971 In Gray et Brown, 1982) et elle est présumée sur plusieurs sommets supérieurs à 1400 m d'altitude dont les monts Marcy (1629 m), Katahdin (1606 m) et Whiteface (1483 m) (Walegur et Nelson, 2003). Dans la partie nord des Appalaches, la présence d'îlots de pergélisol alpin a été reportée dans la Long Range à Terre Neuve au-dessus de 800-1000 m d'altitude (Bown, 1979 ; Gray et Brown, 1982 ; Clark et Schmidlin, 1992).

Dans les Chic-Chocs, les premières études sur le pergélisol alpin ont été réalisées à la fin des années 1970 par Gray et Brown (1979, 1982) qui ont mis en évidence les similitudes entre l'environnement périglaciaire des hauts plateaux des Chic-Chocs et ceux rencontrés dans les régions arctiques. À partir de ce constat, ces auteurs ont émis l'hypothèse que des ilots de pergélisol étaient probablement présents sur les plus hauts plateaux du massif, notamment sur le mont Jacques-Cartier et le mont Albert. Pour valider cette hypothèse, un programme d'instrumentation a été mis en œuvre en septembre 1977 consistant à réaliser un forage de 29 m au sommet du mont Jacques-Cartier (Figure 20) et de l'équiper d'un câble de 23 thermistances qui mesurent la température du sol à différentes profondeurs (Gray et Brown, 1979, 1982).



*Figure 20: Forage au sommet du mont Jacques-Cartier en 1977 (Photo : James Gray).*

Grâce à ce dispositif instrumental, la présence du pergélisol au sommet du mont Jacques-Cartier a été confirmée et les bases de connaissances sur son régime et sa structure thermique ont pu être posées (Figure 21). À partir des relevés du câble à thermistances, Gray et Brown ont estimé la profondeur de la couche active à 6 m. Le dégel annuel intervient ainsi dans 3 m de gélifracts du régolithe et dans les 3 premiers mètres du socle rocheux sous-jacent. Ce développement de la couche active dans deux faciès différents induit deux phases distinctes dans la propagation de l'onde du dégel saisonnier. Au printemps, lorsque la température devient positive, le front de dégel progresse lentement dans les premiers mètres du sol en raison de la faible conductivité thermique de la couche de gélifracts et de l'extraction de chaleur latente nécessaire à faire fondre la glace présente dans les dépôts meubles. En revanche, à partir du mois d'août, le dégel s'accélère car il atteint le socle rocheux granitique ayant une forte conductivité thermique



et une faible teneur en eau/glace (Gray *et al.*, 2009). L'analyse du profil thermique a révélé que la ZAA se situe entre 11 et 14 m. La température du sol au niveau de la ZAA était proche de  $-1^{\circ}\text{C}$  à la fin des années 1970 (Figure 21) et la MAGST a été estimée à  $\approx -1,5^{\circ}\text{C}$  sur la base du gradient thermique calculé grâce aux données extraites du câble à thermistances (Gray et Brown, 1979, 1982). Selon les interpolations effectuées à partir du gradient géothermique local – dérivé des estimations faites pour les Appalaches – et des propriétés thermiques du socle rocheux, la profondeur du pergélisol a été estimée entre 70 et 100 m (Hyndmann *et al.*, 1979 ; Gray et Brown, 1979).

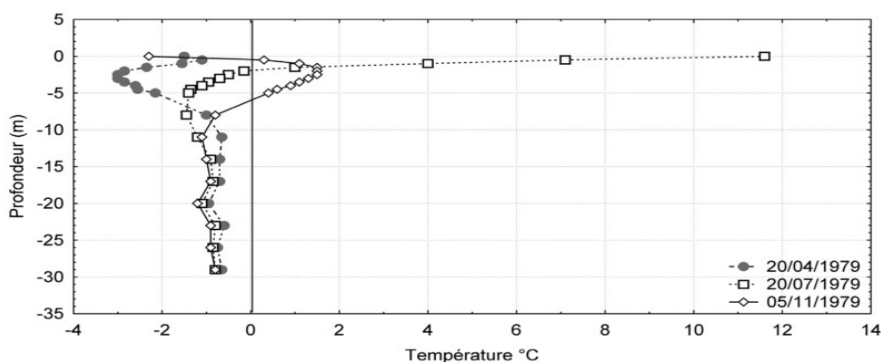


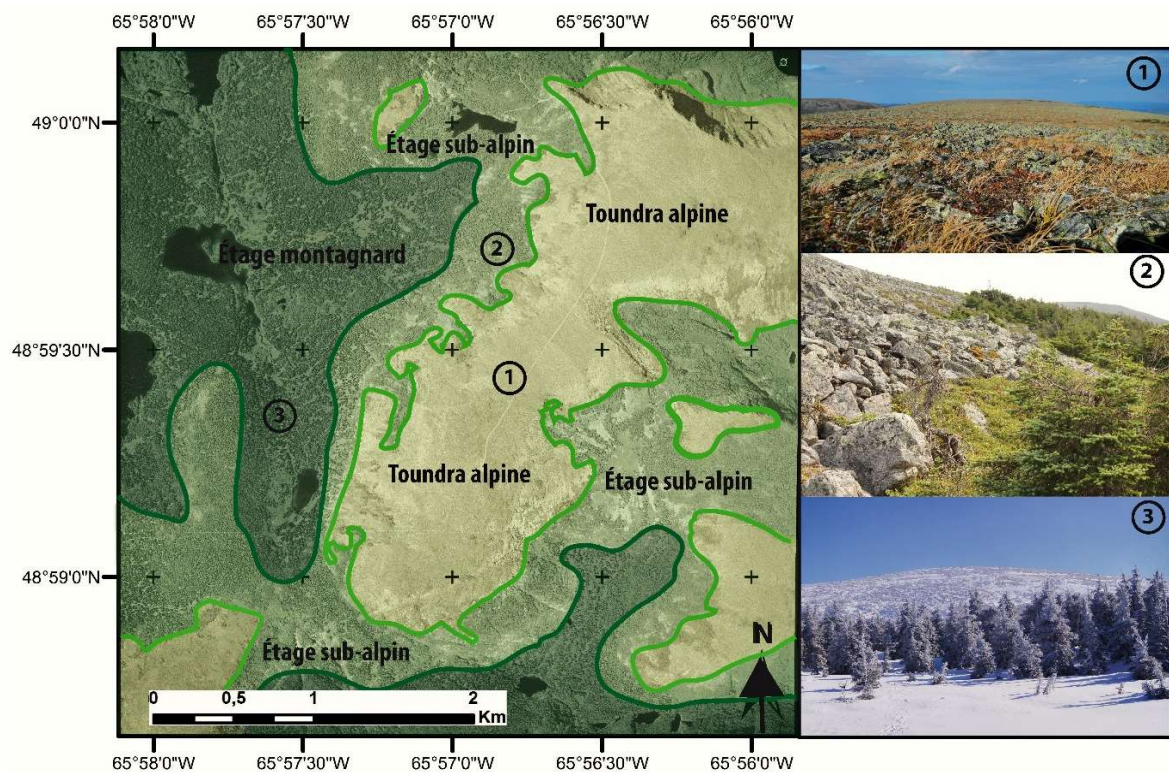
Figure 21: Profils thermiques du pergélisol extrait du forage du mont Jacques-Cartier en 1979 (Gray *et al.*, 2009).

Le pergélisol alpin du mont Jacques-Cartier est contemporain, c'est-à-dire qu'il reflète les conditions climatiques actuelles du sommet, mais il est très près du point de dégel. Il est de ce fait particulièrement sensible aux changements climatiques et dépendant des interactions complexes entre les propriétés thermiques du sol et des paramètres de surface comme l'exposition au vent, la microtopographie, le couvert végétal et le couvert nival. Selon Gray et Brown (1979, 1982), tous les sommets et plateaux dénudés de végétation et s'élevant au-dessus de 1100 m d'altitude du massif des Chic-Chocs sont susceptibles d'abriter des îlots de pergélisol alpin.

#### II.2.4.4. La végétation

L'étagement de la végétation au mont Jacques-Cartier a été étudié de manière approfondie par Payette et Boudreau (1984). L'étage montagnard est représenté par la sapinière à bouleau blanc qui s'observe jusqu'à 1050 m d'altitude. Au-dessus s'étend l'étage sub-alpin constitué d'épinettes blanches et noires (*Picea glauca* et *Picea mariana*) et de sapins baumiers (*Abies balsamea*). Dans l'étage sub-alpin, la taille de la végétation diminue progressivement corrélativement à l'altitude et la plus forte exposition au vent et au froid. Au-dessus de 1150 m d'altitude, les versants sont recouverts d'une végétation arbustive, dite de krummholz (Figure 22). La croissance et la forme des krummholz sont contrôlées par l'orientation du vent dominant et l'épaisseur du couvert nival qui apporte une protection thermique contre le froid

extrême en hiver. Les arbustes se développent généralement dans le sens opposé au vent et dans des zones d'accumulation préférentielle de neige. Au niveau de la transition entre l'étage sub-alpin et la toundra alpine, vers 1200 m d'altitude, le krummholz présente une distribution de plus en plus dispersée, formant généralement des îlots de végétation basse et dense. Au-delà de 1200 m d'altitude, le plateau est recouvert d'une toundra alpine constituée d'espèces d'herbacée (*e.g. Carex bigelowii*), mousses (*e.g. Polytrichum juniperinum*) et lichens (Figure 22) (Payette et Boudreau, 1984; Fortin et Pilote, 2008). Du fait de sa capacité à retenir la neige, la végétation est un des facteurs premiers dans le contrôle de la distribution du pergélisol. Dans les Appalaches, la limite altitudinale des krummholz coïncide souvent avec la limite des îlots de pergélisol (Brown, 1979 ; Ives, 1979 ; Gray et Brown, 1982).



**Figure 22: Répartition de la végétation au mont Jacques-Cartier; 1) Toundra alpine sur le plateau; 2) Transition entre les krummholz (étage sub-alpin) et la toundra alpine sur le versant NW (1150 m alt.); 3) Forêt alpine (étage montagnard) au pied du versant NW à 1050 m alt..**

## II.2.5. Le climat

### II.2.5.1. La température de l'air

La Gaspésie appartient à la zone de climat continental froid et humide selon la classification de Köppen. La péninsule est marquée par un climat très contrasté dans le temps et l'espace en raison de la double influence des masses d'air continentales subarctiques au nord-ouest et océaniques au sud-est, de la présence d'un relief marqué à l'intérieur des terres et de la proximité des eaux fraîches du Golfe du Saint-Laurent. Au niveau de la mer, la MAAT est de l'ordre de 3°C (Boudreau, 2002). Les stations météorologiques de Gaspé et de Sainte-Anne-des-Monts ont par exemple enregistré une MAAT de 2,9°C sur la période 1971 à 2000 (Environnement Canada, 2015). Sur les hauts plateaux du massif, les conditions climatiques sont particulièrement extrêmes, avec des températures froides, d'importants cumuls annuels de précipitation et un fort vent. Les hivers sont longs, froids et neigeux tandis que les étés sont courts, frais et humides.

Déterminer avec précision la température de l'air sur les sommets des Chic-Chocs est complexe en raison de la rareté des mesures *in-situ* disponibles. Seule une station météorologique permanente est actuellement en fonctionnement au sommet du Petit-Mont-Saint-Anne (1140 m d'alt.) et enregistre la température de l'air depuis 2004. Cependant, du fait des conditions climatiques difficiles, la série de données comporte de nombreuses lacunes qui ne permettent pas de calculer la MAAT. La plus longue série de température de l'air pour un site d'altitude dans les Chic-Chocs a été enregistrée entre 1963 et 1973 (Figure 23) par une station météorologique semi-automatique installée sur le sommet du mont Logan (1135 m d'alt.). Entre 1963 et 1973, la MAAT moyenne était de -3,5°C.

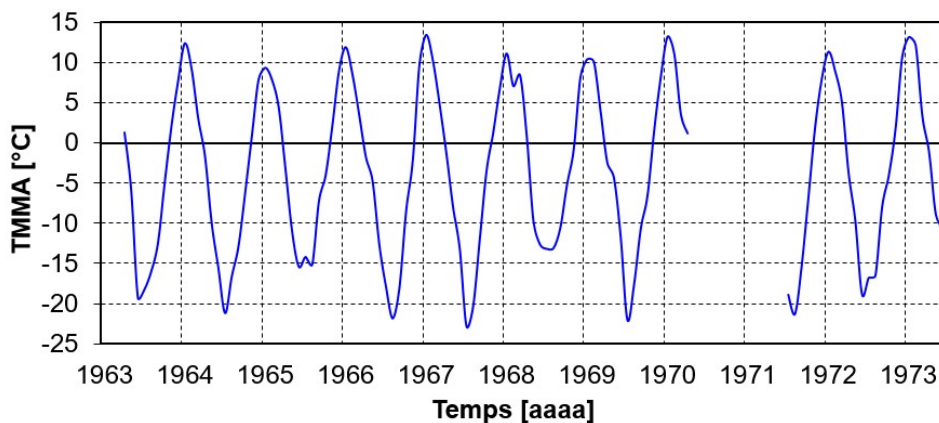


Figure 23 : Évolution des températures moyennes mensuelles de l'air au sommet du mont Logan (1135 m d'alt.) de 1963 à 1973.

Gray et Brown (1979) ont interpolé la MAAT au sommet du mont Jacques-Cartier à partir de la série de températures relevées au mont Logan et en admettant un gradient adiabatique moyen de  $0.0065\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ . Le résultat a donné une MAAT de  $-4$  à  $-4,5^{\circ}\text{C}$  pour la période 1963-1973. Plus récemment, Gray et *al.* (2009) ont utilisé la série de températures enregistrées par la station météorologique de Cap-Seize (229 m d'alt.) pour interpoler, toujours en admettant un gradient adiabatique de  $0,0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$ , la MAAT sur le mont Jacques-Cartier pour la période 1967 à 2006. La valeur calculée est de  $-4^{\circ}\text{C}$ .

Les résultats de ces interpolations apportent des estimations intéressantes mais doivent être pris avec précaution. Le fait que les interpolations s'appuient sur un gradient adiabatique standard de  $0.0065^{\circ}\text{C}/\text{m}$  peut aboutir à des erreurs non négligeables. Cette valeur représente en effet le gradient de température dans l'atmosphère libre, mais en milieu de montagne il est très variable dans le temps et l'espace selon les circulations d'air verticales (ascendance et subsidence orographique), la pression atmosphérique, les inversions thermiques, l'humidité, les saisons et la nature de la surface du sol (Barry, 1992).

### **II.2.5.2. Les précipitations**

Les précipitations sont très abondantes sur l'ensemble de la péninsule gaspésienne. Les zones côtières reçoivent en moyenne 800 à 1000 mm par année. Gaspé connaît des cumuls moyens annuels de 1117 mm et Sainte-Anne-des-Monts de plus de 800 mm (Environnement Canada, 2015). Plusieurs événements extrêmes peuvent survenir chaque année avec des cumuls de pluie ou de neige très importants (Fortin et Héту, 2009). Dans le massif des Chic-Chocs, les quantités de précipitations sont plus importantes en raison du gradient pluviométrique altitudinal lié à l'ascendance forcée des masses d'air lorsqu'elles circulent sur le massif. De plus, l'effet de barrière joué par le relief a tendance à ralentir le passage des perturbations et accroître les cumuls de précipitation. À ce jour, aucune mesure continue de précipitation n'a été effectuée dans le massif, notamment en raison du défi que représente ce type de mesure en terrain accidenté. De plus, la forte variabilité spatiale des précipitations en montagne rend très complexe les travaux d'interpolation spatiale car contrairement aux températures de l'air, les précipitations n'évoluent pas linéairement avec l'altitude. D'autres paramètres comme l'orientation des versants par rapport au vent dominant (*e.g.* versant au vent, versant sous le vent) ou la situation dans le massif montagneux (*e.g.* pré-relief, bordure de massif, position interne) viennent s'ajouter au gradient pluviométrique altitudinal dans le contrôle de la distribution des précipitations. Les seules estimations disponibles pour les Chic-Chocs viennent de Gagnon (1970) qui a établi que les hauts plateaux du massif, dont le mont Jacques-Cartier, reçoivent un cumul annuel de l'ordre 1700 mm, dont 40% tombe sous forme solide. Le régime pluviométrique des Chic-Chocs est marqué par un pic estival, avec un maximum en juillet, et un second pic à la fin de l'automne et au début de l'hiver (Villeneuve, 1968). Au-dessus de 1100 m d'altitude, le

couvert de neige recouvre le sol de 260 à 290 jours par an en moyenne (Gray et Brown, 1979). La distribution de la neige sur les sommets des Chic-Chocs est sujette à une forte variabilité spatiale du fait du vent en conjonction avec la végétation, la topographie et la microtopographie. Des épisodes de pluie hivernale – phénomène typique des régions influencées par un climat maritime – surviennent à chaque année, y compris sur les plus hauts sommets du massif. Les pluies hivernales ont un impact important sur la structure et les propriétés du couvert de neige et représentent un facteur majeur de déclenchement des avalanches (Fortin et Héту, 2009).

### **II.2.5.3. Le régime des vents**

La direction et la vitesse moyenne des vents dominants sont des paramètres fondamentaux pour comprendre les modalités de redistribution du couvert de neige et la croissance de la végétation. Malheureusement, aucune série de données continue n'est présentement disponible pour les sommets du massif des Chic-Chocs, principalement en raison des difficultés de mesurer ce paramètre en hiver à cause des accumulations de givre très importantes.

Cependant, certains indices peuvent renseigner sur l'orientation du vent dominant en altitude. Par exemple, selon Boucher *et al* (2003), les versants est des hauts sommets des Chic-Chocs sont beaucoup plus chargés en neige que les versants ouest. Ce phénomène s'explique par le fait que la neige est soufflée en hiver des versants Ouest exposés au vent et s'accumule sur les versants est, sous le vent. Le vent dominant en hiver peut alors être estimé comme étant d'ouest.

## **II.3. L'intérêt du site**

Le plateau du mont Jacques-Cartier abrite un environnement périglaciaire unique au Québec au sud du fleuve Saint-Laurent. Il représente un véritable microcosme arctique autant au niveau de son climat, de sa géomorphologie que de sa biologie. Ce sommet représente ainsi un site privilégié pour comprendre la réponse des géosystèmes et des écosystèmes nordiques aux changements climatiques.

Suite à la disparition de l'îlot de pergélisol présent dans une tourbière au sommet du mont du Lac des Cygnes (960 m) dans le massif de Charlevoix en 2007 (Barrette, 2007), le pergélisol alpin du massif des Chic-Chocs est devenu le plus méridional (49°N) au Québec et même au Canada (Figure 24). Avec une série longue de 36 ans de données de température du sol (1979-2014) fournie par le forage, le mont Jacques-Cartier est le site disposant de l'un des plus longs suivis thermiques du pergélisol en Amérique du nord (Figure 24). Ces données sont d'une grande richesse pour détecter les réponses du pergélisol aux changements climatiques et comprendre le comportement du pergélisol en dégradation et les processus qui entrent en jeu.

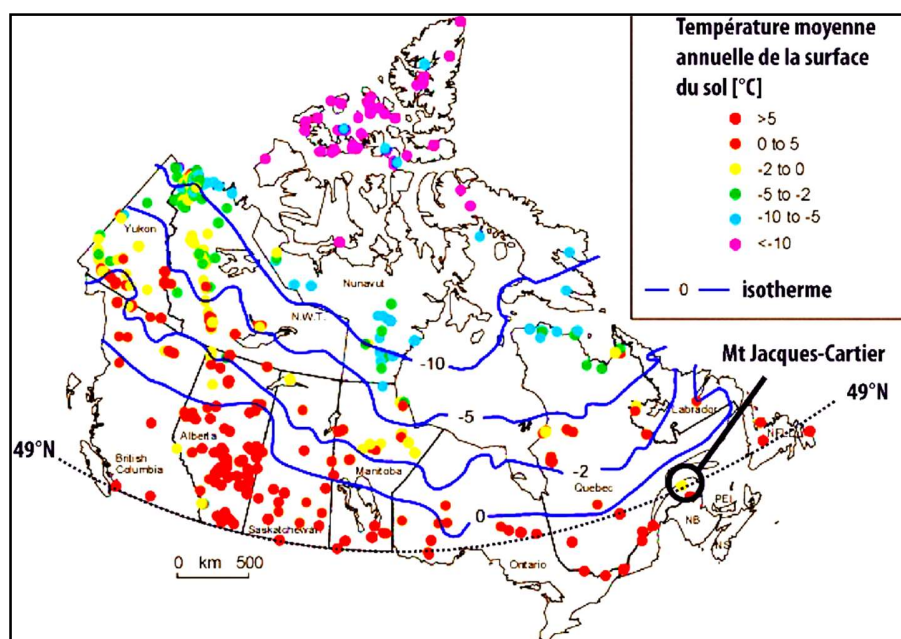


Figure 24: Forages mesurant la température du sol à l'échelle du Canada (Smith et Burgess, 2002).

## II.4. Questions et objectifs de recherche

En Gaspésie, la température de l'air pourrait augmenter de 2 à 4°C en moyenne d'ici 2100 selon les différents scénarios extraits des modèles canadien CGCM1 et britannique HadCM3 (Savoie, 2006). Une telle hausse de la température impliquerait une disparition certaine du pergélisol alpin du massif des Chic-Chocs avec des conséquences encore méconnues sur l'écosystème et le géosystème local. Les derniers relevés de température du sous-sol provenant du forage montrent une nette tendance au réchauffement à toutes les profondeurs au cours des dernières décennies (Gray *et al.*, 2009).

De nouvelles questions, émanant des résultats des travaux antérieurs et du contexte actuel critique pour le maintien du pergélisol et l'équilibre du géosystème du plateau du mont Jacques-Cartier incitent à poursuivre l'effort de recherche initié à la fin des années 1970 sur ce site. Pour le moment, les connaissances sur le pergélisol alpin du mont Jacques-Cartier sont limitées à l'environnement immédiat du forage et restent très fragmentaires à l'échelle du plateau. Il est donc nécessaire d'acquérir des données relatives aux facteurs et aux mécanismes qui contrôlent l'évolution spatio-temporelle du pergélisol alpin.

Les questions de recherche auxquelles ce projet tente de répondre sont les suivantes :

- Quels sont les facteurs de contrôle de la distribution spatiale du pergélisol alpin marginal du mont Jacques-Cartier ?

- Quel est la réponse thermique du pergélisol alpin du mont Jacques-Cartier aux changements climatiques ? Est-il voué à disparaître dans un futur proche ?

Le projet de recherche s'articule autour de 4 objectifs :

(i) Déterminer le climat actuel des hauts plateaux des Chic-Chocs en réalisant une étude approfondie des jeux de données disponibles et en développant une méthodologie pour pallier le manque de données empiriques afin de reconstruire des séries longues et d'analyser les évolutions climatiques au cours des dernières décennies.

(ii) Analyser en détail les données de température de surface du sol et du sous-sol en parallèle aux données climatiques mesurées et modélisées afin de caractériser le régime thermique actuel du pergélisol et sa réponse face aux évolutions récentes de la température atmosphérique.

(iii) Dégager les facteurs de contrôle du régime thermique de surface du sol et du pergélisol.

(iv) Modéliser la distribution spatiale de la température du sol à l'échelle du plateau du mont Jacques-Cartier et modéliser l'évolution thermique du pergélisol en réponse à la hausse de la température de l'air envisagée par les modèles climatiques.

## **II.5. Implications et retombées potentielles du projet de recherche**

Ces travaux complètent et affinent les efforts de recherches qui ont permis de mieux comprendre la dynamique du pergélisol alpin marginal au mont Jacques-Cartier depuis la fin des années 1970. En développant un diagnostic des impacts potentiels que les changements climatiques impliqueraient sur l'évolution du pergélisol et impacts probables sur le géosystème alpin des Chic-Chocs, ce projet cherche à répondre aux problématiques fondamentales qui touchent l'ensemble des milieux périglaciaires.

La cartographie de la distribution actuelle du pergélisol à l'échelle du massif et les simulations d'évolution des conditions thermiques du sol dans le futur constituera alors un outil intéressant pour aider à déterminer des secteurs particulièrement sensibles et exposés aux changements climatiques en cours et à venir. Les résultats de ce projet de recherche auront de ce fait une implication importante pour le Parc de la Gaspésie dans son mandat de protection et gestion durable de l'environnement unique des Chic-Chocs.

Au-delà de la sphère d'applications concrètes, ce travail aura également des retombées pour la recherche fondamentale qui bénéficiera des avancées conceptuelles, analytiques et méthodologiques qui seront développées, notamment pour passer d'une démarche de caractérisation à une démarche de prédiction.

## **Chapitre 3 : Articles Scientifiques**



## III.1. Article 1

### **Snow conditions on the flat summit of Mont Jacques-Cartier and their implication for the ground surface thermal regime and the state of the southernmost mountain permafrost body in Canada**

Davesne, Gautier<sup>1,2</sup> ; Fortier, Daniel<sup>1,2</sup> and Pelletier, Francis

<sup>1</sup> *Cold regions geomorphology and geotechnical laboratory, Geography department, University of Montreal*

<sup>2</sup> *Centre of Northern Studies, Laval University, Quebec city*

#### **III.1.1. Abstract**

Due to its physical, thermal and optical properties, the snow has profound implications on the ground surface thermal regime and permafrost development. In mountainous areas, snow conditions at the ground surface (*e.g.* snow depth, snow properties and snow timing and duration) are highly variable at a small scale due to complex topographical setting leading to very heterogeneous ground surface temperatures (GST). The aims of this study are (i) to understand the snow distribution pattern and snow thermo-physical properties on the summit of Mont Jacques-Cartier; and (ii) to investigate the impact of the snow on the spatial evolution of the GST and mountain permafrost body. The result showed that the spatio-temporal variability of the GST over the Mont Jacques-Cartier plateau is mainly correlated with snow distribution. Above the treeline, the summit is characterized by thin snow conditions due to the interaction between physiographic features of the site and the strong westerly winds. The thin and wind-packed snow cover favors ground heat loss in winter. Consequently, the GST is closely coupled with air temperature leading to cold ground surface conditions. In 2013, a mean annual ground surface temperature (MAGST) below 0°C was recorded in most of the monitoring sites located in the open alpine tundra while it was largely positive under *krummholz* and on the leeward side of the mountain characterised by thick snow banks. Because the MAAT is negative, the snow distribution pattern over the Mont Jacques-Cartier summit is thus considered as the most critical factor controlling the occurrence and spatial distribution of the permafrost body.

Keywords: Snowpack, mountain permafrost, ground surface temperature, surface thermal offset

### III.1.2. Introduction

The thermal impact of the seasonal snow cover has been of growing interest in engineering and geocryology over the last decades as being a critical factor for permafrost occurrence in mountain environments. Several researches have been undertaken about this topic in the European Alps and in Scandinavia (Grüber and Hoelzle, 2001; Luetschg *et al.*, 2008; Hasler *et al.*, 2011; Pogliotti, 2011), in Japan (Ishikawa, 2003; Ishikawa and Hirakawa, 2000), in the Canadian Rocky Mountains (Lewkowicz and Ednie, 2004) and most recently in the Andes (Apaloo *et al.* 2012,). The seasonal snow cover acts as a buffer layer modulating the heat transfer at the ground-atmosphere interface. It provides a either a cooling (negative thermal offset) or warming (positive thermal offset) effect on the ground surface temperature (GST) whose magnitude is dependent on snow depth, duration, timing and thermo-physical and optical properties (Bernhard *et al.*, 1998; Zhang *et al.*, 2001; Ishikawa, 2003; Ling and Zhang, 2003; Luetschg *et al.*, 2008; Hasler *et al.*, 2011). All these snow properties – and the key parameters that control them, namely, micro-relief, landforms, vegetation, and micro-climate – are strongly variable spatially and temporally.

In the northern part of the Appalachian Range, the existence of the southernmost body of permafrost in Canada was confirmed by Gray and Brown (1979, 1982) on Mont Jacques-Cartier (1268 m *a.s.l.*), the highest summit in southern Quebec. According Gray *et al.* (2009), the most recently estimated mean annual air temperature (MAAT) at the summit of Mont Jacques Cartier is slightly below 0°C. Therefore the preservation of a permafrost body depends fundamentally on favourable azonal conditions induced by the complex system of interactions between micro-climate, terrain factors, soil properties and surface conditions, in which the snow cover plays a key role (Roche and Allard, 1996; Grüber and Haeberli, 2009).

The control induced by the snow cover on the GST over Mont Jacques-Cartier has not been quantified so far. Thus, the aim of this study is to acquire detailed knowledge concerning i) the snowpack thickness and properties at a fine scale over the plateau of Mont Jacques-Cartier; and ii) the resulting thermal regime at the snow/ground interface. It is an important preliminary step in modeling the spatio-temporal evolution of the ground thermal regime and the future fate of this marginal mountain permafrost body.

The hypothesis suggested by the present study is that the small-scale variability of GST over the Mont Jacques-Cartier is mainly the result of the heterogeneous distribution of the snowpack. On the bare ground plateau, the thin snow conditions favors cold ground surface conditions in winter and are the major factor explaining the preservation of a contemporary permafrost body. Some marginal snowfree dependant permafrost bodies located on similar exposed bedrock summits have been reported in

Scandinavia (e.g. Isaksen et al., 2001, 2007; Farbroth et al., 2013; Gísnas et al., 2013) and in Japan (e.g. Ishikawa, 2003; Ishikawa and Hirakawa, 2000; Ishikawa and Sawagaki, 2001). Confirming this hypothesis will allow the snow distribution pattern to be established as the most relevant parameter to predict potential favorable/unfavorable zones for permafrost occurrence over the Mont Jacques-Cartier plateau.

### **III.1.3. Study site**

#### **III.1.3.1. The periglacial environment**

The McGerrigle Massif is located in the northern part of the Appalachian Mountains in Gaspé Peninsula in Quebec (Figure 25). Permafrost is expected to be present marginally on some of the range's plateau-like summits exceeding 1100 to 1200 m *a.s.l.*, which is considered as the lower regional elevation for extensive permafrost (Gray and Brown, 1979; Gray et al., 2009). Topographically, Mont Jacques-Cartier summit consists of a flat elongated surface 2.5 km X 0.8 km, oriented NNE-SSW. The southwestern part of the plateau forms a dome reaching an elevation of 1268 m *a.s.l.*, while the other parts of the plateau have an elevation ranging between 1220 to 1240 m *a.s.l.* (Figure 25). The plateau summit slopes off at a moderate angle towards the NW (20-30°), SW and SE, to merge with the main interior plateau of the McGerrigle Mountains at 1000-1100 m *a.s.l.* The north-eastern part of the plateau is steeply incised by glacial cirques, and exhibits steep slopes (50-70°) on its margins. Above 1200 m *a.s.l.*, the plateau summit is characterized by an alpine tundra ecozone with various lichen, herb (e.g. *Carex bigelowii*) and moss (e.g. *Polytrichum juniperinum*) species (Payette and Boudreau, 1984; Fortin and Pilote, 2008). About 30% of the surface is mantled by blocky debris: block-fields (also described as *felsenmeer*) the remainder being characterised by patterned ground features (sorted polygons and block streams) associated with an abundant matrix of fine-grained material (Gray and Brown, 1979, 1982; Gray et al., 2009; French and Bjornson, 2008; Hotter, 2011). On the margins of the plateau, as the slope gradient increases, the lower part of the alpine belt presents a downward transition, through isolated patches of stunted white and black spruce (*Picea glauca* and *Picea mariana*) to a continuous dense *krummholz* cover.

Mont Jacques-Cartier is the only site in the Appalachian Range where the occurrence of a contemporary permafrost body has been proved by instrumentation (Walegur and Nelson, 2003). As for most mid-latitude mountains, the permafrost body at the summit is near the thawing point. The thermistor cable initially installed in a 29 m-deep drill-hole in 1979 indicates a mean annual ground surface temperature

(MAGST) of  $-0.5^{\circ}\text{C}$  and an active layer thickness in excess of 8 m on average for the recent period (Gray *et al.*, 2009). This “warm” mountain permafrost must now be considered to be in a very critical state.

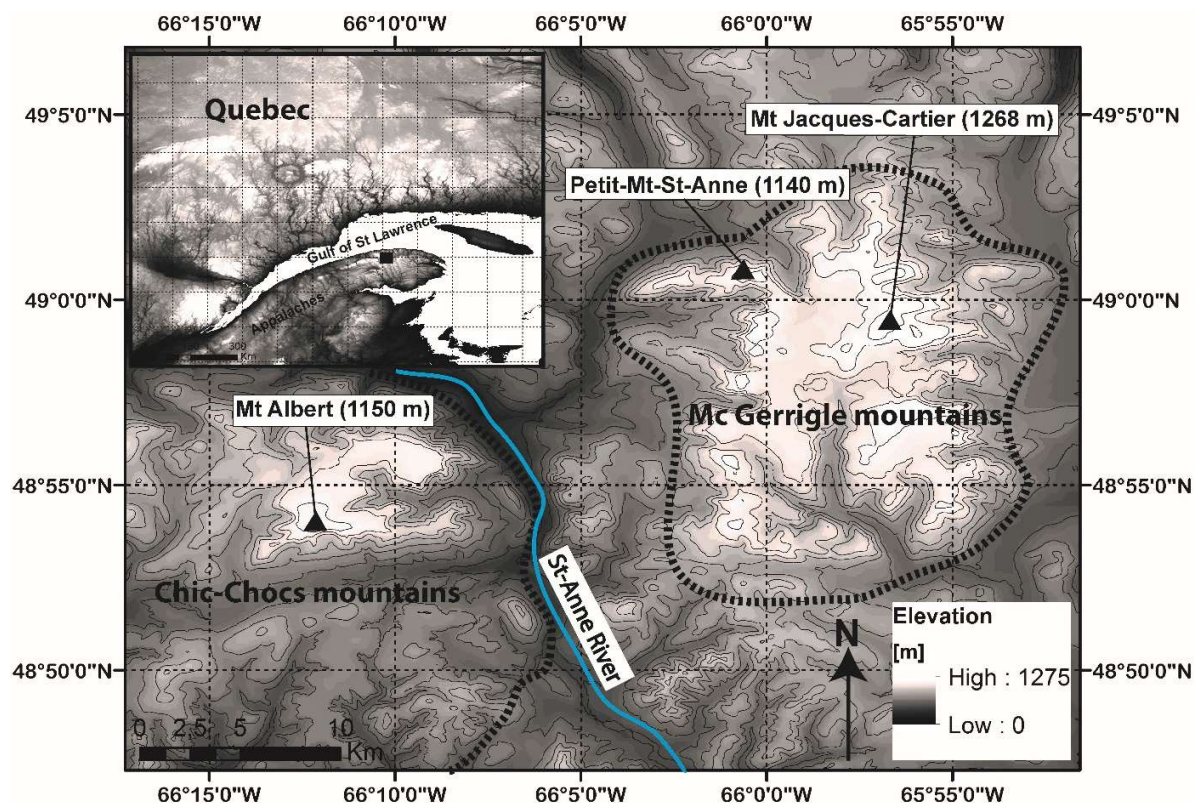
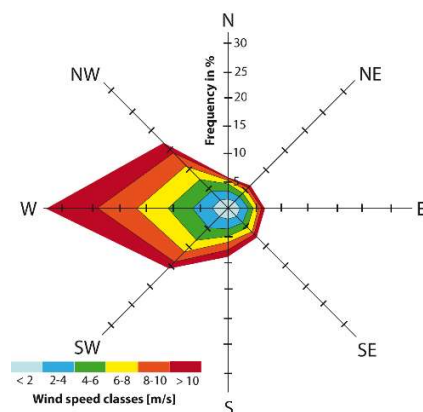


Figure 25 : Study site. Mont Jacques-Cartier (1268 m a.s.l.) is the highest summit of the Mc Gerrigle Mountains.

### III.1.3.2. Climate context

Due to its location on the northeast margin of North America and on the Gaspé Peninsula, the Mc Gerrigle Massif is under the influence of both arctic continental cold and Atlantic maritime cool air masses. This transition zone is favorable to the formation of an active depression track in winter. Heavy snowstorms are frequent and some winter rainfall events occur each year – even on the highest summits – associated with brief periods of thaw under southerly flow conditions (Fortin and Héту, 2009). The resulting rain-on-snow events are well to have an impact on the snow properties in the Chic-Chocs (Fortin *et al.*, 2009, Fortier *et al.*, 2014). The microclimate on Mont Jacques-Cartier is extreme with annual snowfall total in excess of 6 meters, high cloudiness (Gagnon, 1970) and mean annual air temperature (MAAT) estimates ranging from  $-3$  to  $-2.5^{\circ}\text{C}$ . Furthermore, the wind – which is the main critical factor to vegetation growth and snow distribution – is frequent and very strong, because the summit forms the highest obstacle to the regional atmospheric circulation. The airflow is thus forced to pass over it, generating wind acceleration (Venturi-effect) on the exposed upper slopes of the mountain.

To overcome the lack of wind measurement in a high-elevation site, data were obtained from the Limited Area version of the Canadian Global Environmental Multi-scale Model (GEM-LAM) with an 2.5 km horizontal uniform grid resolution (for more information, see Bédard *et al.*, 2013). The simulation was achieved for a point near the summit of Mont Jacques-Cartier at 10 m AGL (Above Ground Level) for a period from May 2007 to April 2010 (Figure 26). The results demonstrate that the prevailing and stronger winds blow from the west and north-west.



**Figure 26:** Modelled wind direction and speed at 10 m above ground surface near the Mt Jacques-Cartier summit using the GEM-LAM model (Bédard *et al.*, 2013).

### III.1.4. Methods and data

The study is divided into 3 objectives: (i) to understanding the spatial distribution, timing and duration of the snow cover on the summit of Mont Jacques-Cartier using field data, remote sensing imagery and a GIS-based empirical snow model; (ii) to characterize the physical and thermal properties of the snow cover; (iii) to measure and analyze the thermal effect induced by the snow cover on the GST. This study relies on a compilation of data collected by the Département de géographie at the Université de Montréal during fieldwork undertaken at the end of winter in 1979 and 1980 and from 2009 to 2014.

#### III.1.4.1. Measurement of snow distribution

The snow thickness was measured during site visits generally in the month of March, or earliest April – using a graded probe rod. The snow sounding was carried out at regular interval along several transects oriented WNW-ESE and NNE-SSW. Large scale (1979, 1980, 2011 and 2012) and small scale (in 1980, 2009, 2012) transects were made. Furthermore, the snow depth has also been measured at each GST monitoring site in April 2014. Each measurement point has been geo-referenced using a GPS and imported into a GIS where their terrain parameters, *i.e.* aspect, slope angle, elevation, have been extracted from a 1:20 000 digital elevation model (DEM) (DNEC, 2000) and their surface parameters, *i.e.*

geomorphology and vegetation, have been digitalized based on aerial infra-red photography (1:15 000, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, 2004). A statistical correlation was then run using the snow sounding data and various surface and terrain parameters (*e.g.* ground surface, aspect, slope angle, elevation) to highlight the factors controlling the spatial variability in snow accumulation and the inter-annual variation of the snow depth. Results are presented on box-and-whisker plots.

#### **III.1.4.2. GIS-based modeling of the potential distribution of the snow cover**

Because of the lack of quantitative data sources available (such as the amount of precipitation), the chosen approach is based on a *rule-of-thumb* to determine the favorable and unfavorable snow accumulation zones at small scale over the Mont Jacques-Cartier plateau. The resulting empirical model, called *SnowMJC*, produced a qualitative map of the potential snow distribution. This approach has already been successfully applied for areas with a complex topography (*e.g.* Roche and Allard, 1996, Purves *et al.*, 1998; Ishikawa and Sawagaki, 2001).

The spatial modeling has been implemented in a GIS environment using ArcGIS® version 10.1 (ESRI). The model inputs are the terrain parameters which control the snow ablation and accumulation processes, such as the slope angle, the slope orientation (azimuth or aspect which determines the exposition to the westerly winds and to solar radiation), the slope curvature and the elevation. All these terrain parameters have been extracted from the DEM. The accuracy of the model is determined by the resolution of the DEM. The vegetation cover – considered as an important factor for snow accumulation – has been obtained through the digitization of available infra-red aerial photography (1:15 000, Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune du Québec, 2004) (Figure 27).

Each controlling factors for snow distribution forms a layer added in ArcGIS where it was analyzed and divided into classes (*e.g.* the layer “vegetation” is divided into 4 classes: “krummholz”, “shrubs”, “herbaceous” and “no vegetation”). Then, a weighted value ranging from 0 to 3 has been assigned to each class based on the results of the statistical correlation between snow depth and terrain factors. The less favorable conditions for snow accumulation were given a weighted value of 0 (*e.g.* no vegetation area, wind exposed convex slope and flat top, slope angle > 45°) whereas the most favorable conditions were given a weighted value of 3 (*e.g.* krummholz, leeward slope, concave terrain).

Furthermore, because the influence of each controlling parameter on snow distribution is different, each layer has been weighted by a value expressed as a percentage. To find the best weighted value combination, 10 scenarios have been tested (Table ). From the field experience and literature, we consider the layers “Exposure to wind” and “vegetation” as the most critical factors for the snow distribution (*e.g.* Roche and Allard, 1996; Essery and Pomeroy, 1999; Vajda *et al.*, 2006; Liston *et al.*,

2007; Mott et al., 2010). The weighted values assigned for these layers range from 20 to 40% according to the scenario, which means that they explain 20 to 40% of the snow distribution over the summit. For the “Slope angle” and “Curvature” layers, the weighted values range from 10 to 20%; for the “Solar radiation”, they range from 5 to 10% and for the layer “elevation”, they range from 0 to 5%.

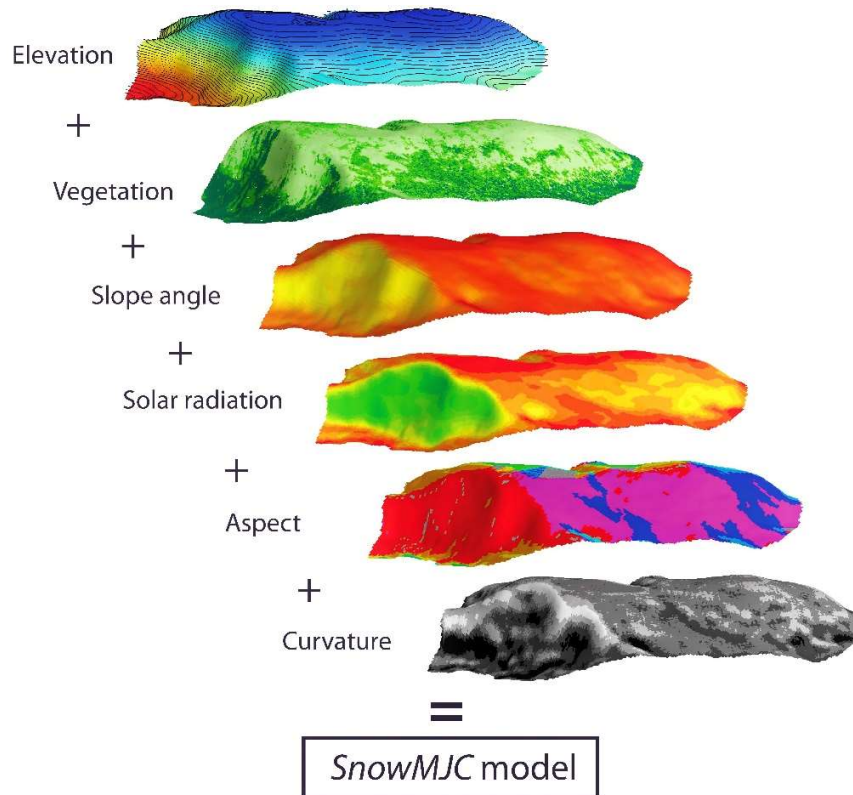


Figure 27 : Schematic representation of the different layers added for the SnowMJC model.

Scenarios	Input layers	Vegetation	Exposure to wind	Slope angle	Curvature	Solar radiation	Elevation	Total
Scenario 1		40	40	10	10	0	0	100
Scenario 2		40	30	10	10	5	5	100
Scenario 3		40	20	15	15	5	5	100
Scenario 4		30	40	10	10	5	5	100
Scenario 5		30	30	20	20	0	0	100
Scenario 7		30	30	15	15	5	5	100
Scenario 8		30	30	20	10	5	5	100
Scenario 9		30	30	10	20	5	5	100
Scenario 10		30	20	20	20	5	5	100

Table 1: Weighted factors combinations for each of the tested scenario. After validation, the scenario 3 was selected as the most reliable.

After being weighted, the layers were summed in ArcGIS. Inasmuch as the output raster is composed of pixels with dimensionless value, any quantitative data can be directly derived from the model. However, an index of potential snow accumulation – called the Snow Depth Index (SDI) – can be calculated by

dividing the value of each pixel by the highest output value. The value 0 represents the smallest potential snow accumulation whereas the value 1 represents the highest potential snow accumulation (*i.e.* combining all criteria to accumulate a thick snow cover). The resulting map of SDI gives thus only qualitative information about the relative snow distribution patterns. To bring a quantitative dimension to the model, a classification into 5 classes is made according to values of SDI and a value of maximum potential snow depth [m] is attributed to each class. From the comparison between the field measurements of snow depth and the modelled SDI (Figure 28), we set the value of each class as shown by the Table I.

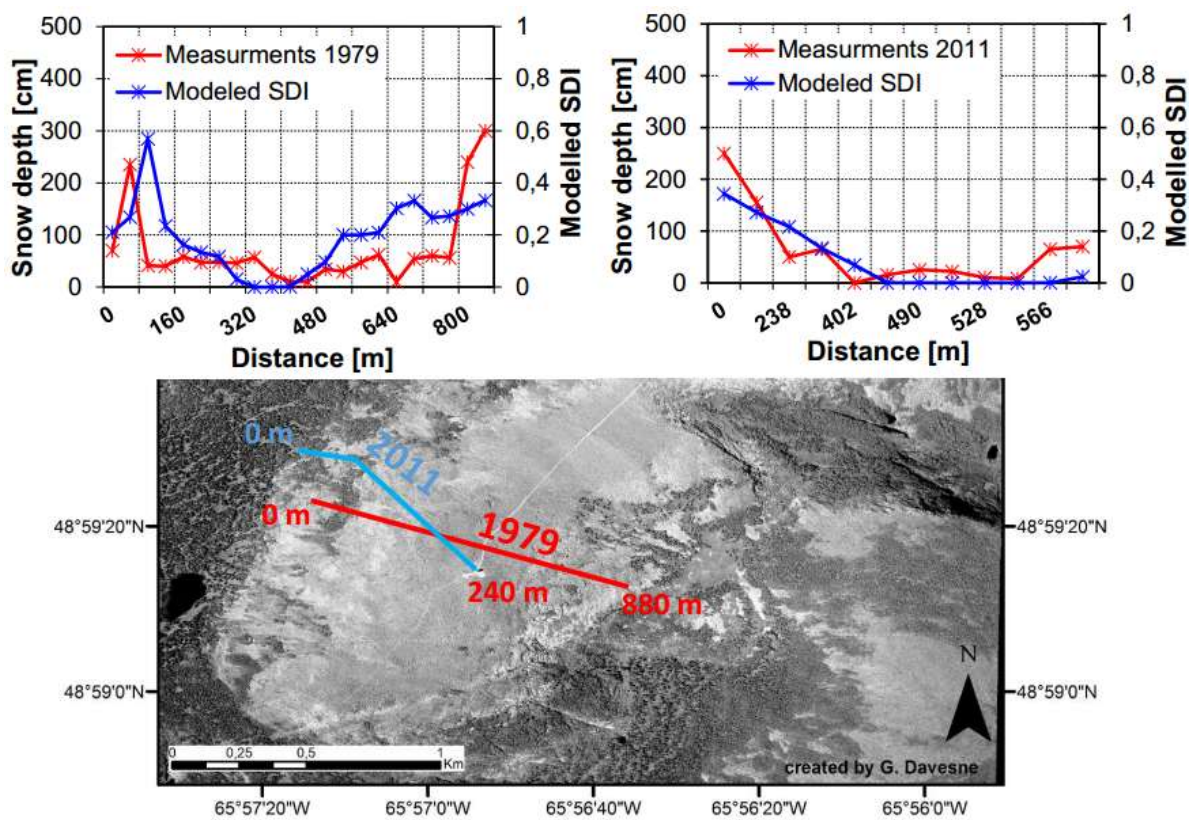


Figure 28: Comparison between transects of snow depth measurements made in 1979 (on the left) and in 2011 (on the right) with modelled SDI (scenario 3).



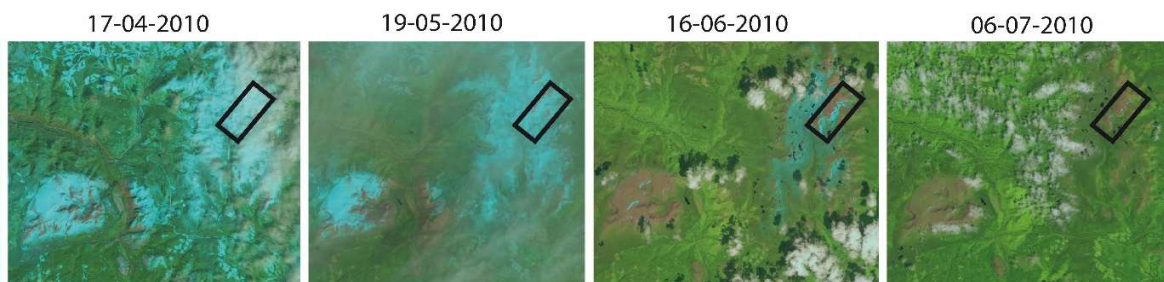
Classes	SDI	Snow Depth [m]
1	[0-0,1[	[ 0 - 50 [
2	[0,1-0,2[	[ 50-100 [
3	[0,2-0,3[	[100-150[
4	[0,3-0,4[	[150-200[
5	[0,4-0,5[	[200-250[
6	[0,5-0,6[	[250-300[
7	[0,6-0,7[	[300-350[
8	[0,7-0,8[	[350-400[
9	[0,8-0,9[	[400-450[
10	[0,9- 1 [	[450-500[

**Table II: Classification applied to the SnowMJC model based on the comparison between measured and modelled (scenario 3) snow depths.**

From the 10 scenarios tested, only scenario 3 was selected as the more relevant after statistical validation and visual validation using field snow depth measurements and 2 high resolution satellite images of the Mont Jacques-Cartier summit. One was taken by WorldView 2 on 28 May 2012 (image provided by DigitalGlobe™ and available on ESRI's ArcGIS Online data service) and the other taken by Spot-5 on 28 May 2013 (Google™ Earth, 2013).

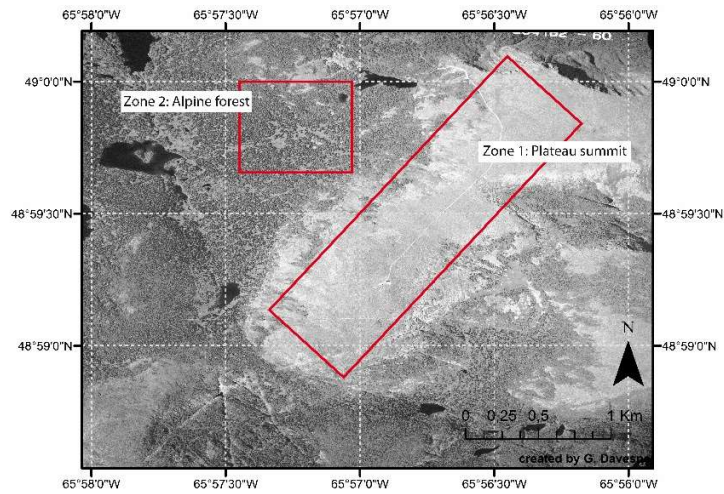
### III.1.4.3. Snow timing and duration analysis

The snow pack timing and duration data have been analyzed using Landsat imagery datasets obtained from the Earth Explorer tool (U.S. Geological Survey, 2014). The period covered by the analysis extends from 1997 to 2013 with only the winter 1998-1999 missing. A total of 276 images captured by Landsat 7 Enhanced Thematic Mapper Plus and Landsat 5 Thematic Mapper (8 spectral bands) have been collected (Figure 29), projected to a UTM projection (zone 19) and post-processed using the free GIS software Quantum GIS® and GRASS®.



**Figure 29 : Example of a series of Landsat images (true colors) used to analyze timing of the snow melt used during the spring/summer 2010.**

The snow timing and duration analysis by remote sensing has been accomplished for the plateau summit (zone 1) and for a zone dominated by the alpine forest at the foot of the NW slope (zone 2) of Mont Jacques-Cartier at 1120 m *a.s.l.* (Figure 30).



**Figure 30 : Target zones for remote sensing of snowpack timing and duration.**

The seasonal snow cover on the ground surface has been detected visually by analysing the true color composite (bands 1, 2 and 3) and the false color composite (bands, 1, 4 and 5) images. To estimate the onset timing of the snowpack on the Mont Jacques-Cartier summit in fall, the date of the last “ground snow free” image and the first “ground snow covered” image are visually detected. Several successive images were analysed to ensure that the first “snow covered” image is truly the beginning of the seasonal snowpack and not just an early temporary event. Because the images are taken every 2 weeks, the median between the last “ground snow free” image and the first “ground snow covered” image was calculated to estimate the snowpack onset date. In spring, the snowpack melting date is estimated by detecting the date when the ground surface is snow free for the first time of the season. Thus, the median between the date of the last “snow covered” image and the first “snow free” image is calculated. Even if the snow can temporarily cover the ground after this date, it is no longer considered as the seasonal snowpack and thus not taken into account.

To overcome the problems linked to the poor visibility on the summit of Mont Jacques-Cartier – which can be partial or zero due to cloud cover and its shadow effects on the ground surface – an empirical snow timing model was built, based on the same approach as the *SnowMJC* model. It is extended to the eastern part of the Chic-Chocs Range, including the valley of the Sainte-Anne River and the vast neighbouring plateau of Mont Albert (1150 m *a.s.l.*). To model the timing of the snowpack onset in fall, we postulated that the most critical factor is the air temperature, which is essentially controlled by the elevation. In spring, we postulated that the timing of the snowpack melting is mainly dependant on the amount of snow accumulated throughout the winter, on the solar radiation effect and on the air temperature (*i.e.* the elevation). From the output *SnowOnset* and *SnowMelt* models, some reference zones have been identified and, in case of total visibility obstruction over Mont Jacques-Carter, the target zone

of the satellite remote sensing has been extended to include the reference zones from where the snow onset and melting date for Mont Jacques-Cartier has been derived.

To validate the results of snowpack timing the intra-diurnal fluctuations of GST measured since 2008 by the uppermost thermistor (0 m) in the borehole cable, was used. Generally, the onset date of the snowpack is detectable by smaller intra-diurnal fluctuations of the GST, due to the buffer layer created by the snow, than the intra-diurnal air temperature fluctuations. Furthermore, we postulate that once the GST drops below 0°C, the probability that the seasonal snow stays on the ground is high. In spring, we consider that the date of the seasonal snow melting coincides with a GST rising above 0°C.

#### III.1.4.4. Measurements of snow properties

Several snow profiles were made during winter field studies in 1980, 2011, 2012 and 2013 on the Mont Jacques-Cartier summit and on the neighboring summit of Petit-Mont-Saint-Anne (1140 m *a.s.l.*) in order to analyze snow stratigraphy and to measure its physical properties such as density, grain size, snow crystal morphology, and temperature. The snow density  $\rho_s$  [ $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ] was obtained in the field by weighing snow samples extracted from the snow layers of the snowpack using a cylinder of known volume. Snow density was also measured with a *Federal* snow core sampler at regular interval along transects made at the summit of Petit-Mont-Saint-Anne in April 2014. The grain size  $E$  [mm] and shape were determined on the field by placing a sample of snow on a black millimeter gridded plate. The snow crystal identification and the graphical representation of each snow pit have been achieved following the “International classification for seasonal snow cover on the ground” (Fiez et al., 2009). Thermal properties have been calculated using the afore-mentioned physical properties. One of the most crucial variables which conditions the insulating capacity of the snowpack is its thermal resistance  $R$  [ $\text{m}^2\cdot^\circ\text{C}\cdot\text{W}^{-1}$ ] to heat flux transfers (equation 2).  $R$  is inversely proportional to the conductivity and proportional to the snow depth:

$$R = \sum_i h_i / k_i \quad (2)$$

where  $h$  [cm] is the snow depth and  $k$  [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ ] is the thermal conductivity of each layer  $i$  of the snowpack (Goodrich, 1982; Zhang et al. 1996). The snow thermal conductivity can be derived from its non-linear relationship with the density ( $\rho_s$ ). The equation (3) used in this study has been proposed by Sturm et al. (1997):

$$\begin{aligned} k &= 0.138 + 1.01\rho_s + 3.2233\rho_s^2 \quad \{0.156 \leq \rho_s \leq 0.6\} \\ k &= 0.023 + 0.234\rho_s \quad \{\rho_s < 0.156\} \end{aligned} \quad (3)$$

### III.1.4.5. Monitoring the impact of the snow cover on GST

The GST is recorded continuously since December 1<sup>st</sup> 2012 (3 readings per day) by 20 miniature dataloggers Trix-8 (LogTag®; resolution 0.1°C, accuracy of +/- 0.5°C) – named LT1 to LT20 – installed over the summit of Mont Jacques-Cartier (Figure 31, Table III). In this study, we also used the data recorded by a Trix-8 from September 2009 to August 2010, named LT 21, located under the snow-bank of the SE slope (Figure 31). Each sensor is protected from humidity and ice by airtight plastic boxes and is installed a few centimeters below the ground surface to avoid any effect of direct solar radiation. They are strategically located at sites with different surface parameters (Figure 31 and Table III). Finally, a time-series of GST for the study period is also provided by the upper thermistor of the cable installed in the borehole at the summit.

The GST time-series provided by the different dataloggers have been used to calculate the mean monthly GST, the mean winter [DJF] GST (MGST<sub>w</sub>) for the winters 2012-2013 and 2013-2014, the mean summer [JJA] GST (MGST<sub>s</sub>) for the summer 2013 and the mean annual GST (MAGST) for the year 2013. The main parameters describing the buffer effect of the snow cover on the ground are the daily, monthly and seasonal surface thermal offsets ( $\Delta T$ , °C), defined as the difference between GST and air temperature (AT):

$$\Delta T_{\text{daily/monthly/seasonally}} = GST_{\text{daily/monthly/seasonally}} - AT_{\text{daily/monthly/seasonally}} \quad (4)$$

The air temperature data set needed to calculate the surface thermal offset was provided by a shielded temperature sensor U22-001 (Hobo®; resolution of 0.2°C, accuracy of +/- 0.21°C) installed 1 m above the ground surface at 1266 m *a.s.l.* near the summit of Mont Jacques-Cartier. The air temperature has been recorded at hourly intervals since December 1<sup>st</sup> 2012.

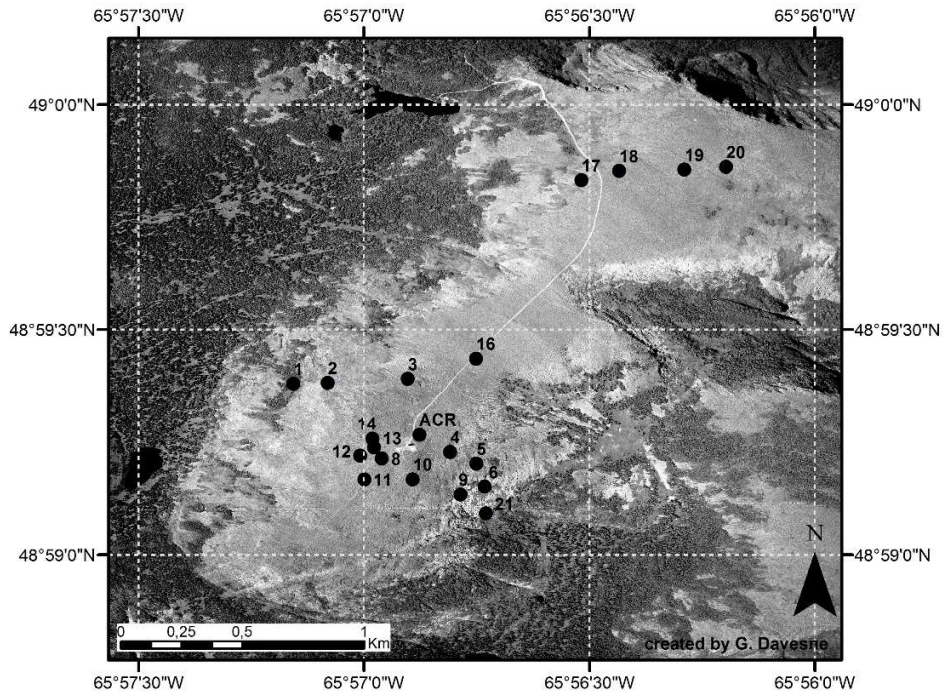


Figure 31 : Location of the ground surface temperature sensors installed over the Mt Jacques-Cartier plateau.

ID	Record period [dd/mm/yy]	Elevation [m]	Aspect	Slope [°]	Vegetation	Ground surface
ACR	01/09/08 to 31/08/2014	1274	E	2,5	-	bockfield
LT 1	01/12/12 to 31/08/2014	1202	NW	16	krummholz	organic
LT 2	01/12/12 to 31/08/2014	1228	NW	19	herbaceous	blockfield
LT 3	01/12/12 to 31/08/2014	1258	N	11	-	blockfield
LT 4	01/12/12 to 31/08/2014	1264	SE	9	-	blockfield
LT 5	01/12/12 to 31/08/2014	1249	SE	12	-	blockfield
LT 6	01/12/12 to 31/08/2014	1225	SE	23	sparse scrubs	blockfield
LT 8	01/12/12 to 31/08/2014	1271	SE	4	herbaceous	blockfield
LT 9	01/12/12 to 31/08/2014	1232	SE	21	-	blockfield
LT 10	01/12/12 to 31/08/2014	1263	S	11	-	blockfield
LT 11	01/12/12 to 31/08/2014	1261	SW	9	-	blockfield
LT 12	01/12/12 to 31/08/2014	1267	SW	7	-	blockfield
LT 13	01/12/12 to 31/08/2014	1271	W	2	herbaceous	blockstream
LT 14	01/12/12 to 31/08/2014	1271	W	2	-	blockfield
LT 15	01/12/12 to 30/11/13	1270	N	4	-	blockfield
LT 16	01/12/12 to 31/08/2014	1254	NE	4,5	herbaceous	sorted polygon
LT 17	01/12/12 to 31/08/2014	1234	NW	9	-	blockstream
LT 18	01/12/12 to 31/08/2014	1240	N	1	herbaceous	blockstream
LT 19	01/12/12 to 31/08/2014	1243	SW	1	herbaceous	sorted polygon
LT 20	01/12/12 to 31/08/2014	1242	E	3	herbaceous	sorted polygon
LT 21	01/09/09 to 01/09/10	1191	E	21	sparse scrubs	blockfield

Table III: Detailed information of each sensors location.

Related to the surface offset, the freezing n-factor ( $n_f$ ) is also useful to assess the snow effect on the ground. Its calculation is made from the freezing index at the ground surface (DDFs), *i.e.* the sum of freezing degree-days at the ground surface during the freezing season, and the freezing index of the air (DDFa), *i.e.* the sum of the freezing degree-days of the air during the freezing season. The freezing season is considered to start when the temperature drops durably below 0°C and to finish when the temperature becomes durably positive. The ratio between DDFs and DDFa gives the  $n_f$  as described by the formula (equation 5) (Karunaratne and Burn, 2003; Juliussen and Humlum, 2007):

$$n_f = \frac{DDF_s}{DDF_a} \quad (5)$$

Other parameters such as the winter equilibrium temperature ( $WEqT$  in°C), which reflects the thermal state of the underlying ground and the timing and duration of the zero curtain effect – due to the release of latent heat of fusion during the snow melt – at the snow/ground interface have also been analyzed to assess the buffer effect created by the snow on ground surface (Delaloye, 2004; Hasler *et al.*, 2011).

Finally, the snowpack timing and duration have been deduced at each sensor site from the GST behavior. Indeed, when a snow cover is present, the GST remains slightly below 0°C and has a low daily amplitude between the maximum and minimum GST.

### III.1.5. Results

#### III.1.5.1. Snow distribution pattern over the Mont Jacques-Cartier plateau

##### - Field measurements

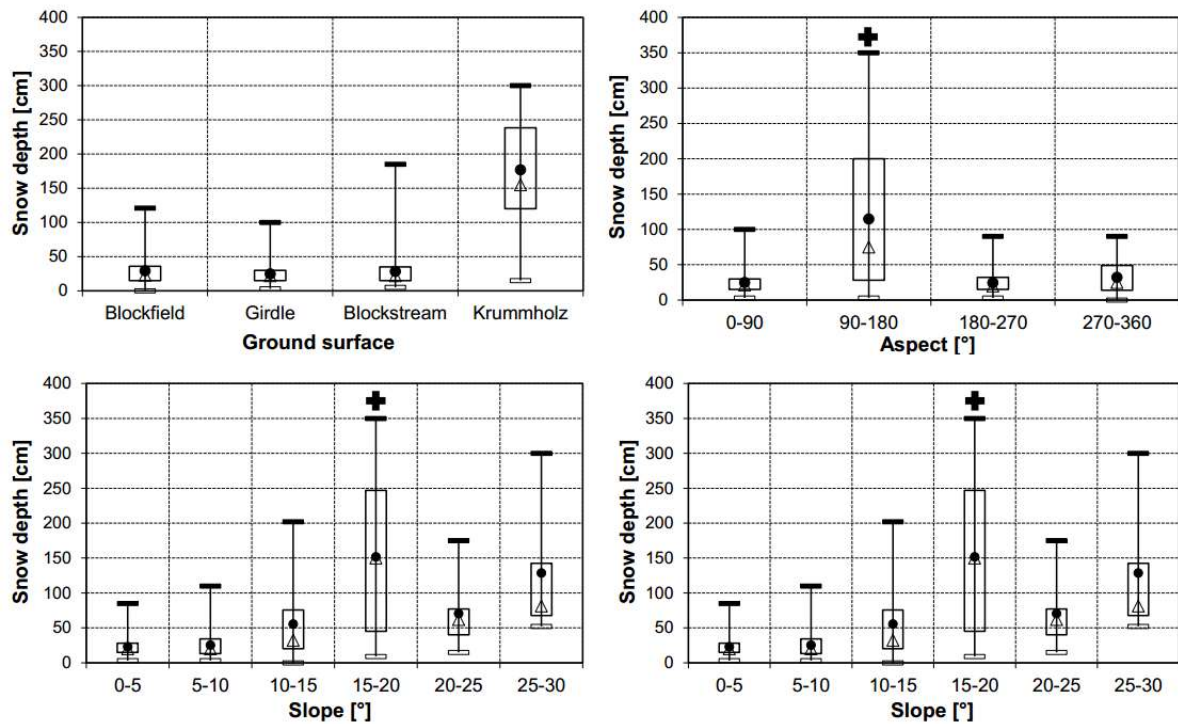
Visual observations and measurements clearly showed a contrasted snow accumulation pattern over the summit (Figure 32). The lower snow thicknesses have been measured on wind-exposed, barren, flat surfaces (blockfield, girdle, blockstream) on the gentlest slope angles (slope < 15°) of the plateau, and on the higher elevations (elevation > 1240 m *a.s.l.*) (Figure 33). The compilation of all snow measurements made over this zone gives a median snow thickness of 27 cm on average at the end of winter. The snow thickness over the plateau was fairly similar for the various different years of measurements suggesting a low inter-annual variability of the snow conditions (Figure 34).



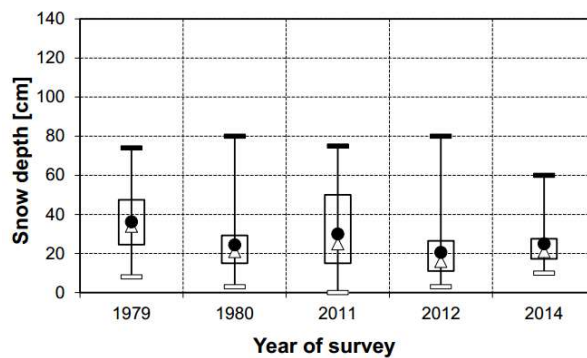
**Figure 32 :** *A) Bare ground plateau after a snowstorm at the end of winter 2014. Even if the winter 2014 was particularly snowy, the blocky materials protruded from the shallow snowpack (8 April 2014); B) A frosted granitic boulder protruding through the snowpack on the plateau (1er Dec. 2013); C) Sastrugi elongated parallel to the prevailing wind (8 Feb. 2012); D) Isolated patch of krummholz on the SE slope with typically leeward trailing spit form (8 Feb. 2012); E) Transition between the alpine tundra and krummholz belt on the NW. The snowpack is heterogeneous following the pattern of krummholz patches (8 April 2014).*

No significant variation is observable between the various patterned ground landforms (Figure 33). At a fine scale, the measurements on the plateau show that the snow thickness varies widely over a short distance according to the roughness created by blocky surfaces. Field observations reveal that the spaces between boulders and the small depressions (*e.g.* between two blockstreams) are filled with drifting snow early in winter whereas the top of the blocks and the ridges of micro-forms remain protruding above the snow surface throughout the winter and are only covered by hoar frost (Figure 32, A; B). Some typical wind erosion structures – such as sastrugi – and leeward snowdrift accumulations are observable over the wind-swept bare summit (Figure 32, C).

The higher snow accumulations occur on slopes ranging from 15 to 20° on the leeward side of the summit (aspect ranging from 90 to 180°) (Figure 33). On the lower part of the concave south-east slope, which is mantled by blockfield and gelifluxion lobes, the snow deposits are particularly thick, forming a massive snow-bank. For all the surveys made from 1979 to 2012, the maximum snow thickness of this snowbank could not be precisely measured because the snow probe (350 cm length) was too short to hit the ground surface.



**Figure 33:** Box-and-whisker plots showing the dependence of the snowpack depth on the terrain parameters of the summit (ground surface, aspect, slope and elevation). The “box” is delimited by the upper and the lower quartile; the median and the mean are represented by the triangle and the circle respectively; and the “whiskers” represent the maximum and minimum snow depth values. The crosses indicate that the maximum snow depth is higher than 350 cm.



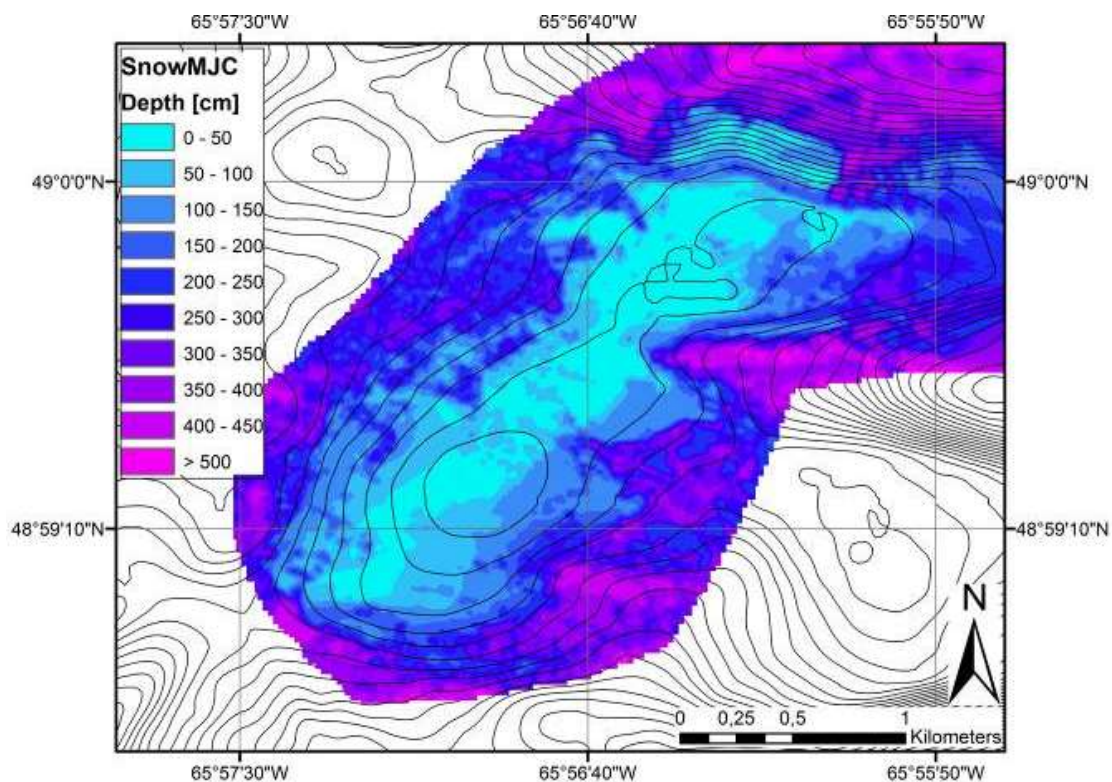
**Figure 34:** A) Inter-annual variability of the snowpack thickness shown by a box-and-whisker plot.

In the continuous krummholz zone, below 1200 m *a.s.l.*, the median snow thickness was  $\approx 150$  cm (Figure 32 and Figure 33). In the discontinuous krummholz belt between 1200 to 1220 m *a.s.l.* – which marks the lower boundary of the alpine tundra ecozone – the isolated patches of scrubs induced localized, thick (more than 200 cm), niveo-aeolian accumulations and leeward snowdrift formations (Figure 32, D, E).



- Analysis and validation of the GIS-based snow distribution model

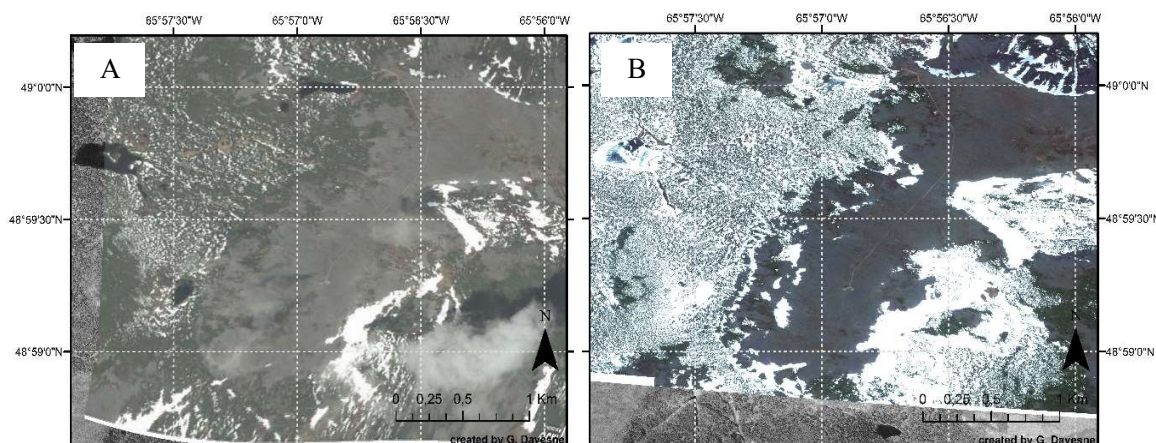
As shown previously, the general snow accumulation patterns tend to reappear year after year, because it is mainly driven by terrain factors – which are stable from year to year – rather than the amount of solid precipitation. The SnowMJC model presents an overview of snow distribution patterns on Mont Jacques-Cartier, based on these terrain parameters (Figure 35). The differential snow accumulation patterns over the summit appear clearly and are consistent with empirical field measurements. The lowest potential snow depths are modeled on the plateau and the steep north slope of Mont Jacques-Cartier. Conversely, the highest potential snow depths are modeled in the topographic depression and on the leeward edges of the glacial cirque on south-east slope, and in the dense and continuous krummholz belt around the plateau. The classified map of potential maximum snow depth [m] provides interesting quantitative information but it should be treated with caution due to the methodological limits implied by the shift from qualitative to quantitative data (Figure 35).



**Figure 35: Simulation of the potential snowpack distribution over the Mont Jacques-Cartier plateau summit expressed as snow depth classes.**

Encouragingly, the visual comparison of the model with satellite imagery shows acceptable results. The WV2 (Figure 36, A) shows the snow distribution on May, 28<sup>th</sup> 2012 when the remnant snow patches indicate the zone of highest snow accumulation (*i.e.* cornices and depressions on the leeward slope,

krummholz and alpine forest zones). The Spot-5 image taken at the same time in 2013 shows the snow melt in a less advanced stage. On this image, only the less snowy areas (*i.e.* wind swept bare ground surface) were snow free (Figure 36, B). All the snow distribution patterns detected with the satellite imagery concord well with the model output map.



**Figure 36 :** A) Satellite views of Mont Jacques-Cartier taken on May 28<sup>th</sup>, 2012 and B) on May 28<sup>th</sup> 2013 (Google<sup>TM</sup> Earth, 2013).

### 3.2. Onset and duration of the snowpack

Table IV and Figure 37 highlight the difference in onset and duration of the snowpack between the wind-blown plateau and the vegetated slope of the mountain. According to Landsat imagery from 1997 to 2012, the snowpack onset on the plateau of Mont Jacques-Cartier happens between early October and early November, the average date being October 22<sup>th</sup> (Table IV and Figure 37). The onset date is similar in the alpine forest target zone on the lower part of the northwestern slope. In spring, the snowpack disappearance date ranges from the end of April to the end of May, the average date being May 10<sup>th</sup>. In the alpine forest units, the thicker snowpack persists until mid-June on average (Table IV and Figure 37). Thus, for the period from 1990 to 2012, the snowpack duration was 37 days shorter on average on the plateau than in the alpine forest. On the most favorable snow accumulation areas - such as the large gully and the headwall of the glacial cirque on the leeward southeastern slope - the longest lasting snow patches in Mont Jacques-Cartier are estimated to vanish in mid-summer. For example in 2014, a massive snow patch was still present on the snow bed of the SE slope of Mont Jacques-Cartier in the middle of July. Over the study period 1990-2012, no evidence of change is detectable in the duration and the date of onset/melt of the snowpack (Table IV and Figure 37).

Snowpack - Mt Jacques-Cartier summit					Snowpack - Forest 1120 m				
Winter	Date <sub>onset</sub>	Date <sub>mett</sub>	Duration [day]	Duration [% of year]	Winter	Date <sub>onset</sub>	Date <sub>mett</sub>	Duration [day]	Duration [% of year]
1997/98	15-Oct	1-May	198	54,2	1997/98	15-Oct	1-May	224	61,4
1998/99	13-oct	15-May	214	58,6	1998/99	1-Oct	10-Jun	252	69,0
1999/00	12-Oct	29-May	229	62,7	1999/00	12-Oct			
2000/01	26-Oct	6-May	192	52,6	2000/01	7-Oct	1-Jul	272	74,5
2001/02	1-Nov	13-May	193	52,9	2001/02	2-Nov	18-Jun	228	62,5
2002/03	17-Oct	20-May	215	58,9	2002/03	23-Oct	21-Jun	241	66,0
2003/04	24-Oct	28-Apr	186	51,0	2003/04	29-Oct	19-Jun	233	63,8
2004/05	29-Oct	10-May	193	52,9	2004/05	29-Oct	26-May	209	57,3
2005/06	21-Oct	8-May	199	54,5	2005/06	24-Oct	9-Jun	228	62,5
2006/07	8-Oct	30-Apr	204	55,9	2006/07	8-Oct	23-Jun	258	70,7
2007/08	3-Nov	1-May	179	49,0	2007/08	3-Nov	18-Jun	227	62,2
2008/09	9-Nov	22-May	194	53,2	2008/09	9-Nov	21-Jun	224	61,4
2009/10	11-Oct	19-May	220	60,3	2009/10	15-Oct			
2010/11	20-Oct	10-May	202	55,3	2010/11	14-Oct	28-Jun	257	70,4
2011/12	29-Oct	12-May	195	53,4	2011/12	8-Oct	5-Jun	240	65,8
<b>Mean</b>	<b>22-Oct</b>	<b>10-May</b>	<b>201</b>	<b>55</b>	<b>Mean</b>	<b>20-Oct</b>	<b>14-Jun</b>	<b>238</b>	<b>65</b>
<b>Mini</b>	<b>8-Oct</b>	<b>28-Apr</b>	<b>179</b>	<b>49,0</b>	<b>Mini</b>	<b>1-Oct</b>	<b>26-May</b>	<b>209</b>	<b>57,3</b>
<b>Maxi</b>	<b>9-Nov</b>	<b>29-May</b>	<b>229</b>	<b>62,7</b>	<b>Maxi</b>	<b>9-Nov</b>	<b>1-Jul</b>	<b>272</b>	<b>74,5</b>
<b>Std</b>	<b>9,51</b>	<b>9,28</b>	<b>13,46</b>		<b>Std</b>	<b>12,35</b>	<b>11,24</b>	<b>17,57</b>	

Table IV: Snow timing and duration information for the Mont Jacques-Cartier plateau and for the alpine forest areas provided by Landsat image remote sensing from 1997 to 2012.

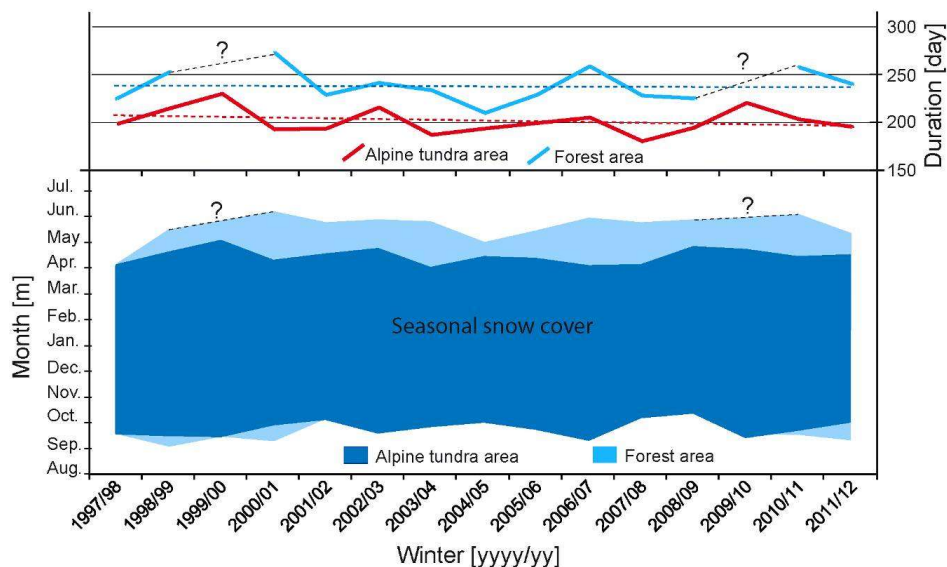


Figure 37 : Snow timing and duration provided by Landsat image remote sensing from 1998 to 2012.

The validation of the results of the remote sensing are compared with the snowpack onset and melting dates deduced from the GST evolution from 2008 to 2012 at the borehole site. As shown by Table VTable , the remote sensing approach shows acceptable results. The maximum error is 9 days which corresponds to the lag time between two successive images.

Winter	Onset <sub>sat</sub>	Onset <sub>temp</sub>	Melt <sub>sat</sub>	Melt <sub>temp</sub>	Duration <sub>sat</sub> [day]	Duration <sub>temp</sub> [day]	Error <sub>sattemp</sub> [day]	Error <sub>sattemp</sub> [day]
2008/2009	9-Nov	18-Nov	22-May	25-May	194	188	-9	3
2009/2010	11-Oct	11-Oct	19-May	22-May	220	218	0	3
2010/2011	20-Oct	20-Oct	10-May	17-May	202	209	0	7
2011/2012	29-Oct	26-Oct	12-May	7-May	195	193	3	-5
<b>Mean</b>	<b>25-Oct</b>	<b>28-Oct</b>	<b>16-May</b>	<b>18-May</b>	<b>203</b>	<b>205</b>		
<b>Min</b>	<b>11-Oct</b>	<b>16-Oct</b>	<b>10-May</b>	<b>7-May</b>	<b>194</b>	<b>188</b>		
<b>Max</b>	<b>9-Nov</b>	<b>18-Nov</b>	<b>22-May</b>	<b>25-May</b>	<b>220</b>	<b>218</b>		

**Table V: Validation of the remote sensing method by comparing the timing of the onset and the melt of the snowpack deduced from GST evolution (*temp*) with the timing of the onset and the melt of the snowpack deduced from satellite imagery (*sat*).**

### III.1.5.2. Snow physical and thermal properties

On wind-exposed alpine tundra, the layering of the snowpack is difficult to observe and analyze because it mainly results from the successive wind ablation and accumulation phases and depends on the surface roughness. It is therefore extremely variable in space and time. The surface layers of the snowpack are typically composed of wind-packed fragmented snow crystals – producing small rounded shape grains (RG) – which result from the wind-driven mechanical metamorphism (Figure 38, A). In the most wind exposed sites, the surface layer of the snowpack is composed of very hard and cohesive snow grains formed by wind and brief melt or rain-on-snow events. Generally, little or no fresh snow accumulates on this hard snow surface because it forms a preferential planar sliding bed for the snow particles (Figure 38, B). In depth, a mix-form of rounded (RG) and faceted crystal (FC) is often observed with intercalated melt crusts (MF) and large agglomerated rounded crystal layers (MF). The base of the snowpack is generally an ice layer (IL) sometimes overlain by a thin layer of incipiently developed faceted crystals of depth hoar (DH). In the cavities between boulders, some large crystals of hoar frost have been observed where an air circulation takes place through the voids.

On the plateau, the snow density at the end of winter is very high, typically ranging from 300 to 400 kg·m<sup>-3</sup> on average according to the measurements made in snow pits in 1980, 2011, 2012, 2013 and 2014 (Figure 38). For instance, a snow pit made in early December 2013 shows that the snow was already dense at the beginning of the winter with a mean value of 280 kg·m<sup>-3</sup>. Such a dense snowpack on the alpine tundra is highly favorable to heat conduction. The conductivity values (*k*) calculated from the equation of Sturm *et al.*, (1997), and measured in the field, range from 0.2 to 0.4 W·m<sup>-1</sup>·K<sup>-1</sup>. These high values of thermal conductivity, in conjunction with a thin snow mantle, produce a snowpack with low thermal resistance (*R*), extremely favorable to winter ground heat loss. The values of *R* range from 0.2 to 3 m<sup>2</sup> K·W<sup>-1</sup> on average (Figure 38).

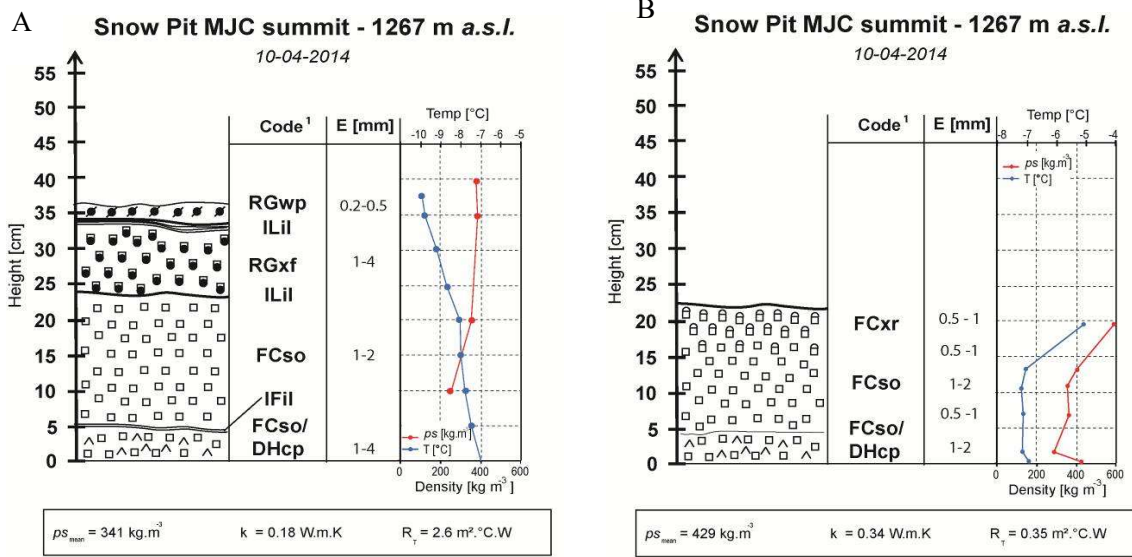


Figure 38: Snow stratigraphy interpreted from profiles dug on the tundra areas of Mont Jacques-Cartier in April 2014. Code: RGwp: wind packed rounded grain; RGxf: faceted rounded particles; FCso: solid faceted crystals; FCxr: rounded faceted crystals; DHcp: depth hoar, hollow cups; ILil: horizontal ice layer (Fiez et al., 2009).

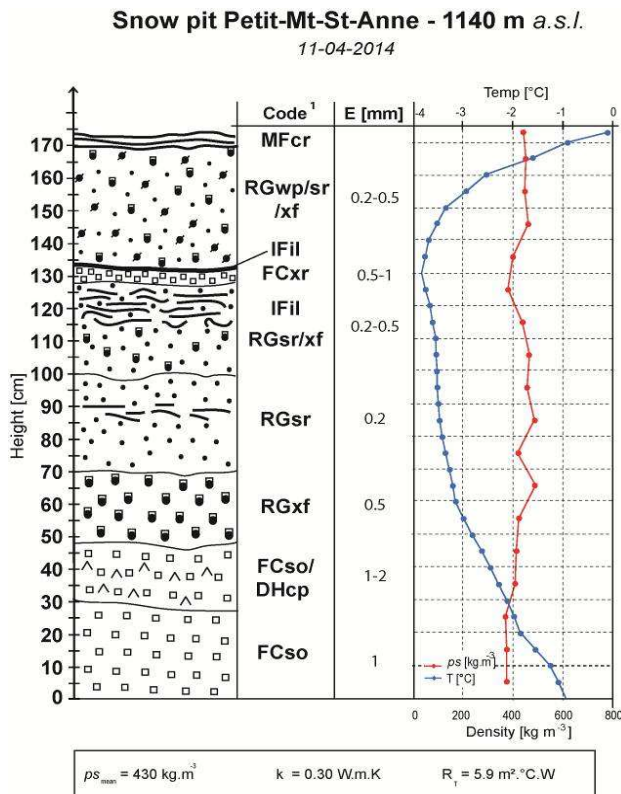


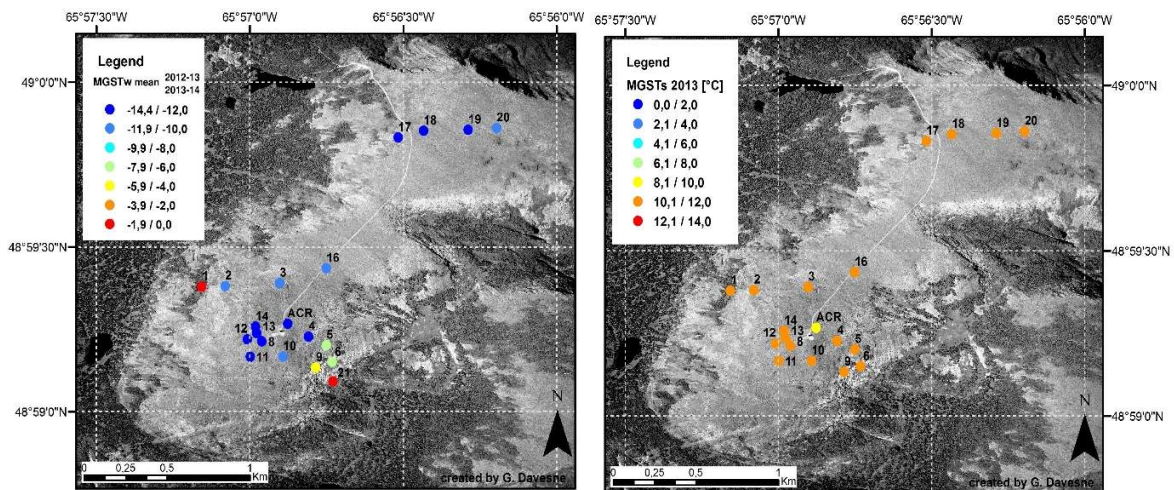
Figure 39: Snow stratigraphy interpreted from profile dug on the krummholz areas on the Petit-Mont-Saint-Anne summit in April 2014. Code: MFcr: melt-freeze crust; RGwp: wind packed rounded grain; RGsr: small rounded particles; RGxf: faceted rounded particles; FCso: solid faceted crystals; FCxr: rounded faceted crystals; DHcp: depth hoar, hollow cups; ILil: horizontal ice layer (Fiez et al., 2009).

On the krummholz, the thick snowpack is also mainly composed of wind-packed snow layers with a mix of small wind-broken rounded and faceted grains. These layers are generally dense and are characterized by several fine ice layers on the surface and within the snowpack (Figure 39). The base of the snow pack is typically formed by faceted medium-sized grains of depth hoar. Snow pits dug in 1980, 2011, 2012, 2013 and 2014 showed that the average density and thermal conductivity of the snow layers are similar to the values measured in the tundra area.

The thermal resistance  $R$  is significantly higher than in the tundra area with values ranging from 5 to 25  $\text{m}^2 \text{K} \cdot \text{W}^{-1}$ . On the profile of Figure 39, below a depth of 50-60 cm, the snow temperature increases with depth following a quasi-linear profile – *i.e.* steady state – according a thermal gradient of respectively  $3^\circ\text{C}/\text{m}$ . The bottom temperature of snow (BTS) is close to  $0^\circ\text{C}$ .

### III.1.5.3. Spatial evolution of the GST and the n-factor

The spatial evolution of the MGST in winter (average of the winter 2012-2013 and winter 2013-2014) and MGST in summer is presented by the maps in Figure 40.



**Figure 40 :** On the left, map of the MGST measured by the sensors over the Mont Jacques-Cartier during the winter [Dec-Mar] 2012-2013 and 2013-2014 (average for both winters); on the right, map of the MGST measured in summer 2013. Note that the sensor LT21 is presented on the map of the MGSTs even if its recording period is the winter 2009-10. Because it is situated under a large snow bed, the inter-annual variability of the  $MGST_w$  is probably low.

In winter, the ground temperature distribution is highly variable over the plateau with a small-scale difference of  $\approx 14^\circ\text{C}$  between the coldest and the warmest sensors. By contrast, the summer ground surface temperature is relatively homogenous in space. This observation suggests that the heterogeneity of the MAGST is mainly the result of the uneven distribution of the seasonal snowpack (Figure 40).

To facilitate the interpretation, the sensors have been gathered into 3 groups according to their thermal behaviors recorded during both winters 2012-2013 and 2013-2014 and the snow condition (Figure 41 and Table VI).

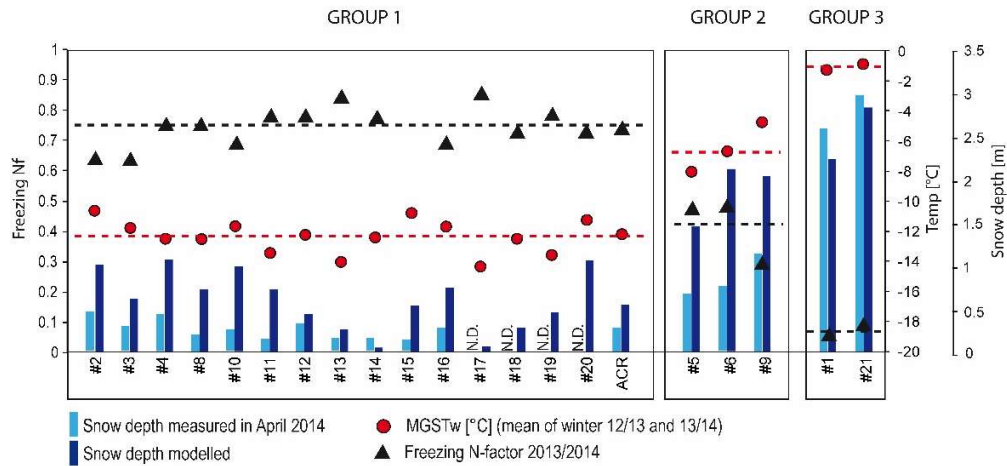


Figure 41: Measured  $MGST_w$  (average for both winters 2012-2013 and 2013-2014); modeled and measured (April 2014) snow depth and calculated  $nf$  (freezing season 2013-2014) for each sensor gathered into the 3 groups.

		MAAT <sub>2013</sub>	MAT <sub>w</sub>			
Air temp		-2.27	-16.29			
Group	Sensors	MAGST <sub>2013</sub>	MGST <sub>w</sub>	$\Delta T_w$	$nf$	$d_s$ [cm]
GROUP 1	#2	-0.2	-10.6	5.7	0.66	40
	#3	-1.3	-11.7	4.6	0.66	21
	#4	-1.0	-12.5	3.8	0.76	38
	#8	-1.3	-12.5	3.8	0.75	15
	#10	-0.6	-11.6	4.7	0.68	25
	#11	-1.3	-13.4	2.9	0.78	10
	#12	-1.1	-12.1	4.2	0.78	35
	#13	-1.4	-14.0	2.3	0.84	15
	#14	-1.0	-12.5	3.8	0.78	22
	#15	N.D.	-10.8	5.5	N.D.	20
	#16	-1.0	-11.7	4.6	0.66	20
	#17	-1.4	-14.4	1.9	0.86	25
	#18	-0.8	-12.5	3.8	0.73	20
	#19	-1.3	-13.6	2.7	0.79	15
#20	-0.3	-11.3	5.0	0.72	18	
ACR	-1.6	-12.2	4.1	0.74	21	
	Mean	-1.1	-12.3	4.0	0.75	22.5
	Std	0.4	1.1	1.1	0.06	8.5
GROUP 2	#5	0.1	-8.0	8.3	0.48	60
	#6	1.5	-6.7	9.6	0.51	90
	#9	2.2	-4.6	11.7	0.31	110
	Mean	1.3	-6.4	9.9	0.43	86.7
	Std	1.1	1.7	1.7	0.11	25.2
GROUP 3	#1	3.1	-1.2	15.1	0.08	260
	#21	3.3	N.D.	N.D.	0.13	>300
	Mean	3.2	-	-	0.10	-
	Std	0.2	-	-	0.03	-

Table VI : Summary of the variable ground surface thermal conditions for each group. The MAGST of 2013 and the average  $MGST_w$  for both winters 2012-2013 and 2013-2014 have been calculated. The same calculation was made for the air temperature (MAAT and MAT<sub>w</sub>). From  $MGST_w$  and the MAT<sub>w</sub>, the average surface thermal offset ( $\Delta T$ ) of both winters have been calculated. The  $nf$  calculated for the freezing season 2013-2014 and the snow depth ( $d_s$ ) measured in April 2014 are used to evaluate the impact of the snow on ground surface temperature. Note that the sensors 21 recorded the GST during the freezing season 2009-10 only, but because of the high amount of snow in this monitoring site, the GST and  $nf$  are supposed to be similar from year to year.

Group 1 includes the sensors LT2, 3, 4, 8, 10 to 20 and ACR (Figure 41 and Table VI). All these sensors are installed on the wind-swept bare ground surface of the summit where the snowpack is thin. The measurements made in April 2014 reveal that the snow depth at the GST-monitoring sites was 22.5 cm on average (Table VI). The mean  $MGST_w$  of the winters 2012-2013 and 2013-2014 was  $-12.3^{\circ}\text{C}$  ( $std = 1.1^{\circ}\text{C}$ ) on average for the group 1 and the surface thermal offset ( $\Delta T_w$ ) was  $+4^{\circ}\text{C}$  (Figure 41 and Table VI). The average freezing index  $nf$  for group 1 was 0.75 on average which mean that 75% of the  $DDF_a$  are conducted to the ground surface. This shows that the GST is strongly connected to the air temperature (Figure 41). The MAGST in 2013 was  $-1.1^{\circ}\text{C}$  ( $std = 0.4^{\circ}\text{C}$ ) on average for the group 1 (Table VI).

Group 2 includes the sensors LT5, LT6, and LT9 (Figure 41 and Table ). It shows an intermediate situation between group 1 and 3. These sensors are installed in areas accumulating a significant amount of snow due to their location on the upper part of the leeward slope (Figure 40). The mean  $MGST_w$  for the winters 2012-2013 and 2013-2014 was  $-6.4^{\circ}\text{C}$  on average for the group 2. With a surface thermal offset ( $\Delta T_w$ ) of  $+9.9^{\circ}\text{C}$  and an  $nf$  of 0.43 on average, the “warming” effect of the snowpack (87 cm on average) on the GST seems significantly higher than for the group 1. The MAGST in 2013 was  $1.28^{\circ}\text{C}$  on average for group 2 which is critical for the occurrence of permafrost (Table VI).

Finally, group 3 is composed of sensors LT21 and LT1 (Figure 41 and Table VI) which are situated in preferential snow accumulation areas (*i.e.* on the snow-bank on the leeward SE slope for LT21 and near a krummholz patch for LT1). These sites have recorded a  $MGST_w$  slightly below  $0^{\circ}\text{C}$ . The ground temperature was disconnected from the air temperature by the thick snowpack ( $> 200$  m) as demonstrated by the low  $nf$  ( $\approx 0.1$ ) and the high surface thermal offset ( $\Delta T_w$ ) ( $\approx +15^{\circ}\text{C}$ ) for winters 2012-2013 and 2013-2014. The MAGST in 2013 was  $3.2^{\circ}\text{C}$  on average. This is  $2^{\circ}\text{C}$  warmer than the group 2 and  $4^{\circ}\text{C}$  warmer than the group 1 average (Table VI).

To evaluate the importance of factors controlling the spatial evolution of the GST regime, a series of simple linear regressions was conducted between the MAGST in 2013, and 1) snow depth, 2) elevation and 3) potential incoming solar radiation (PISR). As expected, the snow depth is the main controlling factor of the GST with a  $R^2$  of 0.78. The elevation is a secondary factor with a  $R^2$  of 0.61, while the influence of potential incoming solar radiation (PISR) is minor with a  $R^2$  of 0.02 (Figure 42).

As shown by Figure 43, a clear positive correlation exists between snow depth and the MAGST with an inverse correlation between snow depth and  $nf$ . According to the best fit curve, a snowpack  $>40$  cm thick induced a MAGST above  $0^{\circ}\text{C}$  in 2013. This critical snow depth corresponds to an  $nf$  of 0.6.



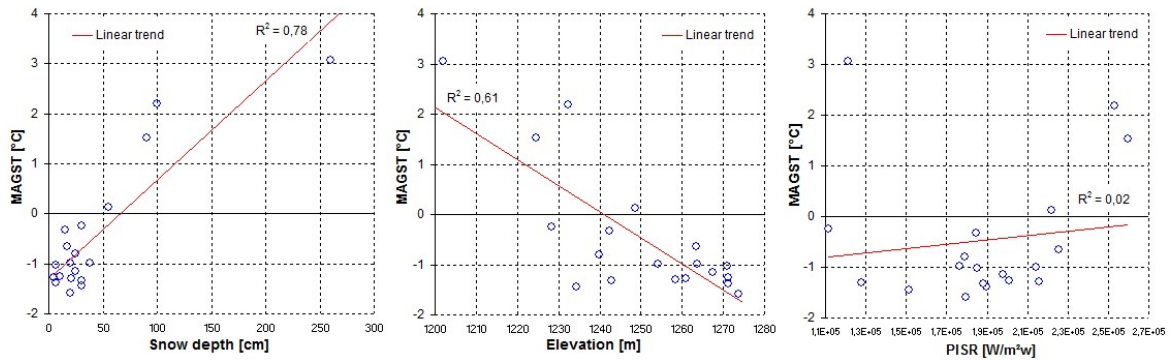


Figure 42 : Correlation between the MAGST and the snow depth, the elevation and potential incoming solar radiations (PISR).

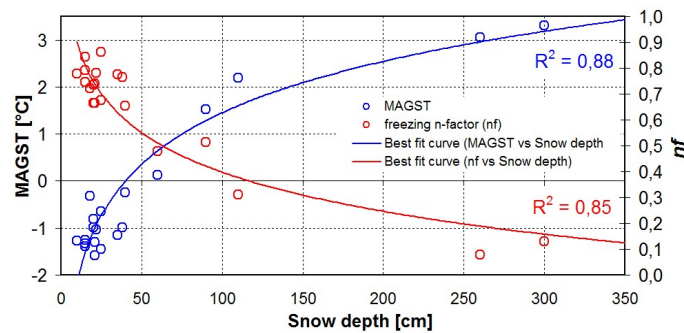
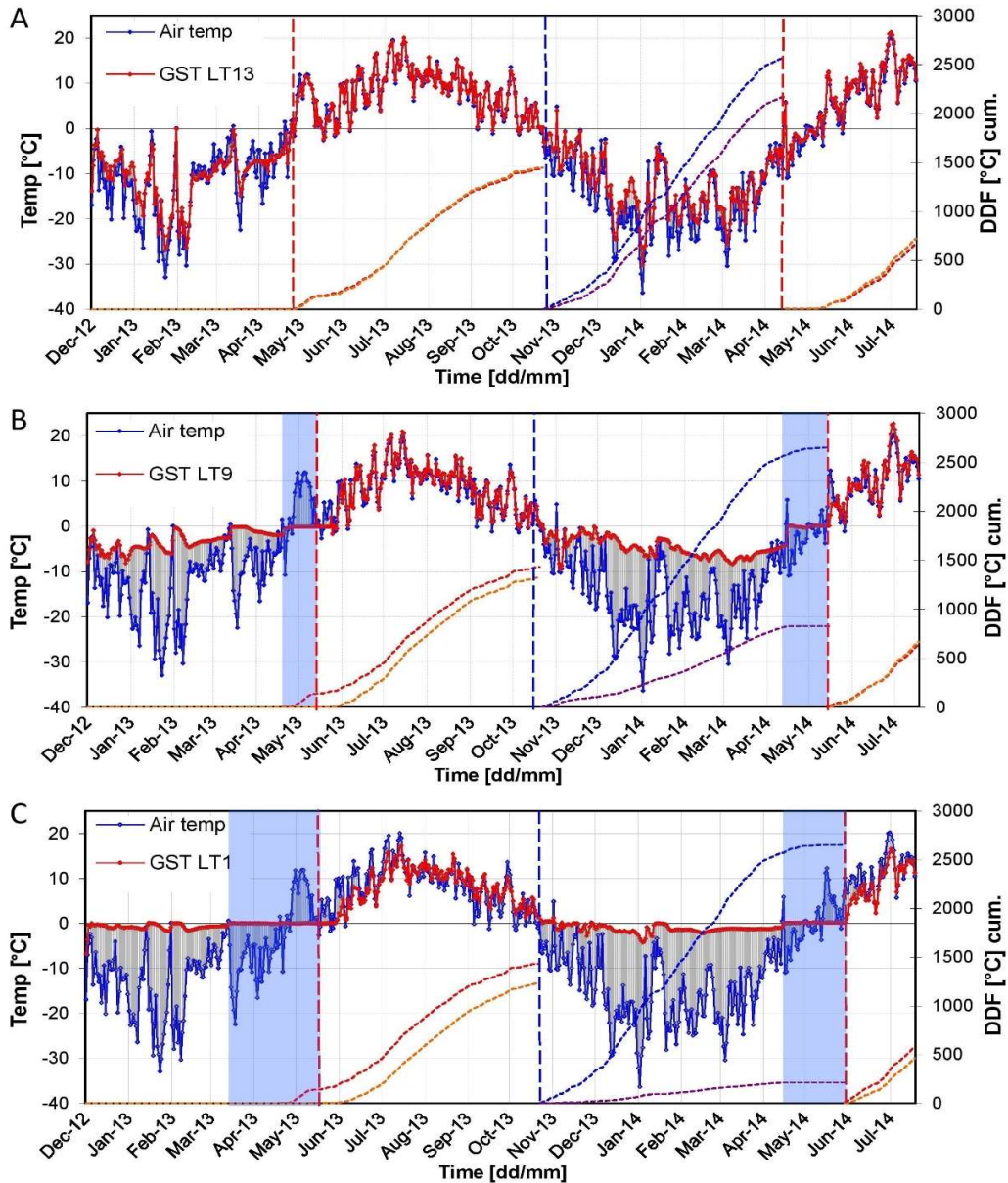


Figure 43: Relationship between the snow depth measured at the end of the winter [April] 2014 and the MAGST in 2013 (blue symbols) and the  $nf$  for the freezing season 2013-2014 (red symbols).

### III.1.5.4. Evolution of the ground surface thermal regime through the freezing season

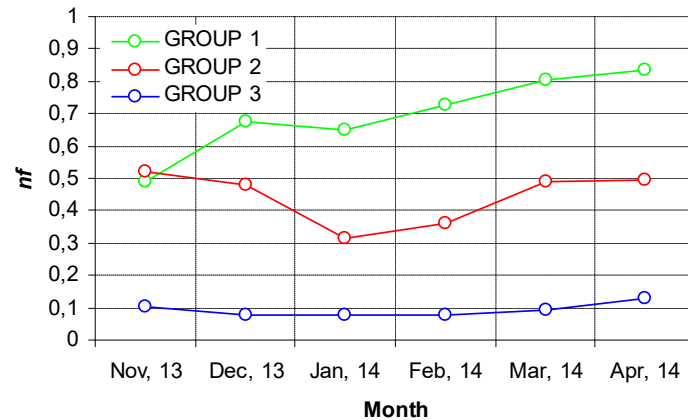
The sensors of group 1 typically recorded rapid and daily changes of the GST with very cold minimal temperature. The temporal evolution of the  $\Delta T$  shows that it remained low through the winter. Consequently, the curve of daily cumulative  $DDF_s$  and  $DDF_a$  remains very close until the end of the freezing season 2013-2014 (e.g.  $DDF_a$  of 2650 and  $DDF_s$  of 2169 for LT13; Figure 44, A). The evolution of the monthly freezing n-factor  $nf$  through the freezing season 2013-2014 for the sensors of group 1 shows that it tended to increase gradually throughout the winter from a value of 0.5 in November to 0.8 in April (Figure 45). This observation suggests that the ground surface is probably less influenced by the latent heat released during the freezing of the underlying ground, and that the snowpack is thinner or more conductive as the winter progresses. In summary, the thermal behavior of the GST for all the sensors of group 1 indicates that GST is strongly coupled with the air temperature throughout the freezing season and that the thermal impact of the snow cover is minimal.

Concerning the sensors of group 2, the GST follows the short-term fluctuations of the air temperature but the daily fluctuations of GST are smoothed by the buffer effect of snow. The GST remains much warmer than the air temperature through the winter. The daily cumulative DDF<sub>s</sub> increased more slowly than the DDF<sub>a</sub> during the cold season 2013-2014 which induces a large gap between both curves at the end of the freezing seasons (e.g. DDF<sub>a</sub> of 2650 and DDF<sub>s</sub> of 830 for LT9; Figure 44, B).



**Figure 44:** Evolution of the GST from December 2012 to August 2014 for the sensors LT13 (A), LT2 (B) and LT1 (C) which are representative of the group 1, 2 and 3 respectively. The dashed lines represent the cumulative DDF and DDT at the ground surface and in the air. The red vertical dashed lines mark the end of the freezing season while the blue dashed lines mark the beginning. Finally, the blue zones represent the duration of the zero curtain effect phase.

The evolution of the monthly  $nf$  during the freezing season 2013-2014 is marked by a decrease from 0.5 to 0.3 between December and January probably due to a thickening of the snowpack. Then, from January to the end of the winter the  $nf$  tend to increase to 0.5 as the snow pack gets more dense and thermally conductive (Figure 45). To sum up, the GST recorded by the sensors of the group 2 is greatly influenced by the snowpack and therefore weakly influenced by the air temperature regime.



**Figure 45: Mean monthly  $nf$  calculated for the group 1, 2 and 3 for the freezing season 2013-2014.**

Finally, the sensors LT1 and LT21, in group 3, both exhibit a near stable GST close to 0°C throughout the freezing seasons. The  $WEqT$  is reached from the beginning of the winter in December suggesting a rapid build-up of the snowpack. Only the most pronounced air temperature variations have an impact on the GST but this is very gradual and time delayed. The positive surface offset is extremely high throughout the winter. The daily cumulative DDFs remain low throughout the freezing seasons for both sensors (e.g.  $DDF_a$  of 2650 and  $DDF_s$  of 210 for LT1) (Figure 44, C). The  $nf$  remains low throughout the freezing season 2013-14 at the LT1, being near 0.1 from November to April (Figure 45).

### III.1.5.5. Impact of the snowpack timing and duration on GST

The timing and duration of ground surface freezing season 2013-2014 and of the zero curtain effect for each sensor are shown in Table VII and Figure 46. For the sensors of group 1, where the snowpack is thin and discontinuous, the zero curtain effect generally did not exist or lasted only a few days. The freezing season at the ground surface lasted 178 days in 2013-14, beginning on October 21 and ended on April 16<sup>th</sup> on average, which is very close to the timing and duration of the atmospheric freezing season (Table VII).

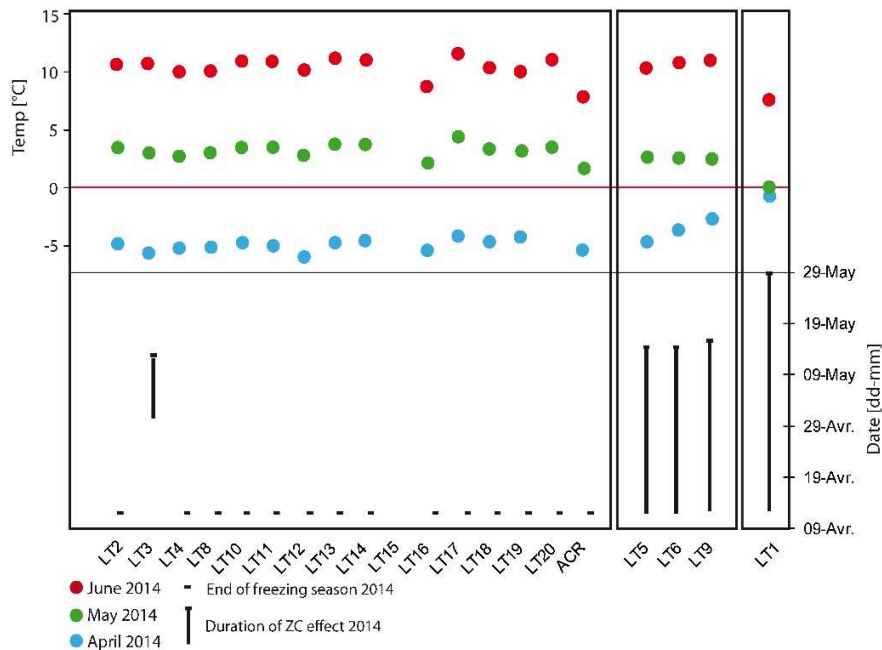
For group 2, the sensors LT5, LT6 and LT9 recorded a zero curtain phase which delayed the ground surface warming by 29 days on average in spring 2014 (Table VII). However, in spring 2014, the “cooling” effect of the lingering snow was reduced by the fact that the air temperature dropped

temporarily below freezing point after the first melting period in mid-April (Figure 44). Consequently, the “cooling” effect of the snowpack in May 2014 on the GST was weak.

The zero curtain effect was greater for the sensor LT1 of group 3. The long-lying snow patches prevented the ground surface warming until the end of May. The zero curtain effect lasted 44 days, maintaining the MGST of May close to 0°C while it reached 3°C for the group 1 (Figure 46). However, the impact of the long-lying snow patches was restricted to the month of May and is negligible at a seasonal and annual scale.

		Start FS [mm dd]	Start ZC [mm dd]	End FS [mm dd]	Duration ZC [day]	Duration FS [day]
	Air temp.	Oct 21	-	Apr 15	-	176
	Logtag					
GROUP 1	#2	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#3	Oct 21	May 5	May 13	8	204
	#4	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#8	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#10	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#11	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#12	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#13	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#14	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#15	Oct 21	-	-	-	-
	#16	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#17	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#18	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#19	Oct 21	-	Apr 15	0	176
	#20	Oct 21	-	Apr 15	0	176
ACR	Oct 21	-	Apr 15	0	176	
	Mean	Oct 21	-	Apr 16	0,5	178
	Std	0,0	-	7,2	2,1	7,2
GROUP 2	#5	Oct 21	Apr 15	May 14	29	205
	#6	Oct 21	Apr 15	May 14	29	205
	#9	Oct 21	Apr 16	May 15	29	206
	Mean	Oct 21	April 15	May 14	29	205
	Std	0,0	0,6	0,6	0,0	0,6
GROUP 3	#1	Oct 21	Apr 16	May 30	44	221
	Mean	-	-	-	-	-
	Std	-	-	-	-	-

**Table VII: Snow cover timing and duration detected from the date of the start and the end of the freezing season (Fs) 2013-2014. The start and the end of the zero curtain effect (ZC) at each sensor was also calculated to understand the impact of snowmelt on the GST.**



**Figure 46: Snow melt timing and zero curtain effect duration at each sensor monitoring site and their impacts on the MGST in April, May and June 2014.**

### III.1.6. Discussion

#### III.1.6.1. The snow distribution patterns over the Mont Jacques-Cartier plateau and spatial evolution of the GST regime.

Field measurements coupled with remote sensing and GIS-based modeling permit the first systematic understanding of the snowpack distribution patterns over the Mont Jacques-Cartier plateau, and their linkage with the measured GST. The results clearly show that the spatial variability of the GST on Mont Jacques-Cartier is more pronounced in winter than in summer due to the heterogeneous distribution of the snowpack. A corollary of this finding is that the snowpack must be considered as the main controlling terrain factor of the mountain permafrost body distribution over the plateau. To facilitate the interpretation of the distinctive snow distribution patterns and their related ground surface thermal regime, the plateau summit has been divided into two main zones: (1) zone of snow ablation; (2) zone of preferential snow accumulation.

##### III.1.6.1.1. Zone of snow erosion

The strongest snow erosion occurs above the treeline – situated near 1200 to 1220 m *a.s.l.* – over the wind-swept bare ground plateau (Gray and Brown, 1982), where the shelter effect provided by vegetation is absent. The west/north-westerly prevalent wind in conjunction with the convex to flat topography of

the summit and its microrelief are the major factor controlling the snow distribution patterns through the winter. Strong winds occurring during and after snow-storms rapidly re-distribute new-fallen snow. The GEM-LAM model (Bédard et al., 2013) suggests that 30% of the winter winds [nov. – mar.] exceed a mean speed of  $7.5 \text{ m/s}^{-1}$  from 2007 to 2010. This speed value represents the mean threshold for the transport of fresh and dry snow (Li and Pomeroy, 1997). Therefore, the wind-exposed upper part of the NW slope and the flat summit are subject to intense losses of snow by wind erosion. The measurements show that the snowpack is typically less than 30 cm thick at the end of the winter and highly variable at a fine-scale. The surface roughness is the major factor controlling the maximum depth of snow deposits and the heterogeneity of the snowpack. On the bare ground plateau of Mont Jacques-Cartier, the surface roughness associated with microforms – such as blockfields, polygons and blockstreams – is around 30-50 cm (Hotte, 2011), consequently the snow-retaining capacity is limited. Once the snow thickness exceeds this height, the snowpack equilibrium profile is reached (Tabler, 1975) and any additional snow is systematically removed and transported by the wind. The maximum snowpack depth is thus rapidly reached at the beginning of the winter once the spaces between boulders and gullies are filled with drifting snow. Measurements demonstrate that the snow pattern is quite constant throughout the winter and recurs year after year because the controlling parameters, *i.e.* the wind action in conjunction with topography and surface roughness, do not cause radical change on a yearly basis.

With regards to physical and thermal properties, the snowpack on the plateau of Mont Jacques-Cartier is very similar to an arctic tundra snowpack as described by Sturm et al., (1995). The high values of density ( $300\text{-}400 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ ) and thermal conductivity ( $0.2\text{-}0.4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ ) and the low values of thermal resistance ( $0.2\text{-}3 \text{ m}^2 \text{ K}\cdot\text{W}^{-1}$ ) are consistent with published values for the snowpack of the arctic tundra (*e.g.* Mackay and Mackay, 1973; Sturm et al., 1995; Dominé et al., 2008). The wind is the major factor of snow metamorphism on the wind-exposed surface; firstly by involving a mechanical destruction of dendritic crystals which leads to a rapid snow densification (Dominé et al., 2002; Armstrong and Brun, 2008); and secondly by accelerating the sublimation of ice crystals due to turbulent flows – driven by the complex interaction between wind and the snow surface roughness (*e.g.* sastrugi) (Déry and Yau, 2002). The forced air convection on the snowpack through micro and macro-porosity (*e.g.* voids between boulder and snowpack) affects the snowpack internal temperature and reduces the thermal gradient into it. That could explain the weak proportion of depth hoar observed on the snowpack of Mont Jacques-Cartier plateau compared to a typical snowpack of arctic tundra areas (Dominé et al., 2008). On Mont Jacques-Cartier, the snowpack is also characterised by the presence of several melt-freeze crusts resulting from the brief warm and rain-on-snow events. These phenomena are too brief to induce significant snow melt

or water percolation through the snowpack. However, they lead to the increase of the thermal conductivity and the decrease of the air permeability of the snowpack (Albert and Perron, 2000).

From a thermal perspective, this zone of snow erosion is highly favorable to a deep penetration of the freezing front in winter. The low thermal resistance of the snowpack leads to massive heat losses from the ground and quasi-direct responses of GST to daily fluctuations of the air temperature through the winter, as shown by the low surface offset and the high freezing n-factor  $nf$  for all the sensors installed over the wind-swept plateau (group 1, Figure 41 and Figure 42). The monthly evolution of the  $nf$  during the freezing season 2013-14 shows that  $nf$  tended to increase as the freezing season progresses, probably due to the progressive decrease of the thermal resistance of the snowpack.

In addition, the interaction between the snowpack and the blocky materials – which mantle the surface of the plateau – plays an important role in the intense ground cooling. Firstly, because the boulders protruding above the snow surface allow a direct heat transfer between the ground and the atmosphere, thus considerably reducing the buffer effect of the snow (Ishikawa, 2003; Juliussen and Humlum, 2007; Gislén *et al.*, 2013). Secondly, because the voids and interstices between blocky materials favour wind-driven air flow to reach the ground surface and to accelerate ground heat loss (Sawada *et al.*, 2003; Delaloye and Lambiel, 2005).

The seasonal snowpack typically appears during the last week of October and disappears in early May. The timing and duration show high inter-annual variability (*e.g.* a difference of 1 month between the earlier and later onset from 1997 to 2012), however. Generally, the snow melt in spring is rapid, first, because the snowpack is thin. Secondly lateral heat transfers occur between the boulders protruding above the snow surface, which absorb a large proportion of solar energy due to the low albedo of rock, and the adjacent snow patches (Grünwald *et al.*, 2010). The early and brief snow melt in spring is favorable to a rapid surface warming first because the amount of latent heat consumed to melt such a thin snowpack is low, and secondly because the ground surface is rapidly exposed to direct solar radiation and positive air temperatures (Ling and Zhang, 2003). However, the warming effect at the ground surface induced by the early melt of the thin snowpack on the wind-exposed surface of the plateau is not sufficient to counteract the cooling effect due to the intense ground heat loss throughout the freezing season. The MAGST is therefore negative.

#### *III.1.6.1.2. Zone of preferential snow accumulation*

Two preferential snow accumulation zones can be distinguished; *i.e.* the zone of snow-retention by krummholz and the zone of snow drifting located on the leeward slopes of Mont Jacques-Cartier.

*- Zone of snow-retention by krummholz*

Because of its dense and tangled nature, the krummholz vegetation efficiently traps the blowing snow and provides a shelter effect from wind erosion. Thus, krummholz distribution is a major factor explaining the snow accumulation patterns over Mont Jacques-Cartier. Retro-actively, the snowpack controls the distribution and the morphology of the krummholz by providing protection against snow abrasion and frost damage (Daly, 1984). The height of the vegetation canopy and the height at which the trunks are wind-blasted tend to decrease with the increase in elevation, as a response to more severe climatic conditions on the summit. On the NW slope of Mont Jacques-Cartier, the krummholz typically attains a height of 2 to 3 m around 1100 m *a.s.l.* These observations are concordant with snow measurements in the krummholz belt. In the altitudinal transition between krummholz and alpine tundra, the krummholz cover becomes discontinuous leading to a heterogeneous snowpack. A thick snow mantle is observed within the patches of vegetation and in their leeward eddy zone – where the flow velocity and shear stress decrease – while the snowpack is thin in the adjacent open areas (Daly, 1984, Scott et al., 1993; Sturm et al., 2001). In the spring, the complete disappearance of the snowpack in the krummholz and alpine forest zones is delayed by a full month compared to the bare ground summit.

The physical and thermal properties of the snowpack within the krummholz are comparable to those in the alpine tundra because the metamorphism processes are similar, *i.e.* wind-driven mechanical destruction of dendritic snow crystals and hard compaction. Nevertheless, the thermal resistance of the snowpack is considerably higher than on the plateau due to the greater thickness and the presence of large voids into the snow due to the branches which reduce the snow compaction (Dominé et al., 2015). Measurements made in April 2014 at the summit of Petit-Mont-Saint-Anne revealed a general low density (below 300 kg m<sup>-3</sup>) of the snowpack in the krummholz (Fortier et al., 2014). In the continuous krummholz belt, a MGST<sub>w</sub> close to 0°C is expected to be widespread (e.g. sensors LT1) even if some cold anomalies are likely present where convection takes place through large voids within the snowpack along the trunks and branches of the krummholz. In the transition belt between the krummholz and alpine tundra, the heterogeneous snowpack induced a fine-scale high variability of the MGST<sub>w</sub> with variations on the order of 10°C over a short distance.

*- Zone of high snow drifting on the leeward slopes of the mountain*

The snow swept away by the wind from the W slope of the mountain and the bare ground plateau is re-deposited on the leeward SE slope where the wind slows down in the eddy zone. The convex-concave profile of the slope to the SE of the summit creates a topographic depression filled by several meters of drifting snow through the winter. The resulting niveo-aeolian snow mantle extends from the leeward side



of the summit ridge to the upper alpine forest limit. This long-lasting snow patch generally melts late in the summer, but occasionally persists through the summer season (*e.g.* in 1977) following a particularly snowy winter as reported by Gray and Brown (1982). Other major drifting snow deposits are present in the form of cornices on the high leeward edges of a small cirque on the SE slope.

In these preferential snow accumulation zones, the high thermal resistance of the thick snowpack is sufficient to prevent the ground heat loss and ground freezing at depth. In the sites with the thickest snow accumulation ( $> 2$  m), the winter GST is essentially disconnected from the cold atmospheric temperature involving strong positive surface thermal offset, a low  $\eta f$  and a GST which stabilizes close to  $0^{\circ}\text{C}$  through the winter, reaching the *WEqT*. These warm  $\text{MGST}_w$  bring positive  $\text{MAGST}$  (*e.g.*  $3^{\circ}\text{C}$  in 2013 for the LT1 site).

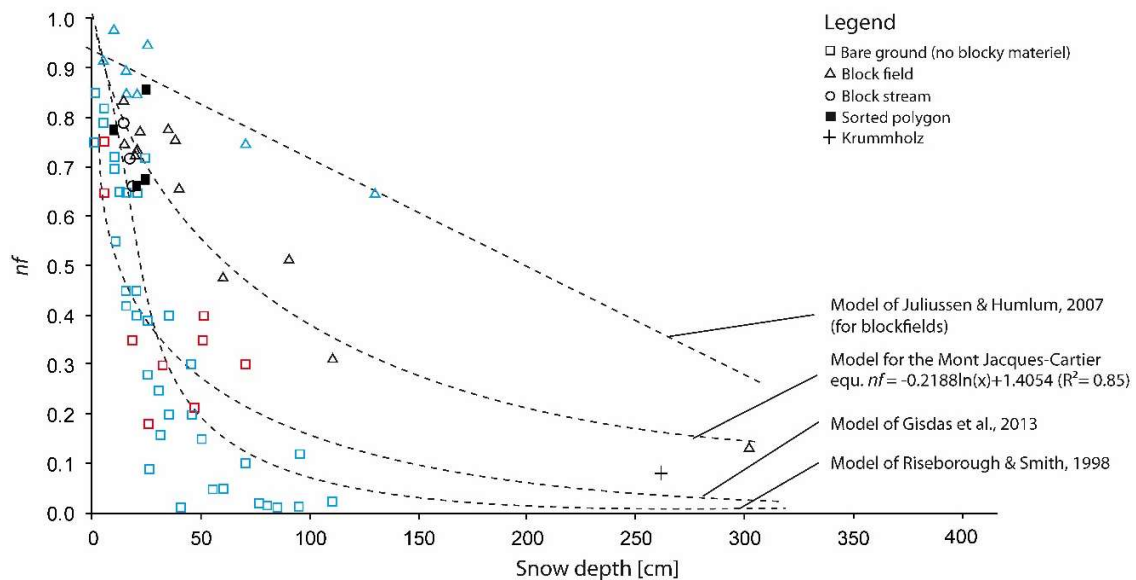
### **III.1.6.2. The critical snow depth for permafrost occurrence**

The question of the critical snow depth threshold for the occurrence of a  $\text{MAGST}$  below  $0^{\circ}\text{C}$  is of particular interest for mapping the permafrost distribution. Previous researches in alpine and arctic environments established that a depth ranging from 50 to 90 cm is generally sufficient to prevent permafrost occurrence (Nicholson and Granberg, 1973; Harris, 1981; Luetsch *et al.*, 2008). At Mont Jacques-Cartier, the correlation between the snow depth and the  $\text{MAGST}$  suggests that a snow thickness above 40 cm led to a  $\text{MAGST}$  above  $0^{\circ}\text{C}$  in 2013. A note of caution is necessary with this estimation because only few sensors representative of the critical range of snow depth were available. Consequently, even if the coefficient of determination is high ( $R^2 = 0.88$ ), the limited number of sensors could increase the uncertainties in the prediction given by the plotted polynomial curve (Figure 43). Furthermore, the precise snow thickness threshold for the occurrence of a negative  $\text{MAGST}$  is difficult to predict because the ground temperature evolves non-linearly with snow thickness. Other factors such as air temperature, the snow properties, the near-surface material properties and especially the snowpack timing and duration (Ling and Zhang, 2003) also have a great impact on  $\text{MAGST}$ .

Some studies undertaken on bare ground flat summits in Norway with similar topo-climatic conditions to those of Mont Jacques-Cartier have demonstrated the impact of contrasting ground surfaces on the critical snow thickness for the permafrost occurrence. Figure 47 gathers the  $\eta f$  extracted from studies undertaken by Riseborough and Smith (1998), Juliussen and Humlum (2007) and Gispnas *et al.*, (2013) and the  $\eta f$  calculated for the Mont Jacques-Cartier plateau (freezing season 2013-2014) plotted against the snow thickness. According to the  $\eta f$  extracted from Juliussen and Humlum (2007) and the  $\eta f$  calculated for Mont Jacques-Cartier, the GST regime appears less sensitive to the snow thickness on coarse blocky surfaces than on vegetated and bare soil surfaces. This phenomenon is mainly explained

by the effect of the heat transfer by convection through the blocky materials and by conduction via the boulders protruding above snow surface which reduce the buffer effect of the snowpack.

In Figure 47, the  $nf$  for the vegetated and bare ground surfaces follows an exponential decay as described by the curve fit models proposed by Riseborough and Smith (1998) and Gisdas *et al.* (2013). The models demonstrate that the decay of  $nf$  is particularly strong between 0 to 50 cm. Above 50 cm of snow, the modeled  $nf$  is very low suggesting that the ground surface temperature is largely disconnected from the atmospheric conditions.

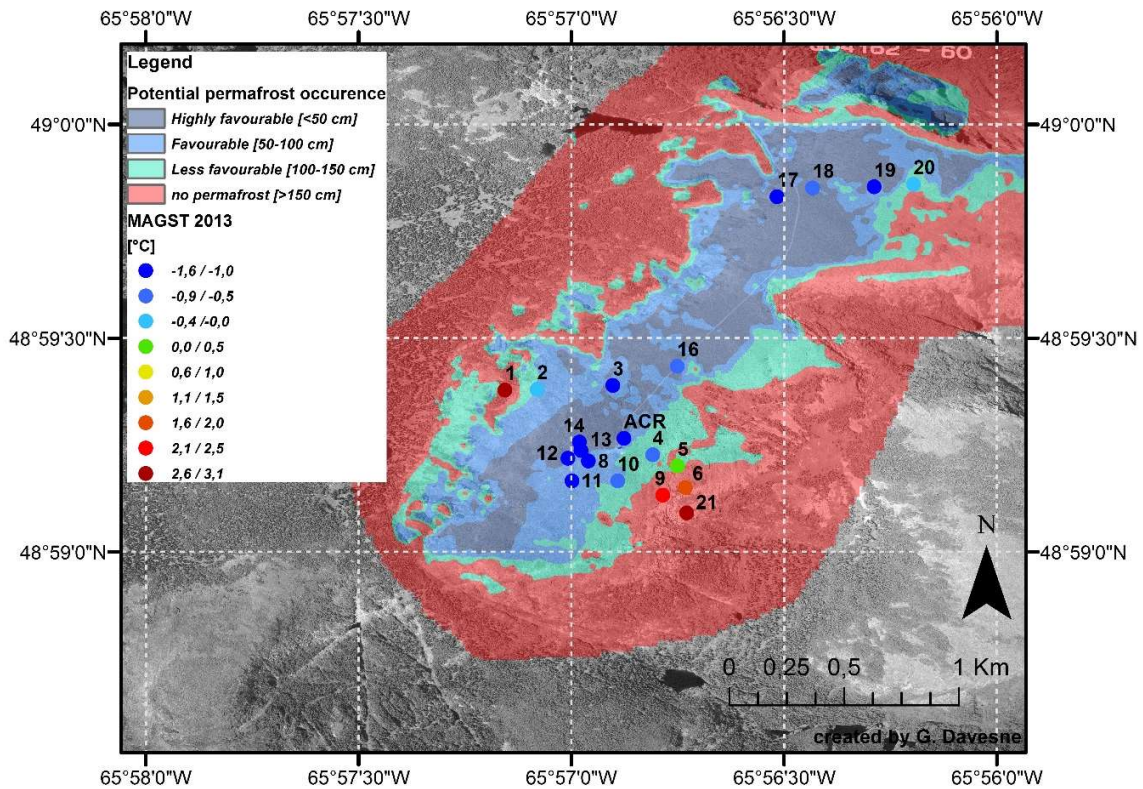


**Figure 47: Correlation between  $nf$  and snow thickness. The graph compiles data extracted from the model of Riseborough and Smith (1998) and from the field studies undertaken by Juliussen and Humlum (2007) (blue symbols), Gisdas *et al.*, (2013) (red symbols) and the data for Mont Jacques-Cartier (black symbols).**

On the contrary, the  $nf$  values of blockfield form a subset of points show a slower decay with the increase of the snow thickness. The values calculated for Mont Jacques-Cartier and those extracted from the study of Juliussen and Humlum (2007) diverge with increasing snow thickness. According to the linear model ( $R^2 = 0.8$ ) of Juliussen and Humlum (2007), a snow thickness of 150 cm reduces by 30% the ground surface heat loss ( $nf = 0.7$ ) whereas the model implemented for Mont Jacques-Cartier suggests a reduction by 70% ( $nf = 0.3$ ) for the same snow thickness. This discrepancy between the both models could be explained by several factors, such as the surface roughness, the sub-surface and snow properties (Riseborough and Smith, 1998).

To sum up, we suggest that the critical snow thickness for permafrost preservation on vegetated and bare ground surfaces is about 50 cm whereas it is probably higher in the coarse blocky surfaces. Based on the *SnowMJC* model output map, the potential favourable areas for permafrost preservation shown on Figure

48. The comparison with MAGST recorded in 2013 over the summit show that the snow distribution is clearly a reliable indicator for mapping the potential permafrost distribution over the Mont Jacques-Cartier plateau and other surrounding summits.



**Figure 48:** Map of potential permafrost distribution based on the SnowMJC model of potential snow distribution. The MAGST of 2013 have been added for validation.

### III.1.6.3. Potential impact of the changing climate on the snow conditions and its implications on permafrost evolution on the plateau

The alteration of the snow regime is generally supposed to have more dramatic effect on the permafrost degradation than the increase of summer temperatures, especially in areas with low snow accumulations (Stieglitz *et al.*, 2003; Zhang, 2005). In the recent context of climate change, changing snow conditions appear critical for the projection of permafrost evolution (Etzelmüller, 2013). Unfortunately, the response of the snow regime to a warming climate is difficult to detect and to predict locally because it is marked by a high inter-annual variability and is governed by changes in large-scale forcing (Beniston, 1997). On the plateau of Mont Jacques-Cartier, the main climate sensitive factors which may lead to major alteration of the snow regime – and thus bring critical conditions for permafrost preservation – are changes in wind climate, changes in the vegetation cover, changes in the snow/rain ratio in winter

precipitation and changes in snowpack timing and duration. Conversely, change in the total amount of snowfall may only have a limited effect because the snow thickness over the plateau summit is mainly controlled by the wind regime.

Several studies carried out in Alaska emphasized the critical impact of a shorter snow season and an earlier snowmelt on the permafrost stability due to major changes in surface radiation budget (*e.g.* Stone *et al.*, 2002; Ling and Zhang, 2003). The earlier the ground surface is exposed to direct solar radiation and warm temperature in spring, the more the ground would accumulate heat and warm up. So far, the dataset of the snowmelt date provide by remote sensing show no evidence of change on Mont Jacques-Cartier summit from 1997 to 2012.

Some changes in the wind climate (speed and direction) on the summit may affect the snow redistribution and metamorphism. The lack of data does not allow any trend to be detected. However, it is questionable whether regional climate changes will lead to a sufficient decrease of the wind speed at Mont Jacques-Cartier to reduce snow erosion that would favour a thicker snowpack on the alpine tundra zone.

A warmer climate could, however, affect the krummholz abundance and distribution over the summit. On the Mont Jacques-Cartier plateau, a recent study undertaken by Fortin and Pilote (2008) indicates that no major changes in krummholz colonisation occurred from 1973 to 2004. However, some upward shifts of the krummholz belt towards the tundra belt likely already occurred in the past few thousand years in response to a warmer climate as suggested by Payette and Boudreau (1984). In the future, the potential upward shift of krummholz coverage under a warmer climate could lead to the decrease of the near snow free areas where the most favourable conditions for permafrost preservation are present. Furthermore, this phenomenon would be amplified by a positive feedback mechanism in which the snow and vegetation interact.

Finally, an increase of the frequency of the rain-on-snow events could also be expected in response to a warmer and more extreme winter climate. More frequent and longer rain-on-snow events could contribute to the warming of the ground surface temperatures due to the latent heat released when the percolated water refreezes. Modelling work shows that rain-on-snow events may accelerate mountain permafrost degradation in cold maritime mountains (Putkonen and Roe, 2003; Westermann *et al.*, 2011). Furthermore, according to Dominé *et al.* (2015), the melt-freeze crust in the snowpack reduces snow compaction. The resulting less dense and conductive snowpack could participate to the ground surface warming.

Regardless of the driving factor, any such changes in snow conditions would enhance the potential effects of air temperature increases, accelerating permafrost warming leading to its rapid degradation.

### III.1.7. Conclusion

This paper investigates the impact of the snowpack distribution patterns on the small-scale spatial variability of GST over the Mont Jacques-Cartier plateau. The study is based on snow thickness surveys and modelling, snow properties measurements and GST monitoring over the plateau using miniature data loggers. The major findings are:

- The most critical factor controlling the small-scale spatial variability of the MAGST over the summit of Mont Jacques-Cartier is the snow distribution pattern. The role of elevation and of solar radiation is minor.
- The wind interacting with the local topography, the surface roughness and the vegetation distribution are the major factors controlling the snow distribution. Because all these parameters are quite stable in time, the general patterns of snow distribution tend to repeat itself year after year.
- The wind-swept plateau accumulates a very shallow (< 35 cm) and discontinuous snowpack. The low thermal resistance of this wind-packed snow cover in addition to the protruding boulders above the snow surface induces a very good connection between air and ground surface temperature (low surface offset and high  $nf$ ). These snow conditions favour intense ground heat loss and deep frost penetration in winter which allows the presence of cold  $MGST_w$  and sub-zero MAGST ( $\approx -1^\circ\text{C}$  in 2013).
- In the krummholz belt around the summit and on the leeward slopes, the snow drift accumulations are thick (in excess of 200 cm in some areas). Above 50 cm, the thermal resistance brought by the snowpack is sufficiently high to induce a strong positive thermal offset on the GST ( $nf$  close to 0) and reduce ground heat losses during the cold season. On the blocky material surfaces, this critical snow thickness is expected to be higher, around 100 cm, because of conductive heat loss from the protruding boulders.
- The preservation of the mountain permafrost body is only possible on the wind-exposed plateau summit which is covered by less than 50 cm of snow. Delimiting and mapping the snow conditions is thus of capital importance to circumscribe the permafrost body.

From a methodological point of view, the GIS-based *SnowMJC* model reliably predicts the general patterns in the snowpack distribution. Despite being based on qualitative data concerning surface and terrain conditions it is supported by a considerable number of late winter snow depth measurements on the ground. It forms the basis of the map of potential permafrost preservation on the Mont Jacques-Cartier plateau in Figure 48, whose validity is substantiated by the mean annual ground surface temperatures (MAGST) at 21 sites.

## III.2. Article 2

### **Evidences of climate change on the Chic-Chocs Mountains, towards disappearance of southernmost sporadic mountain permafrost in Quebec (Canada)?**

Davesne, Gautier<sup>1,2</sup>; Fortier, Daniel<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> *Cold regions geomorphology and geotechnical laboratory, Geography department, University of Montreal*

<sup>2</sup> *Centre of Northern Studies, Laval University, Quebec city*

#### **III.2.1. Abstract**

Mont Jacques-Cartier is a particularly interesting site for studying marginal mountain permafrost evolution under a changing climate. This summit is one of the longest permafrost-monitoring sites in North America and its ‘warm’ bedrock permafrost is highly sensitive to minor regional climatic fluctuations. We measured air, ground surface and permafrost temperatures on the summit of Mont Jacques-Cartier. Long-term air temperature time-series were reconstructed for the 1940 to 2014 period using proxy weather station records and local adiabatic lapse rates and we used regional climate projections provided by the consortium Ouranos to numerically and spatially model the response of the permafrost thermal regime to future air temperature changes. From 1978 to 2014, the modeled MAAT has warmed by  $\approx +0.04$  °C/year, with a more pronounced increase during the cold season. The modeled MAGST evolution is of the same order of magnitude as the MAAT. The measured MAGST was close to 0 °C in the last years (e.g. 0.1 °C in 2010, -0.1 °C in 2012) which is critical for permafrost preservation. The long-term record of ground temperature provided by the borehole shows that the permafrost temperature followed the long-term rise of MAAT and MAGST with the same decadal fluctuations. A warming of the temperature profile from 1978 to 2014 (+ 0.02 °C/year at 14 m depth from the 1980’s to 2010’s) is observable and the thickness of the active layer increased by  $\approx 0.7$  m/year from 2008 to 2012. Spatial modeling showed that the probable actual extend of the permafrost body is  $\approx 2$  km<sup>2</sup> and that it would decrease by 77% with an air temperature warming of 2 °C compared to the climate normal 1981-2010. If this recent warming trend continues, the complete thawing of the mountain permafrost of Mont Jacques Cartier is imminent.

Keywords: Mountain permafrost, permafrost warming, climate change, Chic-Chocs Mountains

### III.2.2. Introduction

As a thermal state of the ground, permafrost reflects the thermal state of the ground and is extremely climate-sensitive. Permafrost one of the six recognized cryospheric indicators of climate changes within the monitoring framework of the WMO Global Climate Observing System (GCOS) (Harris *et al.*, 2003). Understanding and anticipating the responses of permafrost to ongoing and future climate changes is complex because it is not a simple function of air temperature. A combination of several parameters, processes, retroactions, thresholds and phase-transition effects implies that the surface and sub-surface temperatures evolve non-linearly with the climate.

In mid-latitude cold mountains, permafrost is generally sporadic and highly sensitive to climate change due to the high bio-climatic gradient induced by the steep relief. The climate projections for the high-elevation areas predict a more intense warming for the future decades than in lowland areas, suggesting a rapid degradation of mountain permafrost (Beniston, 2005; Ohmura, 2012; Rangwala *et al.*, 2013; IPCC, 2014). The resulting potential catastrophic morphodynamic processes (*e.g.* slope instability) and their consequences on human safety and on the alpine geosystem and landscape evolution motivate permafrost researches in several alpine regions, such as in the Western Cordillera (*e.g.* Janke, 2005, Bonnaventure and Lewkowicz, 2010), in the Alps (*e.g.* Davis *et al.*, 2001; Ravanel and Deline, 2008, Grüber and Haeberli, 2007, 2009), in Scandinavia (*e.g.* Isaksen *et al.*, 2007; Akerman and Johansson, 2008; Farbroth *et al.*, 2013) and in the mountains of Asia (*e.g.* Cheng and Wu, 2007; Marchenko *et al.*, 2007).

In eastern Canada, the southernmost known body of contemporary permafrost was present in a bog on the peat plateau of Mont du Lac des Cygnes (960 m *a.s.l.*, Charlevoix Massif) until its complete melting in 2007 (Allard and Fortier, 1990; Zimmermann, 2000; Barrette, 2007). At present, sporadic mountain permafrost in southern Quebec is considered to be restricted to the barren rounded summits of the Chic-Chocs Mountains above 1100 m *a.s.l.* (Gray and Brown, 1979, 1982; Gray *et al.*, 2009). The only so far confirmed permafrost body occurs at the summit of Mont Jacques-Cartier, the highest point of the range (1268 m *a.s.l.*). This permafrost body is close to the melting point and is thus highly vulnerable to regional climatic fluctuations, all the more so because of the high thermal conductivity and low water/ice content of the bedrock in which it is present (Mazerolle, 2010; Gray *et al.*, 2015). The Mont Jacques-Cartier is the only site in the Appalachian Range where the occurrence of contemporary permafrost has been continuously monitored by a borehole in the Appalachian Range (Walegur and Nelson, 2003). Indeed, it is one of the longest permafrost-monitoring sites in North America with a 37-year long geothermal record (Gray *et al.*, 2015). The marginal permafrost body of Mont Jacques-Cartier is

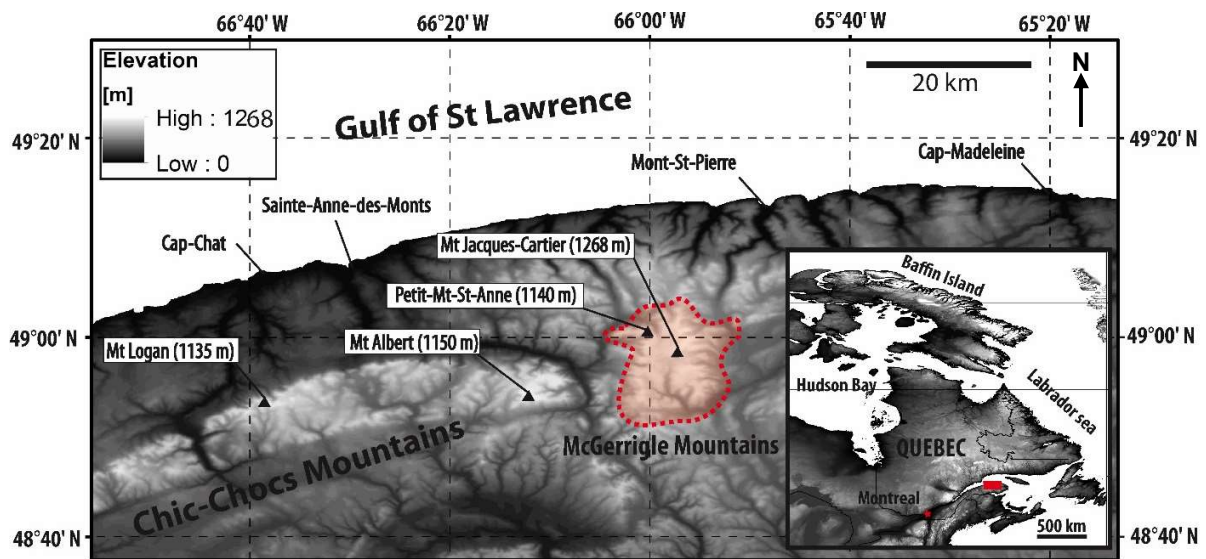
therefore an interesting study case for understanding the response of mountain permafrost to climate changes, especially because measurements for the thawing and shrinking of isolated bodies of mountain permafrost are very sparse in North America.

The aims of the study were (i) to analyze the air temperature trends at Mont Jacques-Cartier using reconstructed long-term time series; (ii) to develop a systematic study of recent evolution of the mean annual ground surface temperature (MAGST), mean ground temperature (MGT) and active layer thickness on this summit; and (iii) to simulate the evolution of the future permafrost thermal regime and the permafrost spatial extent in response to climate change based on regional climate projection provided by the consortium Ouranos.

### **III.2.3. Study site**

The Chic-Chocs Mountains are located in the northern part of the Appalachian Range in Gaspé Peninsula in Quebec (Figure 49). Mont Jacques Cartier (1268 m a.s.l.) is the highest summit of a series of rounded domes, extending above the local tree-line, within the Devonian age granitic batholith, known as the McGerrigle Mountains (Figure 49) (De Römer, 1977). Above 1200 m *a.s.l.*, the plateau summit of Mont Jacques-Cartier is characterized by a typical periglacial environment. It is mantled by a cover of unconsolidated coarse angular clasts which forms vast blockfields (or *felsenmeer*) covering 30% of the plateau surface (Hotte, 2011) (Figure 50). The regolith cover is mainly composed by *in situ* weathered bedrock and is approximately 3 m thick near the borehole site according to ground penetrating radar (GPR) surveys (Charbonneau, 2015). In some areas, this sediment cover is reworked by periglacial processes forming typical patterned ground features (sorted polygons and block streams) (Gray and Brown, 1979, 1982; Gray et al., 2009; French and Bjornson, 2008). Tundra vegetation, with various plant, moss and lichen species, colonizes the patches of fine-grained material (Figure 50) (Payette and Boudreau, 1984). On the margins of the plateau, as the slope gradient increases, there is a gradual downward transition, through isolated patches of stunted krummholz of white (*Piceas glauca*) and black spruce (*Picea mariana*) to a continuous krummholz coverage.





**Figure 49: Study site.** The Mont Jacques-Cartier is the highest summit of the Chic-Chocs Mountains with an elevation of 1268 m a.s.l. It is surrounded by several summits exceeding 1100 m a.s.l. as Petit-Mont-Saint-Anne (1140 m a.s.l.) and Mont Albert (1150 m a.s.l.). Above an elevation of  $\approx 1000$  to 1100 m a.s.l., the summits are treeless and present an alpine tundra ecozone. The red dashed line delineates the batolith of the McGerrigle Mountains.



**Figure 50 :** North looking view of the central part of the Mont Jacques-Cartier plateau ( $\approx 1200$  m a.s.l.). The ground surface consists of a coarse material cover sorted by periglacial processes. Some tundra herbs are present where a matrix of fine-grained material exist (e.g. center of polygons).

On the highest summits of the Chic-Chocs Mountains, the microclimate is extreme due to the orographic effect. The climate at the summit of Mont Jacques-Cartier is characterized by a sub-zero mean annual air temperature (MAAT) of around  $-4^{\circ}\text{C}$  (Gray and Brown, 1979; Gray et al. 2009; 2015), and by frequent cloud cover, and high winds. Annual precipitation for the Chic-Chocs summits generally was

estimated in the 1970s to be in excess of 1600 mm, with 40% ( $\approx 6$  meters) falling as snow (Gagnon, 1970). The prevailing and stronger winds ( $>10$  m/s) blow from the west-north-west according to GEM-LAM model (Bédard et al., 2013). The seasonal snow cover is particularly shallow on the bare wind-exposed surface of the plateau and dome-like summits. On Mont Jacques-Cartier, recent measurements revealed that the snowpack maximum thickness is around 30 cm on average and is very discontinuous over the wind-exposed blocky surface of the summit (Davesne and Fortier, 2014). This near snow-free condition leading to intense ground heat loss in winter is the main factor explaining the preservation of the contemporary permafrost body. In the krummholz zone and in the topographic depression on the leeward slope of the summit, the snowdrift accumulations are significant ( $> 2$  m thick). The resulting above  $0^{\circ}\text{C}$  MAGST is not conducive to the presence of permafrost (Davesne and Fortier, 2014).

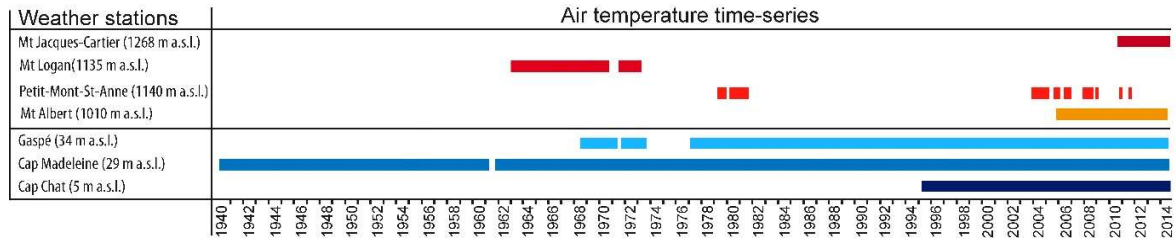
At the bore-hole site on the Mont Jacques-Cartier summit, early thermistor readings of the thermistors cable on the borehole (Gray and Brown, 1979,1982) indicated 1) a mean annual ground surface temperature (MAGST) ranging between  $-1$  and  $-1.5^{\circ}\text{C}$ , 2) an active layer of  $\approx 7$  m, and 3) a Zero Annual Amplitude limit (ZAA, as defined by Everdingen, 1998) of  $\approx 14$  m, with a stable temperature of approximately  $-1^{\circ}\text{C}$ . Tentative extrapolations of the permafrost thermal gradient below ZAA suggested a possible permafrost thickness of  $> 45$  m (Gray and Brown, 1979, 1982; Gray et al. 2009).

### **III.2.4. Methods and available data-set**

#### **III.2.4.1. Air temperature monitoring and calculation in high-elevation sites**

Knowledge about the long-term evolution of the air temperature is fundamental to understand the past thermal of the permafrost. In the Chic-Chocs Mountains, no research and instrumentation program has been developed since the research Gagnon (1970) to characterize the climate evolution in high-elevation sites. The longest air temperature time-series has been recorded at the top of Mont Logan at 1135 m *a.s.l* (50 km west of Mont Jacques-Cartier) from 1963 to 1973 (Figure 51). On Petit-Mont-Saint-Anne (1140 m *a.s.l*) (Figure 49), a weather station provided air temperature time-series from 1977 to 1982 and from 2004 to 2014. However, large gaps make difficult any interpretation regarding climate evolution (Figure 51). On the Mont Albert plateau, at 1010 m *a.s.l*. (Figure 49), air temperature is recorded since 2007 (Gray, pers. comm.) by a sensor installed 1.55 m above the ground surface and connected to a datalogger (Micro station Hobo®; accuracy:  $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$  from  $0^{\circ}\text{C}$  to  $50^{\circ}\text{C}$ ). Finally, at the Mont Jacques-Cartier summit (1268 m *a.s.l*), the air temperature was recorded from November 2009 to June 2010 by a Tidbit (Hobo®; accuracy:  $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$  over  $0^{\circ}\text{C}$  to  $50^{\circ}\text{C}$ ) installed 1 m above the ground surface and from October

2010 to August 2014 by a U22 (Hobo®; accuracy:  $\pm 0.21^\circ\text{C}$  from  $0^\circ\text{C}$  to  $50^\circ\text{C}$ ) installed at the same height and protected from direct radiations and hoar frost by a shield.



**Figure 51:** Available air temperature time-series recorded in elevation and low-land sites.

To compensate for the lack of in-situ air temperature data sets, there is considerable interest of reconstructing long-term time-series for the Mont Jacques-Cartier summit. Based on the strong linear relationship between air temperature and elevation, a calculation was performed from the mean monthly air temperature (MMAT) recorded at regional lowland weather stations and local adiabatic lapse-rate. The linear equation to calculate the MMAT for a site with an elevation  $z$  is:

$$MMAT_z = MMAT_{ref} + MMLR * \Delta z \quad (6)$$

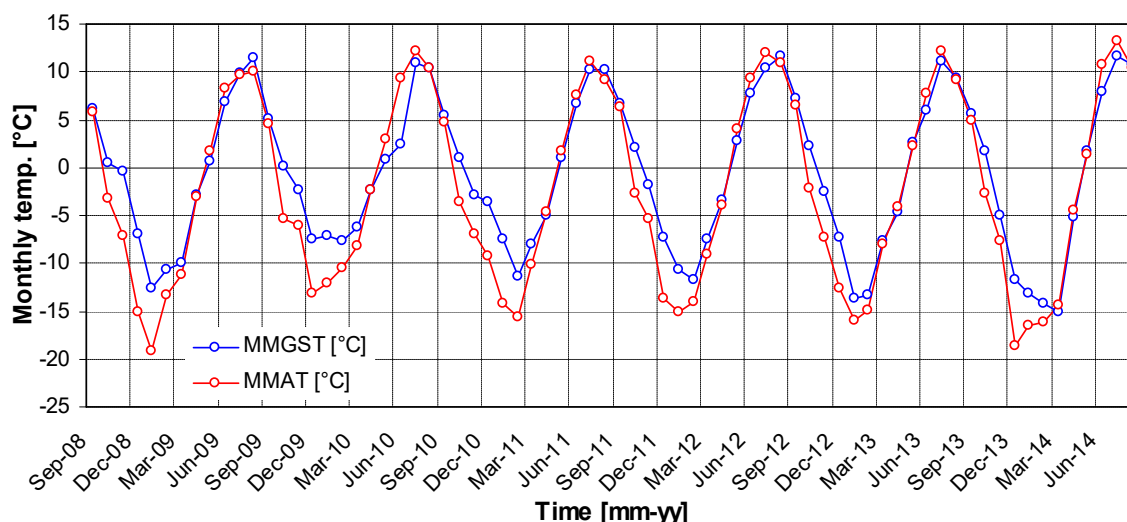
where  $MMAT_{ref}$  is the MMAT at a proxy weather station,  $MMLR$  is the mean monthly adiabatic lapse rate [ $^\circ\text{C}/\text{m}$ ],  $\Delta z$  is the difference in elevation between the proxy weather station and the site for which the calculation is performed.

The  $MMLR$  in the Chic-Chocs Mountains is calculated from 3 regional weather stations operated by Environment Canada lying along the Gulf of Saint Lawrence coast, *i.e.* Gaspé (34 m), Cap-Chat (5 m) and Cap-Madeleine (29 m) (Environnement Canada, 2015), and 3 high-elevation treeless summits, *i.e.* Mont Logan (1135 m *a.s.l.*), Petit-Mont-Saint-Anne (1145 m *a.s.l.*) and Mont Albert (1010 m *a.s.l.*) (Figure 51).

The proxy station selected to interpolate the MMAT at the Mont Jacques-Cartier summit is Cap-Madeleine. The advantage of this station is its proximity to Mont Jacques-Cartier (50 km northeast) and its long-term and nearly complete air temperature time-series record (1940 to 2014), which make it reliable to detect the climate trend. For validation, the reconstructed temperatures were confronted with measurements made at Mont Albert from October 2007 to July 2014 and at Mont Jacques-Cartier from December 2012 to August 2014. The model is evaluated using the coefficient of determination ( $R^2$ ) and the root mean square error (RMSE).

### III.2.4.2. Ground surface temperature (GST) monitoring and long-term reconstruction

Since a MAGST of less than 0 °C is essential for the stability of the mountain permafrost body, it is crucial to understand the long-term evolution of the ground surface temperature (GST) at the Mont Jacques-Cartier summit. The daily evolution of the GST is recorded since September 2008 by the uppermost thermistor of the cable (0 m) installed in the borehole at the summit. The 6 years of continuous recording of the GST allows the calculation of the mean monthly GST (MMGST) and the mean annual GST (MAGST). To reconstruct long-term MMGST, we explore the relationship between the re-constructed MMAT and measured MMGST from September 2008 to August 2014. The MMGST is clearly a function of the MMAT, but the relationship is non-linear because the surface thermal offset is higher in winter than in summer due to the thermal impact of the snow cover (positive thermal offset) (Figure 52).



**Figure 52: Thermal offset between measured MMGST and re-constructed MMAT from September 2008 to August 2014.**

To re-construct long-term MMGST time series (from 1970 to 2014), a non-linear regression between the MMGST (dependant variable) recorded from September 2008 to August 2014 at the borehole site and the re-constructed MMAT (explanatory variable) was performed. The resulting polynomial equation (2) was used to estimate the MMGST based on MMAT evolution for the summit of Mont Jacques-Cartier.

$$MMGST = A + B * MMAT + C * MMAT^2 + D * MMAT^3 \quad (7)$$

where A, B, C and D are the model parameters calculated by the non-linear regression.

### III.2.4.3. Internal ground temperature measurements in the borehole

The geothermal profile at the Mont Jacques-Cartier has been recorded since September 1977 by 19 thermistors (Atkins<sup>®</sup>, accuracy of  $\pm 0.1$  °C) installed at various depths along a cable in the 29 m borehole drilled through a 3 m thick layer of surficial regolith lying on the granitic/syenitic bedrock. The thermistor spacing is 0.5 m above the 5 m depth and 3 m for the interval 5 m to 29 m. From 1977 to 2008, ground temperature data were obtained manually by reading the thermistors with a multimeter (Fluke<sup>®</sup>) during quasi-yearly field visits (generally at the end of the summer). Consequently, only data recorded below the ZAA (*i.e.* 14 m depth), which are free of seasonal fluctuations, are useful to evaluate the long-term evolution of ground temperature. Since September 2008, an 8 channel datalogger (ACR Systems Smart Reader Plus 8) was installed and has furnished continuous data for 6 of the thermistors (0, 3, 5, 11, 17 m). A second data logger ACR (ACR-2) was added in August 2013 to the same thermistor cable to improve the vertical resolution of the monitoring by recording ground temperature at 0.5, 1, 1.5, 2, 4, 8 and 14 meters depth. Details of the available measured ground temperature time-series are presented in Table VIII.

Prior to August 2013, the temperature at the depths recorded by the ACR-2 was interpolated over the September 2008 to July 2013 period (Table VIII). The simple linear interpolation was judged inappropriate because the coarse thermistor spacing could lead to major errors, especially in the estimation of the active layer depth evolution. In order to develop an accurate interpolation, a one-dimension transient heat transfer model was developed in the Geostudio<sup>®</sup> software package using the module TEMP/W. The calculation is based on the Fourier's heat conduction equation (Williams and Smith, 1989). Convective heat transfer induced by air and water movements in the ground has been deliberately neglected in the model due to the low occurrence of fractures in the bedrock (Mazerolle, 2010). The model mesh is 0.5 m X 0.5 m with a daily time-step. The model structure and input parameters are presented in Table IX. The thermal conductivity ( $k$ ) measurements were provided by the analysis of material excavated from surface pits and from bedrock cores extracted during the drilling (Gray and Brown, 1979; Mazerolle, 2010). The water content was estimated from the porosity values measured both for the bedrock and surficial sediments (Mazerolle, 2010). The volumetric heat capacity ( $C$ ) [ $\text{J}\cdot\text{m}^{-3}\cdot\text{K}^{-1}$ ] was derived from the thermal conductivity ( $k$ ) [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{K}^{-1}$ ] and thermal diffusivity ( $K$ ) [ $\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$ ] of the ground according to the equation 8:

$$C = \frac{k}{K} \quad (8)$$

The density ( $\rho$ ) of the bedrock section was furnished during drill core analyses by Gray and Brown, (1979) and Mazerolle, (2010), and that representative of the 3 m overburden by Mazerolle (2010). The thermal diffusivity ( $K$ ) was derived from the amplitude  $A(z)$  decrease and the phase lag increase of the thermal waves with depth (Isaksen *et al.*, 2001; 2007) as expressed by the equation 9:

$$K = \frac{\pi m^2}{P} \quad (9)$$

where,  $m$  is the slope of a linear fit to the natural logarithm of the maximum thermal amplitude plotted against depth, and  $P$  is a period of one year.

The temperature at a depth  $z$  was calculated from the closest above thermistor and the closest below thermistor. The model was calibrated and validated with the data provided by the second ACR from August 2013 to August 2014. Furthermore, in order to accurately estimate the active layer thickness, the ground temperature time-series was reconstructed at 7, 9 and 10 m depth (approximate range of inter-annual active layer depth evolution) from September 2008 to August 2014 (Table IX).

Borehole Mt Jacques-Cartier			
Depths [m]	Period of monitoring	Period of reconstruction	Thermistors used for reconstruction
0	06-2008 to 09-2014	-	-
0,5	09-2013 to 09-2014	06-2008 to 08-2013	0 m and 3 m
1	09-2013 to 09-2014	06-2008 to 08-2013	0 m and 3 m
3	06-2008 to 09-2014	-	-
4	09-2013 to 09-2014	06-2008 to 08-2013	3 m and 5 m
5	06-2008 to 09-2014	-	-
7	no thermistor	06-2008 to 09-2014	5 m and 11 m
8	09-2013 to 09-2014	06-2008 to 08-2013	5 m and 11 m
9	no thermistor	06-2008 to 09-2014	5 m and 11 m
10	no thermistor	06-2008 to 09-2014	5 m and 11 m
11	06-2008 to 09-2014	-	-
14	09-2013 to 09-2014	06-2008 to 08-2013	11 m and 17 m
17	06-2008 to 09-2014	-	-

**Table VIII : Measured and reconstructed temperature time-series in the borehole of Mont Jacques-Cartier. The period of monitoring of ACR-1 extends from 06-2008 to 09-2014 and from 09-2013 to 09-2014 for ACR-2. For the depths of 7, 9 and 10 m, no record was obtained. The period of reconstruction is from 06-2008 to 08-2013 for ACR-2 to obtain a complete time-series from 06-2008 to 09-2014 comparable to the record for ACR-1. The reconstruction of the ground temperature for a given depth is derived from neighbouring thermistors.**

Depth [m]	Material	Water Content [vol%] <sup>1</sup>	Thermal conductivity [W.m <sup>-1</sup> .K <sup>-1</sup> ] <sup>2</sup> (Unfrozen / Frozen)	Thermal diffusivity [m <sup>2</sup> .s <sup>-1</sup> ] <sup>3</sup>	Volumetric Heat Capacity [J.m <sup>-3</sup> .K <sup>-1</sup> ] <sup>3</sup> (Unfrozen / Frozen)
0-3	Regolith	7	1.5 / 1.64	2.8 x 10 <sup>-7</sup>	5.40 x 10 <sup>6</sup> / 5.90 x 10 <sup>6</sup>
3-11	Fractured bedrock	1	2.0 / 2.2	7.3 x 10 <sup>-7</sup>	2.75 x 10 <sup>6</sup> / 3.03 x 10 <sup>6</sup>
11-29	Bedrock	0.5	2.4 / 2.4	3 x 10 <sup>-6</sup>	7.96 x 10 <sup>5</sup> / 7.96 x 10 <sup>5</sup>

**Table IX : Details of the thermo-physical parameters used to calibrate the numerical model (<sup>1</sup> Mazerolle, 2010; <sup>2</sup> Gray and Brown, 1979; <sup>3</sup> this study).**

#### III.2.4.4. Spatial modelling of the MAGST over the Mont Jacques-Cartier plateau

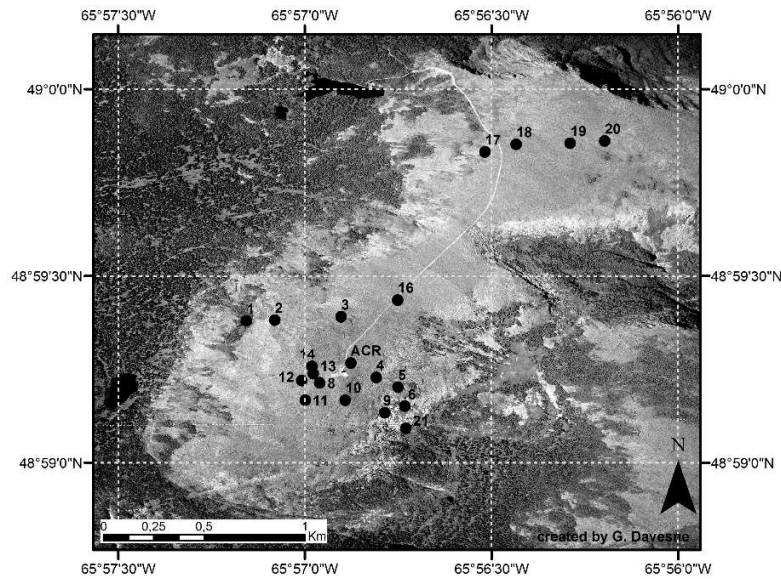
The spatial evolution of the MAGST is a good indicator for estimating the potential distribution of contemporary permafrost. The areas with a MAGST below 0 °C are likely underlain by permafrost, and inversely areas with a MAGST above 0 °C are likely to be permafrost free. Such being would tend to be considered to be favorable for the permafrost occurrence. Inversely, the areas with are not. An important caveat has to be introduced here, however. If the multi-annual MAGST record is of too short a duration, the values recorded may not indicate the true thermal state of the ground (frozen or unfrozen) at depths around and beyond the ZAA. Caution must be applied therefore in such spatial mapping of the permafrost. The spatial modeling has been implemented in a GIS environment using ArcGIS® version 10.1 (ESRI®). The MAGST calculation (10) is based on the sum of degree-day of freezing (DDFs) and thawing (DDTs) at the ground surface (Smith and Riseborough, 2002; Juliussen and Humlum, 2007; Gislås et al., 2014).

$$MAGST = (DDTs - DDFs)/P \quad (10)$$

where,  $P$  is the annual period (365 days).

The DDFs and DDTs are modelled over the target zone of the model based on a multiple regression between the DDFs and DDTs calculated by 20 sensors (LogTag® Trix-8; resolution 0.1 °C, accuracy of +/- 0.5 °C) and the explanatory topo-climatic parameters. Each sensor recorded the GST (3 readings per day) from December 2012 to August 2014 and was installed in the near-surface layer (-5 cm) in sites with different terrain parameters (*e.g.* bare ground surface, krummholz, snow bed) (Figure 53).

The main controlling parameters of the DDFs through the cold season – considered in this study to extend from November to April – are the snow distribution and the mean winter air temperature (MWAT). The snow thickness ( $ds$ ) was measured at each sensor site in April 2014 and a model of snowpack potential distribution was developed by Davesne and Fortier (2014) to provide an estimation of  $ds$  for the target zone of the model. For the DDTs, the main controlling factors are the potential incoming solar radiation (PISR) during the warm season (from May to October) and the mean summer air temperature (MSAT) (Grüber and Hoelzle, 2001; Janke et al., 2011). The PISR are extracted from a 1:20 000 digital elevation model (DEM) (DNEC, 2000) using the Solar Radiation tools of ArcGIS®.



**Figure 53: Location of the sensors which record the GST over the Mont Jacques-Cartier plateau summit.**

The multiple regressions yield the following equations (4 and 5) which are computed in ArcGIS® to calculate the DDFs and DDTs of each pixel of the target zone of the model (equations 11 and 12). The accuracy of the model is thus determined by the resolution of the DEM.

$$DDFs = A - B * ds - C * MWAT \quad (11)$$

$$DDTs = -A + B * PISR + C * MSAT \quad (12)$$

where A and B are coefficients which are specific for this study site.

The MAGST spatial modelling has been implemented for the normal period 1981-2010 based on the long-term air temperature reconstruction and for 3 different scenarios of air temperature warming, *i.e.* +1 °C, +2 °C and +3 °C in order to evaluate the potential future evolution of the MAGST and the favourable surface conditions for permafrost preservation over the summit of Mont Jacques-Cartier.

### III.2.4.5. Future ground temperature numerical modeling at the borehole site

The internal ground temperature profile is simulated with the same numerical one-dimensional model as that used to improve the vertical resolution of the temperature profile (see part III.2.4.3.). In this case, the aim of the ground temperature modeling, using various simulations of future MAAT up to the year 2070, is to predict the active layer thickness and permafrost thermal regime evolution from 2015 to 2070 at the borehole site.

In the exposed bedrock sites as the Mont Jacques-Cartier summit, a conductive one-dimensional modelling approach is considered valid for simulating future internal ground temperature: (1) because



the thermal signal of climate change is transmitted quasi-directly into the ground due to a very limited buffer effect; (2) because the impact of heat advection processes in poorly fractured bedrock is negligible (Mazerolle, 2010); (3) because the material properties of the sub-surface materials would remain constant; and finally (4) because three-dimensional heat-transfers on the nearly flat summit are probably minimal compared to that in a steep alpine rock-wall situation (Grüber *et al.*, 2004b).

The ground vertical profile at the borehole site was represented by 3 different layers, *i.e.* regolith, fractured bedrock and the bedrock (Table IX). The model uses the MMGST as upper boundary condition. The lower boundary was placed at 20 m depth. The first step was to calibrate and adjust the input model parameters (Table IX) to reproduce as closely as possible the ground temperatures measured from September 2008 to December 2011 at the borehole. Then, the calibrated model is validated by comparing it with the ground temperature from January 2012 to August 2014 (Figure 54). The goodness-of-fit of the model has been evaluated using  $R^2$  and RMSE. The correspondence between the model and the measurements is satisfactory yielding high  $R^2$  values (0.96 for the depth 0, 3 and 5 m and 0.86 for 11 m depth) and values of total RMSE of 0.89°C. The RMSE tends to be higher at the surface (RMSE = 2.13 at 0 m) and to decrease with depth (RMSE = 0.1 at 11 m). The second step was to run the calibrated model with the simulated MMGST from 2015 to 2070 as upper boundary condition. The MMGST was modeled based on equation 2 (described in part III. 2. 4. 2) and used the MMAT simulation provided by the consortium Ouranos. Four simulations (ADJ, AET, ADL and AEV) covering the period 1961-2070 were produced by the versions 4.2.0. and 4.2.3. of the Canadian Regional Climate Model (CRCM) coupled with the run #4 and #5 of the third generation of the Canadian Coupled Global Climate Model (CGCM) (Table X). The simulation was made for 6 selected grid points (45 km by 45 km) covering the Gaspé Peninsula. The air temperature time-series simulated for all grid points were averaged to obtain a representative air temperature time-series simulation for Gaspésie. A correction is applied to the simulated data using the biais method developed by Salzmänn *et al.* (2007). This approach consists of calculating the 30-year (1981-2010 period) monthly mean biais for the four simulations by subtracting the monthly 30-year averages of simulated data from re-constructed data. The MMAT time-series (1961-2070 period) provided by the four simulations were thus debiased by the 30-year monthly mean biais corresponding to the respective month. Then, an “average scenario” was calculated from the four corrected MMAT simulations, and a “cold scenario” and “warm scenario” were calculated by taking the minimum and the maximum of the corrected MMAT of the all simulations for each month over the 1961-2070 period.

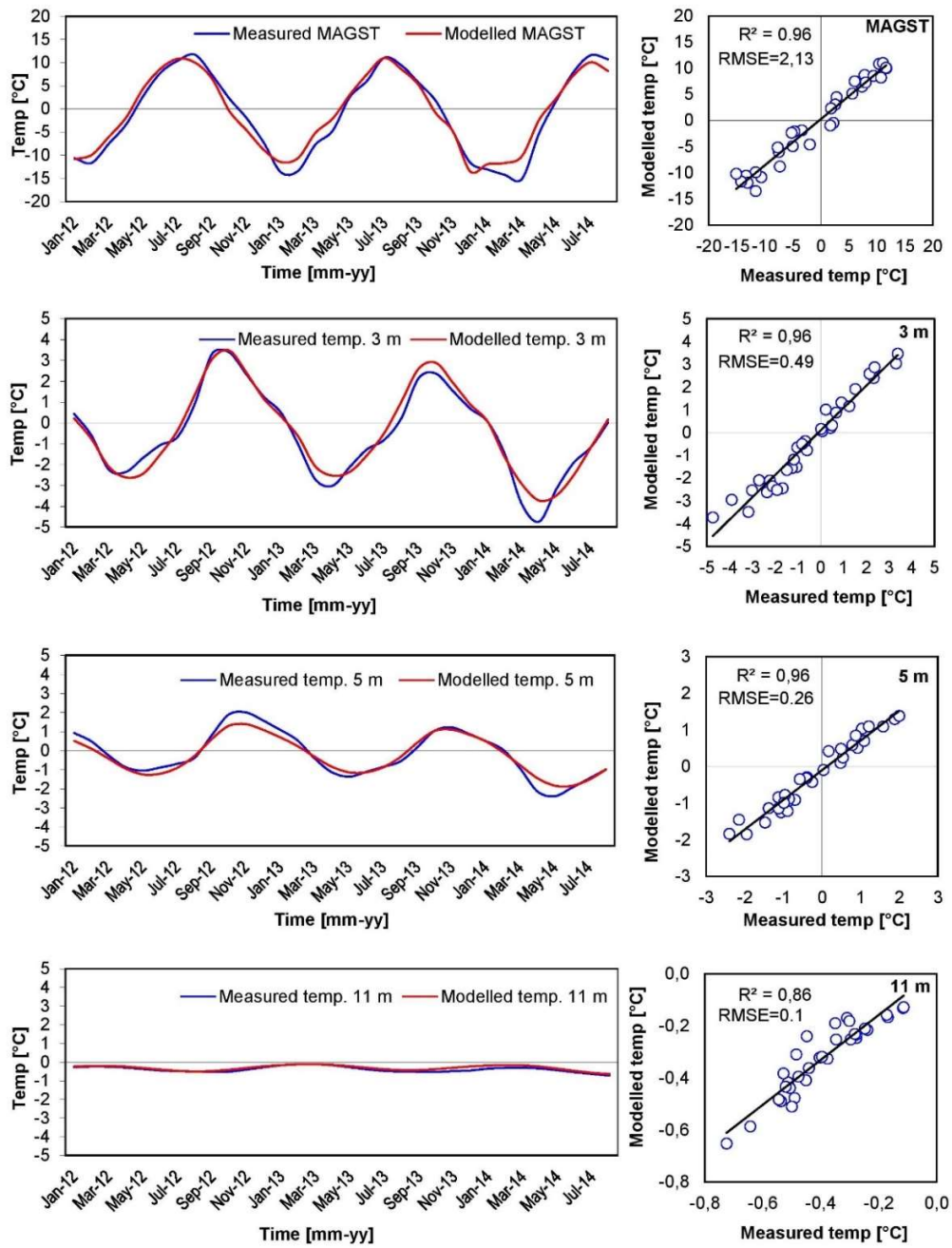


Figure 54: Modelled and measured ground temperature from January 2012 to August 2014 after model calibration and adjustments.

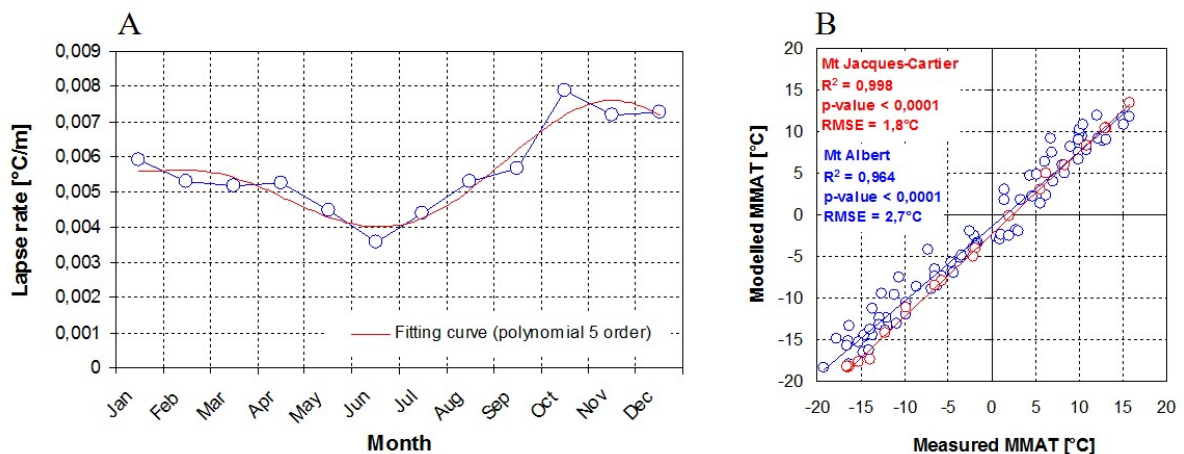
	CRCM 4,2,0	CRCM 4,2,3
CGCM 3 # 4	ADJ	AET
CGCM 3 # 5	ADL	AEV

Table X: Details of the scenario used for the projection of ground temperature evolution

## III.2.5. Results

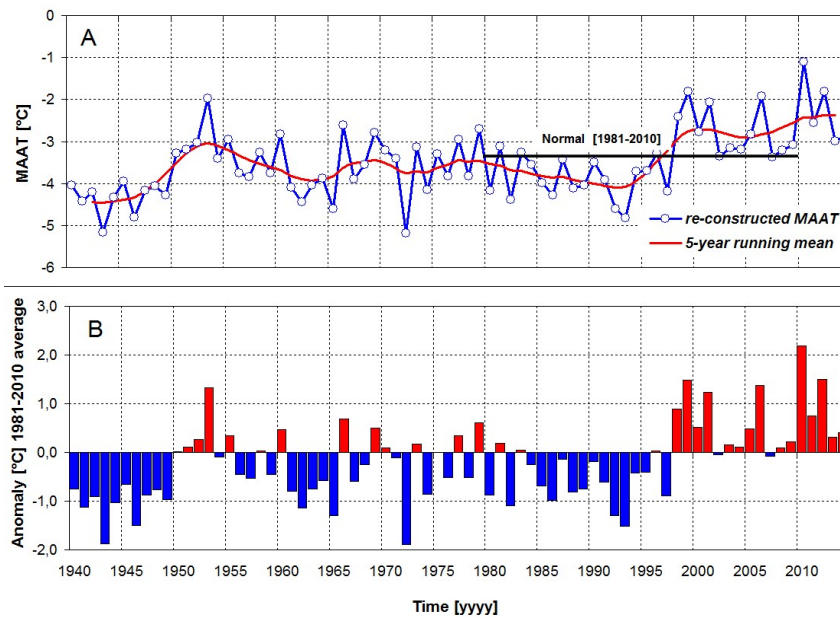
### III.2.5.1. Long-term air temperature re-construction

The mean annual adiabatic lapse rate calculated between lowland coastal stations and high-elevation sites in the Chic-Chocs Mountains is  $0.0056\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ . Major intra-annual variations are observable with a pronounced seasonal regime. The lower values of the mean monthly adiabatic lapse rate are reached in summer with a minimum in July ( $0.0035\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ), while the higher values are reached in fall and early winter with a maximum in October ( $0.0078\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{m}$ ) (Figure 55, A). The re-constructed MMAT for Mont Jacques-Cartier – based on the mean local monthly lapse rate and the MMAT recorded at the weather station of Cap-Madeleine – is plotted against measured MMAT at Mont Jacques-Cartier and the neighbouring plateau of Mont Albert for validation (Figure 55, B). The results are satisfying ( $R^2 > 0.96$ ).



**Figure 55: A) Seasonal evolution of the mean monthly adiabatic lapse rate for the Chic-Chocs Mountains; B) Scatter plot of modelled MMAT for Mont Jacques-Cartier vs. measured MMAT at Mont Albert (blue symbols) and Mont Jacques-Cartier (red symbols).**

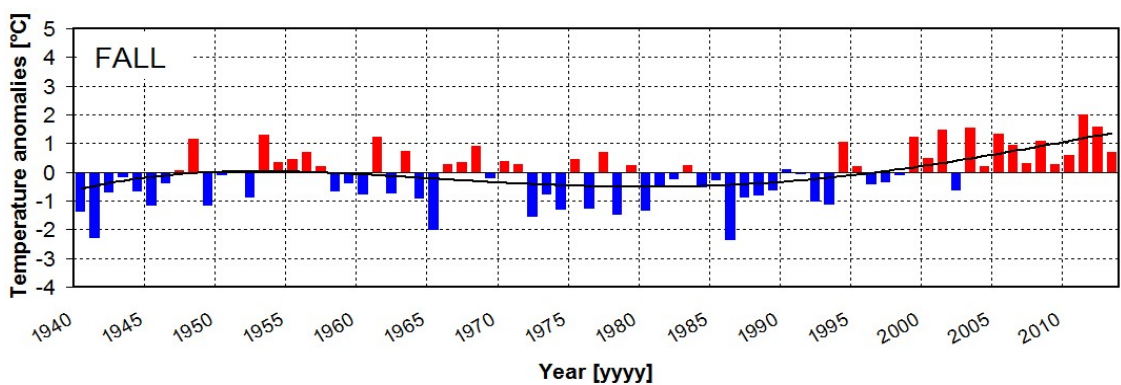
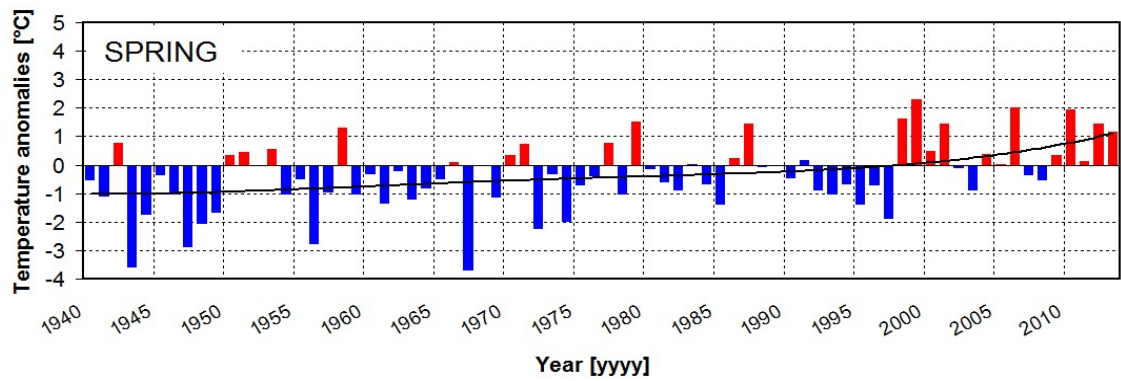
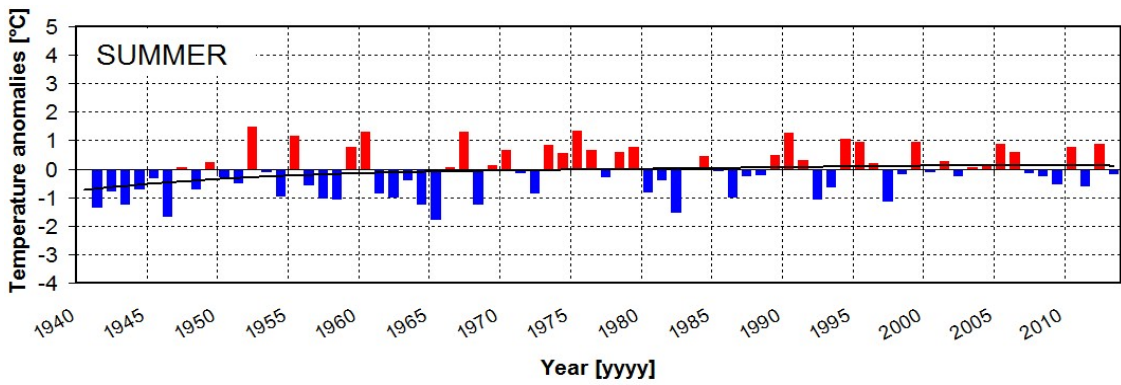
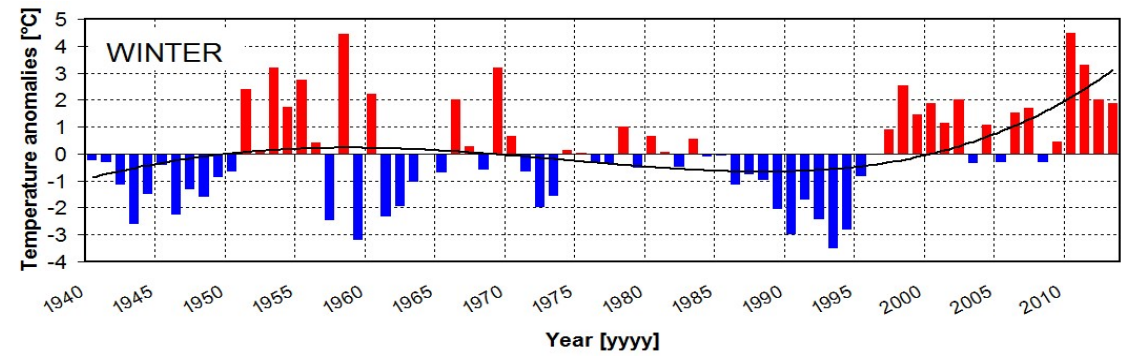
The re-constructed MAAT for Mont Jacques-Cartier from 1940 to 2014 is plotted in the Figure 56. The modelled MAAT at the summit is  $-3.3\text{ }^{\circ}\text{C}$  for the normal period 1981-2010. Over the period from 1940 to 2014, the MAAT evolution at Mont Jacques-Cartier is characterized by decadal oscillations, but the analysis of the overall period indicates a clear warming trend. The MAAT increased by  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  from 1940 to 2014, given a warming rate of  $0.03\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{year}$ .



**Figure 56: A) Evolution of the re-constructed MAAT for the Mt Jacques-Cartier summit with 5-year running mean (used to filter the inter-annual variability) and the normal MAAT over the period 1981-2010 ; B) Annual air temperature thermal anomaly [1981-2010 normal] at the summit of Mont Jacques-Cartier from 1940 to 2014.**

The 1940's was characterized by a cold period with a MAAT around  $-4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  at the summit of Mont Jacques-Cartier and strong cold anomalies in respect to the 1981-2010 average (Figure 56). From the end of 1940's to the beginning of the 1950's, the MAAT increased rapidly to reach an average of  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$  around 1955. Then, a cooling phase marked the period 1955 to 1965. From 1965 to the beginning of the 1980's, the MAAT remained stable near  $-3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  on average. The end of the 1980s and the beginning of the 1990's is marked by a cold period with an average MAAT value of  $-4\text{ }^{\circ}\text{C}$  and large cold anomalies (Figure 56). Finally, from 1995 to 2014, the air temperature accused a severe warming. The estimated MAAT was around  $-2.7\text{ }^{\circ}\text{C}$  on average over the decade 2000-2010. (Figure 56, A). Over the past 15 years (since 2000), 13 years exhibited an above normal [1981-2010] estimated MAAT. Some years were characterized by very strong warm anomalies such as 2010 – the warmest year overall since 1940 – with an anomaly of  $+2.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ; 2012 with an anomaly of  $+1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  and 2006 with an anomaly of  $+1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

The seasonal evolution of the air temperature from 1940-2014 shows that winters (December, January, February) were characterized by a higher inter-annual variability and a more pronounced warming than other seasons. The overall warming rate is  $+0.05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{year}$  over the study period. Since the end of the 1990's the winters were marked by particularly warm anomalies (e.g.  $4.5\text{ }^{\circ}\text{C}$  above normal for winter 2009-2010).



*Figure 57: Seasonal annual air temperature anomaly in respect to the 1981-2010 normal period. The black polynomial curves (4th order) show the long-term trend.*

The temperature of both spring (March, April, May) and fall (September, November, December) exhibited a moderate warming of 0.027 °C/year and 0.025 °C/year respectively from 1940 while only small changes are observable in summer (June, July, August) with an increase of 0.015 °C/year.

### III.2.5.2. Ground surface and internal temperature responses to climate change

#### III.2.5.2.1. The long-term evolution of surface temperature

The evolution of the modelled MAGST at the borehole site of Mont Jacques-Cartier exhibits similar inter-annual variability and overall trend as that of the air temperature (Figure 58). The modelled normal MAGST is -1.42 °C for the period 1981-2010. At the end of the 1970's, the modelled MAGST is around -1.5 °C which is concordant with value deduced by Gray and Brown (1979, 1982) on the basis of the extrapolated borehole thermal gradient. After the cold period at the end of the 1980's and in the early 1990's, the MAGST tended to increase rapidly in the second half of the 1990's to reach a value of -0.9 °C on average over the decade 2000-2010. Similarly to the MAAT evolution, the MAGST has exhibited exceptionally warm values in recent year. The year 2010 was particularly remarkable with a measured MAGST of 0.4 °C (Figure 58). From 1940 to 2014, the average warming rate at the ground surface was 0.025 °C/year. The mean measured MAGST from 2008 to 2014 at the borehole site (red curve on the Figure 58) was -0.59 °C.

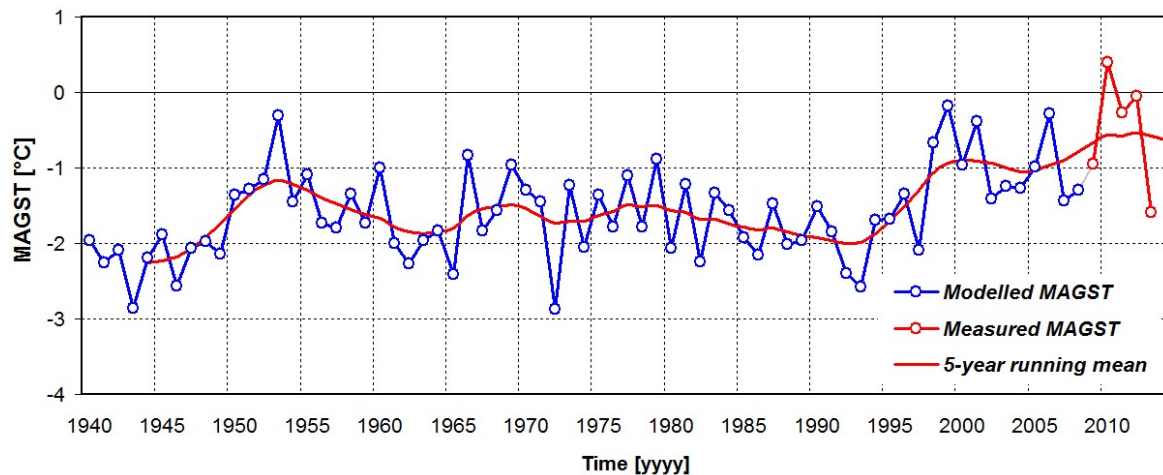
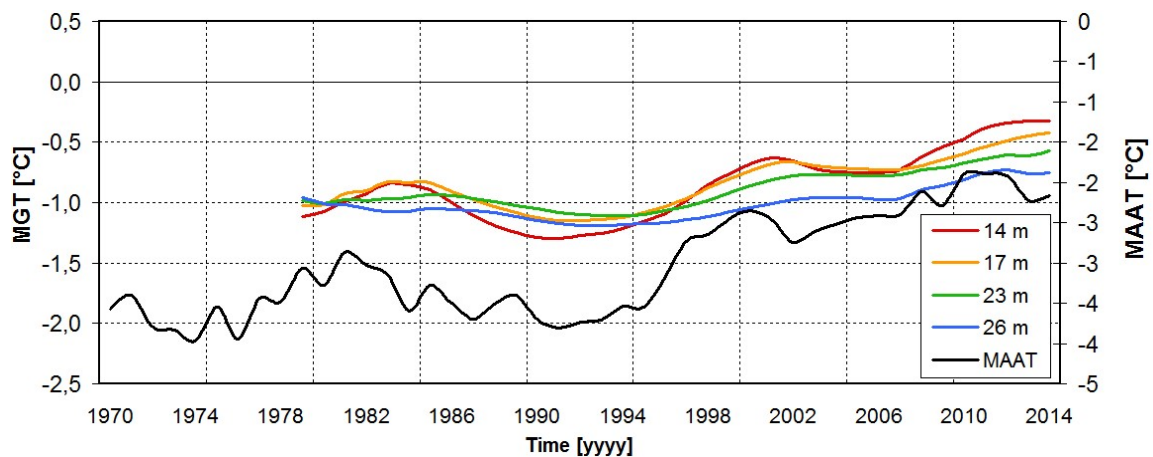
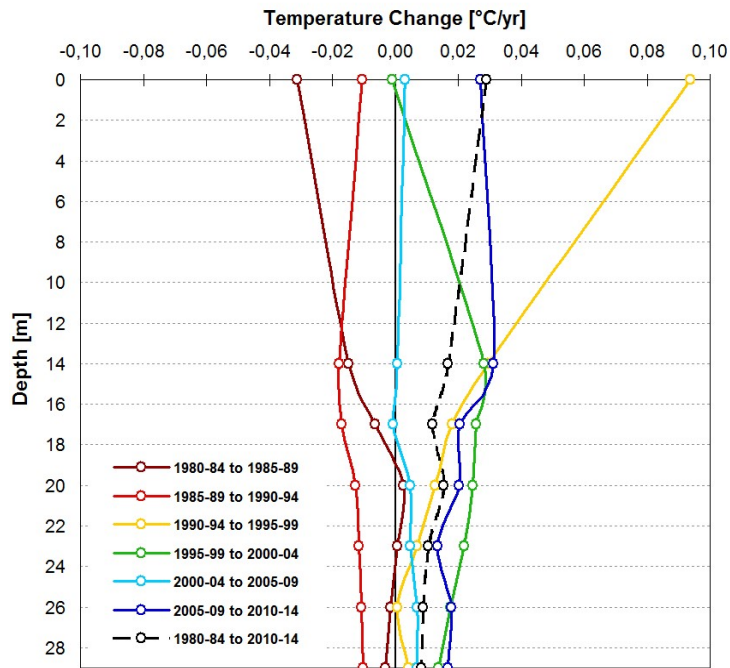


Figure 58 : Evolution of the modelled (blue curve) and measured (red curve) MAGST at the borehole site of the Mont Jacques-Cartier summit.



**Figure 59 :** Evolution (5-year running mean to filter inter-annual variability) of the measured ground temperature from 1978 to 2014 on the borehole of Mont Jacques-Cartier and reconstructed MAAT for the summit from 1970 to 2014.

The ground temperature below the ZAA ( $\pm 8$  m), annually recorded from 1978 to 2014, closely follows the long-term fluctuation of the MAAT and MAGST (Figure 59). The cold and warm fluctuations of the air temperature impacted the permafrost temperatures to a depth of at least 26 m but the amplitude of the inter-annual fluctuations is smoothed at the greater depths. No significant delay is observable between the upper and deeper thermistors. A clear warming trend is apparent at all depths between 14 m and 29 m depths over the study period (Figure 59). The warming rate of the mean ground temperature (MGT) for the 1980-1984 and 2010-2014 periods tended to decrease with depth (*e.g.*  $+0.02$  °C/year at 14 m and  $+0.01$  °C/year at 26 m) (Figure 60). The surface cooling in the 1980's and the beginning of the 1990's led to a rapid decrease of the MGT at all depths of the profile (*e.g.*  $-0.01$  °C/year at 14 m between the MGT of the 1985-1989 and 1990-1994 periods; Figure 59 and Figure 60). During the first half of the 1990's, the rapid and pronounced surface warming propagated downward with a ground temperature increase of  $+0.03$  °C/year at 14 m between the 1990-1994 and 1995-1999 periods. Below 14 m, this warming phase is more detectable between the 1995-1999 and 2000-2004 periods (Figure 59 and Figure 60). Finally, after a brief pause in the first half of the 2000's, the warming trend resumed at all depths between the 2005-2009 and 2010-2014 period (*e.g.*  $+0.03$  °C/year at 14 m) (Figure 59 and Figure 60).

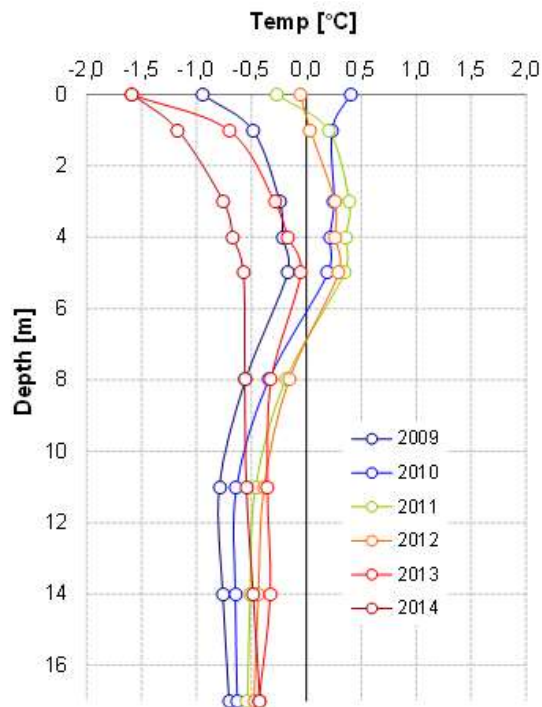


**Figure 60 :** Temperature change as a function of depth in the borehole on the basis of 5 year mean from 1980 to 2014.

### III.2.5.2.2. The recent severe warming and active layer deepening

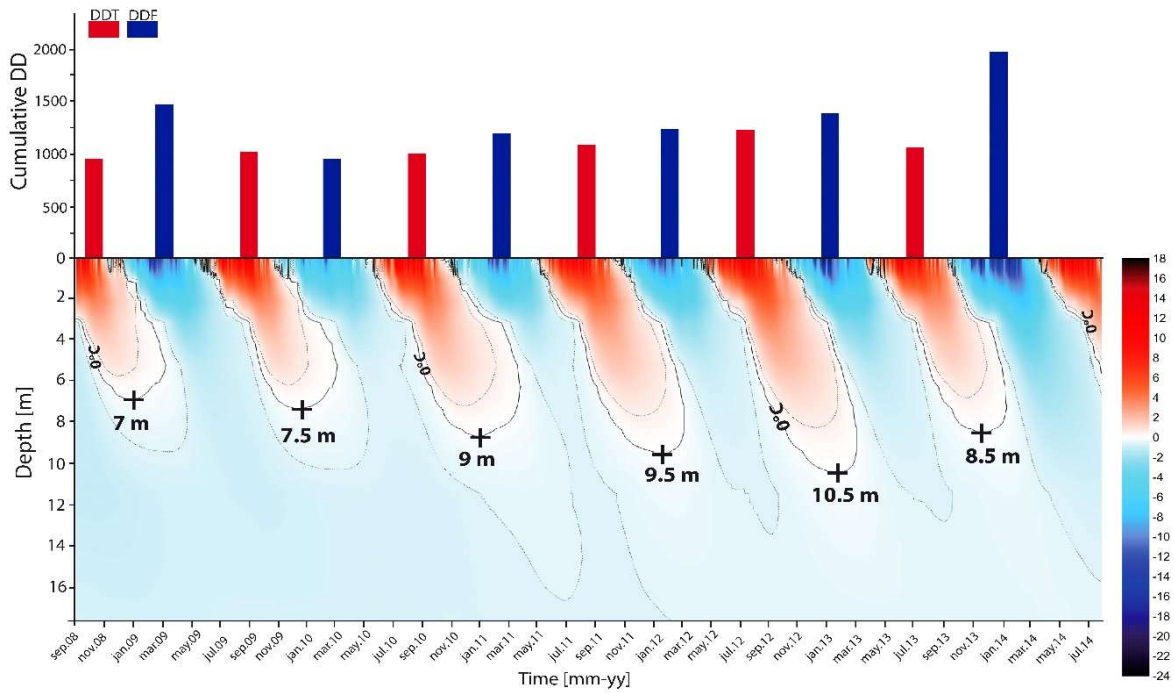
The 5 complete years of continuous measurement [2009-2014] recorded by the ACR-1 coupled with the temperature modelled between thermistors by the numerical one-dimensional model permit to obtain a high resolution temperature profile. As shown by the Figure 61, an apparent steady warming trend of the ground temperature is detectable. The rapid warm-side deviation of the temperature profile recorded in the borehole of the Mont Jacques-Cartier summit well illustrates the present critical state of the permafrost. At 14 m depth, the MGT was  $-0.76\text{ }^{\circ}\text{C}$  in 2009 and  $-0.48\text{ }^{\circ}\text{C}$  in 2014 (Figure 61), *i.e.* a warming rate of  $+0.05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{year}$ . From 2009 to 2013, each year is warmer than the previous one at 14 m. However, note that the particularly cold year 2013, which is clearly observable on the upper part of the profile, became to have an impact in depth in 2014 with a decrease of the MGT compared to the previous years (Figure 61).



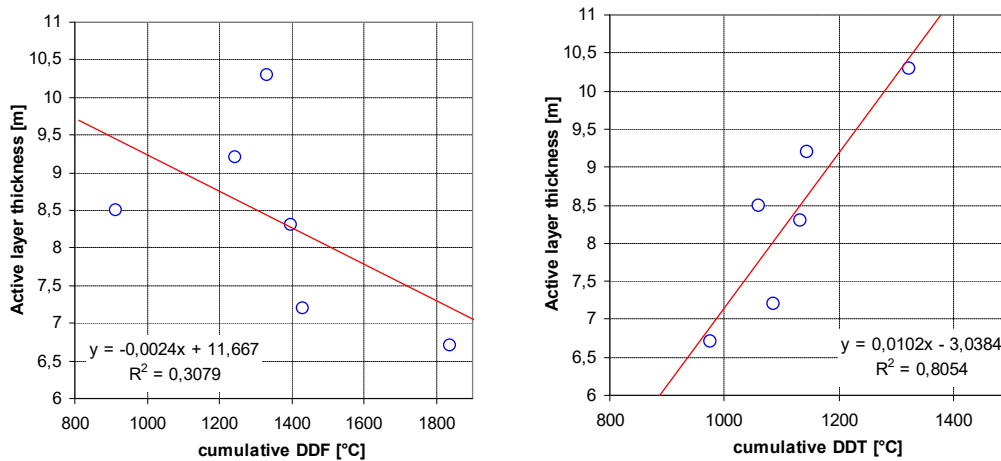


**Figure 61: Mean annual ground temperature profiles extracted from the continuous measurement made from 2009 to 2014 in the borehole of Mont Jacques-Cartier.**

The downward propagation of the seasonal frost and thaw front from 2008 to 2014 is presented in Figure 62. Clearly, the maximum development of the active layer – detectable by the 0 °C isotherm - showed a constant deepening from 2008 to 2012. As shown by the Figure 62 and Figure 63, the evolution of the active layer thickness was highly correlated with the cumulative DDT. The latter explains 80% of the variation in the active layer thickness ( $R^2 = 0.8$ ) while the cumulative DDF explains only 30% ( $R^2 = 0.3$ ). In 2008, the active layer thickness was  $\approx 6.7$  m (DDT =975) while it reached  $\approx 10.3$  m following the severe thawing season 2012 (DDT =1320). From 2008 to 2012, the increase in depth was around 0.7 m/year. However, the overall increase is much less (only 0.3 m/year) if the year 2013 is taken into account. Indeed, in 2013, the warm season was cooler than in the previous years (DDT =1130) which explains a shallower active layer ( $\approx 8$ m) (Figure 62). This example shows that the data time-series are too short to draw any conclusion on the long-term evolution of active layer depth. However, it was demonstrated that active layer depth varies considerably over the years.



**Figure 62:** Contour plots of ground temperature evolution in the borehole of Mont Jacques-Cartier. The thicker line represents the 0°C isotherm and both dashed lines marked the +0.5°C and -0.5°C isotherms. The black crosses represent the interpolated active layer depth.

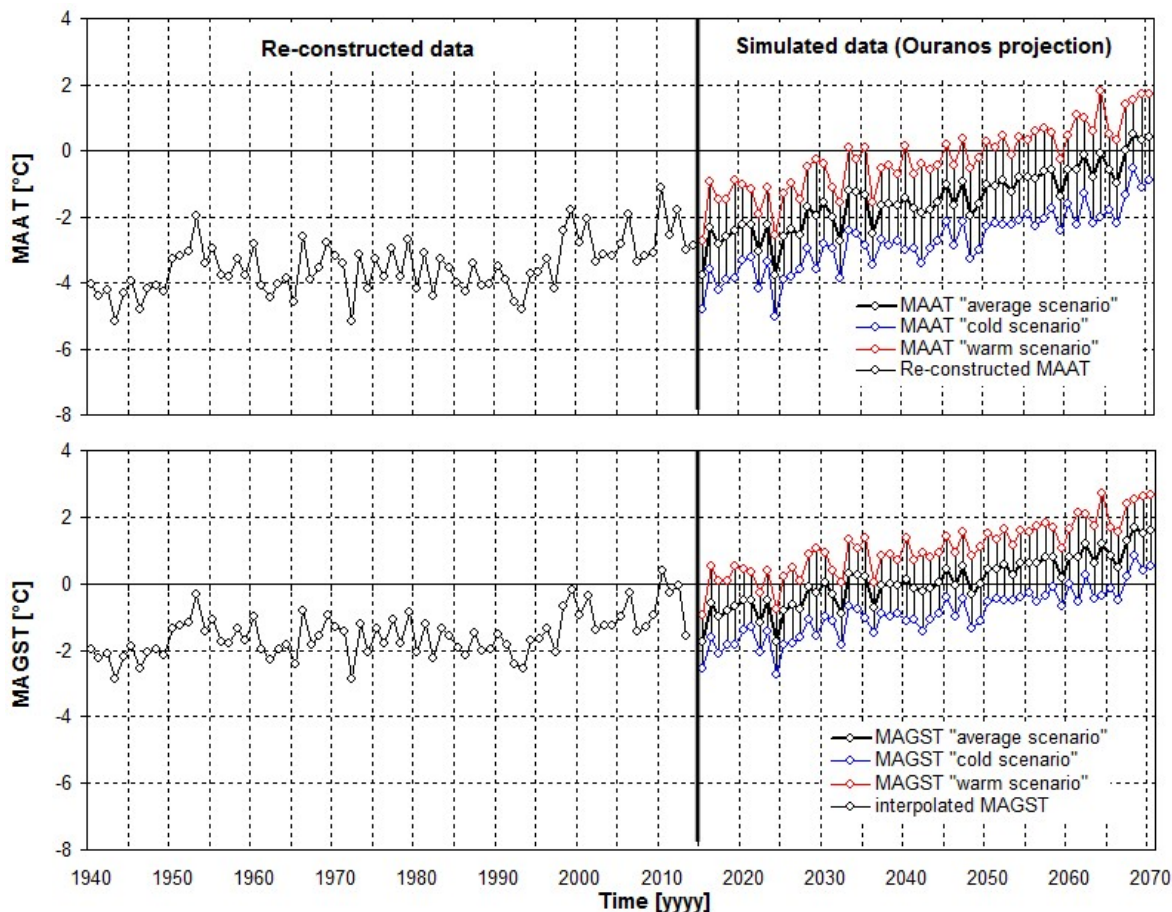


**Figure 63:** Scatter plot of the active layer thickness recorded in Mont Jacques-Cartier borehole from 2008 to 2013 and the cumulative DDF and DDT.

### III.2.5.3. Future evolution of the surface and internal ground temperature

Based on the future air temperature projections provided by the consortium Ouranos, the warming trend of the MAAT and MAGST observed since 1940 is expected to continue in the next decades (Figure 64). According to the “average scenario”, the MAAT and MAGST are modelled to rise durably above 0 °C

after 2030 and 2065 respectively. Between the 30-year period 1980-2010 and 2041-2070, the “average scenario” projects a warming of 2.5 °C for the MAAT and of 2 °C for the MAGST. According to the “cold scenario”, the modelled increase is 1.2 and 1 °C for the MAAT and MAGST respectively and according to the “warm scenario, a warming of 3.7 and 3 °C is projected for the MAAT and MAGST respectively.

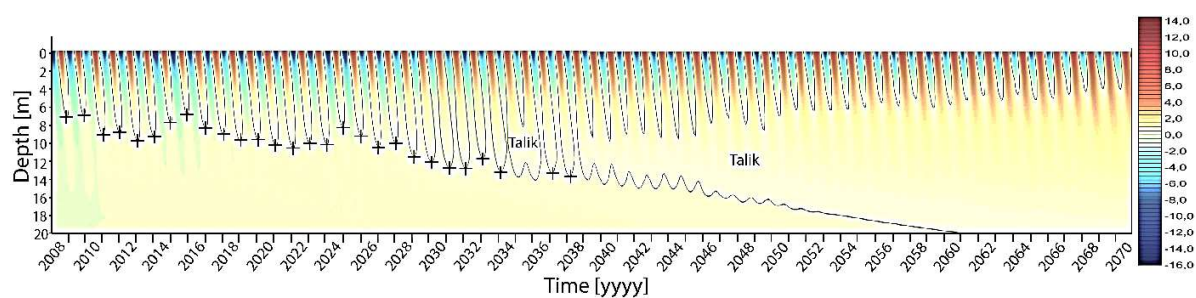


**Figure 64: Re-constructed MAAT and MAGST evolution from 1940 to 2014 and modelled MAAT and MAGST evolution from 2015 to 2070 at the Mont Jacques-Cartier summit. The modelled MAAT are the averaged and corrected data from the ADJ, ADL, AET and AEV simulations provided by the consortium Ouranos.**

The warming is expected to be more pronounced in winter [DJFM] than in summer [JJAS]. The “average scenario” of air temperature evolution modelled a warming of 3 °C of the mean winter temperature winter between the 30-year period 1981-2010 and 2041-2070, while the mean summer temperature is expected to increase by 2 °C between these two time intervals.

The results of the numerical model of heat transfer show the potential evolution of the permafrost from 2015 to 2070 based on the future evolution of air temperature scenario provided by the consortium

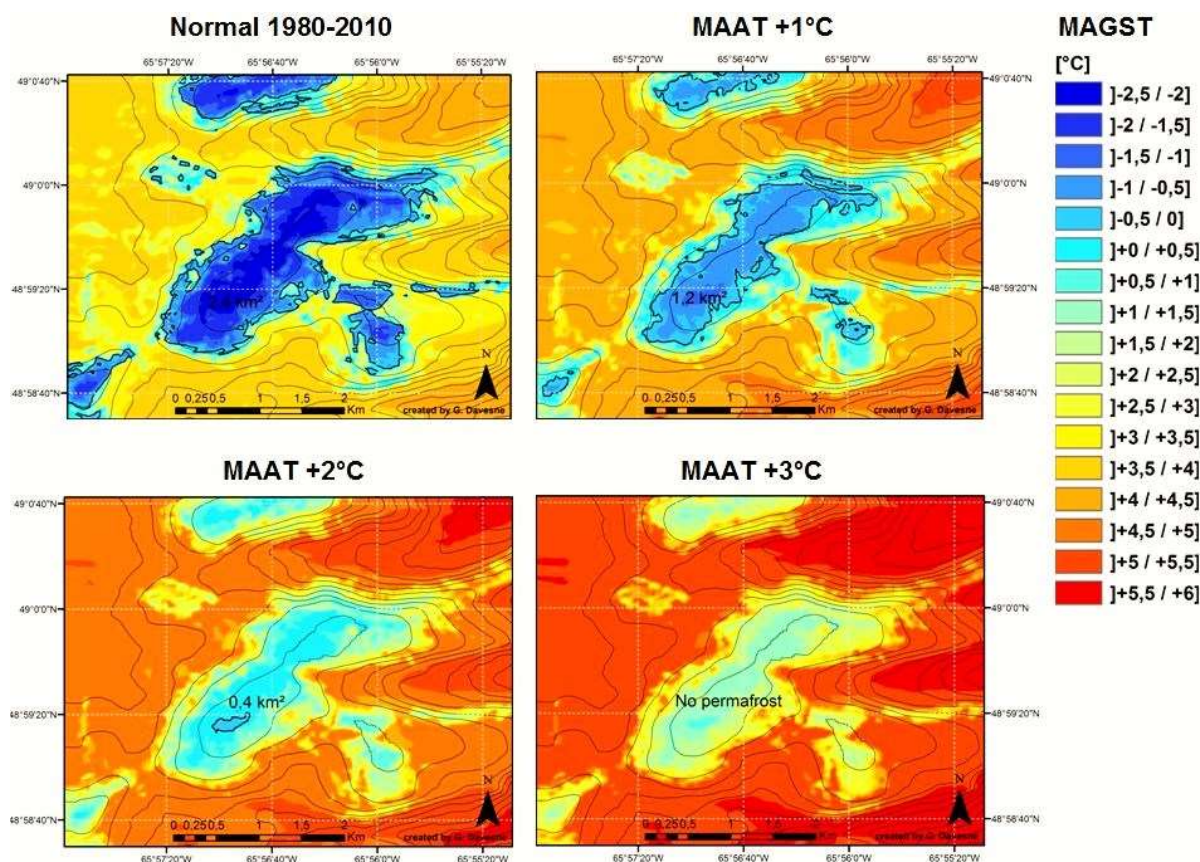
Ouranos (Figure 65). A warming at all depths is modeled following the trend at the surface as observed since 1970. The active layer is expected to thicken rapidly, reaching a depth of  $\approx 10$  m in 2020 and  $\approx 13$  m in 2030. From the 2030's, the model shows that the thawing front would penetrate more deeply than the freezing front which would lead to the formation of an unfrozen layer (talik) between the seasonal front and the permafrost table. The talik could re-freeze occasionally after cold winters, but it would tend to rapidly thicken following the surface warming. After the end of 2030's, the remaining permafrost body would become relic. At the depth of the ZAA, the MGT is modeled to increase by  $2\text{ }^{\circ}\text{C}$  from 2015 to 2070 and to rise above  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  around 2040. According to the model results, we suggest that the complete thawing of the permafrost would occur between 2040 and 2050.



**Figure 65:** Contour plots of ground temperature evolution in the borehole of Mont Jacques-Cartier from 2008 to 2070 according the MAGST evolution based on the future air temperature evolution scenario proposed by Ouranos. The black crosses represent the active layer thickness.

### III.2.5.4. Potential present and future spatial evolution of the MAGST over the Mont Jacques-Cartier plateau

Figure 66 shows how the future warming of the air temperature will impact the potential distribution of permafrost over the Mont Jacques-Cartier plateau. The probable permafrost extent – represented by areas with a MAGST below  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  – is around  $2.4\text{ km}^2$  over the Mont Jacques-Cartier plateau for the period 1981-2010 (MAAT of  $-3.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). With an air temperature warming of  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , which represents the current situation, the permafrost extent can be expected to decrease to  $1.2\text{ km}^2$ . A  $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$  change in air temperature would reduce its extent by a facteur of 4, with only  $0.4\text{ km}^2$  potentially underlain by permafrost. Finally, with a warming of  $+3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , permafrost would disappear on Mont Jacques-Cartier (Figure 66). According to the Ouranos simulation thi may be expected to occur around 2060-2070.



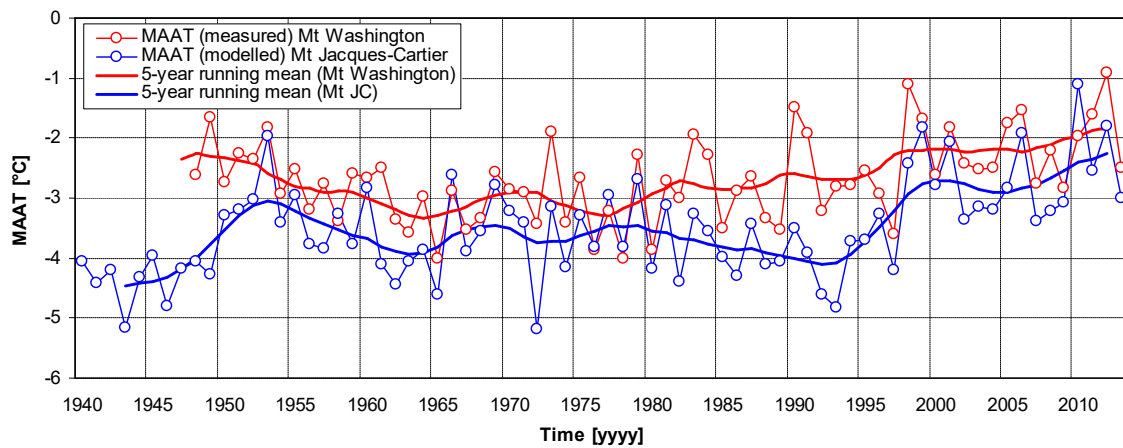
**Figure 66:** Spatial modelling of the MAGST over the plateau of Mont Jacques-Cartier (1) for the normal MAAT for the 1980-2012 period (-3.3 °C); and for a MAAT (2) 1 °C, (3) 2°C and (4) 3 °C warmer than the normal MAAT. The black line represents the 0 °C isotherm which delimits the areas with favourable surface conditions for permafrost preservation. Note that the MAAT +1°C scenario is close to the current conditions.

### III.2.6. Discussion

#### III.2.6.1. The warming of MAAT and MAGST

In the Chic-Chocs Mountains, no study is available concerning the quantification of the recent climate change. To compensate the lack of in-situ data, the statistical analysis performed in this study to reconstruct climate time-series on Mont Jacques-Cartier using proxy network of weather stations has proven to be a very interesting tool to understand how climate change affect the Chic-Chocs Mountains. The reconstructed air temperature time-series from 1940 to 2014 allow identification of a clear warming trend in the evolution of the air temperature on Mont Jacques-Cartier. The most abrupt warming took place since the mid-1990's with the multiplication of warmer than normal years. The warming primarily affected the winter temperature. For example, the abnormally warm MAAT in 2010 ( $\approx 2.2$  °C above the normal 1981-2010) is the result of a mean winter temperature 4.5 °C warmer than normal.

By comparison, in Mount Washington (1914 m *a.s.l.*, New Hampshire, USA) – the highest summit of the Appalachian Range situated 600 km south-west to the Chic-Chocs mountains – the MAAT recorded from 1948 to 2014<sup>1</sup> also increased with a more pronounced warming in winter than in summer (Grant *et al.*, 2005). However, it is interesting to note that the warming rate at Mount Washington (+0.5°C) is lower than at Mont Jacques-Cartier (+1.5°C) over the 1948-2014 period. Furthermore, the decadal fluctuations between both sites are quite different (Figure 67). According to Fortin and Hétu (2013), the climate of the Chic-Chocs, especially in winter, is controlled by specific atmospheric patterns which differ from those impacting the North Eastern USA and southern Québec (*e.g.* North Atlantic Oscillation, Arctic Oscillation). Ice conditions in the Gulf of Saint Lawrence have for instance a great impact on the maritime influence on regional climate in winter.



**Figure 67: Evolution of the estimated MAAT for Mont Jacques-Cartier compared to the evolution of the recorded MAAT at Mont Washington (New Hampshire, USA).**

Concerning the surface temperature, the reconstructed MAGST for the borehole site shows closely coupled evolution with the MAAT exhibiting the same decadal oscillations and the same magnitude of warming. The air temperature evolution is therefore the main factor controlling the surface temperature evolution. The precipitation, especially the snow cover, is also well known to have an impact on the MAGST evolution (Zhang *et al.*, 1995; Osterkamp, 2007). However, the Mont Jacques-Cartier dome is

---

<sup>1</sup> The MAAT at Mont Washington were obtained from the NOAA’s National Climatic Data Center (Menne *et al.*, 2012)

characterized by near snow free condition due to the intense wind ablation. This snow condition leads to a quasi-direct connection between the ground and the atmosphere (see Article 1). This surface thermal regime is common in wind-blown summits (*e.g.* Isaksen *et al.*, 2001; Farbroth *et al.*, 2011). Changes in snow depth and its impacts on ground thermal regime have probably been negligible during the past decades and no major changes are expected in the near future because the snow depth over the bare ground summit of Mont Jacques-Cartier is mainly driven by terrain factors – which remain stable in time – rather than the amount of solid precipitation.

### **III.2.6.2. Evidence of permafrost degradation**

The main evidence of permafrost degradation is the warming of its internal temperature (Haeberli and Beniston, 1998). The long-term monitoring of the MGT below the ZAA (*i.e.* 14 m) at the borehole site of Mont Jacques-Cartier reveals a clear warming at all depths which induced a deviation of the entire temperature profile towards the thawing point. In 2013, the temperature at 17 m is around -0.4 °C which proves the current critical state of the permafrost body. The warming rate between 1980 and 2014 is in the same order of magnitude at the ZAA depth as that at the surface (+0.2 °C at 14 m vs. +0.25 °C at the surface). The MGT was closely coupled with the long-term and short-term (decadal cyclic fluctuation) evolution of the MAAT and the MAGST from 1978 to 2014. It suggests that the thermal response of the permafrost thermal regime to the surface inter-annual fluctuation is rapid (in the order of a few years), mainly due to the high thermal conductivity of the granitic bedrock – 2 to 2.7 W·m<sup>-1</sup>·K<sup>-1</sup> obtained from analysis of bedrock core samples at depths of 7.5, 15, 22.5 and 29 m (Gray and Brown, 1979) – combined with low ice content and a small release of latent heat (Mazerolle, 2010; Gray *et al.*, 2015). The signal of climate change is thus directly transmitted to the ground, making the thermal evolution of this kind of exposed bedrock with marginal permafrost a powerful indicator of recent surface warming (Smith and Riseborough, 1996).

The trend towards a thicker active layer provides as an additional evidence of permafrost degradation. Its apparent recent increase in depth (+0.7 m/year over the period 2008 to 2013) shows that it responded rapidly to the recent surface warming/cooling due to the high thermal conductivity and low ice/water content of the bedrock). Similar deepening trends have been reported in Scandinavia (Akerman and Johansson, 2008) and in the Alps (Mutter and Phillips, 2012). However, caution should be exercised in interpreting this signal as a relevant indicator of prolonged surface warming and permafrost degradation on Mont Jacques-Cartier. First, because the period of available continuous ground temperature measurements is too short (only 5 full years) to draw conclusions concerning the long-term trend of the active layer. Secondly, because the active layer thickness is mainly controlled by the summer temperature

(*i.e.* DDT), while the winter temperature (*i.e.* DDF) has a limited impact (Figure 63). This observation is in agreement with the results of studies undertaken in arctic, sub-arctic and mountainous areas (*e.g.* Hinkel and Nelson, 2003; Isaksen *et al.*, 2007; Akerman and Johansson, 2008). Therefore, the active layer dynamics mainly reflect the evolution of the summer surface temperature rather than the annual surface temperature. This fact may explain certain apparent anomalies, observed on Mont Jacques-Cartier over the period 2008-2014. For example, the active layer was much thicker in 2012 than in 2010 ( $\approx 8.5$  m in 2010 vs.  $\approx 10.3$  m in 2012) despite the MAGST in 2010 being considerably warmer at the ground surface than in 2012 ( $\approx 0.4$  °C in 2010 vs.  $\approx -0.03$  °C in 2012). Such an apparent anomaly may, however, can be simply explained by the fact that in 2010, the warm anomaly was mainly the result of a particularly warm winter while the summer was relatively cool. Inversely, in 2012, the winter was colder than in 2010 but the summer was warmer. Consequently, in some cases the permafrost could warm following the increase of MAGST but the active layer could remain stable if the surface warming occurs mainly in winter, and inversely (Smith and Riseborough, 1996, Osterkamp, 2007).

In the study case of Mont Jacques-Cartier, the remarkable fact is that the weak warming trend of the DDT from 2008 to 2014 induced such rapid and pronounced thickening of the active layer (Figure 62). For example, between 2010 and 2011, the active layer thickened by 1 m while the summer of 2011 cumulated only 84 DDT more than in 2010 (1059 DDT in 2010 vs. 1143 DDT in 2011). We suggest, therefore, that other factors could explain the rapid thickening of the active layer on Mont Jacques-Cartier. The thermo-physical properties of the ground and non-conductive heat transfer processes into the regolith layer and underlying fractured bedrock may be responsible. As suggested by the slight inflection of the freeze-thaw bulbs around a depth of 3 m in Figure 62, the regolith cover retards the propagation of both of the freezing and thawing front. Two hypothesis are advanced for this: 1) lower thermal conductivity in the regolith, compared to the underlying bedrock, and 2) a zero curtain effect induced by an increase in water/ice content at the transition from regolith to bedrock. The first hypothesis suggests that a decrease of the water/ice content in this transition layer, following potential hydrological changes in response to permafrost degradation, may favour a more rapid deepening of the thawing front. The second hypothesis suggests that once the thawing front has penetrated through the most fractured layers of the bedrock (6-7 m depth according to Mazerolle, 2010) it tends to propagate more quickly and more deeply into the ground due to the increase of thermal conductivity and the decrease of potential ice/water content. Consequently, the more the active layer is deep, the more its deepening is rapid. Furthermore, when the ice present in fractures is thawed, the water from the surface can percolate to the thawing front. The resulting heat advection to the ground could favour acceleration in the active layer deepening.



### **III.2.6.3. Modelling the future evolution of the permafrost body**

In the light of the mean ground temperature evolution since 1978 and the current critical state of the permafrost ( $-0.33\text{ }^{\circ}\text{C}$  at 14 m depth in 2013), we suggest that the mountain permafrost body of Mont Jacques-Cartier will likely become relict and disappear in the near future if the projected future surface warming scenarios evoked in Figure 64 transpire in reality. According to the numerical and spatial modelling, the permafrost is modelled to respond rapidly to predicted air and surface warming trends ( $\approx +0.04\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{year}$  for the MAAT from 2014 to 2070 according to the regional climate projections provided by the consortium Ouranos, Figure 64). The MAGST is expected to durably exceed  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  after 2030, which would become critical for permafrost body preservation. The permafrost degradation would lead to the continuation of the ground temperature warming and the active layer thickening as already observed since 1978, the development of a talik (unfrozen ground layer) above the relict permafrost, and finally the complete disappearance of the remaining permafrost (Figure 65). Spatially, the permafrost degradation would imply the progressive rise of the permafrost lower boundary which is currently between 1150 to 1200 m *a.s.l.* according to the krummholz upper limit and preferential snow accumulation areas. Because of the flat character of the Mont Jacques-Cartier summit, any changes in permafrost altitudinal boundary have major impact on permafrost extent. With a MAAT increase of  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ , the permafrost area is projected to decrease by 50% (Figure 66). Based on numerical and spatial modelling results, we estimate that the permafrost at the borehole site – the most favourable site for permafrost occurrence over Mont Jacques-Cartier – would become relict after the mid-2030s and would likely completely disappear between 2040 and 2050.

### **III.2.6.4. Model limitations**

The models built in this study aim to reproduce accurately as possible the permafrost thermal and spatial evolution of the permafrost using a simplification of the reality. However, any over-simplification imposes some limitations on the model accuracy.

Concerning the numerical modelling, the adjustment needed for the model calibration in order to improve the fit between modelled and measured ground temperature could be a result of inaccurate input parameters (thermal conductivity, heat capacity and water/ice content) and the neglect of the advective heat transfer related to the potential water movement into the coarse surficial deposits and the fractured bedrock. On Mont Jacques-Cartier, the impact of the moving water and its phase change into the ground on the permafrost thermal regime is likely under-estimated. As demonstrated by Mazerolle (2010), the bedrock is well fractured up to 10 m depth which corresponds approximately to the maximum active layer development in the recent years. In these top 10 first meters of ground, the water is thus susceptible

to move to the permafrost table and to modify the ground thermal regime. Yet, no data is available concerning this probable phenomenon.

Concerning the spatial modelling, the fact that the calculation of MAGST is made in a given time under equilibrium conditions may be a source of errors because the permafrost temperature has a transient response to climate change. However, the lag time is very short in Mont Jacques-Cartier as demonstrated in the results which make this kind of equilibrium model apparently well adapted to this study site. Another possible limitation is the difficulty in evaluating potential changes in snowpack distribution. Even if no major change in snow thickness is expected at the borehole site, some changes in vegetation distribution on slopes, such as an upward shift of krummholz coverage, may occur under a warmer climate (Fortin and Pilote, 2008). This would favor thicker snow accumulation on slopes and would accentuate the ground surface warming. However, such changes in vegetation are generally a long-term process and the permafrost would likely disappear in the meantime.

### **III.2.7. Conclusion**

In this study, the aim was to acquire a qualitative and quantitative understanding of the past, present and potential future responses of the surface and permafrost thermal regime to the air temperature regime. The conclusions arising from this study are the following:

- The MAAT was estimated to have increased by 2 °C from 1940 to 2014 (warming rate of +0.03 °C/year). The rise of the MAAT has tended to accelerate since the mid-1990's. The warming affected particularly the winter season (+0.05 °C/year) while little change was observable in summer (+0.015 °C/year).
- The reconstructed long-term evolution of the MAGST from 1940 to 2014 exhibits similar inter-annual variability and an overall warming trend comparable to that of the MAAT over the same period. Since the end of the 1990's, the years with a MAGST close to 0 °C have multiplied (*e.g.* 2010 recorded a MAGST of 0.4 °C). This surface warming places the existing contemporary permafrost body in a critical condition.
- The long-term record [1978 to 2014] of ground temperatures provided by the borehole shows a close relationship between MAAT, MAGST and ground temperatures below the surface. As a response to the air and surface temperature warming, the recorded internal ground temperature has significantly increased at all depths from 1978 to 2014. For instance, at 14 m the ground temperature increased from -1.1 °C in 1980 to -0.3 °C in 2014 (*i.e.* warming rate of +0.02 °C/year). In recent years, the

temperature profile in the borehole was very close to the thawing point at all depths which proves the advanced stage of degradation of the permafrost on Mont Jacques-Cartier. Results from the continuous ground temperature measurements from 2008 to 2014 indicate an apparent thickening of the active layer, which reached a depth of more than 10 m depth in 2012 after a particularly warm summer.

- Due to the low porosity and lack of fracturing of the crystalline nature bedrock of the Mont Jacques-Cartier summit (leading to high thermal conductivity and low water/ice content), the climate signal is transmitted downwards with a very short lag time. Therefore, the ground temperature and the active layer thickness react rapidly to regional climatic fluctuations, even minor.
- According to the regional climate projections provided by the consortium Ouranos, the simulated MAAT and MAGST are expected to increase by 2 °C from 2015 to 2070. Following this future surface warming, a continuation of the permafrost warming is expected. The numerical and spatial modeling results indicate that the future permafrost degradation would lead to the development of a talik and to a reduction of the permafrost extent. Complete disappearance of the permafrost is predicted by the model after 2040-2050.

## **Chapitre 4 : Discussion générale et conclusion**

Le régime thermique du sol est contrôlé par un ensemble de paramètres climatiques, géologiques, géomorphologiques et biologiques qui interagissent entre eux. Le pergélisol est de ce fait au cœur d'un système complexe *atmosphère/surface/sol*. Aux moindres changements dans les interactions et rétroactions entre les composants du système et dans la nature des composants eux-mêmes, le système évolue. Dans ce travail de recherche, la dynamique du système a été explorée dans sa dimension spatiale et temporelle. Il a été démontré que la répartition spatiale du pergélisol est fortement influencée par la distribution du couvert nival. Ce dernier constitue une couche tampon à la surface qui contrôle l'intensité des transferts de chaleur entre l'atmosphère et le sol. La compréhension quantitative et qualitative du régime nival au sommet du mont Jacques-Cartier est de ce fait primordiale. Dans le temps, l'évolution du régime thermique du pergélisol est essentiellement contrôlée par l'évolution des températures de l'air. Du fait des faibles accumulations de neige en hiver et des caractéristiques topographiques et géologiques du sommet, la réponse du pergélisol aux fluctuations climatiques, même mineures, est quasi-immédiate et linéaire. La hausse récente des températures de l'air a entraîné un réchauffement rapide de l'ilot de pergélisol, qui mènera, si la tendance se poursuit, à sa disparition dans un avenir proche.

### **IV.1. La neige, facteur d'hétérogénéité des conditions de surface?**

Comprendre la répartition des températures de surface du sol est essentiel pour évaluer l'étendue des zones favorables à la préservation du pergélisol alpin au mont Jacques-Cartier. L'analyse des enregistrements des 20 capteurs de surface déployés sur le plateau montre que la distribution spatiale des températures de surface est beaucoup plus hétérogène pendant la saison froide que pendant la saison chaude. Ce phénomène s'explique par l'impact thermique de la neige sur la surface du sol pendant les mois d'hiver (Zhang, 2005; Zhang et al, 2001; Ishikawa, 2003; Ling et Zhang, 2003). La relation entre la MAGST en 2013 et l'épaisseur de neige mesurée à la fin de l'hiver à chaque site de capteur montre qu'une épaisseur de neige de 40 cm est suffisante pour induire une MAGST supérieure à 0°C, et donc, des conditions de surface défavorables au pergélisol. La compréhension du patron d'enneigement et des facteurs qui le contrôlent est donc cruciale pour déterminer les secteurs où les conditions nivales sont favorables à la préservation du pergélisol alpin.

#### **IV.1.1. La distribution spatiale du couvert de neige**

La distribution de la neige a été analysée à partir de mesures empiriques et d'un modèle spatial d'enneigement basé sur les paramètres de terrain qui contrôlent la distribution du couvert nival à l'échelle

du sommet. Ce modèle est très utile pour comprendre les grands patrons d'enneigement, mais sa résolution est insuffisante pour modéliser l'hétérogénéité de l'enneigement à très fine échelle. Le recours à des modèles numériques plus complexes basés sur la mécanique des fluides (*e.g.* SnowModel-MM5, Bernhard *et al.*, 2010) devront être développés à l'avenir pour produire une cartographie haute résolution de l'enneigement du site. Au mont Jacques-Cartier, la distribution du couvert nival est contrôlée par l'interaction entre, d'une part, le vent dominant de secteur W/NW et, d'autre part, la topographie du sommet, la rugosité de surface induite par la géomorphologie, ainsi que le couvert végétal. En raison de l'élévation et de la physiographie du plateau, les flux d'air ont tendance à s'accélérer pour le franchir (effet de Venturi). Le mont Jacques-Cartier est donc exposé à des vents très violents et fréquents. En hiver, l'érosion éolienne de la neige intervient pendant et après les précipitations. Les mesures de terrain ainsi que le modèle *SnowMJC* ont montré que les plus faibles accumulations de neige sont présentes dans les zones de toundra alpine, très exposées au vent. L'épaisseur maximum du couvert de neige est de l'ordre de 30 cm en moyenne. Cette valeur correspond approximativement à la rugosité de surface associée aux microformes périglaciaires et aux champs de blocs. Par ailleurs, le microrelief donne un caractère discontinu au couvert nival en raison des nombreux blocs de roche qui en émergent. La neige présente dans les zones exposées au vent est très compacte et dense du fait de la destruction des structures dendritiques des cristaux (*i.e.* frittage) lors du transport éolien et par sublimation (Pomeroy, 1991; Déry et Yau, 2002; Cierco, 2007; Lehning *et al.*, 2008). Le couvert nival présent sur le plateau du mont Jacques-Cartier possède des caractéristiques physiques (*i.e.* faible porosité, forte densité) et thermiques (*i.e.* forte conductivité thermique et faible résistance thermique) très proches du couvert de neige des régions du Haut-Arctique (*e.g.* à Alert, Ellesmere, Dominé *et al.*, 2002).

Dans les zones de krummholz et sur le versant SE situé « sous le vent », les accumulations de neige sont beaucoup plus importantes. Dans les krummholz, le branchage très dense apporte une forte capacité de rétention de la neige transportée par le vent (Daly, 1984). L'épaisseur maximum de neige qui peut s'y accumuler est étroitement liée à la hauteur de la végétation. Or, la croissance des krummholz est elle-même grandement contrôlée par la hauteur de neige qui apporte une protection contre le froid et l'abrasion du vent. Les mesures réalisées dans les krummholz vers 1100 m d'altitude sur le versant NW du mont Jacques-Cartier ont révélé des épaisseurs de l'ordre de 200 à 300 cm de neige. Le couvert de neige dans les krummholz est généralement moins compacté que sur le plateau en raison de l'effet de portance des branchages qui limite le tassement (Dominé *et al.*, 2015). Dans la zone de krummholz discontinu, qui marque la transition entre le krummholz continu et la toundra alpine, le couvert de neige est très hétérogène. Les îlots de végétation favorisent la formation de congères, appelées communément « queues de comète », qui s'étendent sur plusieurs mètres du côté « sous le vent » de l'obstacle. À micro-

échelle, ces accumulations de neige isolées associées aux îlots épars de krummholz apportent une grande hétérogénéité des conditions thermiques de surface. Sur le versant SE du mont Jacques-Cartier, les dépressions topographiques, les ruptures de pente et les rebords des cirques glaciaires accumulent d'importantes quantités de neige soufflée du plateau au cours de l'hiver. Les épaisseurs de neige mesurées sur le versant SE dépassent plusieurs mètres (>300 cm) et des névés persistent généralement jusqu'au milieu de l'été dans les combes à neige.

#### **IV.1.2. Le contrôle du couvert de neige sur le régime thermique de surface et la distribution potentielle du pergélisol**

Du fait de sa faible résistance thermique (faible épaisseur et forte conductivité thermique), l'effet isolant du couvert de neige présent dans les zones exposées au vent du plateau du mont Jacques-Cartier est très faible. Par ailleurs, les blocs de roche qui composent la surface du sol favorisent probablement d'intenses transferts de chaleur convectifs, via la circulation d'air dans la porosité intra-blocs, et par conduction, via les blocs de roche qui émergent de la surface du couvert de neige. La température de surface du sol est par conséquent fortement couplée avec la température de l'air (*e.g.* faible décalage thermique entre les températures de l'air et de surface du sol, n-facior de gel près de 1). Les pertes de chaleur à la surface du sol étant importantes pendant la saison froide, la balance thermique annuelle en surface est négative ce qui est favorable à la préservation du pergélisol en profondeur (MAGST d'environ  $-1^{\circ}\text{C}$  sur le plateau en 2013). Inversement, dans les zones d'accumulation préférentielle de neige, l'effet isolant produit par l'épais couvert nival réduit considérablement les pertes de chaleur du sol. La température de la surface du sol reste près de  $0^{\circ}\text{C}$  pendant la saison froide et les MAGST sont largement positives (environ  $3^{\circ}\text{C}$  en 2013) (*e.g.* combe à neige sur le versant SE, zone de krummholz).

La modélisation spatiale de la MAGST basée sur l'épaisseur de neige au sol pendant la saison froide, sur la température de l'air annuelle et les radiations solaires incidentes pendant la saison chaude, montrent que l'étendue des zones avec une MAGST inférieure ou égale à  $0^{\circ}\text{C}$  était d'environ  $2,4 \text{ km}^2$  durant la période de référence 1981-2010 (MAAT normale de  $-3,3^{\circ}\text{C}$ ). Sur le versant NW, la limite altitudinale inférieure des conditions de surface favorables à la présence du pergélisol correspond à la transition entre les krummholz discontinus et la toundra alpine, soit  $\approx 1200 \text{ m}$  d'altitude. Sur le versant SE, cette délimitation reflète davantage la limite supérieure des combes à neige, soit  $\approx 1220$  à  $1240 \text{ m}$  d'altitude. Notons que ces estimations d'altitude de limite inférieure pour la présence potentielle du pergélisol ne peuvent être étendues à l'ensemble des sommets du massif des Chic-Chocs car chacun d'entre eux possède des conditions de surface (*e.g.* couvert végétal, accumulation de neige, exposition au vent)

spécifiques. De manière générale, les zones qui répondent aux trois critères suivants sont susceptibles d'abriter un ilot de pergélisol alpin marginal :

- (i) une MAAT inférieure à  $-2\text{ °C}$  (l'isotherme  $-2\text{ °C}$  se situe à environ 1000 m d'altitude basée sur la normale [1981-2010]).
- (ii) une topographie plane à faiblement convexe (sommet en dôme), afin de réduire l'impact des flux de chaleur transversaux entre le versant sud et le versant nord, et qui est favorable à des vents très puissants (effet Venturi).
- (iii) un couvert nival peu épais, résultat de l'ablation éolienne dans les zones ouvertes ayant une faible rugosité de surface.

## **IV.2. Évolution récente des conditions thermiques de surface et projection future**

### **IV.2.1. Les changements climatiques dans le massif des Chic-Chocs**

La reconstruction des températures de l'air de 1940 à 2014 au mont Jacques-Cartier réalisée à partir des données de la station météorologique de Cap-Madeleine et du gradient adiabatique local a permis d'apporter l'une des premières analyses sur l'évolution de la température de l'air pour un site d'altitude dans l'est du Canada. Les résultats montrent que le massif des Chic-Chocs a connu une hausse de la température de  $2\text{ °C}$  de 1940 à 2014. Ce réchauffement est 2 à 3 fois supérieur à celui observé dans le restant de l'est du Québec (Yagouti et *al.*, 2006) et au mont Washington, 600 km plus au sud. La hausse des températures est particulièrement marquée en hiver tandis qu'aucune tendance nette ne se dégage sur l'évolution des températures en été depuis 1940. À partir de la fin des années 1990, la hausse des températures de l'air s'est accélérée avec une multiplication des années ayant une MAAT au-dessus de la normale 1981-2010 ( $-3,3\text{ °C}$ ). Selon, le scénario « moyen » des projections climatiques Ouranos, une accélération du réchauffement est prévue avec une hausse de la MAAT de l'ordre de  $2,5\text{ °C}$  d'ici à l'horizon 2070.

Concernant les précipitations, aucune interpolation n'a pu être réalisée à partir des stations cotières car, contrairement à la température de l'air, elles n'augmentent pas de façon linéaire avec l'altitude et varient énormément selon l'orientation des versants. Plus spécifiquement, le régime nival au sommet du mont Jacques-Cartier n'a vraisemblablement pas connu de changements majeurs au cours des dernières

décennies. L'analyse d'images satellites de 1997 à 2012 a révélé que la durée d'enneigement et les dates d'arrivée et de fonte du couvert nival n'ont subi aucune évolution notable, et ce malgré une hausse marquée des températures de l'air sur la période concernée. Pour ce qui a trait de la distribution spatiale du couvert nival sur le plateau, il est également fort probable que celle-ci soit restée relativement stable au cours des dernières décennies. La raison est que les paramètres de terrain (*e.g.* topographie, microrelief) qui contrôlent la distribution du couvert de neige n'évoluent pas ou peu sur le cours terme. Quant à la végétation, Fortin et Pilote (2008) ont montré qu'aucun signe de changement majeur n'a pu être détecté entre 1975 et 2004 sur le plateau. Quelques densifications locales ont été observées mais aucune transgression altitudinale ne s'est produite malgré une hausse de 1 °C de la température de l'air sur la période étudiée. Même avec une poursuite du réchauffement de la température de l'air, une hausse significative de la limite supérieure des *krummholz* est peu probable d'ici à 2070 car d'autres facteurs limitants, comme les vents violents et la pauvreté en nutriments du sol, persisteront. Il semble donc peu probable qu'une dégradation du régime nival actuel se produise au cours des prochaines décennies, même s'il n'est pas exclu que des changements se produisent très localement. Finalement, notons qu'un climat plus chaud pourrait conduire à un changement des propriétés physico-thermiques de la neige en raison de la recrudescence potentielle des redoux hivernaux et des épisodes de pluie sur neige. Il est difficile d'évaluer la conséquence du métamorphisme de fusion et le regel de l'eau dans le couvert nival sur la température du sol. D'un côté, ce phénomène pourrait augmenter la densité et la conductivité thermique de du couvert nival, réduisant son effet isolant (Westermann *et al.* 2011), d'un autre côté, il pourrait être à l'origine d'une consolidation du couvert de neige, entraînant une moindre densification de celui-ci (Dominé *et al.*, 2015).

#### **IV.2.2. Évolution temporelle des températures de surface du sol**

En raison de l'absence de couche tampon superficielle significative sur le plateau du mont Jacques-Cartier (*e.g.* neige, végétation), l'évolution des températures de surface suit étroitement celle des températures de l'air. Avec l'accélération du réchauffement des MAAT depuis la fin des années 1990, les années ayant enregistré une MAGST près, voire au dessus, du point de congélation (*e.g.* MAGST de 0,4 °C en 2010) au site du forage du sommet du mont Jacques-Cartier se sont multipliées. Or, selon la modélisation spatiale de la MAGST, ce site fait partie des secteurs les plus froids du plateau. Les conditions thermiques de surface sur le plateau du mont Jacques-Cartier sont donc devenues très limites pour la préservation du pergélisol alpin. Selon, le scénario « moyen » d'évolution des températures de l'air extrait des projections climatiques Ouranos, la MAGST pourrait devenir durablement positive après 2030 au sommet du mont Jacques-Cartier.



### **IV.2.3. La réponse du pergélisol alpin au signal thermique de surface**

Du fait de sa porosité et sa faible conductivité thermique, la couverture de régolithe qui recouvre le plateau du mont Jacques-Cartier constitue une couche tampon entre la surface du sol et la roche sous-jacente. Elle est donc susceptible d'être à l'origine d'un décalage et d'une atténuation des signaux thermiques entre la surface et la profondeur. Pour le moment, nos connaissances sur l'impact thermique du régolithe sur le plateau du mont Jacques-Cartier sont limitées par le manque de données. Les effets potentiels de la chaleur latente, de la convection d'air (libre et forcée par le vent) et d'eau ont un rôle probablement non négligeable dans le régime thermique de sub-surface du sol. L'analyse des températures du sol mesurées dans le forage révèle que l'impact du régolithe apparaît principalement dans la vitesse de propagation du front de gel et de dégel saisonnier. Au niveau de la transition entre le régolithe et la roche, où de l'eau provenant de la surface parvient probablement à s'accumuler, la propagation du front de gel et de dégel est ralentie temporairement par l'effet de la chaleur latente issue du changement de phase de l'eau (Gray *et al.*, 2009). À l'échelle annuelle et interannuelle, les effets du régolithe sur l'atténuation des signaux de surface semblent néanmoins limités, principalement en raison de sa faible épaisseur (2 à 3 m estimés au niveau du forage et sur les versants; Charbonneau, 2015) et du fait de son bon drainage. Dans le socle rocheux sous le régolithe, la diffusion des signaux thermiques est rapide en raison de la forte conductivité thermique, ainsi que de la faible fracturation et teneur en eau de la roche (Mazerolle, 2010).

L'évolution des températures en profondeur depuis 1978 montre clairement que le pergélisol réagit rapidement aux fluctuations climatiques, même mineures. Les signaux des fluctuations chaudes et froides décennales se répercutent en profondeur avec un décalage de 2 à 5 ans maximum et avec une légère atténuation de leur amplitude. Ce type de pergélisol présent dans la roche, à l'inverse de ceux qui sont riches en glace, ne connaît donc pas d'inertie thermique importante et est susceptible de disparaître très rapidement dès que les conditions thermiques en surface ne seront plus favorables ( $MAGST < 0^{\circ}C$ ).

### **IV.3. Les signes de la dégradation récente du pergélisol et la projection de son évolution future**

Le signe premier de la dégradation du pergélisol du mont Jacques-Cartier est la hausse progressive des températures du sol à toutes les profondeurs mesurées dans le forage de 1978 à 2014. Les taux de réchauffement tendent à décroître avec la profondeur en raison de l'atténuation des signaux thermiques de surface, mais restent néanmoins significatifs, variant de  $0,02^{\circ}C/ann\acute{e}e$  à 14 m à  $0,01^{\circ}C/ann\acute{e}e$  à 26 m. Le profil thermique extrait des données continues de température de sol depuis 2008 est typique d'un

pergélisol en déséquilibre avec les conditions de surface. Une inflexion chaude apparaît nettement en sub-surface (autour de 4 m de profondeur) avec des températures moyennes annuelles près de 0 °C (*e.g.* à 4 m, la moyenne annuelle des températures était de 0,3 °C en 2011). Plus en profondeur, le profil thermique se décale vers l'isotherme 0 °C année après année. Sachant que le profil thermique en 2014 est très près du point de fusion (*e.g.* -0,3 °C à 14 m et -0,4 °C à 17 m en 2013), la disparition du pergélisol semble imminente si la tendance au réchauffement observée depuis 1978 se poursuit.

L'approfondissement de la couche active apparaît également comme un signe supplémentaire de dégradation. Cependant, la série de données continue des températures du sol à partir de laquelle la profondeur de la couche active est déduite est trop courte pour tirer des conclusions sur une potentielle tendance sur le long terme. De plus, comme la couche active reflète principalement les températures de la saison chaude, ce n'est pas nécessairement un indicateur optimal de dégradation du pergélisol.

Selon la modélisation numérique en une dimension basée sur le scénario « moyen » d'évolution des températures de l'air des projections climatiques Ouranos, le pergélisol du mont Jacques-Cartier pourrait devenir relique vers 2035 après que la MAGST aura dépassé durablement 0 °C. Dès lors, l'îlot de pergélisol disparaîtra rapidement, probablement autour de 2040-2050, en raison de sa très faible inertie thermique. Notons que le modèle numérique ne prend pas en compte le réchauffement du pergélisol par la base sous l'effet des flux géothermiques, ce qui pourrait accélérer encore le processus de dégradation.

#### **IV.4. Les conséquences de la disparition du pergélisol sur le géosystème et l'écosystème du mont Jacques-Cartier**

La dégradation et la disparition du pergélisol alpin sur les hauts plateaux du massif des Chic-Chocs, et en particulier au sommet du mont Jacques-Cartier, n'auront aucune incidence sur la morphologie des sommets et la stabilité des versants contrairement aux environnements de hautes montagnes où une recrudescence des écroulements – représentant un risque naturel majeur – a été récemment observée (*e.g.* Davis et *al.*, 2001 ; Ravel et Deline, 2008 ; Grüber et Haeberli, 2007, 2009). Dans les Chic-Chocs, même si la glace présente dans la porosité de la roche disparaît, l'énergie de relief est trop faible pour initier des mouvements gravitaires catastrophiques.

En revanche, la disparition du pergélisol pourrait avoir des conséquences sur les propriétés du sol. L'approfondissement de la couche active et la dégradation du pergélisol, qui forme une couche imperméable, induit souvent un assèchement du sol en raison d'un meilleur drainage. Dans ce cas, la nappe phréatique dite « perchée » disparaît (Harris, 1992 ; Haeberli et Grüber, 2009). L'eau s'écoule alors plus profondément dans la roche en suivant le réseau de fractures et ressort plus bas sur les versants.

Une diminution de l'humidité de sol, notamment dans le couvert de régolithe, pourrait avoir un impact négatif sur la végétation de toundra (*e.g.* herbacée, lichens) qui colonise le plateau du mont Jacques-Cartier. Par effet d'enchaînement, des changements dans le couvert végétal du sommet pourraient avoir une incidence sur l'évolution de la faune du plateau, notamment le caribou montagnard, désigné comme une espèce en voie de disparition, qui se nourrit essentiellement dans les zones dénudées de toundra alpine (Ouellet et *al.* 1996 ; Mosnier et *al.*, 2003). La dégradation du pergélisol du mont Jacques-Cartier pourrait donc entraîner des bouleversements sur l'ensemble du géosystème et de l'écosystème alpin du sommet.

## Bibliographie

- Abramov, A., Grüber, S., et Gilichinsky, D. (2008). Mountain permafrost on active volcanoes: field data and statistical mapping, Klyuchevskaya volcano group, Kamchatka, Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(3), 261-277. doi: 10.1002/ppp.622
- Åkerman, H. J. et Johansson, M. (2008). Thawing permafrost and thicker active layers in sub-Arctic Sweden. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19(3), 279-292. doi: 10.1002/ppp.626
- Albert, M. R., et Perron, F. E. (2000). Ice layer and surface crust permeability in a seasonal snow pack. *Hydrological Processes*, 14(18), 3207-3214. doi: 10.1002/1099-1085(20001230)14:18<3207:AID-HYP196>3.0.CO;2-C
- Allard, M., et Fortier, R. (1990). The thermal regime of a permafrost body at Mont du Lac des Cygnes, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27(5), 694-697. doi: 10.1139/e90-067
- Allen, S. K., Gruber, S., et Owens, I. F. (2009). Exploring steep bedrock permafrost and its relationship with recent slope failures in the Southern Alps of New Zealand. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(4), 345-356. doi: 10.1002/ppp.658
- Aoyama, M. (2003, juillet). *Permafrost environment in the Yari-Hotaka Mountains, southern part of the Northern Japanese Alps*. In Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland. Repéré à <http://www.arlis.org>
- Apaloo, J., Brenning, A., et Bodin, X. (2012). Interactions between seasonal snow cover, ground surface temperature and topography (Andes of Santiago, Chile, 33.5 S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(4), 277-291. doi: 10.1002/ppp.1753
- Arenson, L., Hoelzle, M., et Springman, S. (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(2), 117-135. doi: 10.1002/ppp.414
- Armstrong, R. L., et Brun, E. R. I. C. (2008). *Snow and climate. Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modeling*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Baehr H.D. et Stephan, K. (2006). *Heat and Mass Transfer* (2nd Edition). Berlin, All., Springer.
- Barette, C. (2007). *Suivi climatique de la tourbière à pergélisol du Mont du lac des cygnes, Charlevoix, Québec* (Mémoire de B. Sc. inédit). Université Laval, Québec.
- Baron-Lafrenière, L. (1983). *Géomorphologie glaciaire de la région du mont Jacques-Cartier, Gaspésie* (Mémoire de M.Sc. inédit). Université de Montréal, Montréal.
- Barry RG. (1992). *Mountain Weather & Climate* (2nd Edition). London, UK, Routledge, Chapman and Hall.

- Bédard, J., Yu, W., Gagnon, Y., & Masson, C. (2013). Development of a geophysics model output statistics module for improving short - term numerical wind predictions over complex sites. *Wind Energy*, 16(8), 1131-1147. doi:10.1002/we.1538
- Beniston, M. (1997). Variations of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: links to changes in large-scale climatic forcings. *Climatic Change*, 36(3-4), 281-300. doi : 10.1023/A:1005310214361
- Beniston, M. (2005). Mountain climates and climatic change: an overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, 162(8-9), 1587-1606. doi: 10.1007/s00024-005-2684-9
- Bernhard, L., Sutter, F., Haeberli, W., et Keller, F. (1998, juin). *Processes of snow/permafrost-interactions at a high-mountain site, Murtèl/Corvatsch, eastern Swiss Alps*. In Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada. Repéré à <http://research.iarc.uaf.edu>
- Bernhardt, M., Liston, G. E., Strasser, U., Zängl, G., et Schulz, K. (2010). High resolution modelling of snow transport in complex terrain using downscaled MM5 wind fields. *The Cryosphere*, 4(1), 99-113. doi:10.5194/tc-4-99-2010
- Bodin, X. (2007). *Géodynamique du pergélisol de montagne* (Thèse de doctorat inédite). Université Paris-Diderot, Paris.
- Bodin, X., Thibert, E., Fabre, D., Ribolini, A., Schoeneich, P., Francou, B., . . . Fort, M. (2009). Two decades of responses (1986–2006) to climate by the Laurichard rock glacier, French Alps. *Permafrost and periglacial processes*, 20(4), 331-344. doi: 10.1002/ppp.665.
- Boike, J., Roth, K., et Ippisch, O. (2003). Seasonal snow cover on frozen ground: Energy balance calculations of a permafrost site near Ny - Ålesund, Spitsbergen. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 108(D2), ALT-4. doi: 10.1029/2001JD000939
- Bonnaventure, P. P., et Lewkowicz, A. G. (2010). Modelling climate change effects on the spatial distribution of mountain permafrost at three sites in northwest Canada. *Climatic change*, 105(1-2), 293-312. doi: 10.1007/s10584-010-9818-5
- Bonnaventure, P. P., et Lewkowicz, A. G. (2012). Scenario-based climate change modelling for a regional permafrost probability model of the southern Yukon and northern British Columbia, Canada. *The Cryosphere Discussions*, 6(5), 4517-4555. doi: 10.5194/tcd-6-4517-2012
- Bonnaventure, P. P., Lewkowicz, A. G., Kremer, M., et Sawada, M. C. (2012). A permafrost probability model for the southern Yukon and northern British Columbia, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(1), 52-68. doi: 10.1002/ppp.1733
- Bonnaventure, P. P., et Lamoureux, S. F. (2013). The active layer: A conceptual review of monitoring, modelling techniques and changes in a warming climate. *Progress in Physical Geography*, 37, 352–376, doi: 10.1177/0309133313478314

- Boudreau, F. (2002). La réserve écologique de Mont-Saint-Pierre, en Gaspésie. *Le Naturaliste Canadien*, 126, 78-82. Repéré à <http://www.provancher.qc.ca>
- Brown, R.J.E. (1970). *Permafrost in Canada*. University of Toronto Press, Toronto.
- Brown, J., Hinkel, K. M., et Nelson, F. E. (2000). The circumpolar active layer monitoring (CALM) program: Research designs and initial results. *Polar geography*, 24(3), 166-258. doi:10.1080/10889370009377698
- Brown, J., O. Ferrians, J. A. Heginbottom, et Melnikov, E. (2014). Circum-Arctic Map of Permafrost and Ground-Ice Conditions. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center.
- Brown, R. J. (1979). Permafrost distribution in the southern part of the discontinuous zone in Quebec and Labrador. *Géographie physique et Quaternaire*, 33(3-4), 279-289. doi : 10.7202/1000364ar
- Charbonneau, S. (2015). *Analyse stratigraphique du plateau du Mont Jacques-Cartier par l'utilisation d'un géoradar (GPR), Gaspésie, Québec* (Mémoire Honor inédit). Université de Montréal, Montréal.
- Cheng, G., et Wu, T. (2007). Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai - Tibet Plateau. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2), F02S03. doi: 10.1029/2006JF000631
- Cierco, F.X. (2007). *Etude des instationnésités du transport de la neige par le vent* (Thèse de doctorat inédite), Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Clark, G. M., et Schmidlin, T. W. (1992). Alpine periglacial landforms of eastern North America: a review. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(3), 225-230. doi: 10.1002/ppp.3430030309
- Daly, C. (1984). Snow distribution patterns in the alpine krummholz zone. *Progress in Physical Geography*, 8(2), 157-175. doi: 10.1177/030913338400800201
- Davesne, G. et Fortier, D. (2014, mars). *Factors controlling the ground surface temperature on Mt Jacques-Cartier and the recent evolution of its marginal alpine permafrost body (1268 m, Massif des Chic-Chocs, Québec)*. Affiche présentée au Annual ArcticNet Scientific Meeting - Arctic Change 2014, Ottawa, ON, Canada. doi: 10.13140/2.1.2172.3200
- David, P. P., et Lebuis, J. (1985). Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada. *Geological Society of America Special Papers*, 197, 85-110. doi: 10.1130/SPE197-p85
- Davies, M. C. R., Hamza, O. et Harris, C. (2001). The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 137-144. doi: 10.1002/ppp.378
- De Römer, H.S. (1977). Age and style of mesostructures in north-central Gaspé, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13(11), 1537-1544. doi : 10.1139/e76-159
- Delaloye, R. (2004) *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale* (Thèse de doctorat inédite). Université de Fribourg, Fribourg.

- Delaloye, R., et Lambiel, C. (2005). Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59(2), 194-203. <https://serval.unil.ch>
- Deline, P., Coviello, V., Cremonese, E., Gruber, S., Krautblatter, M., Jaillet, S., ... et Verleysdonk, S. (2009). L'Aiguille du Midi (massif du Mont Blanc): un site remarquable pour l'étude du permafrost des parois d'altitude. *Neige et glace de montagne: Reconstitution, dynamique, pratiques*, 135-146. doi: halsde-00399799
- Déry, S. J., et Yau, M. K. (2002). Large-scale mass balance effects of blowing snow and surface sublimation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, 107(D23), 8-17. doi: 10.1029/2001JD001251
- Diaz, H. F., et Bradley, R. S. (1997). Temperature variations during the last century at high elevation sites. *Climatic Change*, 36, 253-279. doi:10.1007/978-94-015-8905-5\_2
- Diaz, H. F., Grosjean, M., et Graumlich, L. (2003). Climate variability and change in high elevation regions: past, present and future. *Climate change*, 59(1-2), 1-4. doi: 10.1023/A:1024416227887
- Dominé, F., Cabanes, A., et Legagneux, L. (2002). Structure, microphysics, and surface area of the Arctic snowpack near Alert during the ALERT 2000 campaign. *Atmospheric Environment*, 36(15), 2753-2765. doi:10.1016/S1352-2310(02)00108-5
- Dominé, F., Albert, M., Huthwelker, T., Jacobi, H. W., Kokhanovsky, A. A., Lehning, M., Picard, G. et Simpson, W. R. (2008). Snow physics as relevant to snow photochemistry. *Atmospheric chemistry and physics*, 8(2), 171-208. doi:10.5194/acp-8-171-2008
- Dominé, F., Barrere, M., Sarrazin, D., et Morin, S. (2015). Automatic monitoring of the effective thermal conductivity of snow in a low Arctic shrub tundra. *The Cryosphere*, 9(2), 1633-1665. doi:10.5194/tcd-9-1633-2015
- Données numériques d'élévation du Canada (DNEC) [fichier d'ordinateur] (2000). Ressources naturelles Canada, Centre canadien de cartographie et d'observation de la Terre, Sherbrook. Repéré à <http://geogratis.gc.ca/api/fr/nrcan-rncan/ess-sst/3A537B2D-7058-FCED-8D0B-76452EC9D01F.html> (consulté le 15 janvier 2015).
- Environnement Canada (2015, mars). Données climatiques historiques, Banque nationales d'information et de données climatologiques. Repéré à [www.climat.meteo.gc.ca](http://www.climat.meteo.gc.ca).
- Essery, R., Li, L., et Pomeroy, J. (1999). A distributed model of blowing snow over complex terrain. *Hydrological processes*, 13(1415), 2423-2438. Repéré à [www.usask.ca](http://www.usask.ca)
- Etzelmüller, B. (2013). Recent advances in mountain permafrost research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2), 99-107. doi: 10.1002/ppp.1772
- Etzelmüller, B., Farbrót, H., Guðmundsson, Á., Humlum, O., Tveito, O. E. et Björnsson, H. (2007). The regional distribution of mountain permafrost in Iceland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(2), 185-199. doi: 10.1002/ppp.583

- Etzelmüller, B., et Frauenfelder, R. (2009). Factors controlling the distribution of mountain permafrost in the Northern Hemisphere and their influence on sediment transfer. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 41(1), 48-58. doi: 10.1657/1523-0430-41.1.48
- Farbrot, H., Etzelmüller, B., Schuler, T. V., Guðmundsson, Á., Eiken, T., Humlum, O. et Björnsson, H. (2007). Thermal characteristics and impact of climate change on mountain permafrost in Iceland. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3): F03S90. doi :10.1029/2006JF000541
- Farbrot, H., Hipp, T. F., Etzelmüller, B., Isaksen, K., Ødegård, R. S., Schuler, T. V. et Humlum, O. (2011). Air and ground temperature variations observed along elevation and continentality gradients in Southern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(4), 343-360. doi: 10.1002/ppp.733
- Farbrot, H., Isaksen, K., Etzelmüller, B. et Gislås, K. (2013). Ground thermal regime and permafrost distribution under a changing climate in northern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1), 20-38. doi: 10.1002/ppp.1763
- Fierz, C., Armstrong, R.L., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D.M., . . . Sokratov, S.A. (2009). *The International Classification for Seasonal Snow on the Ground*. IHP-VII Technical Documents in Hydrology N°83, IACS Contribution N°1, UNESCO-IHP, Paris.
- Fortier D., Gautier-Doucet, V. ; Higgins, K. ; Payette, F. et Verpaelst, M. (2014). *Conditions d'enneigement dans le parc national de la Gaspésie : étude de cas du sommet du Petit-Mont-Saint-Anne et du refuge des Mines Madeleine* (Rapport de terrain), Montréal, Québec : Université de Montréal.
- Fortin, G. et Pilote, J. L. (2008, Février). *Multidate Mapping Approach to Determine Alpine and Subalpine Vegetation Variations on Mount Jacques Cartier, Quebec, Eastern Canada (1973–2007)*. In Proceedings of the 6th International Cartographic Association Mountain Cartography Workshop on Mountain Mapping and Visualisation, Lenk, Switzerland. Repéré à <http://www.mountaincartography.org>
- Fortin, G. et Héту, B. (2013). Estimating winter trends in climatic variables in the Chic - Chocs Mountains, Canada (1970–2009). *International Journal of Climatology*, 34(10), 3078-3088. doi: 10.1002/joc.3895
- Fortin, G. et Héту, B. (2009). Les extrêmes météorologiques hivernaux et leurs influences sur la couverture neigeuse dans les monts Chic-Chocs, Gaspésie, Canada. *Geographia. Technica. Special issue*, 181-186. Repéré à <https://www.researchgate.net>
- Francou, B., Fabre, D., Pouyaud, B., Jomelli, V. et Arnaud, Y. (1999). Symptoms of degradation in a tropical rock glacier, Bolivian Andes. *Permafrost and Periglacial Processes*, 10 (1), 91-100. doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199901/03)10:1<91::AID-PPP304>3.0.CO;2-B
- French, H. M. (2013). *The Periglacial Environment* (3<sup>rd</sup> edition). Chichester, UK: Wiley, John Wiley & Sons.



- French, H. et Thorn, C. E. (2006). The changing nature of periglacial geomorphology. *Géomorphologie*, (3), 165-173. doi : 10.4000/geomorphologie.119
- French, H. M. et Bjornson, J. (2008). Mountain-top detritus and patterned ground in the Gaspésie Mountains, Québec, Canada. *Geographia Polonica*, 81(1), 29-40. Repéré à [www.geographiapolonica.pl](http://www.geographiapolonica.pl)
- Fukuda, M. et Sone, T. (1992). Some characteristics of alpine permafrost, Mt. Daisetsu, central Hokkaido, northern Japan. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 159-167. doi: 10.2307/521293
- Fukui, K. (2003, juillet). *Permafrost and surface movement of an active protalus rampart in the Kuranosuke Cirque, the northern Japanese Alps*. Proceeding of the 8th International conference on Permafrost, Zurich, Switzerland. doi: 10.5026/jgeography.111.4\_564
- Gagnon, R.,M. (1970). *Climat des Chic-Chocs*. Ministère des Richesses Naturelles, Service de la météorologie, Gouvernement du Québec, Québec, MP 36, pp. 103.
- Gisnås, K., Etzelmüller, B., Farbro, H., Schuler, T. V. et Westermann, S. (2013). CryoGRID 1.0: Permafrost distribution in Norway estimated by a spatial numerical model. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(1), 2-19. doi: 10.1002/ppp.1765
- Gisnås, K., Westermann, S., Schuler, T. V., Litherland, T., Isaksen, K., Boike, J. et Etzelmüller, B. (2014). A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover. *The Cryosphere*, 8(6), 2063-2074. doi:10.5194/tc-8-2063-2014
- Goodrich, L. E. (1982). The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian Geotechnical Journal*, 19(4), 421-432. doi:10.1139/t82-047
- Google™ Earth (28 mai 2013). mont Jacques-Cartier. 48.988°N;65.938 W. altitude 2.75 km. Digital Globe 2015. <http://www.earth.google.com> [20 février 2015].
- Gorbunov, A. P. (1978). Permafrost investigations in high-mountain regions. *Arctic and Alpine Research*, 10(2), 283-294. doi: 10.2307/1550761
- Grant, A. N., Pszeny, A. A. et Fischer, E. V. (2005). The 1935-2003 air temperature record from the summit of Mount Washington, New Hampshire. *Journal of Climate*, 18(21), 4445-4453. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3547.1>
- Gray, J.T. et Brown, R. J. E. (1979). Permafrost existence and distribution in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33(3-4), 299-316. doi : 10.7202/1000366ar
- Gray, J. T. et Brown, R. J. E (1982, mars). *The influence of terrain factors on the distribution of permafrost bodies in the Chic-Chos Mountains, Gaspésie, Quebec*. In Proceedings of the 4th Canadian Permafrost Conference, Calgary, Alberta. Repéré à <http://pubs.aina.ucalgary.ca>
- Gray J.T. et Baron-Lafrenière L (1987, juillet). *The summit plateau of Parc de la Gaspésie*, In Gray, JT. (ed.), *Quaternary processes and paleo-environments in the Gaspé Peninsula and the Lower St-*

- Lawrence valley*. XII INQUA Congress Field Excursion C-4, National Research Council of Canada, Ottawa.
- Gray, J.T., Godin, E., Masse, J. et Fortier, D. (2009). Trois décennies d'observation des fluctuations du régime thermique du pergélisol dans le parc national de la Gaspésie. *Le Naturaliste Canadien*, 133(3), 69-77. Repéré à [www.provancher.qc.ca](http://www.provancher.qc.ca)
- Gray, J.T., Davesne, G., Fortier, D., Godin, E. (2015). The thermal regime of alpine permafrost at the summit of Mont Jacques Cartier in the Gaspé Peninsula, Québec: a 37 year record of fluctuations showing an overall warming trend. *Permafrost and Periglacial Processes*. (Soumis et accepté pour publication)
- Grüber, S. (2005). *Mountain permafrost: Transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing* (Thèse de doctorat inedite). University of Zürich, Zürich.
- Grüber, S. (2012, juin). *A global view on permafrost in steep bedrock*. Tenth International Conference on Permafrost (TICOP), Salekhard, Russie. Repéré à [www.geo.uzh.ch](http://www.geo.uzh.ch)
- Grüber, S. et Hoelzle, M. (2001). Statistical modelling of mountain permafrost distribution: local calibration and incorporation of remotely sensed data. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 69-77. doi: 10.1002/ppp.374
- Grüber, S., Hoelzle, M. et Haerberli, W. (2004a). Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003. *Geophysical Research Letters*, 31(13). L13204. doi: 10.1029/2004GL020051
- Grüber, S., Hoelzle, M. et Haerberli, W. (2004b). Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(3): 299-307. doi: 10.1002/ppp.501
- Grüber, S. et Haerberli, W. (2007). Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2): F02S18. doi: 10.1029/2006JF000547
- Grüber, S. et Haerberli, W. (2009). Mountain Permafrost. In R. Margesin, *Permafrost Soils* (vol. 16). Berlin, Allemagne: Springer Science & Business Media.
- Grünewald, T., Schirmer, M., Mott, R. et Lehning, M. (2010). Spatial and temporal variability of snow depth and ablation rates in a small mountain catchment. *Cryosphere*, 4(2), 215-225. doi:10.5194/tc-4-215-2010
- Guodong, C. et Dramis, F. (1992). Distribution of mountain permafrost and climate. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 83-91. doi: 10.1002/ppp.3430030205
- Haerberli, W. (1973). Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde Glazialgeologie*, 9, 221-227.
- Haerberli, W. et Beniston, M. (1998). Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio*, 27(4), 258-265. Repéré à [www.jstor.org](http://www.jstor.org)

- Haeberli, W., Hoelzle, M., Käab, A., Keller, F., Vonder Mühl, D. et Wagner, S. (1998, juin). *Ten years after drilling through the permafrost of the active rock glacier Murtèl, Eastern Swiss Alps: answered questions and new perspectives*. In Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada. Repéré à <http://folk.uio.no>
- Haeberli, W., Hallet, B., Arenson, L., Elconin, R., Humlum, O., Käab, . . . Mühl, D. V. (2006). Permafrost creep and rock glacier dynamics. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17(3), 189-214. doi: 10.1002/ppp.561
- Haeberli, W. et Grüber, S. (2008, juillet). *Research challenges for permafrost in steep and cold terrain: an Alpine perspective*. In Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks, Alaska. Repéré à <http://research.iarc.uaf.edu>
- Haeberli, W. et Grüber, S. (2009). Global warming and mountain permafrost. Dans R. Margesin, *Permafrost Soils* (vol. 16). Berlin, Allemagne: Springer Science & Business Media.
- Haeberli, W., Noetzi, J., Arenson, L., Delaloye, R., Gärtner-Roer, I., Gruber, S., . . . Phillips, M. (2010). Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *Journal of Glaciology*, 56(200), 1043-1058. doi: <http://dx.doi.org/10.3189/002214311796406121>
- Harris, C., Mühl, D. V., Isaksen, K., Haeberli, W., Sollid, J. L., King, L., . . . Palacios, D. (2003). Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change*, 39(3), 215-225. doi:10.1016/j.gloplacha.2003.04.001
- Harris, C., Arenson, L. U., Christiansen, H. H., Etzelmüller, B., Frauenfelder, R., Gruber S., . . . Vonder Mühl, D. (2009). Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Reviews*, 92(3), 117-171. doi:10.1016/j.earscirev.2008.12.002
- Harris, S. A. (1981). Climatic relationships of permafrost zones in areas of low winter snow-cover. *Arctic*, 34, 64-70. doi: <http://dx.doi.org/10.14430/arctic2507>
- Harris, S. A. (1986). Permafrost distribution, zonation and stability along the eastern ranges of the Cordillera of North America. *Arctic*, 39(1), 29-38. doi: <http://dx.doi.org/10.14430/arctic2042>
- Harris, S. A. (1994). Climatic zonality of periglacial landforms in mountain areas. *Arctic*, 47(2), 184-192. doi: <http://dx.doi.org/10.14430/arctic1288>
- Harris, S. A. et Brown, R. J. E. (1978, juillet). *Plateau Mountain: a case study of alpine permafrost in the Canadian Rocky Mountains*. In Proceedings 3rd International Conference on Permafrost, National Research Council, Ottawa. Repéré à [www.researchgate.net](http://www.researchgate.net)
- Harris, S. A. et Brown, R. J. E. (1982, mars). *Permafrost distribution along the Rocky Mountain in Alberta*. In Proceedings of the 4th Canadian Permafrost Conference, Calgary, Alberta. Repéré à [www.pubs.aina.ucalgary.ca](http://www.pubs.aina.ucalgary.ca)
- Harris, S. A. et Corte, A. E. (1992). Interactions and relations between mountain permafrost, glaciers, snow and water. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3(2), 103-110. doi: 10.1002/ppp.3430030207

- Harris, S. A. et Pedersen, D. E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes*, 9(2), 107-120. doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199804/06)9:2<107::AID-PPP277>3.0.CO;2-G
- Hasler, A.; Grüber, S.; Font, M. et Dubois, A. (2011). Advective heat transport in frozen rock clefts: Conceptual model, laboratory experiments and numerical simulation. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22(4), 378-389. doi: 10.1002/ppp.737
- Hauck, C., Vieira, G., Gruber, S., Blanco, J. et Ramos, M. (2007). Geophysical identification of permafrost in Livingston Island, maritime Antarctica. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 112(F2), F02S19. doi: 10.1029/2006JF000544
- Héту, B. (1990). Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44(2), 199-215. doi : 10.7202/032818ar
- Héту, B. et Gray, J. T. (1985). Le modelé glaciaire du centre de la Gaspésie septentrionale, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39(1), 47-66. doi : 10.7202/032584ar
- Hinkel, K. M. et Nelson, F. E. (2003). Spatial and temporal patterns of active layer thickness at Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) sites in northern Alaska, 1995–2000. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 108(D2), 8168. doi: 10 - D1029/2001JD000927.
- Hotte M. (2011). *Cartographie géomorphologique haute définition du sommet du Mont Jacques- Cartier* (Mémoire honor inédit). Université de Montréal, Montréal.
- Huggel, C., Caplan-Auerbach, J., Gruber, S., Molnia, B. et Wessels, R. (2008, juillet). *The 2005 Mt. Steller, Alaska, rock-ice avalanche: A large slope failure in cold permafrost*. In Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks. doi: 10.5167/uzh-3097
- Huggel, C., Zraggen-Oswald, S., Haeberli, W., Kääb, A., Polkvoj, A., Galushkin, I. et 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 Science*, 5(2), 173-187. doi:10.5194/nhess-5-173-2005
- Hyndman, R. D., Jessop, A. M., Judge, A. S. et Rankin, D. S. (1979). Heat flow in the Maritime Provinces of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16(6), 1154-1165. doi: 10.1139/e79-102
- IPCC (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, pp. 151.
- Isaksen, K., Holmlund, P.; Sollid, J. L. et Harris, C. (2001). Three deep Alpine-permafrost boreholes in Svalbard and Scandinavia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12(1), 13-25. doi: 10.1002/ppp.380

- Isaksen, K., Sollid, J. L.; Holmlund, P. et Harris, C. (2007). Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F2), F02S04. doi: 10.1029/2006JF000522
- Ishikawa, M. (2003). Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52(1-2), 105-120. doi: 10.1016/S0169-555X(02)00251-9
- Ishikawa, M. et Hirakawa, K. (2000). Mountain permafrost distribution based on BTS measurements and DC resistivity soundings in the Daisetsu Mountains, Hokkaido, Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11(2), 109-123. doi: 10.1002/1099-1530(200004/06)11:2<109::AID-PPP343>3.0.CO;2-O
- Ishikawa, M. et Sawagaki, T. (2001). GIS-simulation of the spatial distribution of snow cover and observed ground temperatures in the Daisetsu Mountains, Japan. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 55(4), 212-218. doi: 10.1080/00291950152746540
- Ives, J. D. (1979). A proposed history of permafrost development in Labrador-Ungava. *Géographie physique et Quaternaire*, 33(3-4), 233-244. doi: 10.7202/1000360ar
- Janke, J. R. (2005). Modeling past and future alpine permafrost distribution in the Colorado Front Range. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(12), 1495-1508. doi: 10.1002/esp.1205
- Janke, J. R., Williams, M. W. et Evans, A. (2011). A comparison of permafrost prediction models along a section of Trail Ridge Road, Rocky Mountain National Park, Colorado, USA. *Geomorphology*, 138(1), 111-120. doi:10.1016/j.geomorph.2011.08.029
- Jorgenson, M. T., Romanovsky, V., Harden, J., Shur, Y., O'Donnell, J., Schuur, E. A. G., . . . Marchenko, S. (2010). Resilience and vulnerability of permafrost to climate change. *Canadian Journal of Forest Research*, 40, 1219-1236. doi :10.1139/X10-060
- Julián, A. et Chueca, J. (2007). Permafrost distribution from BTS measurements (Sierra de Telera, Central Pyrenees, Spain): assessing the importance of solar radiation in a mid - elevation shaded mountainous area. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(2), 137-149. doi: 10.1002/ppp.576
- Juliussen, H. et Humlum, O. (2007). Towards a TTOP ground temperature model for mountainous terrain in central - eastern Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(2), 161-184. doi: 10.1002/ppp.586
- Jumikis, A. R. (1977). *Thermal Geotechnics*. New Brunswick, USA: Rutgers University Press.
- Kääb, A., Chiarle, M., Raup, B. et Schneider, C. (2007). Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Global and Planetary Change*, 56(1), 7-9. Repéré à [www.folk.uio.no](http://www.folk.uio.no)
- Karunaratne, K. C. et Burn, C. R. (2003, juillet). *Freezing n-factors in discontinuous permafrost terrain, Takhini River, Yukon Territory, Canada*. In Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost. Zurich, University of Zurich-Irchel, Zurich. Repéré à [www.arlis.org](http://www.arlis.org)

- Kaser, G., Hardy, D. R., Mölg, T., Bradley, R. S. et Hyera, T. M. (2004). Modern glacier retreat on Kilimanjaro as evidence of climate change: observations and facts. *International journal of Climatology*, 24(3), 329-339. doi: 10.1002/joc.1008
- Lebuis, J. et David, P. P. (1977). La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 275-296. doi : 10.7202/1000278ar
- Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M. et Raderschall, N. (2008). Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. *Water Resources Research*, 44(7), W07404. doi: 10.1029/2007WR006545.
- Lewkowicz, A. G. et Ednie, M. (2004). Probability mapping of mountain permafrost using the BTS method, Wolf Creek, Yukon Territory, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(1), 67-80. doi: 10.1002/ppp.480
- Lewkowicz, A. G. and Bonnaventure, P. P. (2011). Equivalent Elevation: A New Method to Incorporate Variable Surface Lapse Rates into Mountain Permafrost Modelling. *Permafrost Periglacial Processes*, 22(2), 153–162. doi: 10.1002/ppp.720
- Lewkowicz, A. G., Bonnaventure, P. P., Smith, S. L. et Kuntz, Z. (2012). Spatial and thermal characteristics of mountain permafrost, northwest Canada. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 94(2), 195-213. doi: 10.1111/j.1468-0459.2012.00462.x
- Li, L. et Pomeroy, J. W. (1997). Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data. *Journal of Applied Meteorology*, 36(3), 205-213. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1997\)036<0205:EOTWSF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1997)036<0205:EOTWSF>2.0.CO;2)
- Ling, F. et Zhang, T. (2003). Impact of the timing and duration of seasonal snow cover on the active layer and permafrost in the Alaskan Arctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14(2), 141-150. doi: 10.1002/ppp.445
- Liston, G. E., Hachnel, R. B., Sturm, M., Hiemstra, C. A., Berezovskaya, S. et Tabler, R. D. (2007). Instruments and methods simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D. *Journal of Glaciology*, 53(181), 241-256. Repéré à <ftp.cira.colostate.edu>
- Luetschg, M., Lehning, M. et Haerberli, W. (2008). A sensitivity study of factors influencing warm/thin permafrost in the Swiss Alps. *Journal of Glaciology*, 54(187), 696-704. doi: <http://dx.doi.org/10.3189/002214308786570881>
- Mackay, J. R. et MacKay, D. K. (1974). Snow cover and ground temperatures, Garry Island, NWT. *Arctic*, 27(4), 287-296. doi: <http://dx.doi.org/10.14430/arctic2885>
- Magnin, F., Deline, P., Ravanel, L., Noetzli, J. et Pogliotti, P. (2014). Thermal characteristics of permafrost in the steep alpine rock walls of the Aiguille du Midi (Mont Blanc Massif, 3842 m asl). *The Cryosphere*, 9, 109-121. doi: 10.5194/tc-9-109-2015
- Marchenko, S. S., Gorbunov, A. P. et Romanovsky, V. E. (2007). Permafrost warming in the Tien Shan mountains, central Asia. *Global and Planetary Change*, 56(3), 311-327.

- Mazerolle, M. (2010). *Geomorphology and geotechnical properties of permafrost of Mont Jacques-Cartier, Southern Quebec, Canada* (Mémoire B.Sc. inédit). Université de Montréal, Montréal.
- Menne, M.J., Durre, I., Korzeniewski, B., McNeal, S., Thomas, K., Yin, X., Anthony, S., Ray R., Vose R.S., Gleason B.E. et Houston, T.G. (2012). Global Historical Climatology Network - Daily (GHCN-Daily), Version 3. [Mount Washington, GHCND:USW00014755]. NOAA National Climatic Data Center. [15 mars 2014]. doi: 10.7289/V5D21VHZ
- Ministère des Ressources naturelles et de la Faune du Québec (2004). Q04162 (060) [photographie aérienne analogique]. 1 : 15 000, infra-rouge, La Géomathèque, Québec.
- Morin, H. et Payette, S. (1988). Buried seed populations in the montane, subalpine, and alpine belts of Mont Jacques-Cartier, Quebec. *Canadian Journal of Botany*, 66(1), 101-107. doi :10.1139/b88-015
- Mosnier, A., Ouellet, J. P., Sirois, L. et Fournier, N. (2003). Habitat selection and home-range dynamics of the Gaspé caribou: a hierarchical analysis. *Canadian Journal of Zoology*, 81(7), 1174-1184. doi :10.1139/z03-065
- Mott, R., Schirmer, M., Bavay, M., Grünwald, T. et Lehning, M. (2010). Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow cover. *The Cryosphere*, 4(4), 545-559. doi:10.5194/tcd-4-865-2010
- Mutter, E. Z. et Phillips, M. (2012). Active layer characteristics at ten borehole sites in alpine permafrost terrain, Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23(2), 138-151. doi: 10.1002/ppp.1738
- Nicholson, F. H. et Granberg, H. B. (1973). Permafrost and snowcover relationships near Schefferville. *In Permafrost: North American Contribution to 2nd International Conference, National Academy of Science Press, Washington, D. C*, 151-158.
- Noetzli, J. (2008). *Modeling transient three-dimensional temperature fields in mountain permafrost* (Thèse de doctorat inédite). University of Zurich, Zurich.
- 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: Earth Surface* (2003–2012), 112(F2), F02S13. doi:10.1029/2006JF000545.
- Noetzli, J. et Gruber, S. (2009). Transient thermal effects in Alpine permafrost. *The Cryosphere*, 3(1), 85-99. doi:10.5194/tc-3-85-2009
- Nogués-Bravo, D., Araújo, M. B., Errea, M. P. et Martinez-Rica, J. P. (2007). Exposure of global mountain systems to climate warming during the 21st Century. *Global Environmental Change*, 17(3), 420-428. doi:10.1016/j.gloenvcha.2006.11.007
- Ohmura, A. (2012). Enhanced temperature variability in high-altitude climate change. *Theoretical and Applied Climatology*, 110(4), 499-508. doi:10.1007/s00704-012-0687-x

- Olejczyk, P. et Gray, J. T. (2007). The relative influence of Laurentide and local ice sheets during the last glacial maximum in the eastern Chic-Chocs Range, northern Gaspé Peninsula, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44(11), 1603-1625. doi:10.1139/E07-039
- Osterkamp, T. E. (2007). Characteristics of the recent warming of permafrost in Alaska. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* (2003–2012), 112(F2), F02S02. doi:10.1029/2006JF000578.
- Ouellet, J. P., Ferron, J. et Sirois, L. (1996). Space and habitat use by the threatened Gaspé caribou in southeastern Quebec. *Canadian Journal of Zoology*, 74(10), 1922-1933. doi:10.1139/z96-217
- Payette, S. et F. Boudreau (1984). Évolution postglaciaire des hauts sommets alpins et subalpins de la Gaspésie. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21(3): 319-335. doi:10.1139/e84-034
- Péwé, T. L. (1983). Alpine permafrost in the contiguous United States: a review. *Arctic and Alpine Research*, 145-156. doi: 10.2307/1550917
- Pissart, A. (1987). *Géomorphologie périglaciaire*. Liège, Belgique : Éditions du Laboratoire de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire de l'Université de Liège.
- Pogliotti, P. (2011). *Influence of Snow Cover on MAGST over Complex Morphologies in Mountain Permafrost Regions* (Thèse de doctorat inédite). Université de Turin, Turin.
- Pomeroy, J. W. (1991). Transport and sublimation of snow in wind-scoured alpine terrain. *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas. IAHS Publication*, (205), 131-140. Repéré à [www.usask.ca](http://www.usask.ca)
- Purves, R. S., Barton, J. S., Mackaness, W. A. et Sugden, D. E. (1998). The development of a rule-based spatial model of wind transport and deposition of snow. *Annals of Glaciology*, 26, 197-202. Repéré à [www.igsoc.org](http://www.igsoc.org)
- Putkonen, J. et Roe, G. (2003). Rain-on-snow events impact soil temperatures and affect ungulate survival. *Geophysical Research Letters*, 30(4), 1188. doi:10.1029/2002GL016326.
- Ramos, M. et Vieira, G. (2003, juillet). *Active layer and permafrost monitoring in Livingston Island, Antarctic. First results from 2000 to 2001*. In Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich. doi: <http://research.iarc.uaf.edu/>
- Ramos, M., Hasler, A., Vieira, G., Hauck, C. et Grüber, S. (2009). Drilling and installation of boreholes for permafrost thermal monitoring on Livingston Island in the maritime Antarctic. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(1), 57-64. doi: 10.1002/ppp.635
- Rangwala, I., Sinsky, E. et Miller, J. R. (2013). Amplified warming projections for high altitude regions of the northern hemisphere mid-latitudes from CMIP5 models. *Environmental Research Letters*, 8(2), 024040. doi:10.1088/1748-9326/8/2/024040
- Ravanel L. et Deline, P. (2008). La face ouest des Drus (massif du Mont-Blanc) : évolution de l'instabilité d'une paroi rocheuse dans la haute montagne alpine depuis la fin du Petit Age Glaciaire. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 4, 261-272. doi:10.4000/geomorphologie.7444



- Ravel, L. (2010). *Caractérisation, facteurs et dynamiques des écoulements rocheux dans les parois à permafrost du massif du Mont Blanc* (Thèse de doctorat inédite). Université de Savoie, Chambéry.
- Richard, P. J., Veillette, J. J., Larouche, A. C., Héту, B., Gray, J. T. et Gangloff, P. (1997). Chronologie de la déglaciation en Gaspésie: nouvelles données et implications. *Géographie physique et Quaternaire*, 51(2), 163-184. doi : 10.7202/033116ar
- Riseborough, D. et Smith, M. (1998, juin). *Exploring the limits of permafrost*. In proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada. Repéré à <http://research.iarc.uaf.edu/>
- Roche, Y. et Allard, M. (1996). L'enneigement et la dynamique du pergélisol : l'exemple du détroit de Manitousuk, Québec nordique. *Géographie physique et Quaternaire*, 50(3), 377-393. doi: 10.7202/033107ar
- Salzmann, N., Frei, C., Vidale, P. L. et Hoelzle, M. (2007). The application of Regional Climate Model output for the simulation of high-mountain permafrost scenarios. *Global and Planetary Change*, 56(1), 188-202. Repéré à [www.iac.ethz.ch/](http://www.iac.ethz.ch/)
- Sawada, Y., Ishikawa, M. et Ono, Y. (2003). Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology*, 52(1), 121-130. doi:10.1016/S0169-555X(02)00252-0
- Schoeneich, P., Bodin, X., Krysiecki, J.-M., Deline, P. et Ravel, L. (2010). *Permafrost in France* (Rapport PermaFRANCE Network), Grenoble, France: Université Joseph Fourier.
- Scott, P. A., Hansell, R. I. et Erickson, W. R. (1993). Influences of wind and snow on northern tree-line environments at Churchill, Manitoba, Canada. *Arctic*, 46(4), 316-323. doi: <http://dx.doi.org/10.14430/arctic1359>
- Serreze, M. C., Walsh, J. E., Chapin I, F. S., Osterkamp, T., Dyurgerov, M., Romanovsky, V., . . . Barry, R. G. (2000). Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change*, 46(1-2), 159-207. doi:10.1023/A:1005504031923
- Shur, Y. L. et Jorgenson, M. T. (2007). Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18(1), 7-19. doi: 10.1002/ppp.582
- Shur, Y., Hinkel, K. M. et Nelson, F. E. (2005). The transient layer: implications for geocryology and climate - change science. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(1), 5-17. doi: 10.1002/ppp.518
- Smith, M. W. et Riseborough, D. W. (1996). Permafrost monitoring and detection of climate change. *Permafrost and Periglacial Processes*, 7(4): 301-309. doi: 10.1002/(SICI)1099-1530(199610)7:4<301::AID-PPP231>3.0.CO;2-R

- Smith, M. W. et Riseborough, D. W. (2002). Climate and the limits of permafrost: a zonal analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(1), 1-15. doi: 10.1002/ppp.410
- Smith, S.L. et Burgess, M.M. (2002). A digital database of permafrost thickness in Canada, Geological Survey of Canada Open File 4173, 38 p. doi :10.4095/213043.
- Société Suisse de Géomorphologie (SGmG) (2009). Géomorphologie de la montagne [En ligne] Page consultée le 26 Avril 2014 : <http://www.unifr.ch>.
- Stephani, E., Fortier, D. et Shur, Y. (2010, juillet). *Applications of cryofacies approach to frozen ground engineering—case study of a road test site along the Alaska Highway (Beaver Creek, Yukon, Canada)*. In Proceedings of the Joint 63rd Canadian Geotechnical Conference & 6th Canadian Permafrost Conference, Calgary, Alberta, 476-483. Repéré à [pubs.aina.ucalgary.ca](http://pubs.aina.ucalgary.ca)
- Stieglitz, M., Déry, S. J., Romanovsky, V. E. et Osterkamp, T. E. (2003). The role of snow cover in the warming of arctic permafrost. *Geophysical Research Letters*, 30(13). 1721. doi:10.1029/2003GL017337.
- Stone, R. S., Dutton, E. G., Harris, J. M. et Longenecker, D. (2002). Earlier spring snowmelt in northern Alaska as an indicator of climate change. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 107(D10), 1-10. doi: 10.1029/2000JD000286
- Sturm, M., Holmgren, J. et Liston, G. E. (1995). A seasonal snow cover classification system for local to global applications. *Journal of Climate*, 8(5), 1261-1283. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2)
- Sturm, M., Holmgren, J., König, M. et Morris, K. (1997). The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology*, 43(143), 26-41. Repéré à [www.igsoc.org](http://www.igsoc.org)
- Sturm, M., Holmgren, J., McFadden, J. P., Liston, G. E., Chapin III, F. S. et Racine, C. H. (2001). Snow-shrub interactions in Arctic tundra: a hypothesis with climatic implications. *Journal of Climate*, 14(3), 336-344. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<0336:SSIIAT>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<0336:SSIIAT>2.0.CO;2)
- Tabler, R.D. (1975, avril). *Predicting profiles of snowdrifts in topographic catchments*. In Proceedings of the 43rd Annual Western Snow Conference Meeting, Coronado (California), 87-97. Repéré à <http://www.westernsnowconference.org>
- Uhlmann, B., Goyette, S. et Beniston, M. (2009). Sensitivity analysis of snow patterns in Swiss ski resorts to shifts in temperature, precipitation and humidity under conditions of climate change. *International Journal of Climatology*, 29(8), 1048-1055. doi: 10.1002/joc.1786
- U.S. Geological Survey (2014). Gaspésie, Capteur MSS Landsat 5 et capteur ETM Landsat 7 [image satellitaire, fichier d'ordinateur]. U.S. Geological Survey, Sioux Falls, SD; disponible sur <http://earthexplorer.usgs.gov> (consulté le 4 mars 2015).
- Vajda, A., Venalainen, A., Hanninen, P. et Sutinen, R. (2006). Effect of vegetation on snow cover at the northern timberline: a case study in Finnish Lapland. *Silva Fennica*, 40(2), 195. Repéré à [www.metla.fi](http://www.metla.fi)

- Van Everdingen, R. (ed. 1998). Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms. *Boulder, CO*: National Snow and Ice Data Center.
- Vieira, G., López-Martínez, J., Serrano, E., Ramos, M., Gruber, S., Hauck, C. et Blanco, J. J. (2008, juillet). *Geomorphological observations of permafrost and ground-ice degradation on Deception and Livingston Islands, Maritime Antarctica*. In Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks. doi: 10.5167/uzh-3320
- Villeneuve, G. (1968). Similitudes climatiques des massifs laurentien et gaspésien. *Cahiers de géographie du Québec*, 12(25), 49-66. doi : 10.7202/020786ar
- Walegur, M. T. et Nelson, F. E. (2003, juillet). *Permafrost distribution in the Appalachian Highlands, northeastern USA*. In Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich. Repéré à [research.iarc.uaf.edu](http://research.iarc.uaf.edu)
- Westermann, S., Boike, J., Langer, M., Schuler, T. V. et Eitzelmüller, B. (2011). Modeling the impact of wintertime rain events on the thermal regime of permafrost. *The Cryosphere*, 5, 1697-1736. doi: 10.5194/tcd-5-1697-2011
- Williams, P.J. et. Smith, M.W (1989). *The frozen Earth*. Cambridge, UK : Cambridge University Press.
- Yagouti, A., Boulet, G. et Vescovi, L. (2006). *Homogénéisation des séries de températures et analyse de la variabilité spatio-temporelle de ces séries au Québec méridional* (Rapport pour le Consortium Ouranos). Montréal, Canada : Ouranos.
- Yang, M., Nelson, F. E., Shiklomanov, N. I., Guo, D. et G. Wan (2010). Permafrost degradation and its environmental effects on the Tibetan Plateau: A review of recent research. *Earth-Science Reviews*, 103(1), 31-44. doi:10.1016/j.earscirev.2010.07.002
- Zhang, T. (2005). Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview. *Reviews of Geophysics*, 43(4), 23. doi: 10.1029/2004RG000157
- Zhang, T., Barry, R. G. et Haeberli, W. (2001). Numerical simulations of the influence of the seasonal snow cover on the occurrence of permafrost at high latitudes. *Norsk Geografisk Tidsskrift-Norwegian Journal of Geography*, 55(4), 261-266. doi:10.1080/00291950152746621
- Zhang, T., Barry, R. G., Knowles, K., Heginbottom, J. A. et Brown, J. (1999). Statistics and characteristics of permafrost and ground - ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 23(2), 132-154. doi:10.1080/10889370802175895
- Zhang, T., Barry, R. G., Knowles, K., Ling, F. et Armstrong, R. L. (2003, juillet). *Distribution of seasonally and perennially frozen ground in the Northern Hemisphere*. In Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich. Repéré à [www.arlis.org](http://www.arlis.org)
- Zhang, T., Osterkamp, T. E. et Stamnes, K. (1996). Influence of the depth hoar layer of the seasonal snow cover on the ground thermal regime. *Water Resources Research*, 32(7), 2075-2086. doi: 10.1029/96WR00996

Zhang, Y., Chen, W. et Riseborough, D. W (2008). Disequilibrium response of permafrost thaw to climate warming in Canada over 1850-2100. *Geophysical Research Letters*, 35(2), L02502. doi: 10.1029/2007GL032117

Zimmermann, C. (2000). *Analyse paléocéologique de la tourbière à pergélisol du mont du Lac des Cygnes (Charlevoix, Québec)* (Mémoire de M.Sc. inédit). Université Laval., Québec.

