



**HAL**  
open science

## Comportement d'un pergélisol expérimental soumis à un réchauffement

B. Hurault

► **To cite this version:**

B. Hurault. Comportement d'un pergélisol expérimental soumis à un réchauffement. Interfaces continentales, environnement. Université de Caen, 2011. Français. NNT: . tel-00919225

**HAL Id: tel-00919225**

**<https://theses.hal.science/tel-00919225>**

Submitted on 16 Dec 2013

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Thèse  
Présentée par

**M. Benoît HURALT**

en vue de l'obtention du

**Doctorat de l'Université de Caen Basse-Normandie**

**Spécialité : Enveloppes externes et Terre solide**

(Arrêté du 07 août 2006)

---

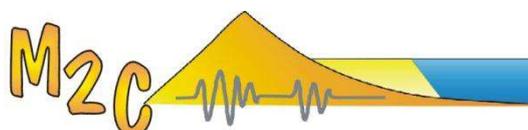
# **Comportement d'un pergélisol expérimental soumis à un réchauffement**

---

Devant le jury composé de :

<b>M. François Costard</b>	Directeur de recherche, Université Paris-Sud 11, Orsay (rapporteur)
<b>M. Pierre Antoine</b>	Directeur de recherche, Université Paris 1, Meudon (rapporteur)
<b>M. Alain Crave</b>	Chargé de recherche, Université de Rennes 1
<b>M. Emeric Védie</b>	Chargé d'études CETE Nord-Picardie
<b>Mme Marianne Font</b>	Maître de Conférence, Université de Caen Basse-Normandie
<b>M. Jean-Louis Lagarde</b>	Professeur, Université de Caen Basse-Normandie

Laboratoire de recherche : **UMR CNRS 6143 - Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C)**







---

**« La théorie, c'est quand on sait tout et que rien ne fonctionne.**

**La pratique, c'est quand tout fonctionne et que personne ne sait pourquoi.**

**Ici, nous avons réuni théorie et pratique : rien ne fonctionne et personne ne sait pourquoi. »**

**Albert Einstein**



---

# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>9</b>
0.1 Problématique	9
0.2 Méthodologie	10
0.3 Résultats attendus	11
0.4 Applications	11
<b>Partie 1</b>	<b>13</b>
<b>Réchauffement climatique &amp; domaine périglaciaire</b>	<b>13</b>
<b>Introduction</b>	<b>15</b>
<b>1 Le réchauffement climatique actuel</b>	<b>17</b>
1.1 Généralités	17
1.2 Applications aux hautes-latitudes	19
<b>2 Le domaine périglaciaire</b>	<b>23</b>
2.1 Domaine géographique	24
2.2 Caractéristiques des pergélisols	27
2.2.1 Régime thermique du pergélisol	31
2.2.2 La glace dans le pergélisol	32
2.2.3 Dégradation du pergélisol en lien avec le réchauffement climatique	33
2.2.4 Dégradation du pergélisol sans lien avec le réchauffement climatique	34
2.2.5 Quelques formes de reliefs associées au pergélisol	36
2.2.6 Méthodes d'études du pergélisol	39
3.2 Les processus thermokarstiques	40
3.2.1 Généralités	40
3.2.2 Développement du thermokarst	42
3.2.3 Les lacs thermokarstiques	43

<b>Partie 2</b>	<b>47</b>
<b>Expérimentation en chambre froide</b>	<b>47</b>
<b>Introduction</b>	<b>49</b>
<b>1 Dispositif expérimental</b>	<b>49</b>
1.1 Chambre froide	50
1.2 Dispositif de dégel	52
1.3 Capteurs utilisés	53
1.3.1 Mesure de la température ambiante	53
1.3.2 Mesure de l'hygrométrie ambiante	53
1.3.3 Mesure de la température dans les blocs de pergélisol	54
1.3.4 Asservissement de la température	56
<b>2 Protocole expérimental</b>	<b>59</b>
2.1 Les constituants des blocs de pergélisol	59
2.1.1 Limons de la plaine de Caen	60
2.1.2 Sables de Nemours	60
2.1.3 Assemblages de sédiments	61
2.1.4 Teneur en eau	62
2.1.5 Mesure de la capacité au champ	62
2.1.6 La glace	65
2.2 Préparation des blocs de pergélisol	65
2.3 Protocoles	68
2.3.1 Protocole général	68
2.3.1 a Température maximale en surface des émetteurs IR	71
2.3.1 b Évolution de la température dans des corps simples	73
2.3.1 c Répartition de la température en surface	76
2.3.1 d Dégel d'un bloc de pergélisol sur la totalité de son épaisseur	77
2.3.2 Protocoles particuliers	78
2.3.2 a Paramètres externes	78
2.3.2 b Paramètres internes	80
<b>3 Données</b>	<b>83</b>
3.1 Données de surface et de sub-surface	83
3.1.1 Acquisition des données	83
3.1.2 Évolution de la topographie	86
3.1.3 Volume affaissé	89
3.1.4 Évolution de la couche active	91
3.1.5 Volume de la couche active	93
3.2 Données de température	95
3.2.1 Température en fonction du temps et profils thermiques	95
3.2.2 Position du front de dégel	98
3.2.3 Vitesse de réchauffement	101
3.3 Étude de la structuration des blocs à la fin de l'expérimentation	103

<b>4</b>	<b>Interprétations</b>	<b>107</b>
4.1	Rôle de la lithologie	107
4.1.1	Lithologie 1 vs 2, 30 % de glace, dégel par IRx2 avec asservissement	108
4.1.2	Lithologie 1 vs 2, 50 % de glace, dégel par IRx2 avec asservissement	109
4.1.3	Lithologie 1 vs 2, 80 % de glace, dégel par IRx2 avec asservissement	110
4.2	Rôle de la teneur en glace	112
4.2.1	Teneur en glace 30 vs 50 vs 80 %, lithologie 1 (limons), dégel par IRx2 avec asservissement	112
4.2.2	Teneur en glace 30 vs 50 vs 80 %, lithologie 2 (sable), dégel par IRx2 avec asservissement	113
4.3	Influence d'une couche de glace massive	115
4.3.1	Cas 1	115
4.3.2	Cas 2	118
4.3.3	Cas 3	119
4.4	Rôle de la teneur initiale en eau	121
4.5	Rôle des apports d'eau en phase de dégel	123
4.6	Influence de la température de dégel	125
4.7	Influence du nombre de cycles de gel-dégel	127
4.8	Variations du front de dégel	128
4.8.1	Influence de la lithologie sur le front de dégel	128
4.8.2	Influence de la teneur en glace sur le front de dégel	131
4.8.3	Influence d'une couche de glace massive sur le front de dégel	136
4.8.4	Influence de la température de réchauffement sur le front de dégel	139
<b>5</b>	<b>Synthèse &amp; conclusion</b>	<b>143</b>
5.1	Influence de la température de dégel	145
5.2	Influence de la lithologie et de la teneur en glace du sédiment	146
5.3	Influence d'une couche de glace massive	147
5.4	Influence de la teneur initiale en eau	148
5.5	Rôle des apports d'eau en phase de dégel	148
5.6	Perspectives	150
5.6.1	Améliorations du protocole à prévoir	150
5.6.2	Nouvelles expériences à envisager	152
5.6.3	Impact de la dégradation des pergélisols sur la diffusion des gaz à effet de serre	154



# Introduction

---

## 0.1 Problématique

Ce travail a pour but d'apporter des données expérimentales pour aider à mieux contraindre l'impact du réchauffement climatique sur les pergélisols.

Sur les surfaces continentales périglaciaires, le réchauffement climatique actuellement mesuré accélère la déstabilisation thermique, hydrique et microbiologique des sols riches en carbone et plus généralement des reliefs périglaciaires. La dimension des surfaces concernées, en particulier aux hautes latitudes, l'incertitude sur le devenir du carbone piégé, l'impact sur les infrastructures ainsi que la méconnaissance des processus (dynamique thermique, réactions complexes de sols hétérométriques, facteurs impliqués dans l'érosion) font de ce domaine en pleine évolution un sujet d'étude majeur et avec des impacts sociétaux très forts.

Aujourd'hui, le pergélisol se maintient sur environ un quart des terres émergées de l'hémisphère nord (Zhang, et al., 2000). Dans ces régions, les conséquences du réchauffement climatique se ressentent avec une fonte des pergélisols de l'ordre de 0,1 m / an en surface et jusqu'à 0,09 m / an à leur base, (Osterkamp, 2007).

Les formes du relief et les systèmes géomorphologiques sont fortement influencés par les effets climatiques qui amplifient l'érosion continentale et la dégradation des reliefs (Kääb, et al., 2007). Les processus d'érosion périglaciaires semblent particulièrement efficaces (Matsuoka, 2001); (Font, et al., 2006). Leur impact se traduit par d'importants changements de structuration des sols liés à (i) des déstabilisations de la couche active (épaisseur de sol périodiquement dégelée) (Lewkowicz, et al., 2005); (Harris, et al., 2008), (ii) des coulées de débris (Font, et al., 2006) ; (Védie, 2008), (iii) des affaissements thermokarstiques (French, 2007). Ces processus de surface mettent à mal les infrastructures des régions sub-polaires.

Le réchauffement climatique global actuellement mesuré, amplifie aussi significativement les quantités d'eau, en raison, à la fois d'une augmentation de la couverture neigeuse mais aussi de la fonte du pergélisol (Yang, et al., 2009) ; (USARC, 2003) ; (IPCC, 2007b). L'abondance d'eau durant les fontes printanières favorise l'érosion des versants par des processus type détachements et glissements gravitaires et modifie le régime des cours d'eau (Yang, et al., 2009); (Ye, et al., 2009); (Jacques, et al., 2009). Il en résulte des transferts hydrologiques au sein des bassins versants, qui contrôlent les nombreux flux de matière (Frey, et al., 2009).

## 0.2 Méthodologie

La compréhension de l'évolution des surfaces continentales périglaciaires soumises à un réchauffement climatique passe par une meilleure connaissance du comportement du pergélisol et des processus mis en jeu.

La méthodologie utilisée dans cette étude est basée sur la modélisation physique en enceinte de gel qui permet d'identifier et paramétrer les processus d'évolution d'un pergélisol expérimental. La modélisation physique en conditions périglaciaires implique un équipement spécifique disponible dans l'UMR CNRS 6143 - M2C qui possède par ailleurs un savoir faire issu de plus de 30 ans d'analyse expérimentale du comportement des roches et des sols soumis à des cycles gel-dégel (Figure 1).



Figure 1 : A gauche, une vue du hall expérimental de l'UMR 6143 centré sur une chambre froide. A droite, dans une deuxième chambre froide, un modèle analogue d'un versant du Cotentin.

La modélisation physique en enceinte climatique présente plusieurs intérêts :

- les effets du réchauffement climatique sur les pergélisols sont difficilement quantifiables par la seule approche terrain. Un des intérêts des modèles est de s'affranchir des phases d'inactivité hivernale en "compressant" le temps. Un cycle de gel-dégel saisonnier annuel va ainsi être mené sur le pergélisol expérimental, au cours d'une alternance gel-dégel. Néanmoins, extrapoler et comprendre l'évolution de processus évoluant à de si faibles vitesses nécessite un nombre de cycles non négligeable impliquant des expériences sur une durée de plusieurs mois;
- en appliquant le même protocole sur plusieurs modèles, il est possible de faire varier un paramètre à la fois et de déterminer son impact propre sur l'évolution du pergélisol expérimental.

Le pergélisol expérimental est reconstitué en s'appuyant sur les données de terrain disponibles. La lithologie du matériau utilisé est un mélange de sable calibré de Nemours et de limons de la plaine de Caen aux caractéristiques physiques bien définies. Les teneurs en glace sont comprises entre 30 et 80 %, comme mesuré sur le terrain.

Cette expérimentation est un travail préliminaire qui vise à essayer de mieux comprendre le comportement d'un pergélisol soumis à un réchauffement climatique. Le modèle n'est pas à l'échelle 1 et les problèmes de dimensionnement ne sont pas pris en compte. Les résultats obtenus ne sont donc pas directement transposables au terrain.

---

### 0.3 Résultats attendus

Cette étude du comportement d'un pergélisol expérimental soumis à un réchauffement doit permettre de mieux connaître (i) l'évolution des morphologies de surface (affaissement), (ii) l'évolution thermique du pergélisol (suivi des fronts de gel et de dégel) et (iii) l'influence respective des différents paramètres étudiés (lithologie, teneur en eau et en glace, gradients thermiques) sur les évolutions thermiques et morphologiques.

Ce travail doit aussi contribuer à la mise au point de nouvelles techniques expérimentales en conditions extrêmes et à la constitution de bases de données relatives à la modélisation physique des sols en contexte périglaciaire.

---

### 0.4 Applications

Ces travaux préliminaires pourront être intégrés, à court terme, aux études en cours visant à caractériser les pergélisols à l'aide de l'imagerie interféro-polarimétrique SAR spatiale et de l'altimétrie radar (*F. Garestier, PNTS 2010-2012 « Caractérisation des pergélisols à l'aide de l'imagerie interféro-polarimétrique SAR spatiale et de l'altimétrie radar » UMR 5566 CNES / CNRS / IRD / LEGOS*).

Ils apporteront aussi des contraintes pour les études expérimentales en préparation relatives à l'impact de la dégradation des pergélisols sur la diffusion de méthane (CH<sub>4</sub>) et de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) dans l'atmosphère.



---

## Partie 1

# Réchauffement climatique & domaine périglaciaire



# Introduction

Le climat peut varier dans des limites de temps, et il est important de faire la distinction entre cette variabilité climatique et des changements majeurs vers une évolution climatique (Maunder, 2010). Les changements climatiques sont des modifications à long terme des moyennes météorologiques dans une région donnée ou au niveau mondial.

Le réchauffement climatique à venir devrait avoir un impact profond sur l'infrastructure et l'écologie des régions du Nord (Canada, Alaska, Sibérie), à la fois parce que le changement climatique devrait être renforcé dans les latitudes élevées par rapport au reste de la planète, mais surtout en raison de son effet sur le pergélisol. Le dégel du pergélisol se traduira par des changements dans l'hydrologie des bassins et les caractéristiques du ruissellement des rivières comme le changement des connexions entre les systèmes d'eau souterraine et de surface (Janowicz, 2008). Lorsque que le sol est riche en glace, sa dégradation se traduira par la formation de reliefs thermokarstiques. Les infrastructures ou les structures construites sur le pergélisol peuvent subir de graves dommages du fait de la perte de résistance du sous-sol. Sur les pentes rocheuses, la perte d'adhérence de la glace peut entraîner des éboulements fréquents. Des glissements superficiels de dépôts meubles peuvent également devenir plus fréquents sur les pentes et transférer des sédiments supplémentaires dans les cours d'eau.

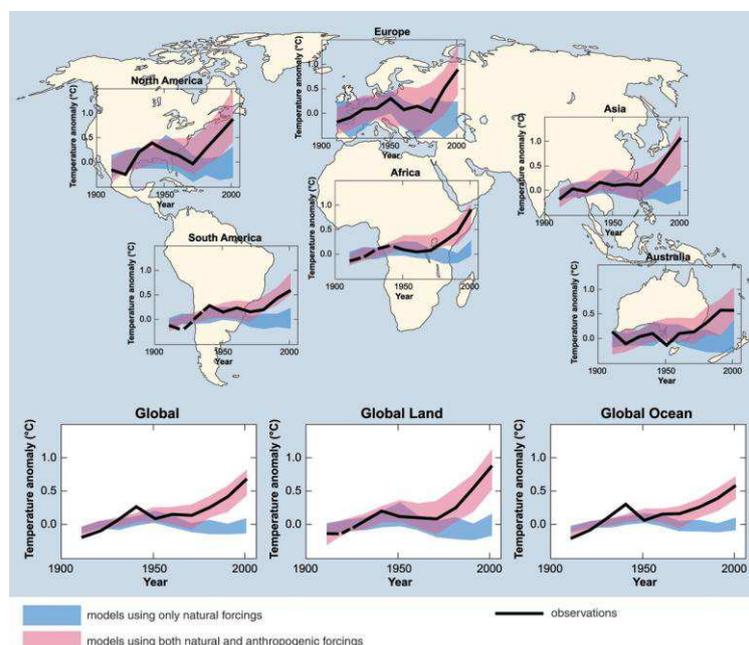


Figure 2 : Comparaison des variations constatées à l'échelle mondiale et continentale dans la température à la surface de la Terre à l'aide des résultats simulés par les modèles climatiques basés sur les forçages naturels et anthropiques. Les moyennes décennales des observations de 1906 à 2005 (ligne brisée noire) sont datées du milieu de chaque décennie, et le point zéro en ordonnée correspond chaque fois à la moyenne observée pendant la période 1901-1950. Les bandes bleues correspondent à l'amplitude située entre 5 et 95 % pour 19 simulations issues de 5 modèles climatiques qui ne sont basés que sur les forçages naturels provenant du soleil et de l'activité volcanique. Les bandes rouges représentent l'amplitude située entre 5 et 95 % pour 58 simulations issues de 14 modèles climatiques basés à la fois sur les facteurs de forçage naturels et anthropiques (IPCC, 2007b).



# 1 Le réchauffement climatique actuel

- 1.1 Généralités
- 1.2 Applications aux hautes latitudes

---

## 1.1 Généralités

Trois propriétés fondamentales caractérisent le climat d'une région (Maunder, 2010). Les propriétés thermiques comprennent les températures de l'air (Figure 2), du sol et de glace. Les propriétés cinétiques comprennent les vents et les courants océaniques, qui sont affectés par des mouvements verticaux et par les mouvements des masses d'air, l'humidité, la nébulosité, la teneur en eau des nuages, les eaux souterraines, les régions lacustres, et la teneur en eau de la neige sur la terre et la glace de mer. Enfin, les propriétés statiques sont la pression et la densité de l'atmosphère et des océans, la composition de l'air sec, la salinité des océans, ainsi que les limites géométriques et les constantes physiques du système. Ces trois types de propriétés sont reliés entre eux par divers procédés physiques, tels que les précipitations, l'évaporation, le rayonnement infrarouge, la convection, l'advection et la turbulence.

Le changement climatique comprend à la fois la variabilité naturelle et les changements d'origine anthropique. La variabilité naturelle depuis le dernier épisode glaciaire (Pléniglaciaire Weichsélien) montre une tendance au réchauffement progressif, indépendante de l'Homme, qui atteint son apogée autour de 6 000 ans au cours d'une période connue sous le nom d'Optimum Climatique Holocène (Sherwood, 2010). Dans cette variabilité naturelle des fluctuations considérables interviennent également sur des échelles allant de plusieurs décennies à plusieurs siècles, comme le refroidissement désigné sous le terme de petit âge glaciaire.

Bien que les changements climatiques à l'échelle des temps géologiques soient naturels, le réchauffement récent de la planète est probablement à forte composante anthropique selon le quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (IPCC, 2007b).

La température moyenne mondiale de l'air a augmenté d'environ 0,6 °C (Figure 3) au cours du 20<sup>ème</sup> siècle (Pan, 2010). Le réchauffement est plus marqué au niveau des hautes latitudes que dans les régions tropicales (Smith, 2010). Il a été également plus rapide au niveau des continents que dans le domaine océanique, et plus rapide dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère sud. Les hivers se réchauffent plus que les étés, tout comme les nuits par rapport aux jours. La gamme de température quotidienne a rétréci, précisément parce que les nuits se sont réchauffées plus que les jours. Les vagues de chaleur intense et les inondations de grande ampleur sont devenues plus fréquents dans les dernières décennies. Dans l'Atlantique Nord, il y a une nette augmentation du nombre et de l'intensité des tempêtes tropicales et d'ouragans majeurs.

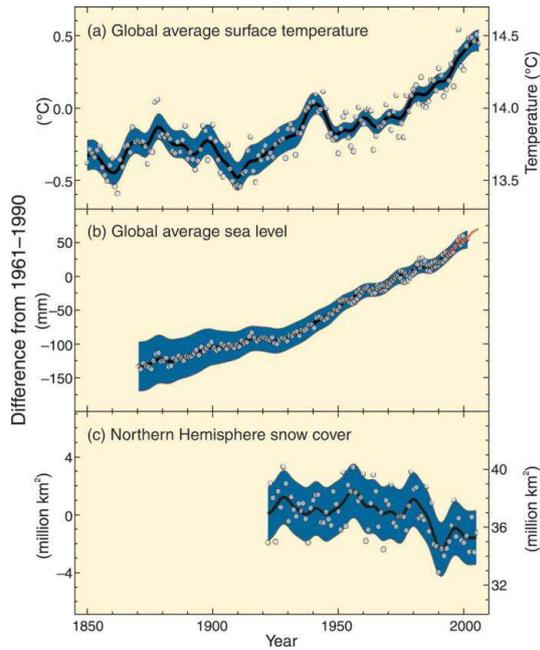


Figure 3 : Variations observées a) de la température moyenne à la surface du globe, b) du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, selon les données recueillies par les marégraphes (en bleu) et les satellites (en rouge), et c) de la couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord en mars-avril. Tous les écarts sont calculés par rapport aux moyennes pour la période 1961-1990. Les courbes lissées représentent les moyennes décennales, et les cercles correspondent aux valeurs annuelles. Les zones ombrées représentent les intervalles d'incertitude qui ont été estimés à partir d'une analyse poussée des incertitudes connues (a et b) et à partir des séries chronologiques (c) (IPCC, 2007b).

La plupart des modèles projettent (Figure 4) que le changement climatique va s'accélérer au cours du 21<sup>ème</sup> siècle et que la température moyenne du globe augmentera de 1,8 à 4,0 °C d'ici 2100 (Smith, 2010). Le réchauffement sera plus prononcé dans les régions polaires de l'hémisphère Nord et durant l'hiver en particulier. Les quantités de précipitations sont susceptibles d'augmenter dans les hautes latitudes et de diminuer dans la plupart des territoires sub-tropicaux. Les vagues de chaleur et les fortes précipitations verront très probablement leur fréquence augmenter. Avec le réchauffement des océans, les tempêtes tropicales seront plus intenses, avec des vents plus violents.

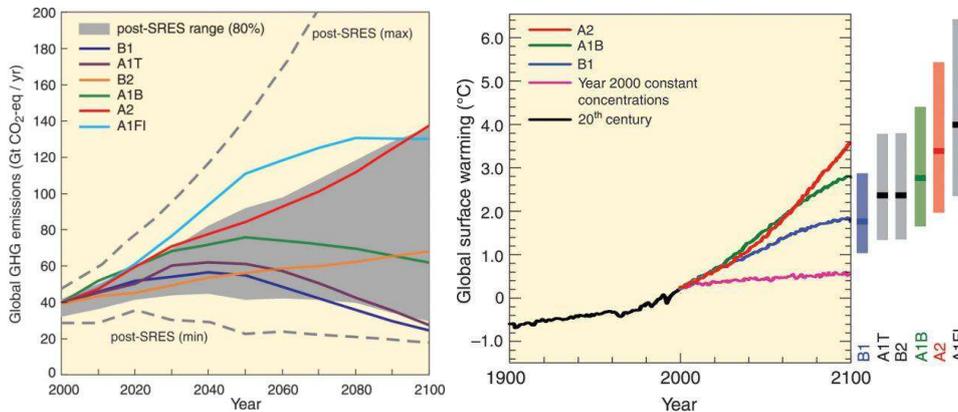


Figure 4 : A gauche, émissions mondiales de GES (en Gt équiv.-CO<sub>2</sub> par an) en l'absence de politiques climatiques additionnelles : six scénarios illustratifs de référence (SRES, lignes colorées) et intervalle au 80<sup>ème</sup> percentile des scénarios publiés après le SRES (post-SRES, partie ombrée). Les courbes en pointillé délimitent la plage complète des scénarios post-SRES. Les GES sont le CO<sub>2</sub>, le CH<sub>4</sub>, le N<sub>2</sub>O et les gaz fluorés. A droite, Les courbes en trait plein correspondent aux moyennes mondiales multi-modèles du réchauffement en surface (par rapport à la période 1980-1999) pour les scénarios A2, A1B et B1 du SRES, dans la continuité des simulations relatives au 20<sup>ème</sup> siècle. La courbe orange correspond au cas où les concentrations se maintiendraient aux niveaux de 2000. Les barres au milieu de la figure indiquent les valeurs les plus probables (zone foncée) et les fourchettes probables selon les six scénarios SRES de référence pour la période 2090-2099 par rapport à 1980-1999. Ces valeurs et ces fourchettes tiennent compte des projections établies à l'aide des modèles de la circulation générale couplés atmosphère-océan (MCGAO) ainsi que des résultats d'une hiérarchie de modèles indépendants et des contraintes liées à l'observation (IPCC, 2007b).

## 1.2 Applications aux hautes-latitudes

Le réchauffement climatique se fait sentir plus intensément aux hautes latitudes (Figure 5), en particulier dans l'Arctique (Johansen, 2010) ; (Salmon, 2010). La banquise arctique était deux fois moins épaisse en 2003 que 30 ans plus tôt.

C'est la chaleur du soleil qui aurait le plus contribué à la fonte record de la calotte glaciaire de l'Arctique. Les eaux relativement chaudes dans les Océans Arctique, Atlantique et Pacifique ont également été un facteur important, l'énergie de l'eau plus chaude retardant l'expansion de la glace en hiver. Les glaces de l'Arctique ont diminué d'environ 8 % par décennie dans le cadre de cette tendance. Les modèles prévoient que l'Arctique subisse le réchauffement le plus intense de la planète avec des températures moyennes annuelles en forte augmentation dans de nombreuses régions de l'Arctique, du nord de la Russie et de l'Amérique du Nord.

Près de 2590 km<sup>2</sup> de banquise se sont effondrés entre 1998 et 2000. L'Océan Arctique est entouré par le Canada, le Groenland, la Finlande, l'Islande, la Norvège, la Russie, la Suède et les États-Unis. La glace de mer est de moins en moins présente. La fonte des glaces dans l'Arctique s'est même accélérée en 2007, avançant de fait, la projection d'un été sans glace à 2020 (Johansen, 2010).

Les vastes étendues de glace dans l'Arctique et l'Antarctique ont l'albédo la plus grande, mais cette glace fond rapidement, en particulier dans l'Arctique. L'eau, qui est plus foncée que la glace absorbe plus de chaleur et comme la glace disparaît, il y a plus de surface océanique exposée pour absorber l'énergie solaire. L'eau se réchauffe donc à son tour et contribue à faire fondre la glace plus rapidement, créant ainsi une rétroaction positive (Smith, 2010).

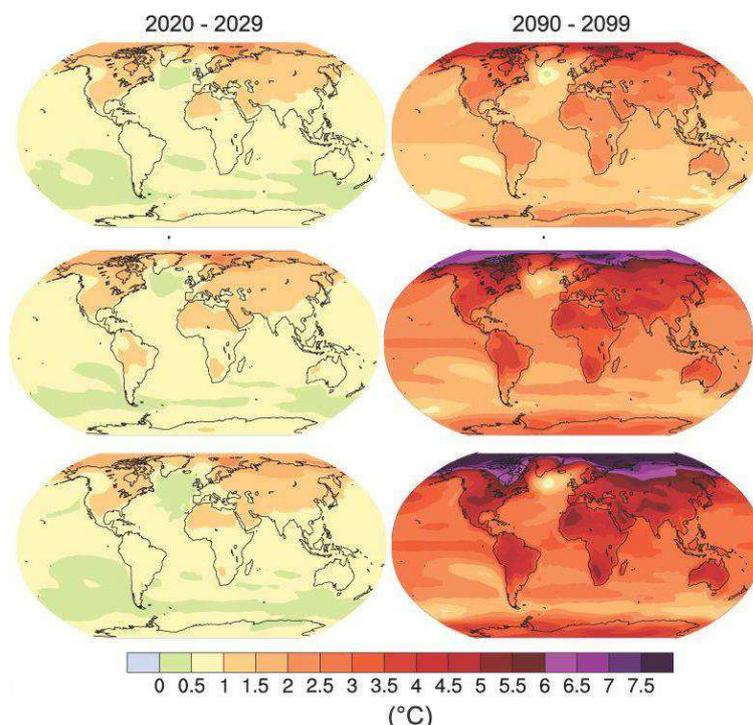


Figure 5 : Évolution projetée de la température en surface pour le début et la fin du 21<sup>ème</sup> siècle par rapport à la période 1980-1999, selon les projections moyennes obtenues à l'aide de plusieurs modèles MGCAO pour les scénarios A2 (en haut), A1B (au milieu) et B1 (en bas) du SRES, pour les décennies 2020-2029 (à gauche) et 2090-2099 (à droite) (IPCC, 2007b).

Au niveau continental, la déglaciation induit des processus d'écoulement d'eau de fonte, le développement de lacs d'eau de fonte, des flux d'eau plus abondant vers les océans, l'exposition du sol, et le rebond isostatique (King, 2010). Le caractère rapide de ce changement a entraîné des conditions de déséquilibre, comme des instabilités de pentes, des flux d'eau importants dans les rivières et les lacs qui peuvent se déverser de manière catastrophique. La déglaciation laisse derrière elle de profonds effets physiques du mouvement des glaces, comme les paysages modifiés par l'action érosive de la glace, des reliefs créés par les dépôts de sédiments libérés lors de la fonte, les lacs créés par les eaux de fonte... Les paysages qui en résultent ont généralement, au moins au début, un faible niveau de la végétation. Ce type de paysage a donc une plus grande capacité à retenir la chaleur rayonnée par le Soleil et donc contribue également au réchauffement atmosphérique. De même, la fonte du pergélisol en été provoque l'injection supplémentaire dans l'atmosphère de dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) et de méthane (CH<sub>4</sub>).

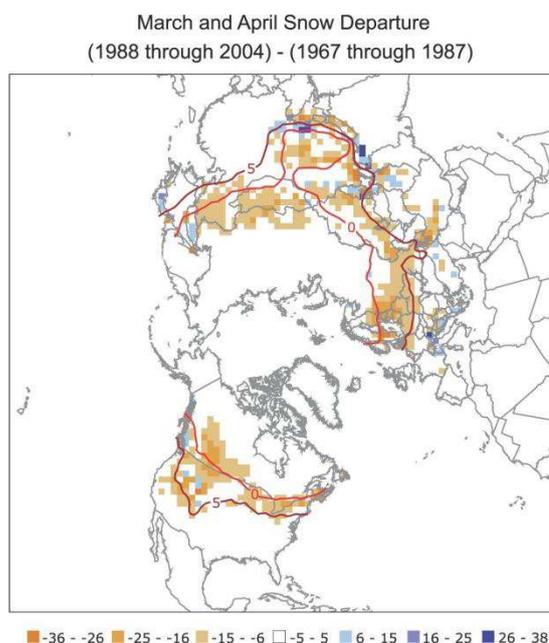
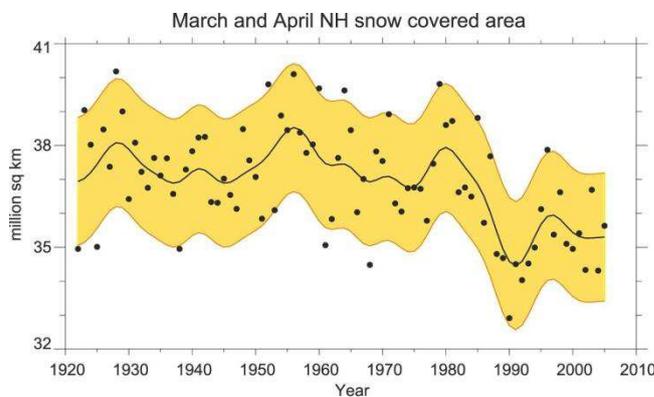


Figure 6 : (en haut) Étendue enneigée pendant la période avril-mars dans l'hémisphère nord à parti d'index de couverture nuageuse à une station (avant 1972) et de données satellites (pendant et après 1972). La courbe lisse montre des variations à l'échelle de la décennie avec une marge de données de 5 à 9 % ombrée en jaune. (En bas) Différences de la distribution de la couverture nuageuse d'avril-mars entre l'ère satellite précoce (1967-1987) et récente (1988-2004) (exprimées en % de couverture). La couleur rouille présente les secteurs d'exposition où la couverture neigeuse a diminué. Les courbes rouges montrent les isothermes à 0 et 5 °C moyennées pour avril-mars 1967 à 2004, à partir des données de la version 2 (CRUTEM2v) de l'Unité de Recherche Climatique (CRU) basées sur un réseau de mesures de température à la surface. La plus grande diminution suit généralement les isothermes à 0 et 5 °C, reflétant les rétroactions fortes entre la neige et la température (IPCC, 2007a).

Pour résumer, pour ce qui est relatif à la neige, la glace et au pergélisol, l'IPCC (2007a), (2007b) a établi les faits suivants :

- La quantité de glace sur la Terre diminue. Les glaciers de montagne ont massivement reculé depuis la fin du 19<sup>ème</sup> siècle. La perte de masse des glaciers et de l'inlandsis groenlandais s'accélère.
- La couverture neigeuse de l'hémisphère Nord a diminué (Figure 6). La durée saisonnière du gel des lacs et des rivières a diminué au cours des 150 dernières années.
- Depuis 1978, l'étendue annuelle moyenne des glaces de mer dans l'Arctique rétrécit, de même que l'étendue minimum de la glace arctique en période estivale. Durant les années 1990, la glace a commencé à s'amincir dans la péninsule Antarctique.
- En Arctique, la température de la couche supérieure du pergélisol a gagné jusqu'à 3 °C depuis les années 1980. L'étendue maximum du pergélisol a diminué d'environ 7 % dans l'hémisphère Nord depuis 1900, tandis qu'en Eurasie sa profondeur maximum a diminué d'environ 0,3 m depuis le milieu du 20<sup>ème</sup> siècle.

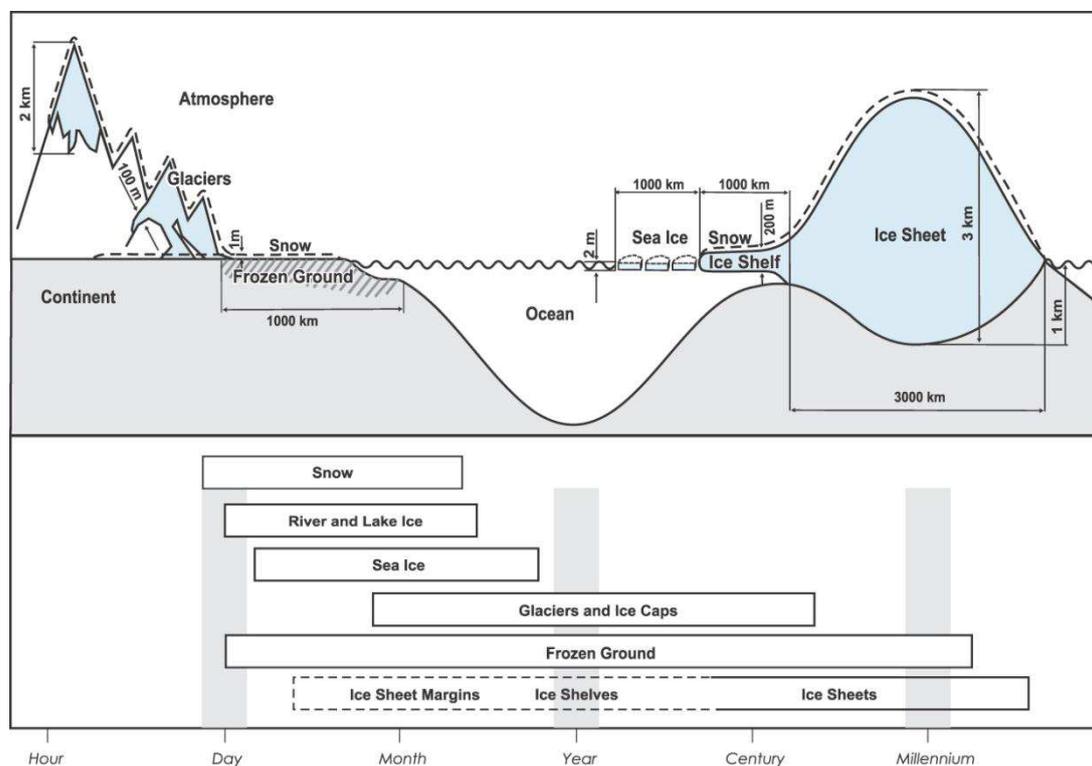


Figure 7 : Composantes de la cryosphère et leur échelle de temps (IPCC, 2007a).



## 2 Le domaine périglaciaire

Le domaine périglaciaire fait partie de la cryosphère (du grec Kryo, qui signifie "froid", Figure 7). Elle fait référence aux régions de la surface terrestre où les températures sont suffisamment basses pour que l'eau soit gelée, sous la forme soit de neige soit de glace (Dewey, 2010). Ces conditions de gel peuvent être saisonnières ou peuvent durer des années ou se mesurer à l'échelle des temps géologiques. La cryosphère englobe des terrains couverts de neige en hiver, des lacs d'eau douce et des systèmes fluviaux qui vont geler et dégeler en fonction des variations saisonnières, également les glaciers et le pergélisol. Les zones géographiques associées à la cryosphère sont en particulier les zones polaires, mais on retrouve aussi des surfaces gelées dans les régions de haute latitude (surtout dans l'hémisphère Nord) et de haute altitude dans les deux hémisphères.

L'intérêt pour la cryosphère a considérablement augmenté au cours des dernières décennies. Les climatologues ont pu voir cet environnement gelé comme le premier indicateur de la hausse des températures mondiales. La diminution de la couverture de neige et de glace aux pôles est spectaculaire. La surface brillante de la neige et la glace de la cryosphère contribue significativement à l'albédo de la Terre. Comme cette protection s'amoinde, la Terre absorbe plus d'énergie solaire et il en résulte une augmentation de la température moyenne de l'air.

La tendance au réchauffement planétaire a des répercussions importantes sur ces zones gelées et englacées. Le niveau de l'océan global a augmenté au cours des deux dernières décennies de 7,5 à 10 centimètres, mais la perte de glace importante au niveau de l'Antarctique pourrait élever beaucoup plus le niveau des océans au cours du prochain siècle.

Le dégel du pergélisol (Grosse, et al., 2010) pourrait avoir un impact encore plus grand si les grands volumes de matière organique, piégée et décomposée sous forme de CO<sub>2</sub> et de CH<sub>4</sub> se retrouvaient libérés dans l'atmosphère et influençaient davantage encore l'élévation globale de la température de l'air.

Le terme « périglaciaire » désigne par définition les conditions, les processus et les formes du relief associés au froid mais dans des environnements non-glaciaires (van Everdingen, 1998 (revised 2005)). Cette appellation est proposée au début du 20<sup>ème</sup> siècle par Von Lozinski en 1909 pour décrire l'action climatique du gel dans les Monts Carpates d'Europe centrale. L'utilisation moderne se réfère à un plus large éventail de conditions climatiques froides, indépendamment de leur proximité d'un glacier, dans l'espace ou dans le temps. Beaucoup d'environnements périglaciaires, mais pas tous, possèdent un pergélisol. En revanche, tous sont dominés par les processus d'action du gel (Dylik, 1964) ; (French, 2007) ; (Washburn, 1980). La notion d'environnements para-glaciaires a été énoncée dans les années 1970 par Church et Ryder pour définir des processus non-glaciaires mais directement conditionnés par la proximité d'un glacier (Ballantyne, 2002) ; (Ballantyne, 2007) ; (Mercier, 2008).

La notion de périglaciaire est étroitement liée aux processus d'érosion et à la dynamique des formes de surface associées. Les environnements périglaciaires sont principalement caractérisés par une alternance de cycles gel-dégel (French, 2007) et la présence d'un sol continuellement gelé. Les processus qui y sont associés sont notamment la formation de glace de ségrégation, la formation d'un pergélisol, le développement de cryostructures, la fissuration thermique et la croissance de monticules de gel (French, 2007).

- 2.1      Domaine géographique
- 2.2      Caractéristiques des pergélisols
- 2.3      Les processus thermokarstiques

---

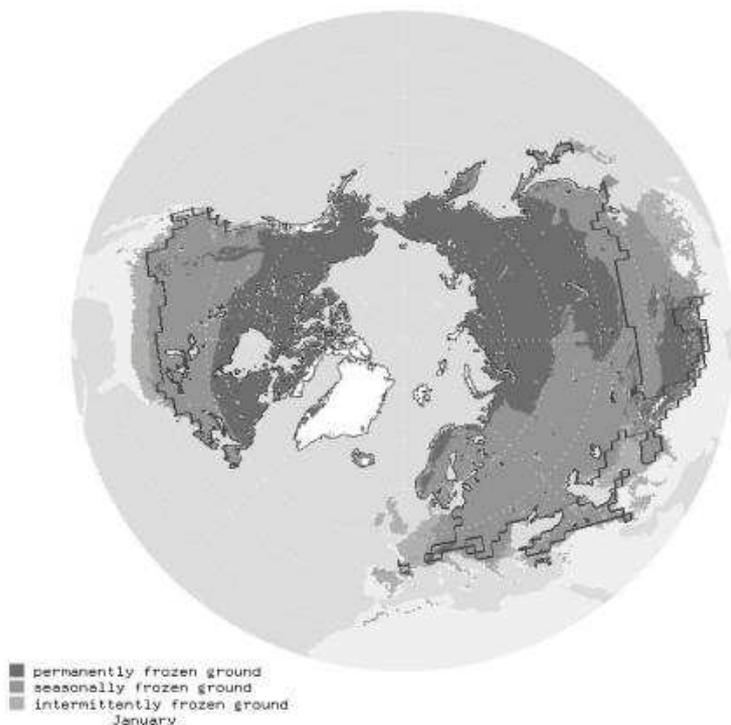
## 2.1      Domaine géographique

L'étendue de domaine périglaciaire est basée sur l'association spatiale de formes de terrains et de valeurs climatiques seuils. Le domaine périglaciaire tel que l'a identifié Walery Lozinski était un type spécifique et limité d'environnement périglaciaire et pas nécessairement typique de la grande majorité des environnements périglaciaires actuels (French, 2000). Le domaine périglaciaire actuel s'étend dans les zones de toundra des hautes latitudes des deux hémisphères, notamment aux Malouines pour l'hémisphère sud (André, et al., 2008) mais également au sud de la limite forestière (*tree-line*) dans les forêts boréales. Il comprend aussi les zones de haute altitude, qui existent dans de nombreuses chaînes de montagnes du monde, le plus grand étant le plateau tibétain (French, 2007). Le pergélisol s'étend de 26°N dans l'Himalaya à 84°N dans le nord du Groenland. Environ 70 % du pergélisol est distribué entre 45 et 67°N. Environ 62 % du pergélisol de l'hémisphère nord se situe en dessous de 500 m d'altitude et environ 10 % seulement se trouve au dessus de 3 000 m (Zhang, et al., 2008).

Il faut cependant noter qu'il n'y a pas de corrélation exacte entre l'étendue spatiale des zones de gel intense et des zones de pergélisol. En moyenne, l'étendue maximale de la surface du sol gelée de manière saisonnière est d'approximativement  $48,12 \times 10^6 \text{ km}^2$  (Zhang, et al., 2003). Par ailleurs, l'existence de reliques de pergélisol rend complexe toute délimitation d'un environnement périglaciaire. En pratique, le pergélisol relique de Sibérie et d'Amérique du Nord étend le domaine périglaciaire au-delà de sa limite normale. En outre, le réchauffement climatique tend à faire disparaître ces reliques de pergélisol. Des études sur des tourbières localisées dans l'ouest canadien (Alberta) montrent que le pergélisol a reculé sa frontière sud en moyenne de 39 km et au maximum de près de 200 km (Beilman, et al., 2001).

Le domaine périglaciaire actuel couvrirait environ 25 % des terres émergées de la Terre et abriterait environ neuf millions de personnes, principalement dans le nord de la Russie et en Eurasie (French, 2007). Il s'étend sur plusieurs millions de kilomètres carrés en Amérique du Nord seulement (Black, 1976). Il faut prendre en compte les régions où les processus de gel dominant, et celle où l'ensemble ou une partie importante du paysage est le résultat de ces processus.

Zhang, et al., (2000) estiment la superficie mondiale du domaine périglaciaire à environ  $22,79 \times 10^6 \text{ km}^2$ , soit 23,9 % de la surface terrestre (Figure 8). Ils affirment cependant, que le pergélisol peut ne pas être présent partout dans cette surface. Ils présentent une estimation qui indique que la superficie « réelle » du pergélisol est plus petite, allant de 12,8 à 17,8 % de la superficie des terres émergées. Ils ont également estimé le volume de glace présent dans le sol comme variant d'environ  $10,80$  à  $35,46 \times 10^3 \text{ km}^3$  ce qui représente de 2,7 à 8,8 cm du niveau des mers équivalent.



*Figure 8 : Étendue maximale moyenne du sol gelé de manière saisonnière et intermittente (1950-1996), et étendue maximale moyenne de la zone enneigée (ligne continue, 1972-1995) dans l'hémisphère nord (Zhang, et al., 2003).*

Durant les périodes froides du Pléistocène, de vastes zones tempérées de moyennes latitudes tempérées, ont pu connaître des conditions périglaciaires. Un pergélisol se serait formé et selon toute probabilité, 20 à 25 % supplémentaire de la surface terrestre aurait connu l'action du gel et la présence d'un pergélisol à un certain moment dans le passé. La découverte dans une séquence de lœss à Nussloch (Allemagne) d'une structure thermokarstique bien conservée fournit des preuves de cette présence à des latitudes moins élevées (Antoine, et al., 2011). Ces éléments soulignent l'importance des modèles périglaciaires comme marqueurs paléogéographiques. De même, des formes cryogéniques identifiées en Aquitaine (France) montrent que cette région de France a vraisemblablement été affectée par le développement d'un pergélisol au cours de deux épisodes climatiques distincts. Cependant, le type de ces pergélisols ne peut être défini avec une totale certitude (Texier, et al., 1993). Van Vliet-Lanoë (1989) propose également sur la base de données pédologiques une séquence paléoclimatique et une carte des extensions successives du pergélisol pour le nord de la France et la Belgique (Figure 9).

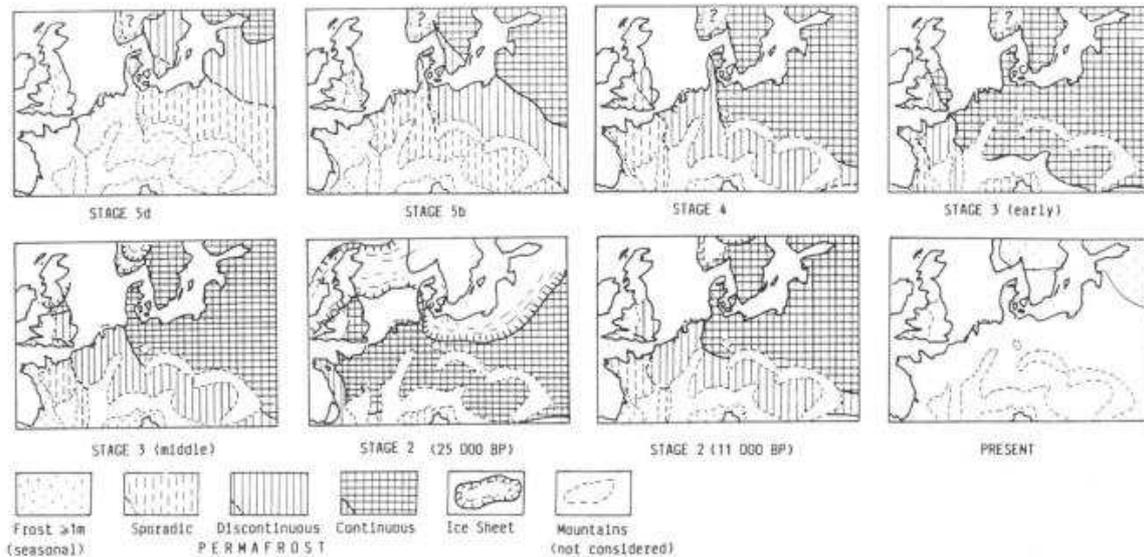


Figure 9 : Tendances de l'extension du pergélisol durant le Weichsélien sur la base de données pédologiques (Van Vliet-Lanoë, 1989).

Le domaine périglaciaire n'est pas restreint uniquement à la Terre. La planète Mars est définie dès les années 1970 comme une planète au climat périglaciaire aride. La température martienne varie de  $-100\text{ }^{\circ}\text{C}$  à  $+23\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Forget, et al., 2006), la température moyenne à la surface de Mars est de  $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Aux latitudes boréales supérieures à  $25\text{-}30^{\circ}$ , cette température reste négative tout au long de l'année (Costard, 1990).

Du fait de la faible épaisseur de l'atmosphère martienne, il n'existe pas de dépôts stables de glace à la surface excepté dans les régions polaires. Le pergélisol martien est décrit comme totalement desséché à proximité de la surface (Costard, 1990). Le toit du pergélisol de Mars pourrait se trouver à environ 300 à 1000 m de profondeur en fonction de la latitude (Forget, et al., 2006). Son épaisseur à l'équateur est estimée entre 1 et 3 km et entre 3 et 7 km à des latitudes plus élevées (Figure 10).

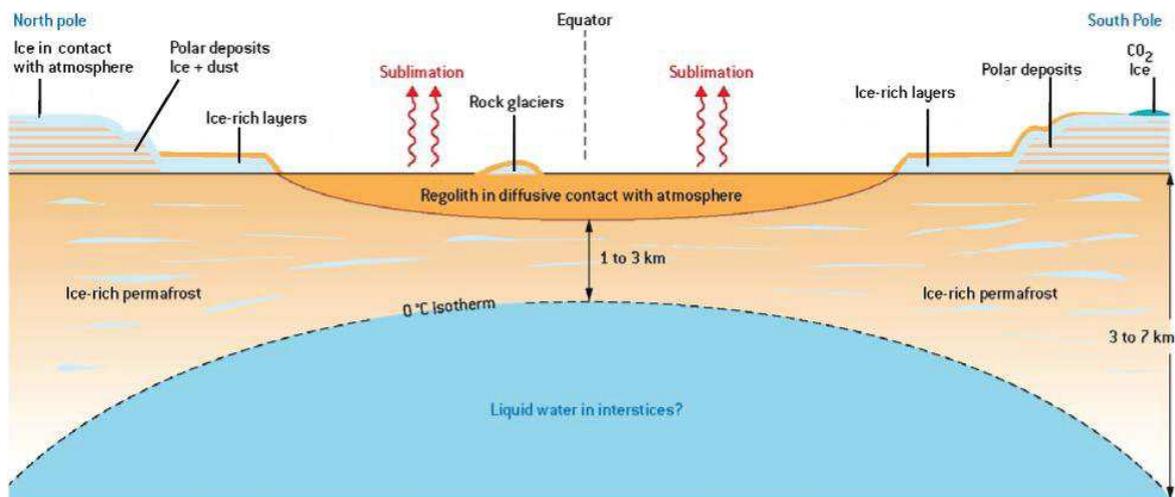


Figure 10 : Coupe schématique représentant le domaine périglaciaire martien (Forget, et al., 2006).

Les premières images de la sonde Viking permet de décrire des morphologies typiques des environnements périglaciaires : tabliers d'éboulis, avalanches de débris, flux de glaciers ou des glaciers rocheux, crêtes évoquant des moraines, différents types de sol à motifs, des escarpements festonnés et des terrains chaotiques effondrés qui pourraient être attribués à des processus thermokarstiques (Lucchitta, 1981).

## 2.2 Caractéristiques des pergélisols

Le pergélisol (*permafrost* en anglais) est par définition un sol qui reste gelé pendant au moins deux années consécutives (van Everdingen, 1998 (revised 2005)). Il peut être composé d'un sol et / ou de roches et inclure de la glace massive ainsi que de la matière organique (Figure 11). Le pergélisol forme une couche d'épaisseur variable, de quelques centimètres à plusieurs milliers de mètres d'épaisseur : 1 500 m en Sibérie, 600 m environ au Canada (Burn, 2007a). La zone se situant au-dessus du pergélisol est nommée couche active (Figure 11). Elle est définie comme la couche du sol qui est sujette au gel et au dégel annuel dans les zones soutenues par un pergélisol (van Everdingen, 1998 (revised 2005)).

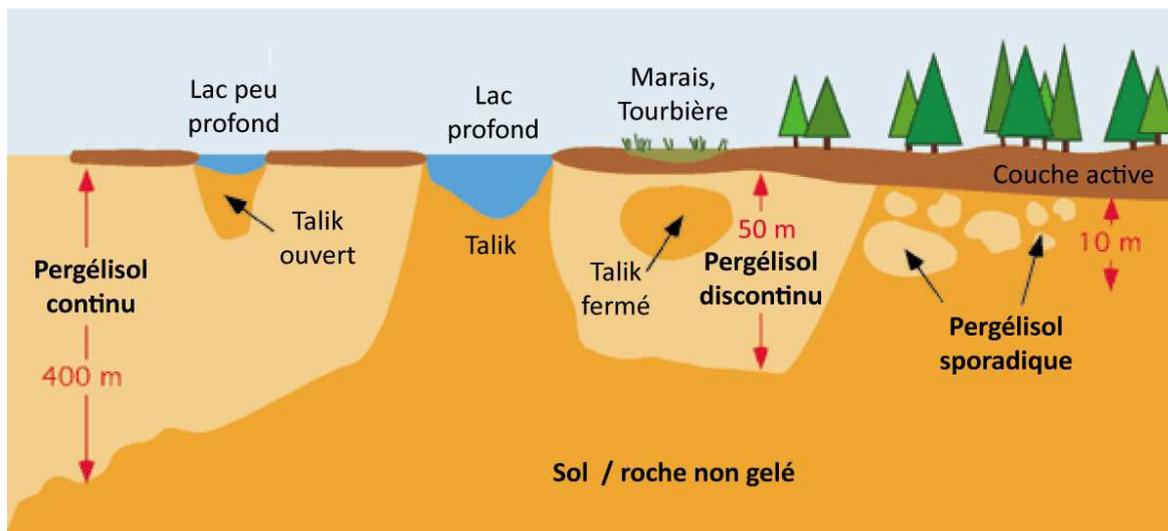


Figure 11 : Schéma représentatif des différents éléments d'un pergélisol.

Le pergélisol est en équilibre dynamique avec le climat. À l'échelle continentale, les deux variables les plus importantes qui régissent le pergélisol sont la température de l'air et de l'épaisseur de neige en hiver. En conséquence, le pergélisol se trouve à des latitudes et à des altitudes relativement élevées (Burn, 2007a) ; (French, 2007). Il est très répandu en Alaska, dans le grand-nord canadien et dans la partie orientale de la Russie.

Actuellement, le pergélisol recouvre un peu moins de 25 % des terres émergées, il est installé sur environ 80 % de l'Alaska, 50 % du Canada et 48 % de l'Eurasie. La distribution du pergélisol à l'échelle globale est cartographiée en fonction de son étendue sous la surface terrestre. Un pergélisol continu est défini comme couvrant de 90 à 100 % de la région. Un pergélisol discontinu couvre entre 90 et 50 % de la région. De 50 à 10 % le pergélisol est dit sporadique et isolé lorsque sa présence est inférieure à 10 % de la surface recouverte (Figure 13). La distribution du pergélisol est fondamentalement fonction du climat, mais peut être modifiée par les caractéristiques de surface. La limite entre pergélisol discontinu et continu suit la ligne des arbres qui délimite la toundra forestière de la toundra arctique arbustive. Du fait du réchauffement climatique, la partie méridionale des zones à pergélisols tend à migrer vers des latitudes plus élevée et donc à faire évoluer des régions à pergélisol sporadique en régions sans pergélisol et des régions à pergélisol discontinu évolueront en régions à pergélisol sporadique (Pissart, 2005). Également, ces limites entre types de pergélisols peuvent être associées à des isothermes correspondant à une latitude et une altitude (Figure 12).

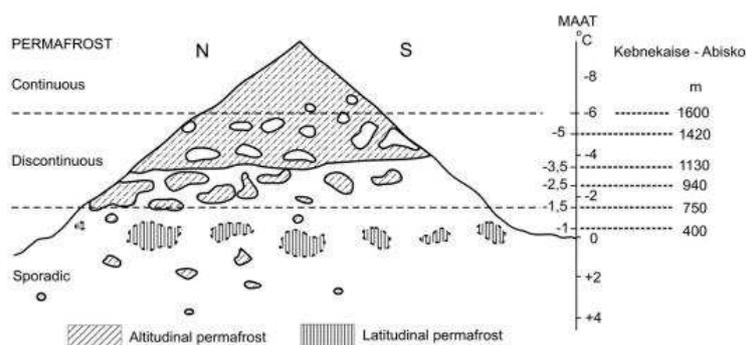


Figure 12 : Représentation schématique des zones de pergélisol en fonction de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) (Dobinski, 2011).

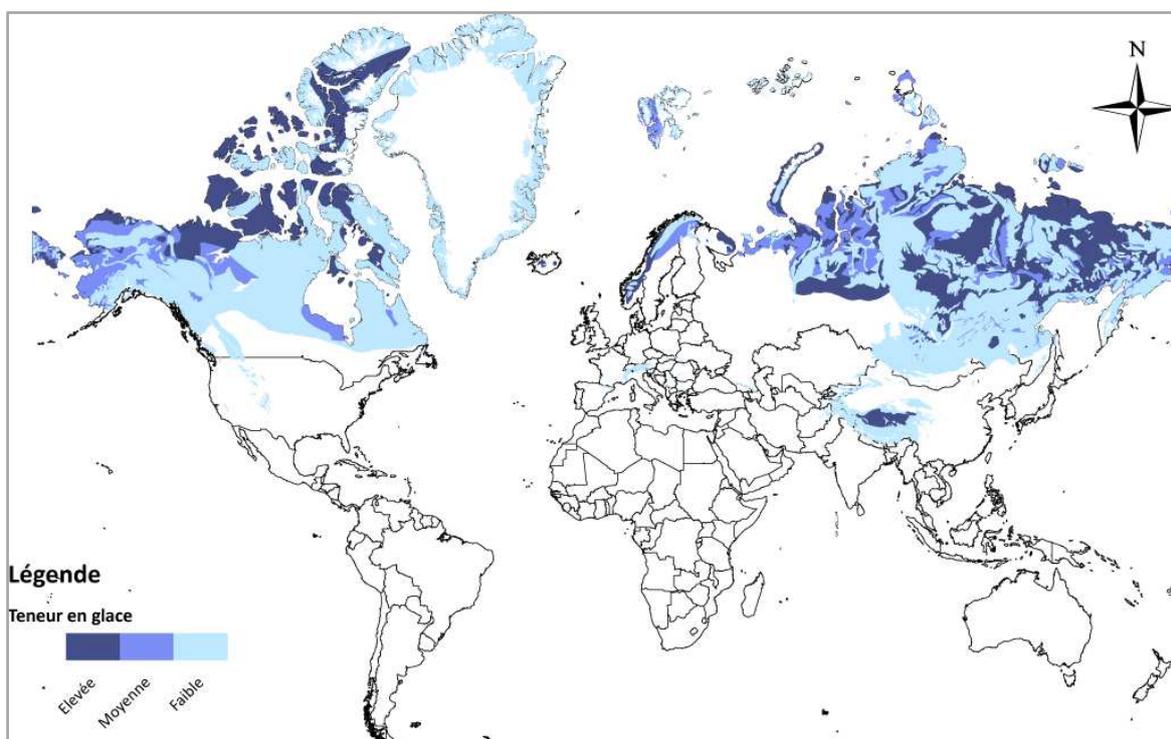
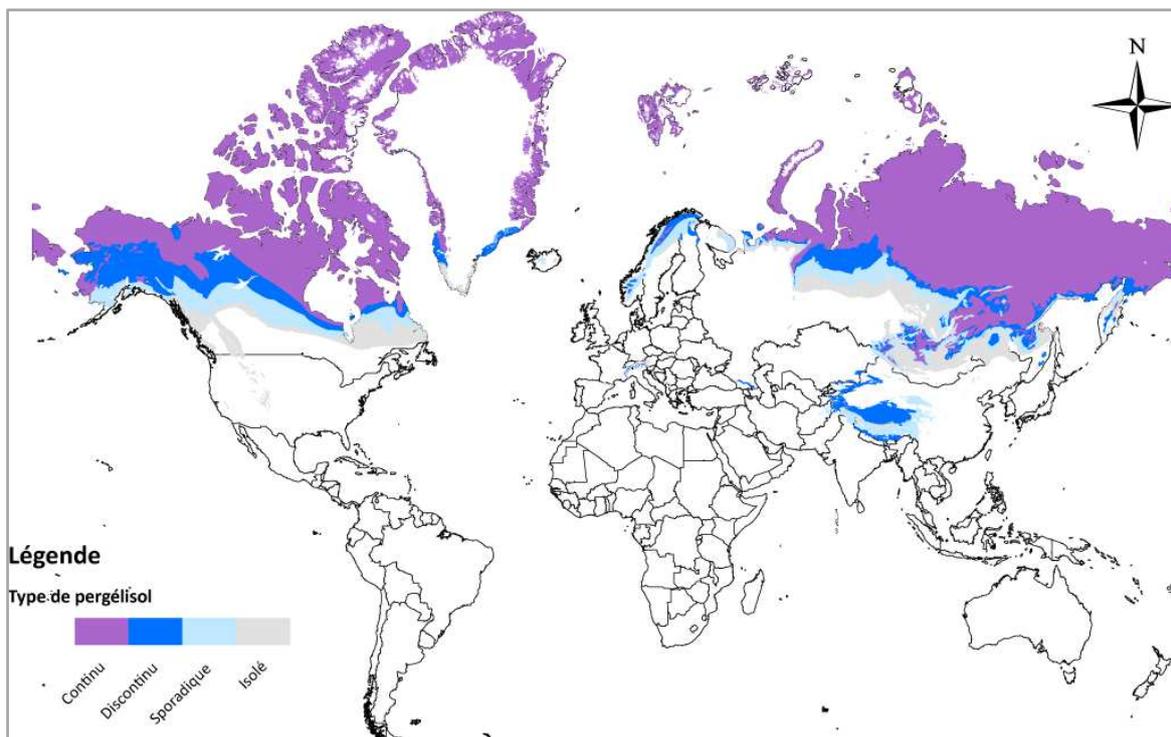


Figure 13 : (en haut) Carte de la répartition mondiale du pergélisol ;  
(en bas) Carte de répartition mondiale de la teneur en glace du pergélisol,  
modifié d'après Brown, J., Ferrans Jr. O.J., Heginbottom, J.A. and Melnikov, E.S. - 1998, revised  
2001. Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. Boulder (Colorado, USA)  
National Snow and Ice Data Center / World Data Center for Glaciology. Digital Media ([nsidc.org](http://nsidc.org))

Le sommet du pergélisol est généralement riche en glace, de sorte que, si la couche active s'approfondit, la surface du sol peut devenir instable. Ces phénomènes d'affaissement sont communs après une perturbation, mais peuvent ne pas être uniformes dans l'espace. Sur les versants, le dégel du pergélisol peut conduire à des glissements de terrain (French, 2007). De même, la principale perturbation naturelle est celle provoquée par les feux de forêt. La construction d'infrastructures peut également conduire aussi à l'approfondissement de la couche active et l'instabilité du sol.

Il est possible de retrouver des zones du sol non gelées mais entourées par un pergélisol, comme par exemple sous les lacs et les rivières (Figure 11). Ces zones sont nommées « talik » : couche ou corps non-gelé se trouvant dans une zone de pergélisol et dû à une anomalie locale des conditions thermiques, hydrologiques, hydro-géologiques ou hydro-chimiques (van Everdingen, 1998 (revised 2005)).

La couche active est la zone du sol directement en contact avec l'atmosphère elle gèle durant l'hiver puis dégèle à chaque été, c'est donc par elle que se font les échanges thermiques. Son épaisseur est limitée, elle est généralement comprise entre quelques centimètres et 3 m de profondeur. Au dégel, sa base détermine la limite supérieure du pergélisol. Son épaisseur est variable en fonction de facteurs thermiques mais aussi de la lithologie, de la teneur en eau du sol, de l'épaisseur de la couverture neigeuse, de la densité du couvert végétal, de la topographie et de l'hydrologie (lacs et rivières). Connaître l'épaisseur de la couche active est essentiel pour l'étude de l'évolution morphologique des surfaces périglaciaires car elle constitue la partie du sol susceptible d'être déstabilisée. Le réseau C.A.L.M. (Circumpolaire Active Layer Monitoring) a d'ailleurs été conçu pour observer les réactions de la couche active aux changements climatiques (Brown, et al., 2000). Ce réseau intègre plus de 100 sites dans 15 pays et sur les deux hémisphères. Il est possible d'observer des fluctuations interannuelles et décennales. Les pergélisols les plus proches de leur point de fusion sont plus sensibles à la dégradation du fait de la pénétration accrue du dégel, des nombreux affaissements observés et du développement de phénomènes thermokarstiques sur certains sites.

### 2.2.1 Régime thermique du pergélisol

Le gel et le dégel du sol se produisent en réponse à la variation saisonnière du climat à la surface du sol. Le pergélisol se forme là où la pénétration du gel saisonnier dépasse le dégel pendant la saison suivante (Burn, 2007a). Les deux principaux effets du réchauffement climatique régional sont l'élévation des températures du pergélisol et l'approfondissement de la couche active, associés à des conséquences sur la stabilité du sol. La réponse thermique du pergélisol au réchauffement climatique implique une inflexion du profil de température du sol, de sorte que la partie la plus froide se retrouve de plus en plus profonde (Figure 14).

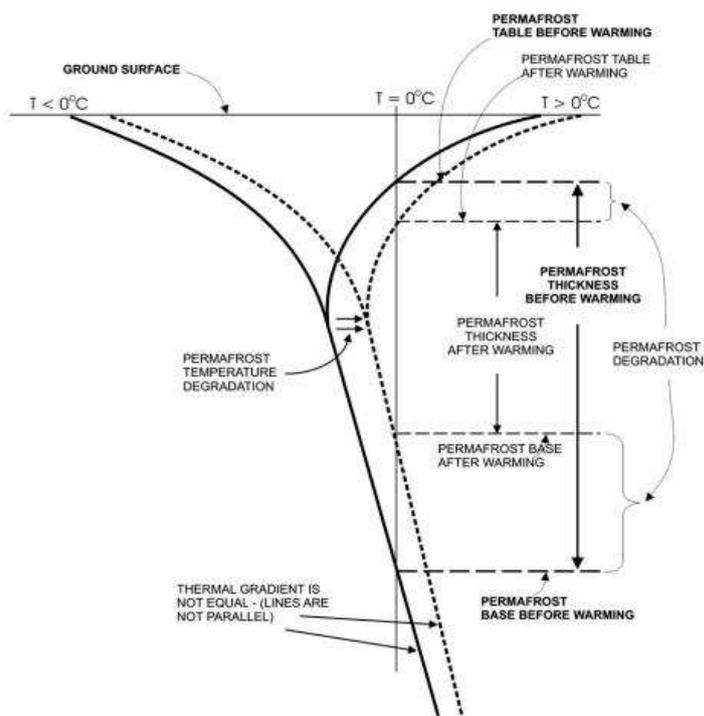


Figure 14 : Profil thermique vertical schématique d'un pergélisol. Le pergélisol est compris entre la base de la couche active et la profondeur à laquelle la température repasse au-dessus de 0 °C. Lorsque le pergélisol se réchauffe, le profil se décale et le toit et parfois la base du pergélisol s'approfondissent (Dobinski, 2011).

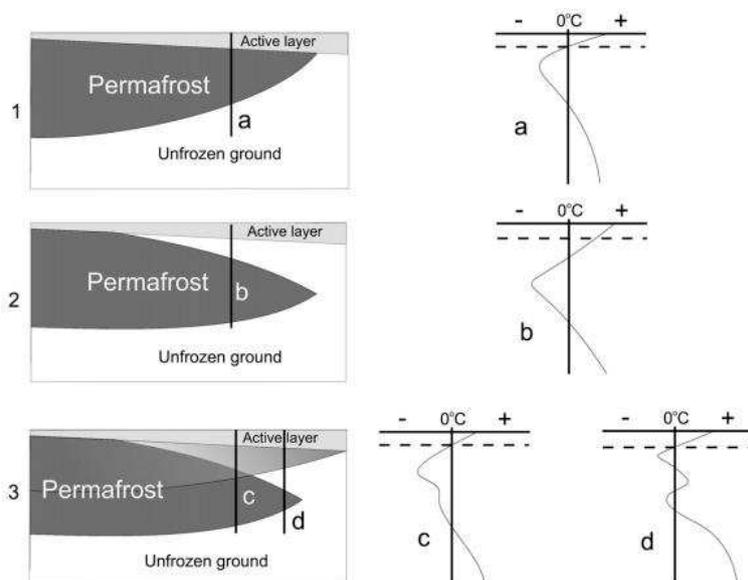


Figure 15 : Représentation schématique de différents profils thermiques verticaux d'un pergélisol en fonction de sa structuration. Dans la configuration (1) le profil est normal ; pour le cas (2) un talik est présent ; dans le cas (3) le profil c traverse deux pergélisols aux températures différents, le profil d traverse en plus un talik entre ces deux pergélisols (Dobinski, 2011).

Le volume total de glace (Figure 13) dans un pergélisol est très variable. En fonction de la lithologie il peut être négligeable ou fortement majoritaire (French, 2007). Il existe aussi une relation entre la teneur en glace près de la surface et la végétation. Le volume de glace dans les 50 premiers centimètres du pergélisol varie d'environ 15 à 50 % en fonction du type de couvert végétal (Kokelj, et al., 2005). Dans les matériaux meubles, un volume de glace compris entre 15 et 50 % est très commun (Figure 16). Des teneurs en glace beaucoup plus élevées peuvent être retrouvées de l'ordre de 70 à 80 %. Ces sédiments contenant de la glace en excès sont excessivement sensibles au dégel (French, 2007). Il existe quatre grands types de glace dans le sol: (1) les coins de glace, (2) la glace de ségrégation, (3) la glace intrusive, et (4) la glace interstitielle.

L'excès de glace dans le pergélisol peut se former suite à l'enterrement de surfaces englacées ou bien il peut se former dans le sol lui-même (French, 2007). L'origine de grandes couches de glace massive retrouvées près de la côte Ouest de l'Arctique du Canada et près de la côte sibérienne a été très discutée (Burn, 2007a). Il est probable que certains glaciers puissent être préservés, mais la majorité de la glace est formée dans les sédiments par des procédés dépendant de la granulométrie. Les lentilles de glace de ségrégation sont courantes dans la plupart des pergélisols et sont responsables de son élévation. Les grands corps de glace massive dans le pergélisol ont été formés par la combinaison du gel dans les sédiments grossiers, qui a fourni un approvisionnement d'eau sous pression, et dans les sédiments limono-argileux sus-jacent, dans lequel la ségrégation conduit au développement de lentilles de glace de grande taille (Mackay, et al., 1992). La glace de ségrégation est presque omniprésente dans la partie supérieure du pergélisol dans les sédiments meubles. Cette zone riche en glace est communément de 0,5 à 1,0 m d'épaisseur. Cette couche riche en glace et l'apparition de fentes de glace à la base de la couche active se combinent pour donner un pergélisol sensible aux perturbations.

Les coins de glace sont une des caractéristiques du pergélisol. Ces masses de glace en forme de coin vertical se forment à la base de la couche active après la contraction thermique répétée du sol en hiver. Les fissures de contraction thermique sont infiltrées par l'eau de fonte des neiges qui va geler durant l'hiver. D'années en années, les coins de glace s'agrandissent. Dans les environnements secs, ou lorsque le sable est abondant, les fissures peuvent être comblées avec des dépôts éoliens pour former les coins de sable ou bien des coins composites entre sable et glace (French, 2007). Avec la répétition de la fissuration et l'augmentation du nombre de veines de glace, le pergélisol s'enrichit en glace. Cet ajout de matière dans le pergélisol conduit à une déformation du sol, avec formation de deux crêtes de part et d'autre d'un coin de glace. Les dépressions au centre des coins de glace finissent par se croiser pour créer un réseau de polygones irréguliers.

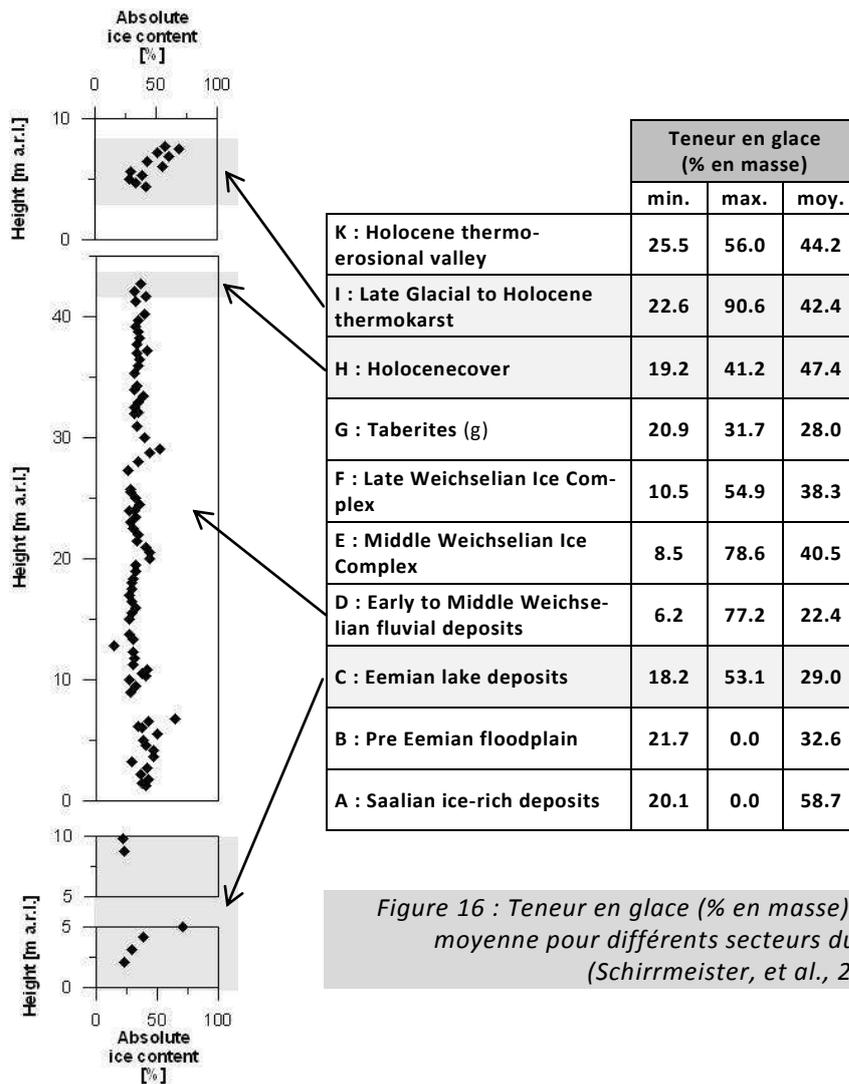


Figure 16 : Teneur en glace (% en masse) minimale, maximale et moyenne pour différents secteurs du Nord-Est sibérien (Schirrmeister, et al., 2011).

### 2.2.3 Dégradation du pergélisol en lien avec le réchauffement climatique

Bien que le pergélisol puisse persister pendant des milliers d'années, de légers changements dans la température du sol peuvent rapidement affecter sa répartition et son épaisseur (French, 2007). La fonte du pergélisol peut avoir des impacts significatifs sur les écosystèmes (*drunken forest*) et les infrastructures (routes, voies ferrées, fondations de bâtiments, pipelines). Il est également susceptible de contribuer à la libération de gaz à effet de serre, tels que le dioxyde de carbone et le méthane, souvent piégés dans le pergélisol suite à la décomposition de matière organique (Walsh, 2010a).

La dégradation du pergélisol en lien avec le réchauffement climatique est la seconde cause de perturbation majeure des forêts boréales, après les incendies (Wein, 1976) ; (Yoshikawa, et al., 2002) ; (Brouchkov, et al., 2004) ; (Jorgenson, et al., 2005). Les températures dans le pergélisol se sont réchauffées en Amérique du Nord d'environ 4 °C depuis le Petit Âge Glaciaire avec comme résultat une forte dégradation (Jorgenson, et al., 2005) ; (Osterkamp, 2007). La dégradation est particulièrement brutale depuis les années 1980, en lien avec des températures très chaudes entre 1989 et 1998 (Jorgenson, et al., 2006). En Sibérie, une étude portant sur des données météorologiques et des données de sondage entre 1956 et 1990 démontrent une tendance à l'élévation des températures de 0,26 °C sur 10 ans dans le sol et de 0,29 °C sur 10 ans pour la température de l'air (Romanovsky, et al., 2007). Si cette tendance au réchauffement se maintient l'augmentation de la température globale dans le Nord de la Sibérie pourra atteindre 1,2 à 2 °C d'ici à 2050. Dans ce cas, la frontière méridionale du pergélisol pourrait être déplacée vers le Nord de 300 à 400 km (Duchkov, 2006). Les modalités de dégradation du pergélisol sont très variées et ses conséquences topographiques et écologiques dépendent des interactions entre le relief, la texture du sol, les conditions hydriques et la teneur en glace.

Jorgenson, et al. (2005) évoquent jusqu'à 16 indicateurs principaux de dégradation du pergélisol, en particulier : (1) les lacs thermokarstiques, (2) les bassins et les structures formés suite de au drainage de lacs, (3) les structures résultant de la fonte des coins de glace, (4) les glissements de terrain découlant des ruptures de versant au dégel, (5) les niches de thermo-érosion faites par l'eau à la base des berges riches en glace, (6) les pingos effondrés suite à la fonte de leur noyau de glace massive, et (7) les terrains sans structure découlant du dégel de sols pauvres en glace.

Afin de suivre l'évolution de l'état thermique du pergélisol, un réseau international (GTNet-P) a été créé par le Global Climate Observing System et l'Association Internationale du Pergélisol (Burgess, et al., 2000). Ce réseau de surveillance du pergélisol dans les régions polaires de l'hémisphère nord a été renforcé durant l'Année Polaire Internationale et de nouvelles informations sur l'état thermique du pergélisol ont été recueillies pour les régions où elles étaient encore peu disponibles. Les températures du sol sont actuellement mesurées dans environ 575 forages en Amérique du Nord, dans l'Arctique et en Russie. Elles montrent que dans la zone de pergélisol discontinu, les températures se situent dans une fourchette étroite, la plupart étant supérieures à -2 °C. Dans les zones de pergélisol continu, la gamme des températures est plus élargie, allant de -15 °C à -1 °C (Romanovsky, et al., 2010).

---

#### 2.2.4 Dégradation du pergélisol sans lien avec le réchauffement climatique

Les incendies de forêt provoquent les perturbations naturelles des conditions de surface des pergélisols les plus répandues. Ils se produisent en général de juillet à août (Wein, 1976). Du fait de leur localisation, ces feux sont souvent éteints tardivement. Le pergélisol est rarement touché par le feu lui-même, mais il se dégrade suite à la modification des conditions de surface (Burn, 1998). Des changements du paysage s'accompagnent de modifications dans les propriétés du sol. Les températures du sol

augmentent en raison de la perte de la couche organique du sol ou sa compaction (la conductivité thermique augmente), d'un ensoleillement plus présent suite à la disparition des arbres, à l'assèchement de la surface du sol et l'augmentation de l'accumulation de neige suite à la destruction de la canopée (Yoshikawa, et al., 2002) ; (Brouchkov, et al., 2005). En Alaska, des carottes de tourbes sont étudiées et révèlent un lien entre les incendies de forêts, les changements dans la végétation et l'affaissement du pergélisol. Les perturbations liées au feu favorisent la dégradation du pergélisol et l'expansion des tourbières (Myers-Smith, et al., 2007). Les perturbations induites par les incendies ne sont pas systématiques, certains types de pergélisols réagissent différemment, en fonction de la quantité de glace présente dans le sol, mais aussi de l'intensité et de la fréquence des incendies (Swanson, 1996). Des perturbations sévères peuvent provoquer un épaississement important de la couche active et la formation d'un talik si elle ne règle pas complètement l'hiver suivant. En revanche, des modèles suggèrent que si une couche organique de plus de 7 à 12 cm persiste après un incendie, l'impact thermique sur le pergélisol sera minime (Yoshikawa, et al., 2002). Par ailleurs, si la biomasse disparaît totalement dans une zone, les nouveaux incendies ne pourront plus se propager (Wein, 1976). Enfin, les incendies peuvent potentiellement libérer du dioxyde de carbone dans l'atmosphère s'ajoutant aux émissions de gaz à effet de serre qui contribuent au réchauffement climatique (Walsh, 2010b).

Outre les incendies, d'autres types de perturbations plus anecdotiques peuvent exister et notamment celles induite par les activités humaines. Mackay (1970) évoque une parcelle de terrain (île Garry, Canada) ayant été intensément piétinée par des chiens d'attelage. Du fait de ce piétinement et de la destruction de la végétation, quelques années après, le terrain s'était clairement affaissé. L'auteur évoque aussi le lieu de campagnes de prospection sismique où les terrains ont subi un affaissement. Plus récemment, en Alaska, les ingénieurs de l'US Army Corps regardent l'influence des perturbations induites par la circulation d'engins militaires sur des sols gelés (Figure 17). La perturbation de la végétation et la formation d'ornières provoque des modifications (compactage et déformation) du pergélisol. Ces perturbations se produisent lorsque la charge du véhicule est supérieure à la capacité portante du terrain (Affleck, 2005). Enfin, la construction d'édifices ou de moyens de communication sur des pergélisols n'est pas sans conséquences. Les terrains situés à proximité de l'aéroport de Sachs Harbour (Inuvik, Canada) ont été perturbés par des processus thermokarstiques suite à la construction de l'aéroport (French, 1975).

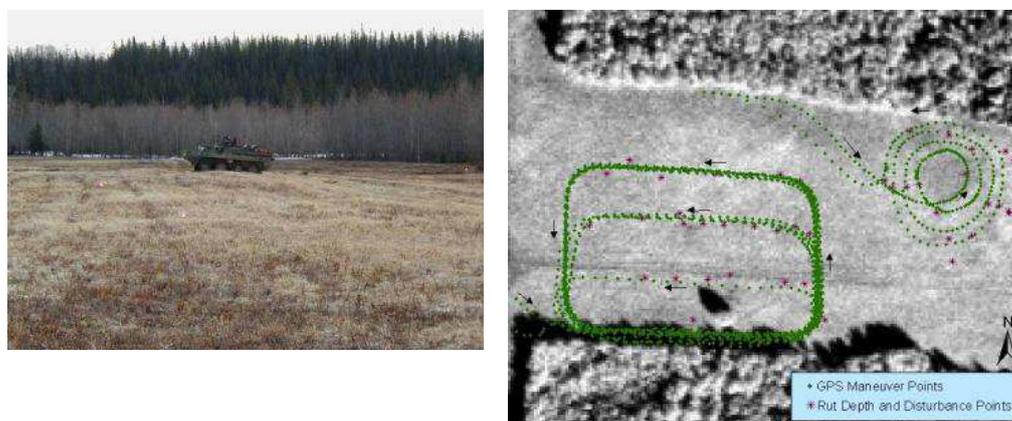


Figure 17 : Étude de la perturbation d'un pergélisol en Alaska par l'US Army Corps suite à des manœuvres de terrain. A droite, un schéma de différentes trajectoires (Affleck, 2005).

## 2.2.5 Quelques formes de reliefs associées au pergélisol

De nombreux lacs sont présents dans les régions du domaine périglaciaire (Figure 19). Ces masses d'eau peuvent modifier substantiellement la température du pergélisol (Black, et al., 1949) ; (Black, 1969) ; (French, 2007) ; (Grosse, et al., 2008). La température sous les lacs est plus chaude que celle du pergélisol environnant, car au fond des lacs les températures sont égales ou supérieures à 0 °C toute l'année, excepté si le lac est très peu profond et que toute la colonne d'eau gèle. Dans les zones à substrat rocheux, de nombreux lacs occupent des dépressions formées par l'érosion glaciaire, mais les lacs se développent aussi dans des environnements de plaines sédimentaires et sont caractéristiques des phénomènes thermokarstiques.

Les masses d'eau de la plupart des lacs et en particulier des plus grands sont bien mélangées (Burn, 2007a). Dans beaucoup de lacs se sont développées des terrasses littorales (Figure 18), sous une profondeur d'eau de moins de 1 m environ, dans lesquelles le pergélisol est préservé. Un bassin central plus profond se développe (Schwamborn, et al., 2002), où la moyenne annuelle des températures du fond est comprise entre 2 et 4 °C. Sous ce bassin central se forme un talik.

Dans les grandes plaines de l'Ouest de l'Arctique canadien, sur la plaine côtière de l'Alaska et en Russie il existe de très vastes zones où des lacs de toutes tailles semblent orientés dans une direction commune (Figure 19c). Plusieurs théories ont été proposées pour rendre compte de la cohérence de l'orientation, notamment un contrôle structural (Figure 19b) (Allenby, 1989), une relation avec la direction principale des vents (Black, et al., 1949) ; (Rosenfeld, et al., 1958) ; (Carson, et al., 1962) ; (Côté, et al., 2002), ou bien un lien avec un affaissement préférentiel de certaines berges (Pelletier, 2005). La théorie la plus convaincante est en lien avec les vents dominants (Carson, et al., 1962) ; (Hinkel, 2006). En effets, les lacs sont orientés perpendiculairement à la direction principale des vents et donc, en été, lorsque les lacs ne sont pas recouverts de glace, les vents les plus forts permettent la mise en place d'une circulation des eaux de surface sous la forme de deux cellules. Cela conduit à une érosion préférentielle aux extrémités des lacs.

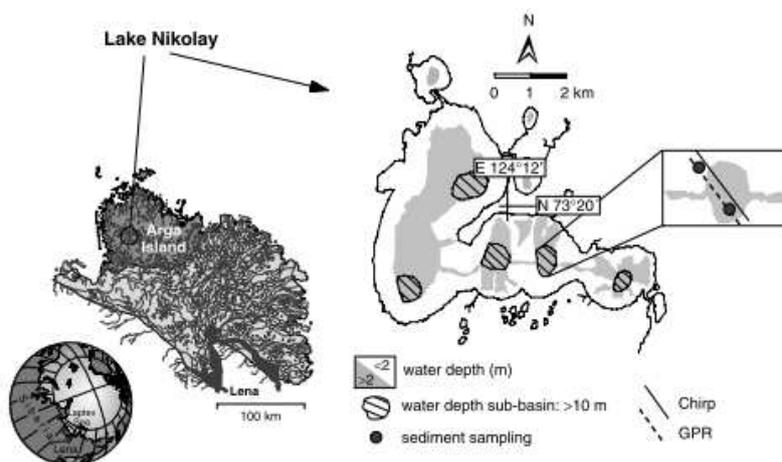


Figure 18 : Carte du lac Nikolay (delta de la Léna, Russie). Les zones blanches représentent les banquettes ou la tranche d'eau est inférieure à 2 m. Les zones grises au centre des bassins sont plus profondes. D'après (Schwamborn, et al., 2002).

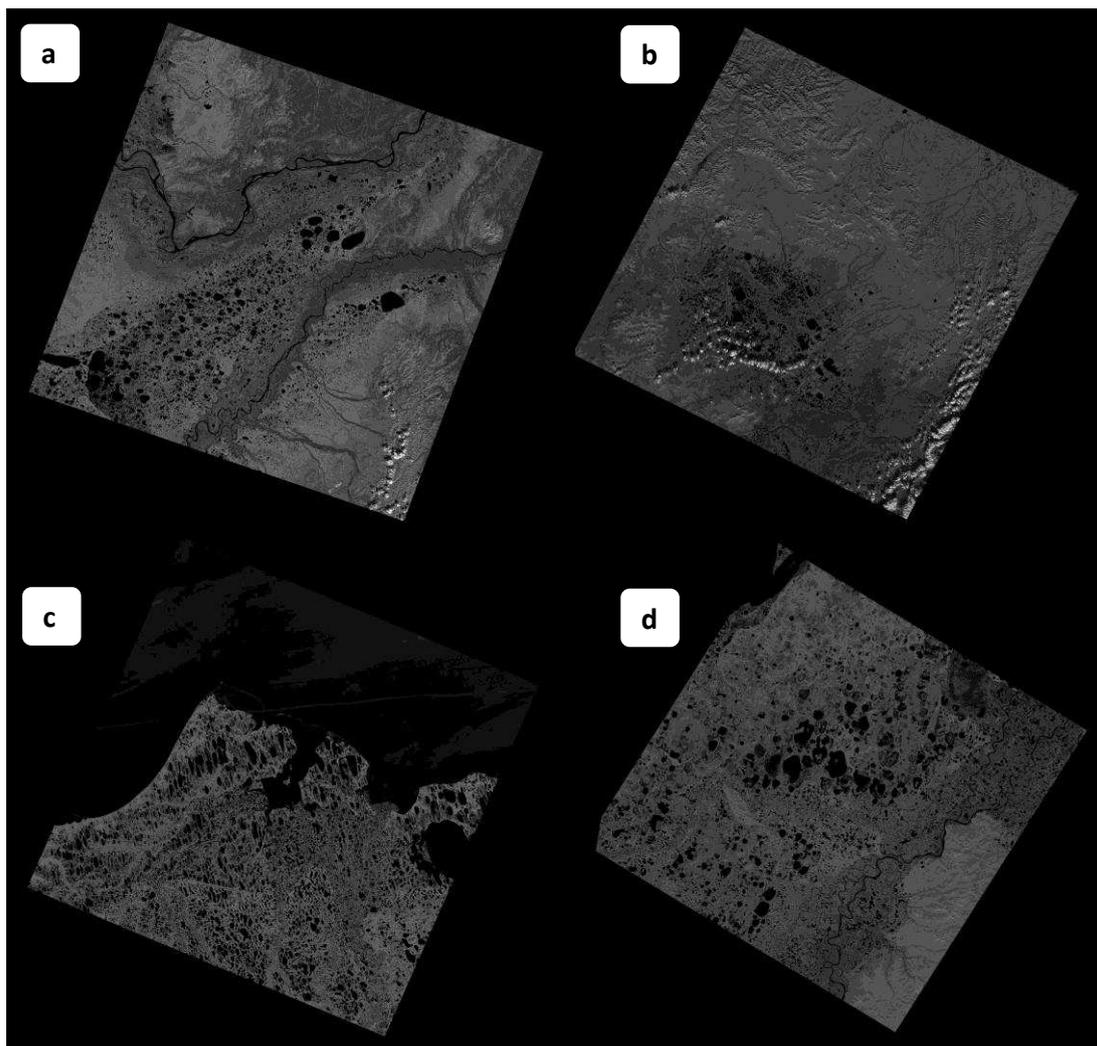


Figure 19 : Exemples de lacs situés en domaine périglaciaire, images LandSat7, USGS - NASA (~180 x 180 km) ; a) Lacs de la région du fleuve Mackenzie, Canada (p076r017\_7t20020731\_z04\_nn5) ; b) Lacs rectangulaires du bassin de Old Crow, Canada (p066r012\_7t20020826\_z08\_nn50) ; c) Lacs orientés de la région de la pointe Barrow, Alaska (p079r010\_7t20010701\_z04\_nn50) ; d) Lacs en Sibérie, Russie (p116r010\_7t19990801\_z56\_nn50).

Les processus de versant sont également particulièrement actifs dans les régions périglaciaires. Les coulées de débris sont des mouvements catastrophiques rapides induits par le dégel et le détachement de la surface du pergélisol (French, 2007). Il existe également des mouvements dits de solifluxion, beaucoup plus lents, de l'ordre de quelques centimètres par an, liés aux mouvements de glace dans le sol. Ces mouvements avancent en formant des lobes. Les pergélisols riches en glace se déforment ainsi en réponse à la gravité. La température de la glace est proche de son point de fusion et tend ainsi à glisser sous l'effet de la gravité. Le même phénomène se développe dans les glaciers rocheux qui sont des champs de blocs pris dans une matrice de glace interstitielle. Dans les régions alpines, des glaciers rocheux sont un produit commun du fluage du pergélisol (French, 2007).

Deux autres formes de reliefs sont caractéristiques des zones à pergélisol.

- Un pergélisol riche en glace peut être exposé à l'érosion thermique (Costard, et al., 2003). C'est un phénomène qui se produit au niveau des berges des rivières, des lacs, ou bien de la côte. L'ablation du pergélisol du fait de l'action d'un flux d'eau peut initier le développement de glissements rétrogrades de dégel (*retrogressive thaw slump*). Ces morphologies présentent un profil de glissement très abrupt près de la zone source et se terminent par un pied de pente avec un très faible gradient (Figure 20a). Ces effondrements sont actifs durant l'été et sont parmi les processus les plus rapides, avec des taux de retrait mesurés jusqu'à 16 m / an (Lantuit, et al., 2005) ; (Lantuit, 2008a) ; (Lantuit, et al., 2008b).
- Peut-être la forme la plus connue des reliefs périglaciaires, les pingos ( Figure 20b, c) sont des collines coniques qui contiennent un noyau de glace (Mackay, 1998). La glace s'accumule au cœur des buttes du fait de la pression induite par une charge hydraulique développée en bas de versants ou bien à cause de la croissance d'un pergélisol dans un sédiment sursaturé.

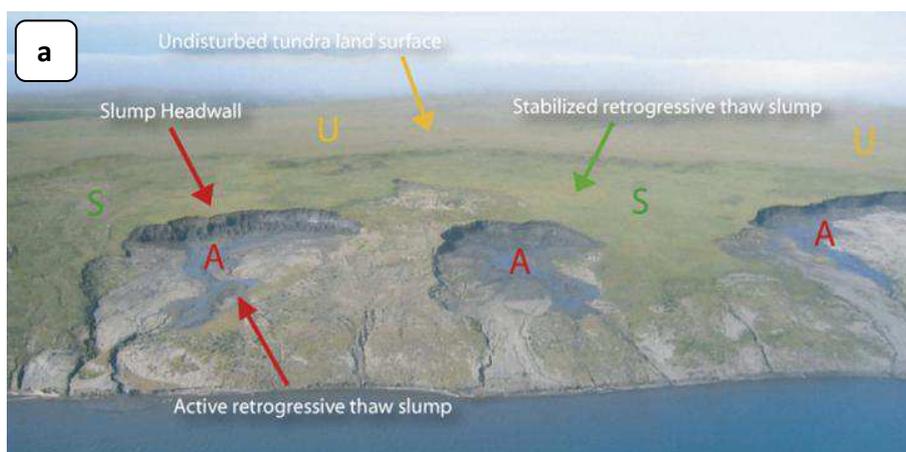


Figure 20 : a) Vue d'hélicoptère d'un glissement poly-cyclique sur l'île Herschel (Canada) en août 2004. Les zones actives (A), stabilisées (S) et non perturbées (U) sont facilement identifiables, (Lantuit, et al., 2008b) ; b) Vue d'un pingo, delta du Mackenzie (Canada). Photographie : Ch. Harris (Harris, et al., 2007) ; c) Système de pingo effondré, delta du Mackenzie (Canada). Le diamètre externe est d'environ 250 m. Photographie : R. Mackay (Harris, et al., 2007).

La géomorphologie périglaciaire s'est développée dans les années 1940-1960 comme une branche de la géomorphologie climatique, portant sur des études de reconstitutions des paléo-environnements Quaternaire. La «fièvre périglaciaire» des années 1960-1970 a été dominée par le «dogme du gel-dégel» (André, 2009). Les régions polaires et alpines sont aujourd'hui considérées comme des observatoires clés du changement climatique en cours et les géomorphologues du périglaciaire sont impliqués dans la détection, la surveillance et la prévision des changements environnementaux.

Les approches dans l'étude du pergélisol sont multiples et les objets étudiés nombreux. Au regard de la littérature scientifique les principaux objets étudiés sont le thermokarst, les fentes de gel, les coins de glace et de sable, la cryo-expulsion et les sols à motifs, les palses, les lithalses et les plateaux tourbeux et enfin les pingos (Humlum, et al., 2008). La majorité des études récentes se portent sur des régions de l'hémisphère Nord mais également sur le domaine périglaciaire martien. Il est possible de distinguer trois grands types de travaux (i) ceux portant sur la cartographie et les études paléo- environnementales, (ii) sur l'étude des processus périglaciaires et enfin (iii) des études à base de modélisations.

Les techniques employées sont pour une large majorité des études de terrain avec un suivi de données sur des sites instrumentés (French, 1975) ; (Hinzman, et al., 1991) ; (Camill, 2005) ; (Osterkamp, 2007) ; (Burn, et al., 2009a) ; (Burn, et al., 2009b) ; (Burn, et al., 2009c) ; (Harris, et al., 2011). C'est le cas des réseaux d'observation et de surveillance de la couche active (C.A.L.M.) et du pergélisol (G.T.Net-P.) (Burgess, et al., 2000). Ces observatoires couplent les données de stations météorologiques avec des données de températures recueillies au niveau de forages dans le pergélisol (Osterkamp, 2003) ; (Romanovsky, et al., 2007) ; (Romanovsky, et al., 2010).

L'objectif de ces nombreux travaux de terrain est d'évaluer l'impact du réchauffement climatique sur le domaine périglaciaire. Des études en particuliers sont développées au niveau des côtes très sensibles (Ruz, 1993) ; (Lantuit, 2008a). Une attention particulière est aussi portée à l'aspect humain par une prise d'aide aux décisions en fonction de la vulnérabilité des terrains au réchauffement climatique (Allard, et al., 2007).

De nombreux travaux débouchent sur l'établissement d'une cartographie pouvant servir à caractériser une zone de pergélisol (Lewkowicz, et al., 1999) ou bien également couplée à des données de terrains pour suivre l'activité du pergélisol, par exemple sa profondeur de dégel (Lantz, et al., 2008). Ces travaux de cartographies s'appuient sur l'imagerie aérienne et satellite. Ils permettent une comparaison des formes à différents pas de temps et une quantification de l'évolution des processus (Heginbottom, 2002) ; (Grosse, et al., 2005) ; (Jorgenson, et al., 2006). Les techniques également font l'objet d'études, Short, et al. (2011, sous presse) comparent les meilleures méthodes d'imagerie afin de détecter les mouvements du pergélisol.

Des approches mathématiques de l'étude du pergélisol sont aussi développées (Grigorjan, et al., 1989) ; (Anisimov, et al., 1997) ; (Buteau, et al., 2004), elles sont fréquemment couplée avec d'autres méthodes, en particulier des données de terrain et de télédétection. Ces travaux portent en général sur les conditions thermiques du pergélisol : son affaissement (Couture, et al., 2007), l'épaisseur de sa couche active (Zhang, et al., 1997) ; (Liu, et al., 2010), les implications de liées la couverture neigeuse (Ling, et al., 2003a).

Si la modélisation mathématique est bien développée dans l'étude du domaine périglaciaire, les publications relatives à l'expérimentation en laboratoire sont beaucoup moins fréquentes. Dans leur synthèse des travaux récents sur le périglaciaire, Humlum, et al. (2008) notent par exemple qu'aucune publication dans ce domaine ne porte sur le thermokarst ou les pingos. En revanche, il existe des travaux portant sur la fracturation des roches (Murton, et al., 2001) ; (Murton, et al., 2006), sur les processus de solifluxion (Harris, et al., 1995) ; (Harris, et al., 1997), sur la dégradation des pentes et des escarpements périglaciaires (Font, 2002) ; (Font, et al., 2006) ; (Védie, 2008), sur la cryoturbation (Ogino, et al., 2007), ainsi que des études sur l'érosion thermique des berges des rivières périglaciaires (Costard, et al., 2003) ; (Randriamazaoro, 2007).

De plus en plus d'études traitent également du domaine périglaciaire martien (Humlum, et al., 2008). Notamment de nombreuses dépressions sont interprétées comme étant du thermokarst (Gatto, et al., 1975) ; (Costard, 1990) ; (Costard, et al., 1995) ; (Costard, et al., 2001) ; (Soare, et al., 2005) ; (Soare, et al., 2007) ; (Warner, et al., 2010) ; (Séjourné, et al., 2011). Des sols polygonaux sont identifiés ainsi que des figures de glissements rétrogrades de dégel (Balme, et al., 2009).

---

## 3.2 Les processus thermokarstiques

Le réchauffement climatique généralisé dans les régions arctiques depuis les années 1980 est associé au développement de phénomènes thermokarstiques suite à la perturbation du régime thermique de la surface (Hopkins, 1949) ; (Czudek, et al., 1970) ; (French, et al., 1983) ; (Payette, et al., 2004) ; (Jorgenson, et al., 2006).

---

### 3.2.1 Généralités

Le terme de « thermokarst » est largement utilisé pour décrire tous les processus et les reliefs qui sont associés à la fonte de la glace contenue dans un sol. Les lacs thermokarstiques sont probablement les modelés les plus connus (Burn, 2007b).

Le thermokarst et les processus géomorphologiques associés ont intéressé les scientifiques notamment de l'ex-URSS dès le début du 20<sup>ème</sup> siècle. De nombreuses études ont été effectuées en particulier en Sibérie (Kachurin, 1962) ; (Czudek, et al., 1970) ; (Soloviev, 1973). Le terme de « thermokarst » est défini par M.M. Ermolaev dès 1932 comme des terrains mamelonnés en bosses et en creux et provoqués par l'abrasion thermique et le mélange de sédiments et de complexes de glace. Le terme est ensuite assigné au processus et aux reliefs associés à la fonte de la glace en excès dans le

pergélisol. Ce dégel a deux conséquences géomorphologiques importantes: (1) une réduction de la résistance du sol à cause du changement d'état et (2) une réduction du volume du sol (consolidation) en raison de la perte de glace excédentaire (Murton, 2009).

Le thermokarst se retrouve dans des terrains riches en glace et constitués pour la plupart de sédiments non-cohésifs, rarement dans les régions alpines ou montagneuses. Il peut se développer dans des zones à substratum rocheux, si localement une couverture sédimentaire s'est accumulée dans une dépression (Burn, 2007b).

Il se développe principalement lors du dérèglement de l'équilibre thermique du pergélisol en réponse à une augmentation de la température de surface (augmentation de la continentalité du climat) ainsi qu'à une augmentation de la profondeur de la couche active (French, 2007). Son développement est favorisé dans les régions où la température du pergélisol proche de la surface avoisine 0 °C, par exemple, des pergélisols sporadiques ou discontinus (Jorgenson, et al., 2006) ; (Toniolo, et al., 2009). Les processus thermokarstiques sont de même très fréquents lors de la construction d'infrastructures qui vont modifier les conditions de surface et de réchauffer le sol (Burn, 2007b).

Le degré d'affaissement dépend de la quantité et la distribution de la glace en excès. L'affaissement varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. Il peut atteindre plus de 20 m lors du dégel de limons riches en glace (Yedoma, Sibérie (Murton, 2009)).



Figure 21 : Exemples de formes de lacs thermokarstiques ; a) Lacs thermokarstiques circulaires et bassins vidangés, île de Baffin (Canada) ; b) Lac thermokarstiques de la région de la rivière Kolyma (Russie). Certains sont orientés, d'autres sont coalescents. Images : Google Earth, Google®.

### 3.2.2 Développement du thermokarst

Le développement de thermokarst (Figure 22) commence quand une perturbation du bilan énergétique de surface augmente la température du sol suffisamment pour dégeler la glace en excès dans le pergélisol.

Ces perturbations peuvent être d'envergure régionale et liées au réchauffement climatique ou bien de nature plus locale (perturbations induites par l'Homme, incendies... Cf. § 2.2.4). L'activité thermokarstique récente dans le centre de l'Alaska reflète les augmentations à la fois dans la température moyenne annuelle de l'air et de la couverture neigeuse hivernale au cours du 20<sup>ème</sup> siècle (Jorgenson, et al., 2001) ; (Murton, 2009).

L'activité thermokarstique cesse lorsque l'équilibre est rétabli entre les apports d'énergie de surface et la profondeur du dégel saisonnier. Cela peut impliquer la disparition du pergélisol lorsqu'il est discontinu ou sporadique. Mais, là où le pergélisol est épais et / ou froid, l'activité thermokarstique cesse avant que toute la glace excédentaire ne soit fondue (Burn, 2007b).

L'activité thermokarstique est exprimée géologiquement par un affaissement de la surface du sol et un recul des berges des lacs et des rivières. Les principaux effets de l'activité thermokarstiques peuvent être identifiés comme : (1) l'approfondissement de la couche active, (2) la fonte des coins de glace, (3) l'écroulement des berges, (4) la formation de lacs thermokarstiques (Figure 21) (Murton, 2009).

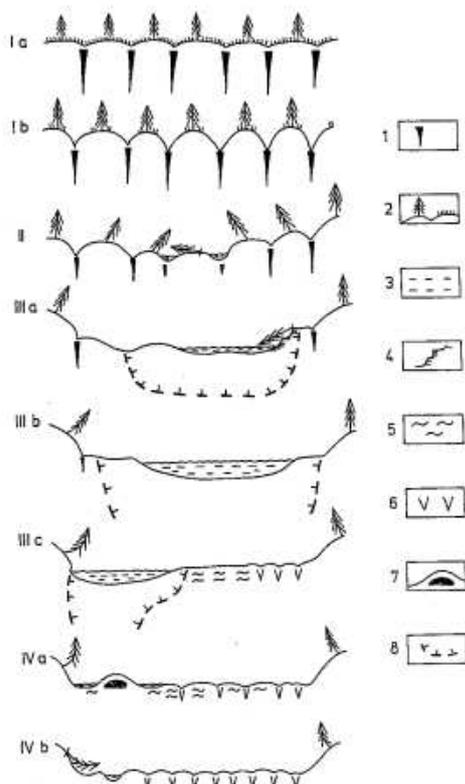


Figure 22 : Principaux stades de développement des alas (grandes dépressions thermokarstiques).

Ia : Surface originale avec coins de glace ; Ib : Stade d'initiation du thermokarst ; II : Développement d'une dépression ; IIIa : Alas jeune ; IIIb : Alas évolué ; IIIc : Vieil alas ; Iva : Disparition du lac, formation d'un pingo ; IVb : Formation d'une dépression lors de l'effondrement du pingo.

(1) Coin de glace ; (2) Végétation ; (3) Eau ; (4) Glissement de terrain ; (5) Remplissage sédimentaire ; (6) Veines de glace ; (7) Pingo ; (8) Toit du pergélisol ; d'après (Czudek, et al., 1970).

### 3.2.3 Les lacs thermokarstiques

Un lac thermokarstique est défini comme un lac occupant une dépression close formée par l'affaissement du sol consécutif au dégel d'un pergélisol riche en glace ou la fonte de glace massive (van Everdingen, 1998 (revised 2005)).

Les lacs thermokarstiques (Figure 21) sont des formes très communes dans les régions aux reliefs peu élevés de toundra arctique (Figure 23). Ces lacs font généralement de 0,5 à 20 m de profondeur et de 0,01 à 5 km de diamètre (Murton, 2009). Dans l'Ouest du Canada, dans la région côtière de Tuktoyaktuk, il est possible de dénombrer environ 10 000 lacs. Le Yukon (Canada), l'Eurasie et les plaines sibériennes sont également des terrains propices au développement des lacs thermokarstiques. Il s'agit de terrains plats, riches en glace et en fines, souvent des terrasses fluviales, des plaines d'inondation où des zones côtières (French, 2007).

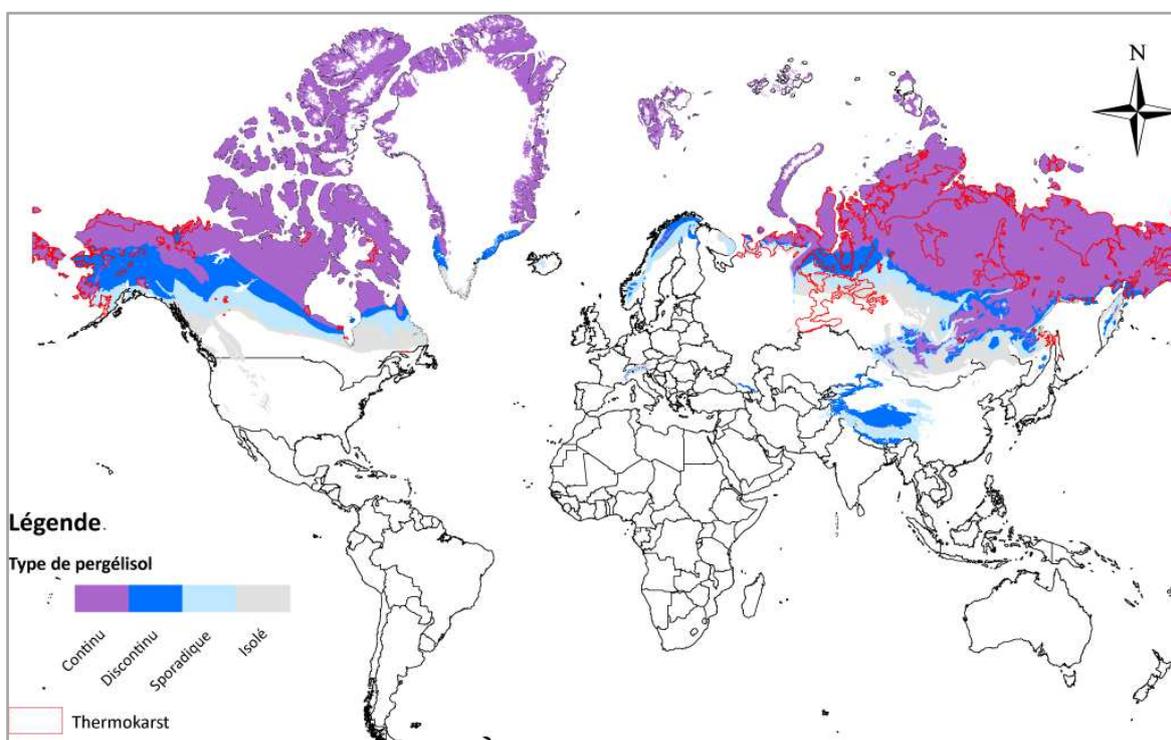


Figure 23 : Carte de localisation des principales zones de thermokarst (lacs thermokarstiques) superposée à la distribution du pergélisol. Ces zones ont été déterminées à partir d'images satellites. Il est possible de remarquer que ces zones à thermokarst se situent principalement dans des zones côtières ou bordent de grandes plaines d'inondation.

Sur un pergélisol continu, les lacs thermokarstiques sont localisés dans des environnements faiblement drainés, caractérisés par des sols polygonaux. Les lacs se développent au lieu de la fonte des coins de glace ou au centre des polygones (French, 2007) ; (Murton, 2009).

En fonction de la profondeur du lac et des conditions de température du pergélisol, ce dernier peut être maintenu ou non sous le lac. L'approfondissement et l'élargissement des lacs dépendent fortement de la teneur en glace du sol. Dans de nombreux cas, les lacs ont atteint un état stable avec le pergélisol environnant, de sorte que les taliks sous les lacs sont de taille constante (Burn, 2002) ; (Burn, 2007b). Le talik peut être perché au-dessus du pergélisol pour les petits lacs. Beaucoup de lacs présentent des terrasses littorales peu profondes contenant du pergélisol. Ces terrasses forment une protection autour des lacs et les rendent quasi-stables. Cet état de stabilité peut être atteint entre 30 et 50 ans (French, 1974).

Les lacs thermokarstiques peuvent cesser de s'accroître si la quantité de glace dans le sol est devenue trop faible. Les vitesses d'extension des lacs sont variables de 0,06 à 0,18 m par / en Alaska (Murton, 2009), jusqu'à 1,5 à 5,0 m / an dans le Yukon (Canada) (Burn, et al., 1990). En Sibérie, le taux d'expansion tend à augmenter depuis la seconde moitié du 20ème siècle, passant de 4 à plus de 7 cm / an (Agafonov, et al., 2004). Si la densité des lacs est importante, il peut y avoir coalescence des lacs (French, 2007).

La croissance du bassin peut être stoppée par le drainage du lac, le remplissage par des sédiments ou par une évolution en tourbière (Burn, 1992) ; (French, 2007) ; (Jorgenson, et al., 2007) ; (Murton, 2009). Le drainage du lac est parfois rapide, sur la péninsule de Tuktoyaktuk (Canada), en moyenne deux lacs se vidangent chaque année (Mackay, 1988). Ce drainage résulte principalement de la capture de l'eau grâce à des systèmes interconnectés de coins de glace. Cela provoque une érosion thermique rapide et la création d'un petit chenal de vidange (Burn, 2007b) ; (Murton, 2009). Le drainage du lac est souvent incomplet, laissant persister des étangs résiduels (Figure 24).

Les principales études récentes sur les lacs thermokarstiques s'appuient sur des données d'imagerie satellites (visible ou radar) et cherchent à cartographier (Frohn, et al., 2005) ; (Labrecque, et al., 2009) ; (Niu, et al., 2011) et évaluer les évolutions de taille (Jones, et al., 2011) et de distribution des lacs. Ces études couvrent les différentes régions où il est possible de retrouver des lacs thermokarstiques (Alaska, Canada, Sibérie, plateau tibétain).

Des travaux visent à classer les lacs en fonction des régions d'étude et en particulier des caractéristiques des pergélisols (Grosse, et al., 2006) ; (Grosse, et al., 2008). Il est possible de mettre en évidence une forte variabilité en lien avec l'hydrologie générale et les morphologies héritées. De même, des classifications sont établies en fonctions des différentes orientations que peuvent prendre les lacs (Hinkel, et al., 2005).

Enfin, d'autres études basées sur la modélisation s'intéressent à l'impact du transfert de chaleur entre les lacs et le pergélisol et le développement de taliks. Les résultats simulés indiquent que les lacs peu profonds représentent une importante source de chaleur (Ling, et al., 2003b). Un lac de 3 000 ans, peu profond, avec une température de 2 °C au fond, voit un talik de 43 m se développer.

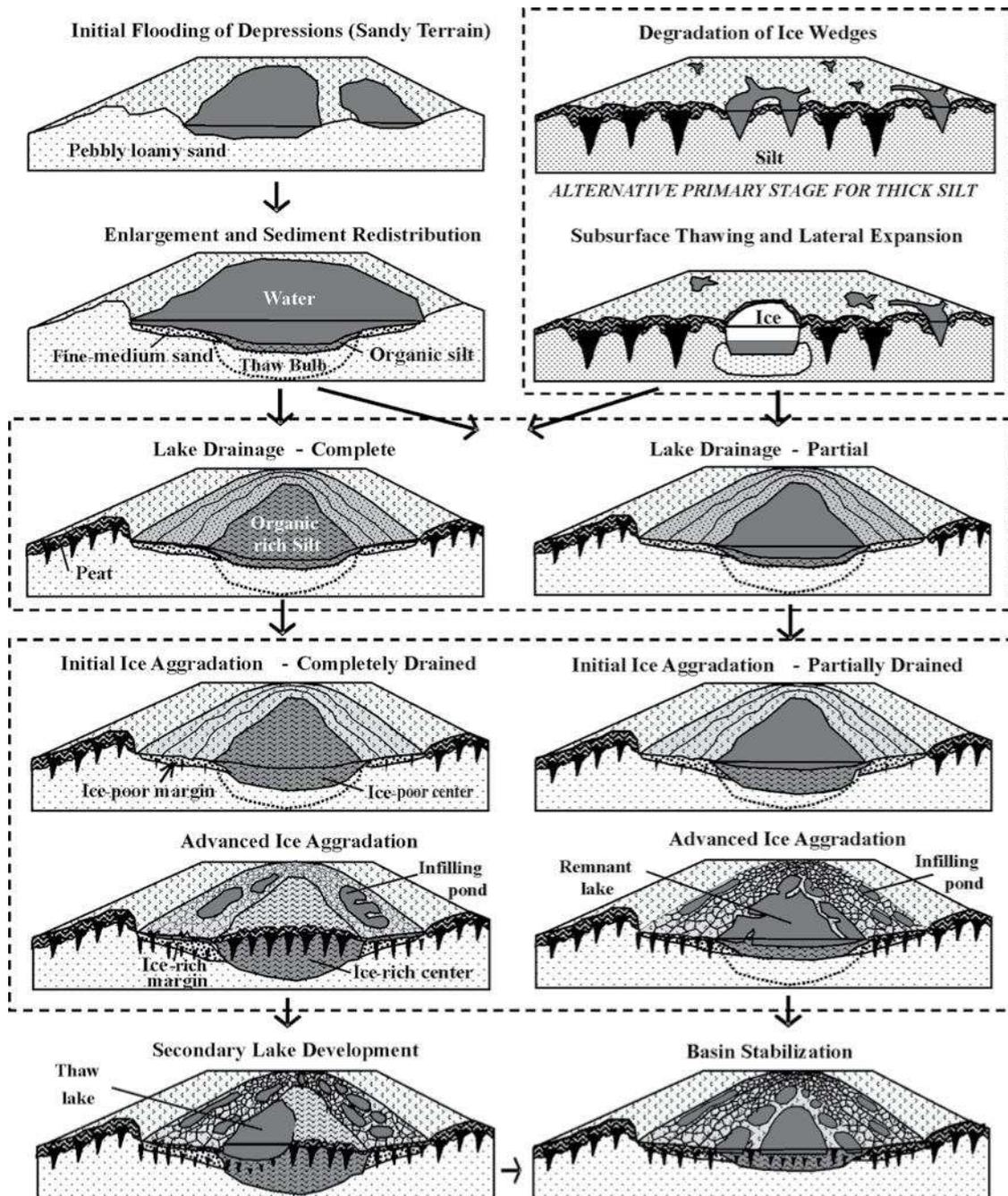


Figure 24 : Modèle conceptuel d'évolution des lacs et des bassins drainés dans le nord de l'Alaska (Jorgenson, et al., 2007).



---

## Partie 2

# Expérimentation en chambre froide



# Introduction

L'objectif de l'expérimentation en chambre froide est de pouvoir caractériser et hiérarchiser les processus physiques qui interviennent lors du dégel d'un pergélisol expérimental constitué de sédiments et de glace. Une série de 25 expériences a été mise en place pour tenter d'analyser ces processus en testant différentes caractéristiques des pergélisols, en particulier différents assemblages de sédiments et différentes teneurs en glace.

Cette partie présente tout d'abord le dispositif expérimental centré sur l'enceinte climatique et les capteurs utilisés, puis vient le protocole expérimental mis en place pour la réalisation des alternances gel-dégel. Les données utilisées sont celles relatives à l'évolution de la surface des blocs de pergélisol, à l'évolution de la température au cours des phases de réchauffement et à la structuration du pergélisol. Enfin des interprétations sont proposées en lien avec le rôle joué par les différentes caractéristiques de chaque modèle.

## 1 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental mis en place est conséquent et nécessite l'utilisation d'une enceinte frigorifique. De ce fait, chaque modèle expérimental reste de taille relativement restreinte afin de réaliser simultanément plusieurs modèles mais également de contraindre un cycle « gel-dégel » sur seulement une journée.

Le détail des différents éléments du dispositif expérimental sont présentés ci-après :

- 1.1 Chambre froide
- 1.2 Dispositif de dégel
- 1.3 Capteurs utilisés

## 1.1 Chambre froide

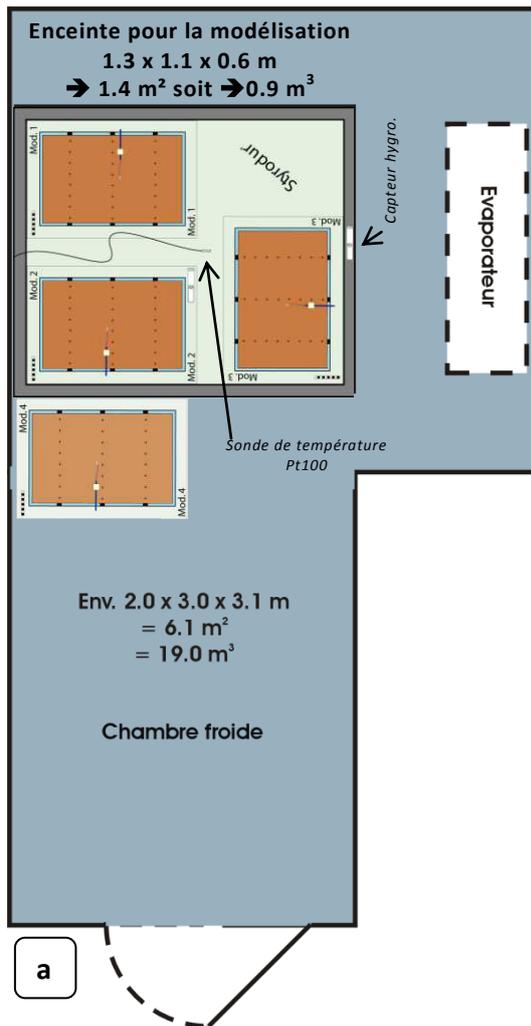
La chambre froide servant à l'expérimentation est une pièce d'environ 6,1 m<sup>2</sup>, représentant un volume d'environ 19,0 m<sup>3</sup> (Figure 25, Figure 26). Un circuit frigorifique permet d'abaisser la température de l'enceinte jusqu'à environ -15 °C. Il est constitué d'un compresseur et d'un condenseur situés à l'extérieur et d'un évaporateur à l'intérieur de la chambre froide (Figure 26).

Le principe de fonctionnement d'un groupe frigorifique est d'extraire la chaleur de l'intérieur de la chambre froide et de rejeter cette chaleur à l'extérieur. Pour se faire, le groupe frigorifique fait passer un fluide réfrigérant (Fréon-12 dichlorodifluorométhane ou CCl<sub>2</sub>F<sub>2</sub> de la classe des chlorofluorocarbones (CFC)), de l'état liquide à l'état vapeur, puis de l'état vapeur à l'état liquide. Pour s'évaporer le fluide absorbe de la chaleur et par conséquent abaisse la température de la pièce via l'évaporateur. Lorsqu'elle se condense, la vapeur restitue cette chaleur vers l'extérieur via le ventilateur du condenseur.

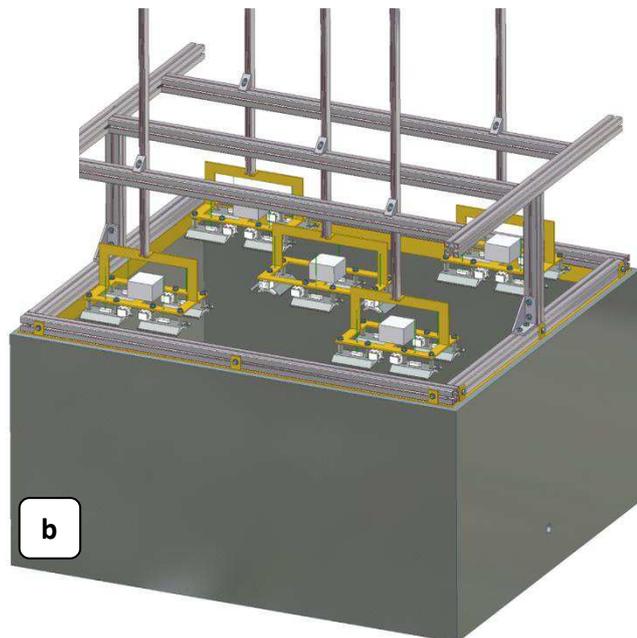
Lorsque la chambre froide est en fonctionnement, l'évaporateur ne fonctionne pas de manière continue mais couplé à un thermostat. Il y a donc de petits pics de température (période de 15 minutes) sur les enregistrements (amplitude environ 1,5 °C). Des pics de plus grande intensité (environ 6 °C) et de plus grande longueur d'onde (4 heures) sont également visibles (Figure 28), ils correspondent aux périodes d'arrêt programmé du système toutes les quatre heures pour effectuer un dégivrage de la grille de l'évaporateur. Deux résistances chauffent la grille durant 5 minutes et la ventilation ne se remet en fonctionnement que 15 minutes plus tard.



Figure 25 : a) Porte de la chambre froide utilisée pour l'expérimentation ; b) vue de l'intérieur de la chambre froide. L'évaporateur est visible en haut à droite de la photographie.



Les blocs de pergélisol sont mis en place dans des bacs en matière plastique de 0,37 x 0,57 x 0,25 m soit une surface d'environ 0,2 m<sup>2</sup> et un volume de 0,05 m<sup>3</sup>. Ces bacs sont isolés thermiquement par un coffrage sur cinq côtés à l'aide de panneaux de 5 cm d'épaisseur de polystyrène compressé (Styrodur®). Le front de gel et de dégel ne se développe donc que par la surface du bloc. Les modèles sont disposés dans une cuve située dans la chambre froide (1,1 x 1,3 x 0,6 m) ou à proximité. L'espace disponible permet de réaliser trois modèles en même temps, les espaces vides sont comblés par du Styrodur®. A plusieurs reprises, un 4<sup>ème</sup> bloc expérimental est disposé juste à côté de cette cuve, il est également coffré avec de l'isolant (Figure 26a).



La cuve (Figure 26b) à l'intérieur de la chambre froide sert également de support à une structure modulaire réalisée par un assemblage de tubes profilés en aluminium rainuré NORCAN®. Cette structure (réalisée par S. Haquin - UCBN, M2C) soutient le dispositif de dégel (Figure 27) détaillé ci-après et permet d'adapter son nombre et sa position dans les trois dimensions de l'espace.

Figure 26 : a) Schéma de la chambre froide dans laquelle sont réalisées les différentes expériences, les blocs de pergélisol sont disposés dans la cuve et à proximité, en face de l'évaporateur ; b) Représentation de la cuve accueillant les blocs, surmontée de la structure modulaire NORCAN® (réalisation & figure : Sylvain Haquin - UCBN, M2C).

## 1.2 Dispositif de dégel

Le dispositif de dégel sert à modéliser expérimentalement le réchauffement climatique. Il est constitué de plusieurs émetteurs céramiques infrarouges (HTE 200) de petites dimensions (245 x 60 mm) qui sont incurvés vers le bas et surmontés d'un réflecteur en aluminium (Figure 27). Leur longueur d'onde d'émission est centrée sur 5  $\mu\text{m}$  (équivalant à une énergie de photons de 0,25 eV). Ils délivrent une puissance de 200 W. Un thermocouple (capteur de température) de type K est noyé dans la céramique de l'émetteur et mesure la température en surface du panneau. Les données-constructeur stipulent une température moyenne mesurée de 480 °C en surface avec une tolérance de  $\pm 5\%$ . La température maximale mesurée en enceinte climatique est comprise entre 365 et 400 °C, cette valeur est atteinte en moins de 10 minutes après la mise sous tension. Cependant, cette température décroît rapidement avec la distance. A 5 cm de l'émetteur, la température mesurée n'est plus que de l'ordre de 60-70 °C, à 10 cm, elle est de l'ordre de 55-50 °C.

Dans la majeure partie des expérimentations, le dégel de chaque modèle s'effectue à l'aide de un à trois émetteurs IR. Ces panneaux radiants peuvent être associés (x2) sur des platines en acier fixées sur la structure modulable.

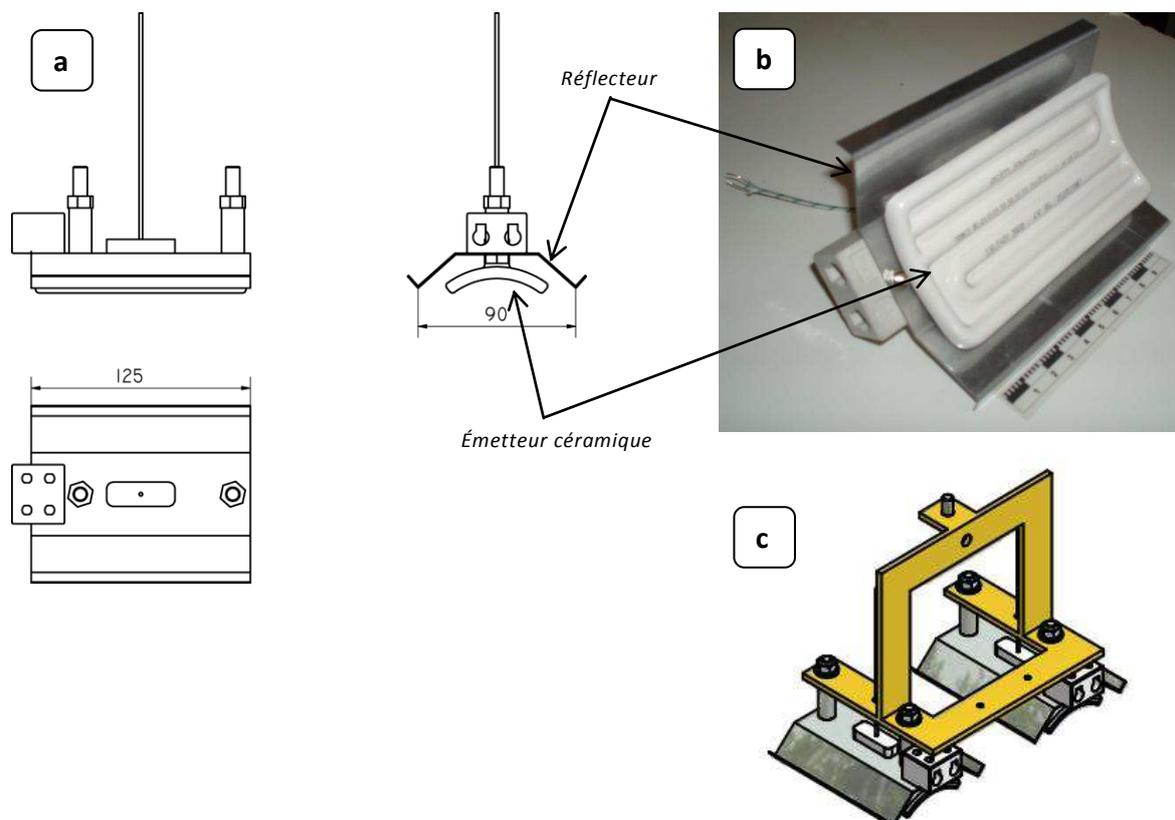


Figure 27 : a) Vues filaires de profil et de haut, d'un émetteur céramique infra-rouge surmonté d'un réflecteur ; b) Photographie d'un émetteur céramique infra-rouge avec réflecteur ; c) Schéma 3D de l'association d'émetteurs IR (x2) sur une platine en acier (réalisation & figures : Sylvain Haquin - UCBN, M2C).

---

### 1.3 Capteurs utilisés

L'expérimentation qui est mise en place repose sur la collecte de données acquises durant des cycles de gel-dégel. La 3<sup>ème</sup> partie de ce chapitre aborde les données pouvant être mesurées en surface ou en sub-surface (topographie et épaisseur de la couche active). Cette partie s'intéresse plus particulièrement au suivi de la température durant les expériences. Il s'agit de contrôler et surveiller la température ambiante de la chambre froide, mais également de connaître les évolutions de la température de chaque bloc de pergélisol en fonction du temps et au cours des cycles répétés de gel-dégel. Pour ce faire, des capteurs de température sont placés en surface et à l'intérieur des blocs de pergélisol. Un suivi global de l'hygrométrie de la chambre froide est également réalisé.

---

#### 1.3.1 Mesure de la température ambiante

Une sonde de mesure de la température ambiante de la chambre froide est installée à proximité des modèles (Figure 26). Il s'agit d'une sonde platine dite Pt100, dispositif basé sur le fait que la résistance électrique du platine varie selon la température. Cette sonde permet de suivre l'évolution globale de la température dans la chambre froide. En phase de gel, la température ambiante est de l'ordre de -15 °C. Lors des phases de dégel, elle atteint au maximum une dizaine de degrés Celsius. L'enregistrement des données se fait selon un pas de temps défini, en général entre 30 secondes et 5 minutes.

---

#### 1.3.2 Mesure de l'hygrométrie ambiante

Deux capteurs numériques d'hygrométrie sont placés dans la chambre froide (Figure 26), l'un à proximité des modèles, proche de la sonde Pt100, le second, disposé sur la structure tubulaire, à environ 80 cm au dessus. Ces capteurs permettent de suivre globalement l'évolution de l'humidité relative de la chambre froide durant les différentes périodes des cycles de gel-dégel. L'enregistrement des données se fait via un récepteur radio avec un pas d'échantillonnage choisi entre 1 et 15 minutes.

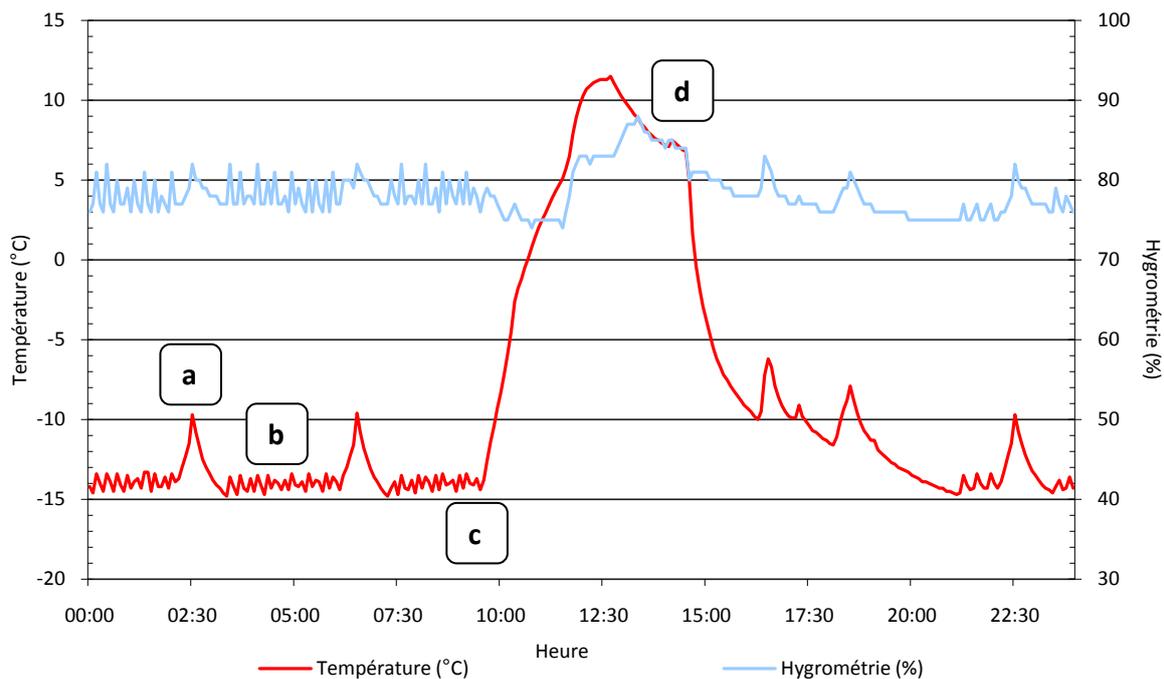


Figure 28 : Variations de la température ambiante (sonde Pt100, courbe rouge) et de l'hygrométrie relative (courbe bleue) dans la chambre froide durant un cycle de gel-dégel. (a : Pic de dégivrage ; b : pics de régulation de la température ; c : arrêt de la chambre froide ; d : remise en fonctionnement de la chambre froide)

### 1.3.3 Mesure de la température dans les blocs de pergélisol

La mesure de la température (Figure 30) dans les modèles s'effectue à l'aide de thermocouples. Ces capteurs sont réalisés à partir de deux fils de métaux de nature différente et sont reliés par une jonction soudée qui forme ainsi le thermocouple. Les deux métaux vont générer une différence de potentiel qui dépend de la différence de température entre les jonctions, c'est l'effet *Seebeck* ; cette différence de température est transformée ensuite en température par la station d'acquisition. Il existe différents types de thermocouples correspondant chacun à une gamme de température et / ou à une plus ou moins grande précision.

Les thermocouples utilisés dans le cas présent sont de type T et composés de cuivre et de constantan (alliage de cuivre et de nickel). Ces thermocouples sont particulièrement adaptés pour une utilisation à basse température, leur précision est de  $\pm 0,2$  °C. Les thermocouples sont au nombre de 12 par modèle, ils sont fixés sur une réglette (Figure 29) insérée dans le modèle à proximité du centre. Ils sont situés sur une même verticale et permettent d'enregistrer la température à différentes profondeurs du modèle (Figure 29). La collecte des données se fait suivant un pas d'échantillonnage déterminé entre 30 secondes et 5 minutes. L'enregistrement en lui-même se fait sur PC par l'intermédiaire d'une station d'acquisition de données (Agilent Technologies© type 34970-A).

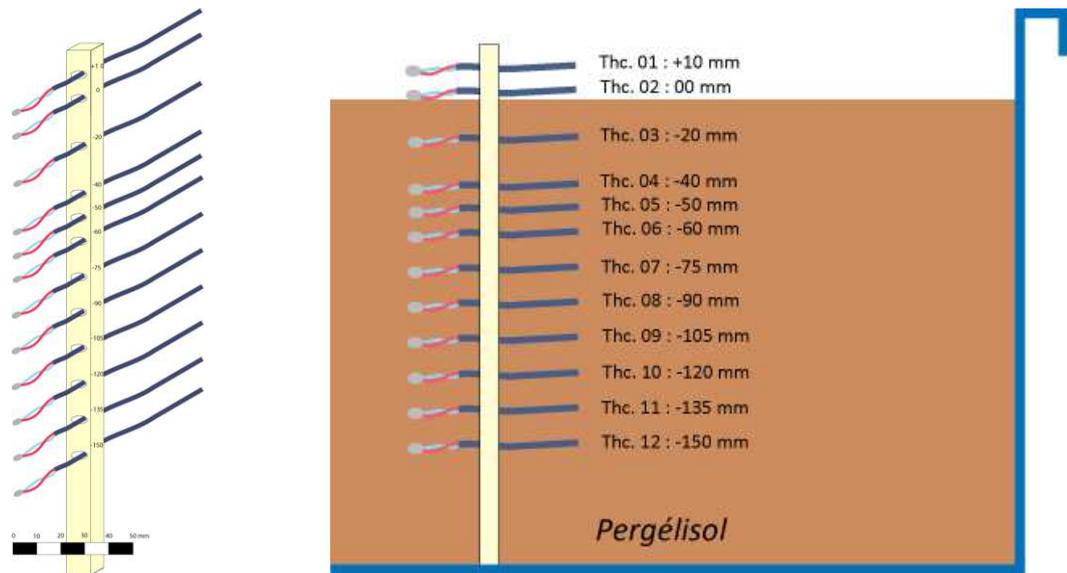


Figure 29 : Réglette de thermocouples et coupe schématique d'un bloc de pergélisol dans lequel est insérée une réglette avec 12 thermocouples. Au début de l'expérimentation, le premier thermocouple est à 10 mm de la surface, le deuxième est en surface du bloc et les suivants sont à des profondeurs de 20, 40, 50, 60, 75, 90, 105, 120, 135 et 150 mm soit 50 mm du fond du modèle.

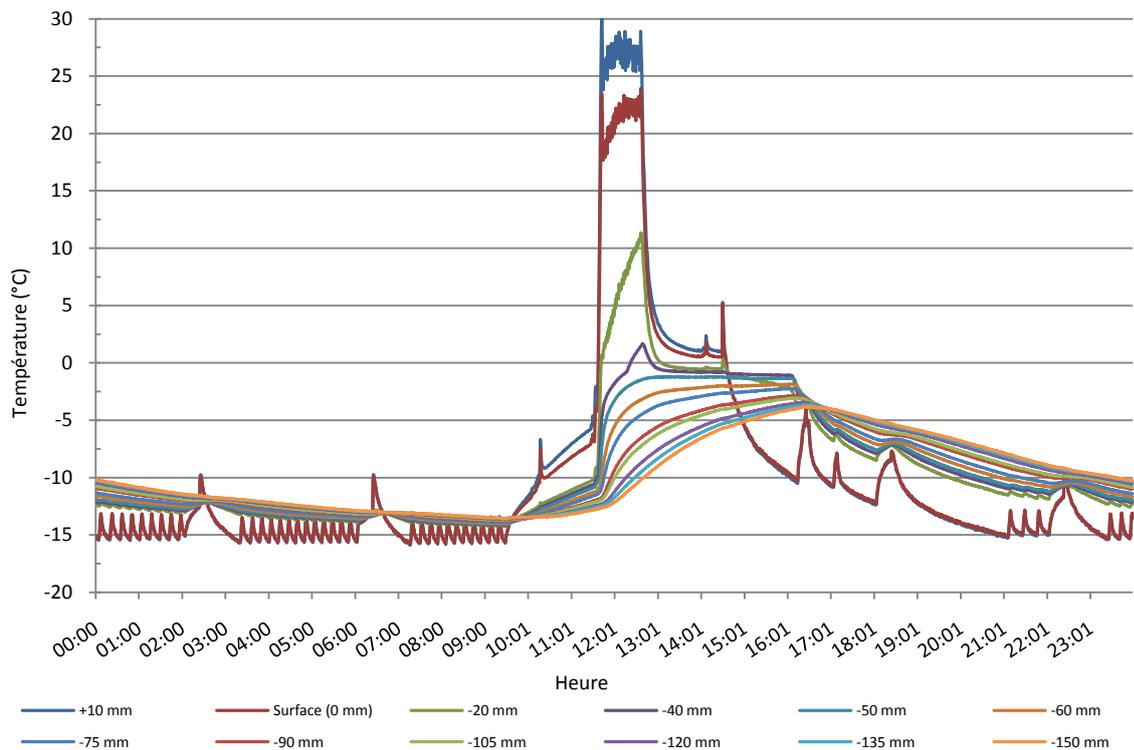


Figure 30 : Variations de la température pour chaque thermocouple durant un cycle de gel-dégel.

### 1.3.4 Asservissement de la température

La température de réchauffement des blocs de pergélisol est un paramètre majeur de l'expérimentation. Il a été décidé au fil de l'expérimentation de mettre en œuvre un système capable de contrôler de manière très précise la température. Un module d'asservissement de la température (M.A.R.C.E.L. : **Modélisateur Autonome de Réchauffement Climatique En Laboratoire**) est réalisé par L. Perez (UMR CNRS 6143 - M2C) ainsi que l'interface graphique. Ce système permet de piloter les périodes de chauffe des émetteurs IR via la station d'acquisition. Ce boîtier réalise la commutation, via un PC, de charges branchées sur le secteur et ayant une puissance de plusieurs centaines de Watts. Il fonctionne grâce à des relais de puissance. Concernant la partie logicielle, une température de consigne de chauffe indiquée par l'utilisateur et les mesures effectuées sur la station d'acquisition, permettent d'asservir la chauffe. Il s'agit d'un régulateur P.I.D. pour « Proportionnel Intégral Dérivé ». Son intérêt réside dans le fait que l'algorithme s'adapte à d'éventuelles perturbations.

L'asservissement de la température est réalisé sur la source, c'est-à-dire sur la température mesurée en surface des émetteurs IR à l'aide du thermocouple (type K) noyé dans la céramique. Un compromis est recherché entre le temps de montée en température du panneau radiant et un léger dépassement de la valeur de consigne en début de chauffe (Figure 31). Ce délai de correction est déterminé par rapport à l'inertie de l'émetteur.

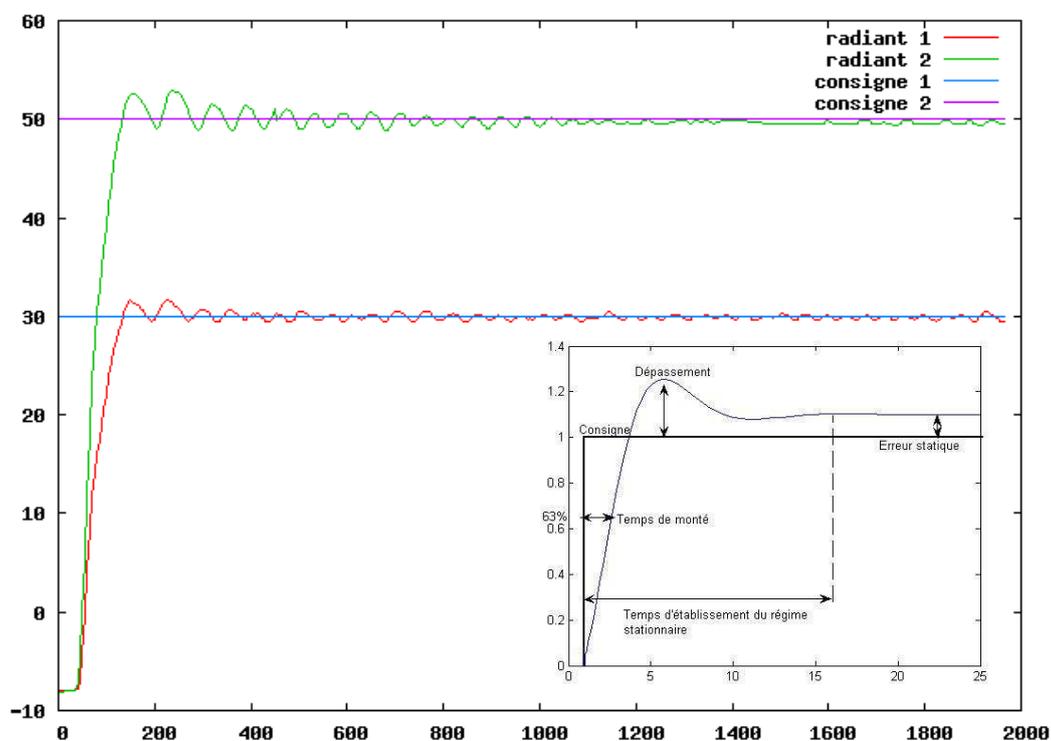


Figure 31 : Essais de chauffe avec M.A.R.C.E.L.. Deux consignes sont données pour deux émetteurs (30 et 50 °C). Lors de ces essais de calibration, au début de la chauffe, l'émetteur dépasse la consigne et se stabilise ensuite (figure : Laurent Perez - CNRS, M2C).

Afin de calibrer l'asservissement, divers essais de régulation sont effectués d'une part pour réduire le dépassement de la consigne (Figure 31) mais également pour tester plusieurs consignes de températures d'asservissement (Figure 33). A l'aide des thermocouples présents en surface et dans les blocs de pergélisol, il est possible de voir l'évolution de la température en surface pour une température d'asservissement donnée (Figure 32).

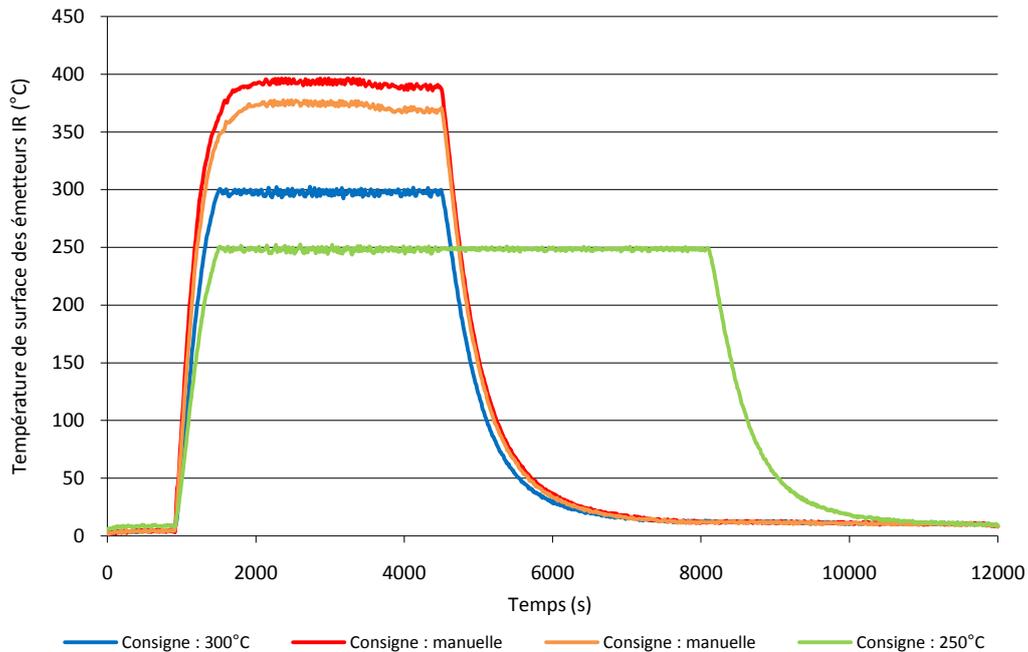


Figure 33 : Représentation de la température de surface des panneaux radiants pour deux consignes d'asservissement données (250 et 300 °C) et comparaison avec deux émetteurs en mode manuel (on/off). Après réglages suite à la calibration, la consigne n'est plus dépassée.

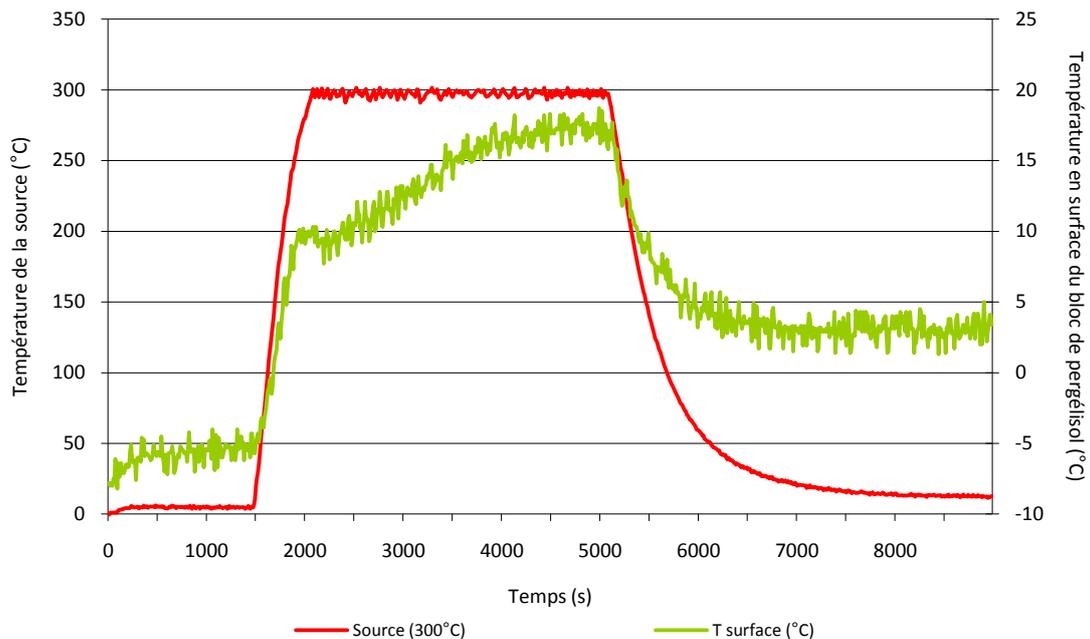


Figure 32 : Représentation de la température d'un émetteur IR avec une consigne de 300°C et évolution de la température en surface d'un bloc de pergélisol subissant un réchauffement. La température maximale atteinte est proche de 18 °C.



## 2 Protocole expérimental

Le principe de base du protocole expérimental est d'appliquer des cycles de gel-dégel sur des blocs de pergélisol réalisés en laboratoire et leur faire subir un réchauffement. Dans cette partie, les proportions et les différents constituants et des blocs de pergélisols vont être détaillés, ainsi que la méthode de confection des blocs. Enfin le protocole général sera détaillé et complété par les divers protocoles particuliers mis en place.

- 2.1 Les constituants des blocs de pergélisol
- 2.2 Préparation des blocs de pergélisol
- 2.3 Protocoles

---

### 2.1 Les constituants des blocs de pergélisol

Le pergélisol expérimental est constitué en utilisant les données disponibles sur les zones à environnements thermokarstiques (French, 2007) ; (Burn, 2007b). Ces dépressions se développent dans des formations superficielles, à savoir des sédiments récents datant du Quaternaire, voire de l'Holocène. Ces sédiments sont généralement typiques de plaines d'inondation ou de dépôts deltaïques. Ce sont des matériaux meubles et fins, voire très fins, de la catégorie des silts jusqu'aux limons. La teneur en glace du pergélisol est élevée, mais variable (Cf. Partie 1 - § 3.2).

La confection des blocs de pergélisol expérimental nécessite de trouver des matériaux fins relativement similaires et de réussir à faire geler les blocs avec une teneur en glace élevée tout en ayant un mélange le plus homogène possible, donc sans que le matériel ne décante et ne devienne biphasique.

Une description des sédiments et des différents assemblages de sédiments utilisés est faite ci-après, ainsi que les éléments relatifs à la teneur en eau et en glace des modèles. Deux types de sédiments ont été utilisés, du limon et du sable fin. Des mélanges en différentes proportions ont été testés.

### 2.1.1 Limons de la plaine de Caen

Le matériel limoneux utilisé provient de la plaine de Caen, c'est un matériel très fin de la classe des silts ( $< 50 \mu\text{m}$ ). Il est d'origine éolienne et provient de la déflation qu'a subie le fond de la Manche lors du Weichsélien (Lautridou, 1985). Les limons de la plaine de Caen sont en général carbonatés et contiennent donc de petits fragments calcaires. Il a été nécessaire de tamiser (à  $500 \mu\text{m}$ ) ce sédiment afin de ne pas introduire une trop grande hétérogénéité dans le matériel. Un graphique (Figure 34) représente le pourcentage des particules de limons en fonction de leur diamètre et la courbe cumulative des tailles de particules. Ces données sont obtenues par analyse au granulomètre laser. Le mode des limons est centré sur  $40 \mu\text{m}$ .

### 2.1.2 Sables de Nemours

Les sables de Nemours sont des sables blancs très purs et très fins, ils se sont mis en place à l'Oligocène. Ils sont composés à plus de 99,7 % de silice. L'analyse au granulomètre laser (Figure 34) montre que leur mode est aux alentours de  $200$  à  $300 \mu\text{m}$ .

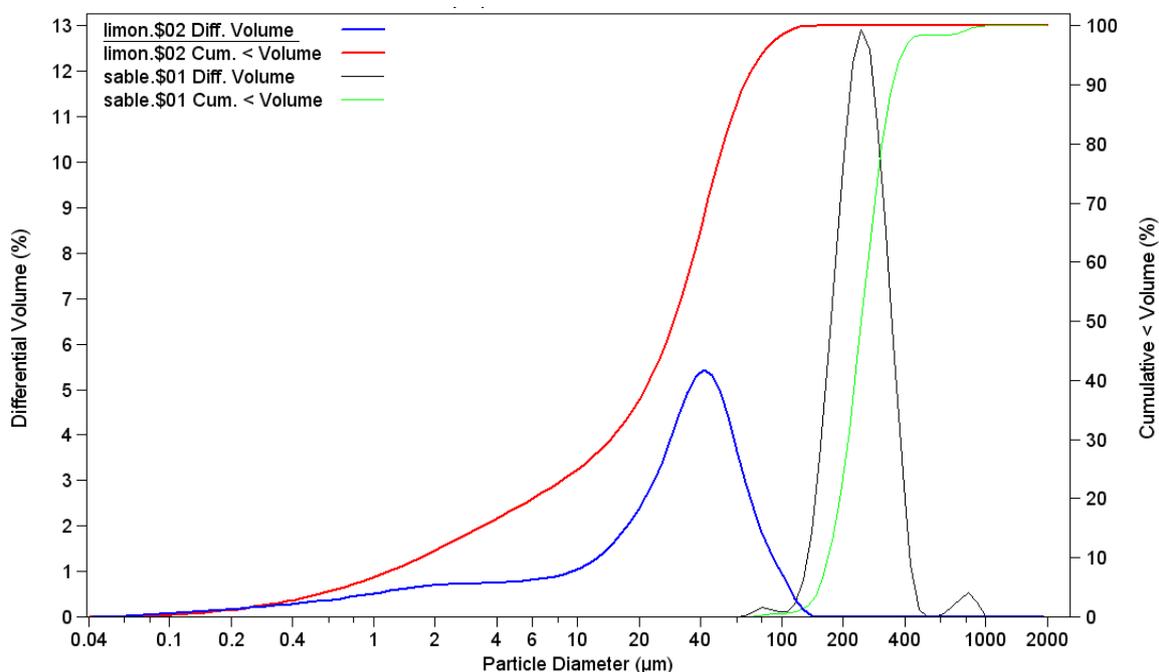


Figure 34 : Courbes granulométriques obtenue par comptage laser, des sables de Nemours et des limons de la plaine de Caen. Les courbes bleue et grise représentent le pourcentage de particules en fonction de leur diamètre. Les courbes rouge et verte représentent les courbes cumulatives (analyse & figure : Coralie Thouroude).

### 2.1.3 Assemblages de sédiments

Le limon est un matériel extrêmement cohésif et le sable, ici même très fin, ne l'est pas du tout (Figure 34, Figure 35). Différents mélanges peuvent être utilisés, réalisés à partir de différentes proportions de limons et de sable de Nemours. Ces mélanges une fois réalisés sont stockés à 45 °C afin qu'ils restent secs.

- Mélange 1 : 2/3 de limons et 1/3 de sable de Nemours
- Mélange 2 : 1/3 de limons et 2/3 de sable de Nemours
- Mélange 3 : 50 % de limons et 50 % de sable de Nemours
- Mélange 4 : 80 % de limons et 20 % de sable de Nemours
- Mélange 5 : 20 % de limons et 80 % de sable de Nemours



Figure 35 : Sédiments servant aux différents mélanges. A gauche, limons de la plaine de Caen (non tamisés), à droite, sable de Nemours.

---

#### 2.1.4 Teneur en eau

La confection des blocs de pergélisol s'appuie sur les travaux de Randriamazaoro (2007) qui a réalisé des blocs de pergélisol dans le but d'étudier, en chenal hydraulique en chambre froide, l'érosion thermique des berges de la Léna (Yakoutie, Russie). Il utilise un protocole particulier, de type PROCTOR (test de la compacité du sol pour une teneur en eau variable), de compactage de ses échantillons. Il existe alors une teneur en eau optimale de 16 %. Le sédiment utilisé dans son étude est un sable grossier d'origine marine, dit « sable de Bayeux ». Ici, en comparaison, le matériel est très fin, il est nécessaire d'avoir une valeur de teneur en eau initiale inférieure, autour de 14 %.

---

#### 2.1.5 Mesure de la capacité au champ

Afin de vérifier que les teneurs en eau choisies soient appropriées, des mesures de capacité au champ ont été réalisées.

La capacité au champ ( $\theta_c$ ) est un taux d'humidité remarquable (Musy, et al., 1991) correspondant à la capacité de rétention d'un sol, mais mesurée *in situ*. Elle correspond à la teneur en eau du sol après qu'il ait été drainé et que le régime d'écoulement soit devenu pratiquement nul. La détermination pratique de la capacité au champ s'effectue en mesurant la teneur en eau à l'aide d'un dispositif relativement simple appelé marmite à pression ou presse à membrane (Figure 36a).

Des échantillons des cinq assemblages de sédiments sont testés (également 100 % limons et 100 % sable de Nemours). Ils sont d'abord placés dans un saturateur (Figure 36b) durant trois jours afin de s'assurer qu'ils soient saturés en eau. Les échantillons sont ensuite placés dans la presse à membrane (Figure 36c) à une pression de 0,33 atmosphère. Dès que la pression à l'intérieur de la marmite dépasse la pression atmosphérique, l'eau retenue dans l'échantillon commence à s'écouler. L'écoulement cesse lorsque l'équilibre est atteint entre la pression de l'air à l'intérieur de la presse et les forces de succion dans les échantillons. Ils sont ensuite retirés de la marmite, pesés et mis à l'étuve à 105 °C durant deux jours. A leur sortie de l'étuve (Figure 36d) les échantillons sont de nouveau pesés.

La teneur en eau s'obtient alors selon (Équation 1) :

$$\frac{P_2 - P_3}{P_3 - P_1} \times 100$$

Avec P1 : masse du contenant à vide  
 P2 : masse de l'échantillon humide et du contenant  
 P3 : masse de l'échantillon sec et du contenant

*Équation 1: Calcul de la teneur en eau d'un échantillon.*

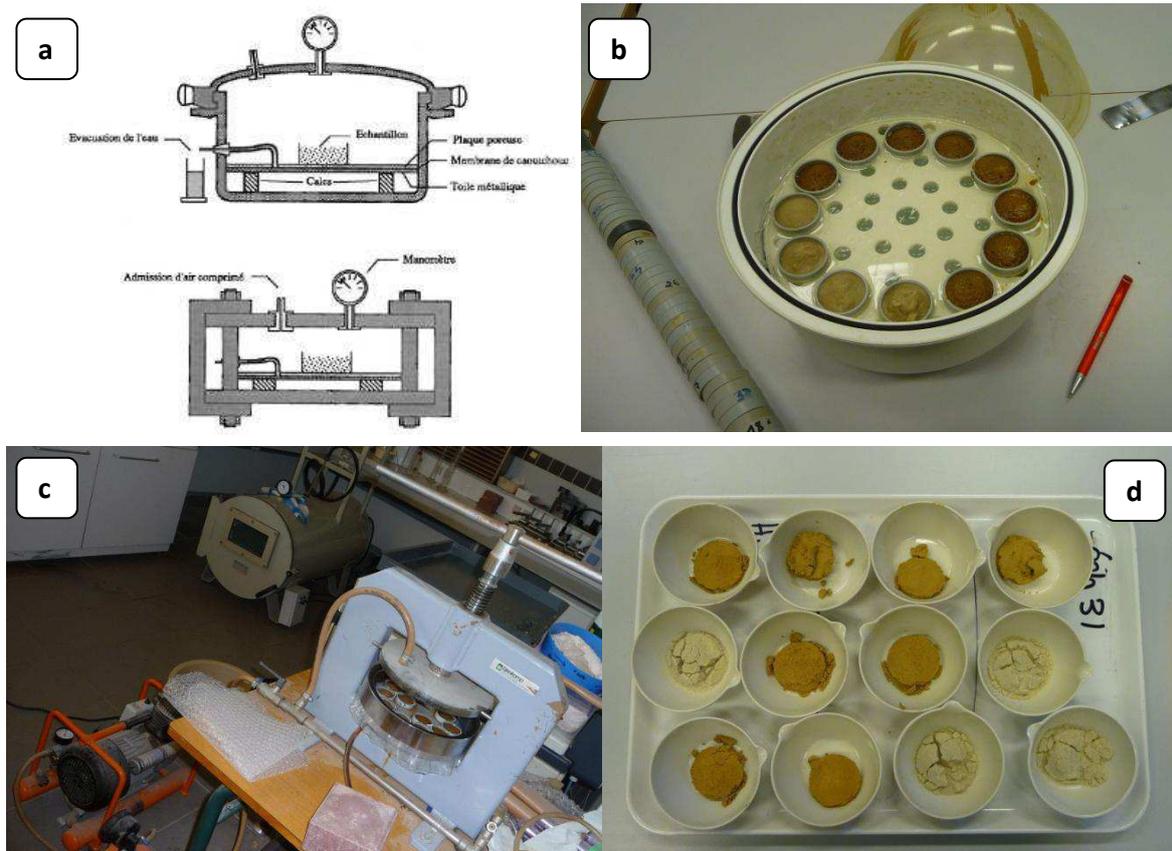


Figure 36 : a) Schéma d'une marmite à pression et d'une presse à membrane (Musy, et al., 1991) ;  
 b) Échantillons de différents mélanges de sédiments mis dans un saturateur ;  
 c) Échantillons une fois sortis de l'étuve après y avoir passé deux jours à 105°C ; d) Presse à membrane (laboratoire GEOPHEN), le dispositif est prêt à être fermé et mis sous pression.

La réalisation de ces essais à été faite au laboratoire de géographie de l'Université de Caen Basse-Normandie (GEOPHEN, LETG UMR CNRS 6554) avec la collaboration de MM. Patrick Le Gouée et Robert Davidson.

	Limon (%)	Sable (%)	Presse (atm.)	Becher (±0.01 g)	Échantillon humide (±0.01 g)	Échantillon. sec (±0.01 g)	Teneur en eau (%)	Moyenne	Écart-type
Ech. 1	100%		0.33	36.54	50.28	47.45	<b>25.9</b>	26.0	0.3
				34.64	48.79	45.84	<b>26.3</b>		
				37.49	50.60	47.91	<b>25.8</b>		
				-	54.27	50.95	-		
Ech. 2		100%	0.33	38.37	54.01	53.35	<b>4.4</b>	2.8	1.8
				44.63	60.51	60.33	<b>1.1</b>		
				35.80	49.84	49.64	<b>1.4</b>		
				38.41	54.54	53.86	<b>4.4</b>		
Ech. 3	66%	33%	0.33	35.18	45.18	44.05	<b>12.7</b>	12.6	0.2
				34.43	45.71	44.45	<b>12.6</b>		
				36.03	48.33	46.93	<b>12.8</b>		
				34.82	47.59	46.18	<b>12.4</b>		
Ech. 4	33%	66%	0.33	37.45	54.98	53.75	<b>7.5</b>	7.4	0.2
				37.00	51.70	50.67	<b>7.5</b>		
				35.68	50.18	49.21	<b>7.2</b>		
Ech. 5	50%	50%	0.33	37.63	52.56	51.03	<b>11.4</b>	12.0	0.6
				35.37	52.26	50.38	<b>12.5</b>		
				34.67	49.84	48.19	<b>12.2</b>		
Ech. 6	80%	20%	0.33	43.83	58.70	56.29	<b>19.3</b>	19.5	0.2
				35.07	50.19	47.72	<b>19.5</b>		
				35.68	51.09	48.55	<b>19.7</b>		
Ech. 7	20%	80%	0.33	35.16	49.48	48.91	<b>4.1</b>	4.3	0.2
				42.49	56.61	56.00	<b>4.5</b>		
				34.53	47.28	46.76	<b>4.3</b>		

*Tableau 1 : Récapitulatif des résultats de mesures de la teneur en eau des échantillons à l'aide de la presse à membrane.*

Les valeurs obtenues (Tableau 1) s'échelonnent de 1,1 à 26,3 % en fonction des mélanges de sédiments testés. Les échantillons majoritairement limoneux (échantillons 1, 3 et 6) présentent une teneur en eau élevée (> 12,4 %). Les échantillons majoritairement sableux (échantillons 2, 4 et 7) quant à eux sont caractérisés par une teneur en eau très faible à faible (entre 1,1 et 7,5 %). Le mélange mi-limons / mi-sable de Nemours a une teneur en eau moyenne de l'ordre de 12,03 %. Ces résultats montrent le fort pouvoir drainant du sable de Nemours. L'arrangement structural des particules ne permet qu'une très faible rétention d'eau.

Le second constituant principal d'un pergélisol est bien entendu la glace. La littérature (French, 2007) ; (Schirrmeister, et al., 2011) évoque dans les zones où se développent des lacs thermokarstiques, des teneurs en glace de l'ordre de 50 et 80 % en fonction des différents types de pergélisols (sporadique, discontinu, continu) et de leur épaisseur (Cf. Partie 1 - § 2.2.2).

La question étant de mieux appréhender l'évolution d'un pergélisol subissant un réchauffement, il a été décidé de tester plusieurs teneurs en glace. Les valeurs de 30, 50 et 80 % ont été retenues. Lors de la confection des blocs, les mélanges ont été réalisés de la manière la plus homogène possible et en essayant de faire fondre le moins possible la glace lors du mélange des constituants.

L'inertie de la chambre froide rend impossible le gel rapide d'un bloc de pergélisol de taille conséquente, un mélange d'eau et de sédiments deviendrait rapidement biphasique par décantation. Afin de palier à ce souci majeur, il a été décidé d'incorporer directement de la glace au sédiment. Tout d'abord, des blocs de glace ont été confectionnés puis broyés et ajoutés au sédiment. Cette technique s'est révélée très coûteuse en temps de confection des blocs de pergélisols et les éléments étaient d'assez grosse taille. Ces morceaux de glace ont été remplacés par la suite par des paillettes de glace (Figure 37a) confectionnées et livrées par l'intermédiaire d'un mareyeur. Ces paillettes se présentent en plaquettes de 2 à 3 mm d'épaisseur et de surface variable, de l'ordre de 2 à 5 cm<sup>2</sup> environ.

---

## 2.2 Préparation des blocs de pergélisol

La validation des résultats de l'expérimentation en modélisation physique nécessite de suivre un protocole de confection des modèles. Il a été décidé de réaliser les modèles à volume constant, à savoir 0,04 m<sup>3</sup>, ce qui correspond environ à une épaisseur de 200 mm de mélange des différents matériaux. La confection des modèles est entièrement réalisée dans la chambre froide, elle suit le cheminement ci-dessous :

- mélange des sédiments,
- mélange de l'eau préalablement rafraîchie avec les sédiments pour les saturer,
- ajout des paillettes de glace au précédent mélange,
- remplissage de chaque bac avec le mélange final et incorporation des thermocouples au centre,
- tassement,
- arrosage léger de la surface,
- mise en gel entre -20 et -15 °C durant 48 heures.



*Figure 37 : a) Différents constituants des blocs de pergélisol expérimental : eau proche de 0 °C (cuvette grise), paillettes de glace (bac de gauche) et mélange de sédiments (bac de droite) ; b) Modèle en cours de remplissage. Les thermocouples sont en partie déjà enfouis au centre et le dispositif de dégel est également visible au-dessus.*

Les mélanges de sédiments sont préparés au préalable et les quantités exactes de sédiments sont pesées ( $\pm 0,02$  kg) pour chaque modèle. Les quantités de glace et d'eau sont également préparées. L'eau est mise la veille dans une enceinte froide afin que sa température soit inférieure à 2 °C et ne fasse pas fondre la glace lors du mélange.

Il s'agit ensuite de procéder au mélange des trois constituants (Figure 37) du bloc de pergélisol : le sédiment, l'eau et la glace. Dans un premier temps, l'eau très froide est incorporée par petites quantités au sédiment afin que l'humidification soit la plus homogène possible. Les paillettes de glace sont ensuite ajoutées peu à peu à ce sédiment humide, toujours en veillant le plus possible à l'homogénéité du mélange.

Une fois le mélange terminé, le bac devant accueillir le modèle est rempli sur les cinq premiers centimètres. La réglette qui supporte les douze thermocouples est placée légèrement en retrait du centre afin que les thermocouples (le point de soudure) soient eux au centre. Le modèle est ensuite complété (Figure 37) avec le reste du mélange eau / sédiment / glace en veillant à ce que les thermocouples restent à la profondeur souhaitée. Une fois le remplissage terminé, le bloc est légèrement tassé et sa surface arrosée afin de palier à son assèchement.

Ces opérations sont renouvelées pour chaque bloc de pergélisol. De manière générale, trois ou quatre blocs sont confectionnés pour une série d'expérience. Ce nombre est contraint par la place à disposition et le nombre de thermocouples à disposition (Figure 38).

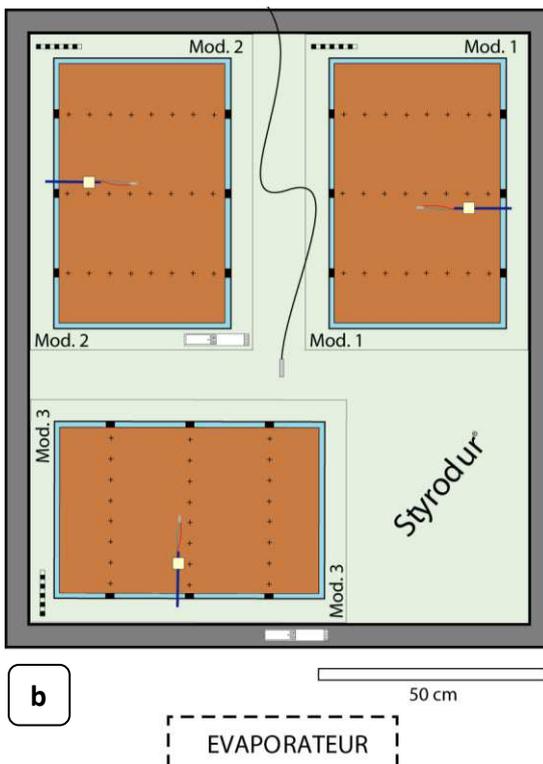


Figure 38 : a) Vue des modèles une fois leur mise en place terminée ; b) Schéma de la disposition des modèles dans l'enceinte dans la chambre froide. L'espace entre les bacs est comblé par de l'isolant. Sont visibles les thermocouples, la sonde Pt100 qui indique la température ambiante et les deux enregistreurs de l'humidité relative de la pièce.

---

## 2.3 Protocoles

Les protocoles mis en place ont pour but de tester l'influence des différents paramètres étudiés. Différentes évolutions du matériel sont venues se greffer au fur et à mesure des séries d'expérimentation. Également, divers protocoles particuliers ont été testés, soit par le biais de facteurs extérieurs aux modèles, soit du fait d'une particularité dans la confection du bloc de pergélisol.

---

### 2.3.1 Protocole général

Le protocole général régit le bon déroulement de la série d'expérimentations. Il inclut la phase de préparation et de mise en place de chaque bloc de pergélisol et il s'agit désormais de réaliser des cycles de gel-dégel et d'en mesurer l'impact sur chaque modèle en fonction de ses caractéristiques.

Chaque cycle de gel-dégel dure 24 heures et la durée de dégel est de 5 heures :

- $t_0$  : début du cycle à 00 h 00 → phase de gel
- $t_1$  → début de la phase de dégel (vers 9<sup>H</sup>30)
  - arrêt de la chambre froide (le modèle est entièrement gelé),
  - relevé de la température et de l'hygrométrie ambiante,
  - relevé de la topographie de chaque modèle sur une fiche dédiée,
  - prise de photographies de la surface de chaque modèle,
  - mise en place du dispositif de dégel au-dessus de chaque bloc de pergélisol, les panneaux radiant IR sont positionnés à 10 cm de la surface,
- $t_{1+2h}$ 
  - dégel de chaque modèle par rayonnement IR à l'aide de deux panneaux radiant espacés de 5 cm et installés au-dessus du centre de chaque bloc,
  - la consigne de température est de 300 °C en surface des émetteurs IR,
  - le temps de chauffe est de 60 minutes,
- $t_{1+3h}$ 
  - fin du dégel par rayonnement,
  - le dispositif supportant les émetteurs est relevé,
  - prise de photographies de la surface de chaque modèle,
  - relevé de l'épaisseur de la couche active de chaque modèle,
  - des annotations sont faites s'il y a des observations particulières, notamment sur la présence d'eau en surface du modèle,

- $t_{1+4h}$ 
  - hydratation de la surface de chaque modèle à l'aide d'un pulvérisateur, chaque modèle reçoit en surface environ 100 à 150 mL d'eau réfrigérée,
  - cette étape est réalisée uniquement tous les 2 jours,
- $t_{1+5h}$  → fin de la phase de dégel
  - remise en gel de la chambre froide,
  - annotations sur la persistance ou non d'eau en surface du modèle,
- $t_2 = t_{1+7h}$  → mesures durant la phase de gel
  - prise de photographies de la surface de chaque modèle,
  - relevé de la topographie de chaque modèle,
  - relevé de la température et de l'hygrométrie ambiante,
- $t_3 =$  → fin du cycle à 23 h 59.

Pour chaque série d'expérimentations, le nombre de cycles est compris entre 10 et 15. Lorsque les cycles sont terminés, les modèles sont ensuite découpés afin d'avoir une vision de leur structuration interne. Cette étape est détaillée dans le paragraphe 3.3.

A noter, qu'avant de valider ce protocole général, de nombreux essais ont été réalisés (Figure 39), en particulier avant de choisir d'effectuer le dégel des blocs de pergélisol à l'aide d'émetteurs IR. Pour mémoire, ces approches sont brièvement détaillées ci-après.

En première approche, plusieurs techniques de dégel sont testées :

- **Un arrêt simple de la chambre froide** : le compresseur est arrêté afin que l'élévation de température suffise à dégeler la partie superficielle des modèles. Mais, pour une température de gel de  $-5\text{ °C}$ , l'évolution des températures à 50 mm du fond est d'environ  $+0.5\text{ °C}$  par heure, la surface ne dégèle pas suffisamment rapidement.
- **Une modification de la durée et de la fréquence des périodes de dégivrage de la chambre froide** : initialement, le dégivrage est réglé pour influencer le moins possible les températures de surface des modèles (10 minutes d'arrêt complet avec chauffage + 5 minutes de ventilation). La durée du dégivrage est allongée à 25 minutes de chauffage + 10 minutes de ventilation. La température maximale avoisine alors  $16\text{ °C}$  environ. Aucun phénomène de dégel en surface n'est observé. La température ambiante redescend rapidement une fois le dégivrage terminé.

- **Un dégel par convection** : un radiateur à air pulsé (puissance 2000 W) est installé en regard de la surface des modèles afin de chauffer rapidement et plus longuement l'air ambiant et provoquer un réchauffement de surface. Après 2 h 30 de chauffe (environ 110 °C en sortie et environ 65 °C à 20 cm), la température ambiante est proche de +18 °C et la température en surface des modèles avoisine +6 °C. Un début de dégel est visible sur environ 2 à 3 mm. Après 3 h de chauffe, la température ambiante atteint +25 °C, et +8 °C en surface des modèles. La méthode n'est pas suffisamment efficace.
- **Un dégel par convection à l'aide d'un décapeur thermique (puissance 1500 W)** : un premier dégel localisé au centre durant 3 minutes suffit à dégeler environ 8 mm. Après 7 minutes, l'épaisseur dégelée est d'environ 20 mm.

Dans une première série d'expérimentation, la méthode de dégel par convection à l'aide du décapeur thermique est utilisée pour 4 modèles : A, B, C & D (Cf. annexe A).

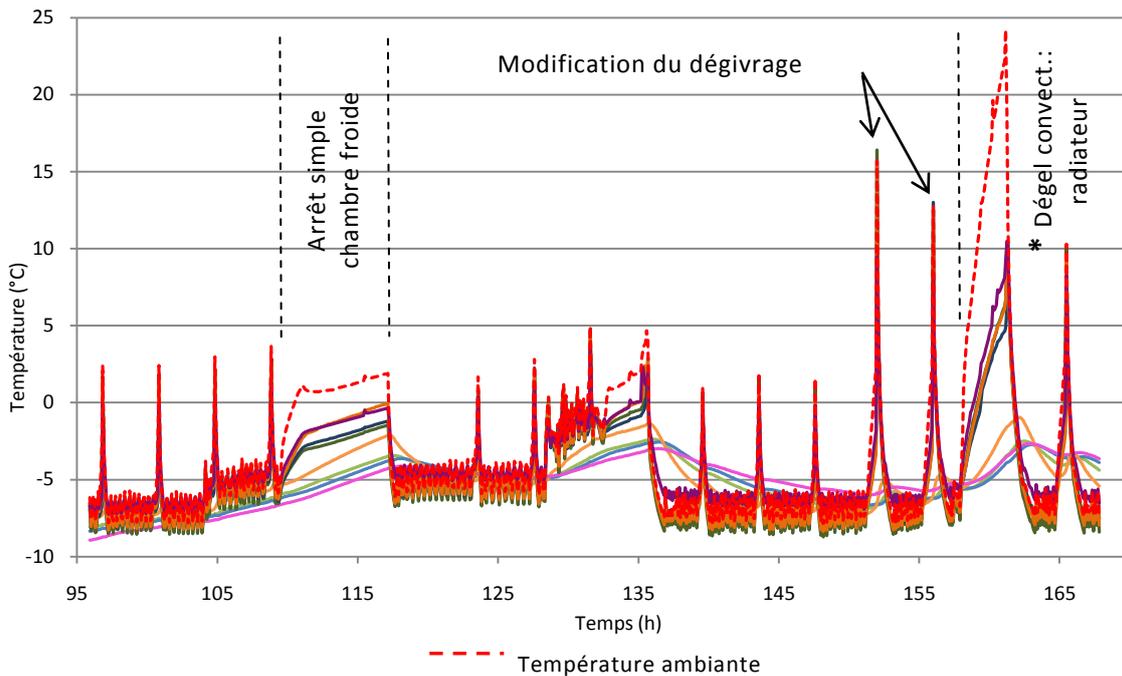


Figure 39 : Représentation de la température en fonction du temps lors des premiers essais de dégel. Les oscillations les plus petites correspondent aux pulses d'air froid, les seconds pics à intervalle régulier (4h) aux périodes de dégivrage du ventilateur. Enfin, sont annotés les différents essais de dégel réalisés en début d'expérimentation.

Le dégel à l'aide du décapeur thermique est fortement lié à l'opérateur, de plus il est trop efficace car le souffle est très important. Durant cette première phase d'expérimentation, une alternative à cette méthode de dégel est recherchée. Une phase de test est réalisée à l'aide d'un émetteur céramique à rayonnement infra-rouge long. Sa température de surface à pleine puissance est comprise entre 355 et 400 °C à température ambiante (Figure 33), mais elle décroît très rapidement avec la distance. Des tests sont menés pour estimer la meilleure distance à laquelle doit se trouver le panneau radiant. A température ambiante standard et à environ 10 cm de la surface de l'émetteur, la température ressentie est seulement d'une cinquantaine de degrés Celsius.

Le rayonnement infra-rouge est caractérisé par une émission d'ondes depuis un corps en chauffe et qui provoque une élévation de température d'un récepteur. L'avantage de ce mode de chauffage est qu'il n'y a pas besoin de milieu intermédiaire pour transférer l'énergie car les infrarouges ne sont pas absorbés par l'air. L'inertie thermique des émetteurs IR est faible et le temps de chauffe est assez court. Le corps qui est chauffé est opaque et la profondeur de pénétration du rayonnement est très faible ; le transfert de chaleur se fait ensuite par conduction thermique.

### 2.3.1 a Température maximale en surface des émetteurs IR

Les émetteurs IR sont utilisés pour le dégel d'abord de manière simple : marche ou arrêt. Ce matériel a des limites et les résistances ont des tolérances variables. Plusieurs tests sont effectués pour connaître les températures de surface maximales que peuvent atteindre les panneaux IR. Ces tests (Tableau 2) sont réalisés à la fois à température ambiante standard et dans une ambiance froide, à environ 5 °C, ce qui représente approximativement la température ambiante lors de la phase de dégel des expérimentations.

T1 : Température ambiante froide (5 °C)															
N° IR	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
T (°C)	367.6	391.6	384.1	384.9	365.5	395.4	361.5	388.4	398.5	392.8	382.6	379.2	400.1	389.3	383.7

T2 : Température ambiante chaude (22 °C)				Moyenne		Écart type		T2 - T1 (°C)			
N° IR	7	13	14	15	T1			7	13	14	15
T (°C)	377.5	411.5	394.3	390.9		384.3	11.7				
					T2	393.6	14.0	16.0	11.4	5.0	7.2

Tableau 2 : Températures maximales en surface des émetteurs IR pour T1 en ambiance froide et T2 à température standard.

La variabilité des températures maximales à température ambiante froide après 30 minutes est assez grande. En surface la température s'échelonne de 361,5 à 400,1 °C, soit environ 40 °C. A température ambiante standard la variabilité est également assez grande, environ 34°C. Soit, pour 4 émetteurs entre 377,5 et 411,5°C. La moyenne entre T1 et T2 varie d'une dizaine de degrés Celsius, l'écart pour 4 thermocouples en particulier est compris entre 5,0 et 16,0 °C.

Pour une ambiance froide (Figure 41), la température commence à se stabiliser à partir de 18 minutes de chauffe. Les températures sont comprises entre 350 et 400 °C et la variation propre à chaque thermocouple est d'environ 2 à 5 °C. Pour une température ambiante standard (Figure 40), la stabilisation de la température intervient également environ après 18 minutes de chauffe. Les températures sont comprises entre 370 et 410 °C et la variation pour chaque thermocouple est d'environ 5 °C.

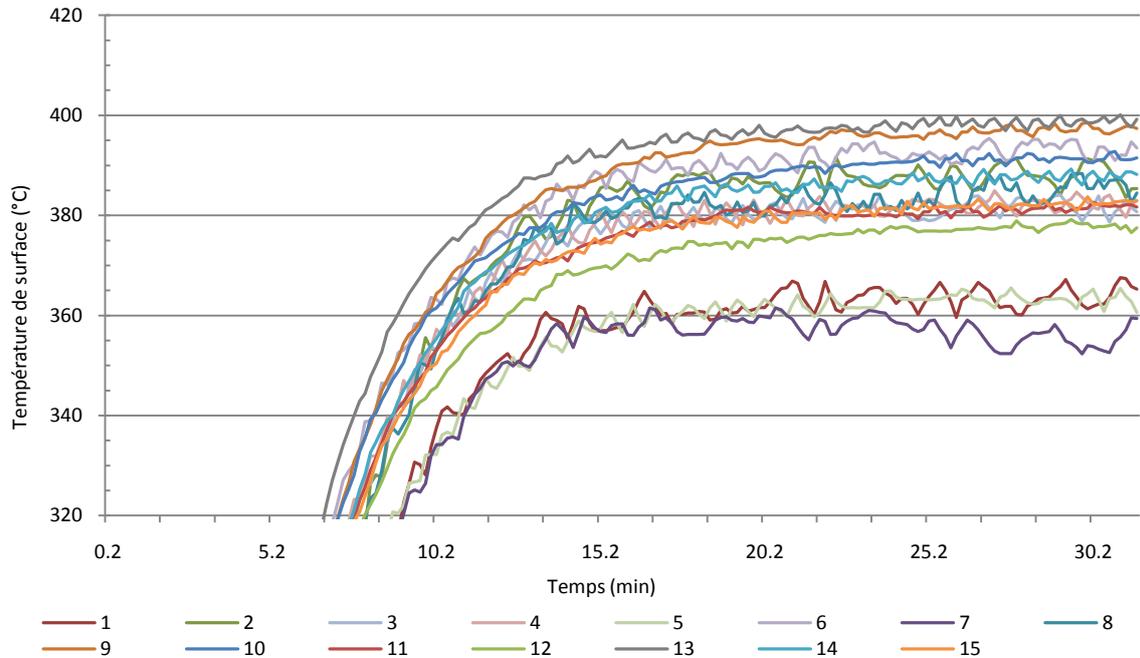


Figure 41 : Températures maximales atteintes en surface par 15 émetteurs IR en chauffe durant 30 minutes à une température ambiante de 5 °C.

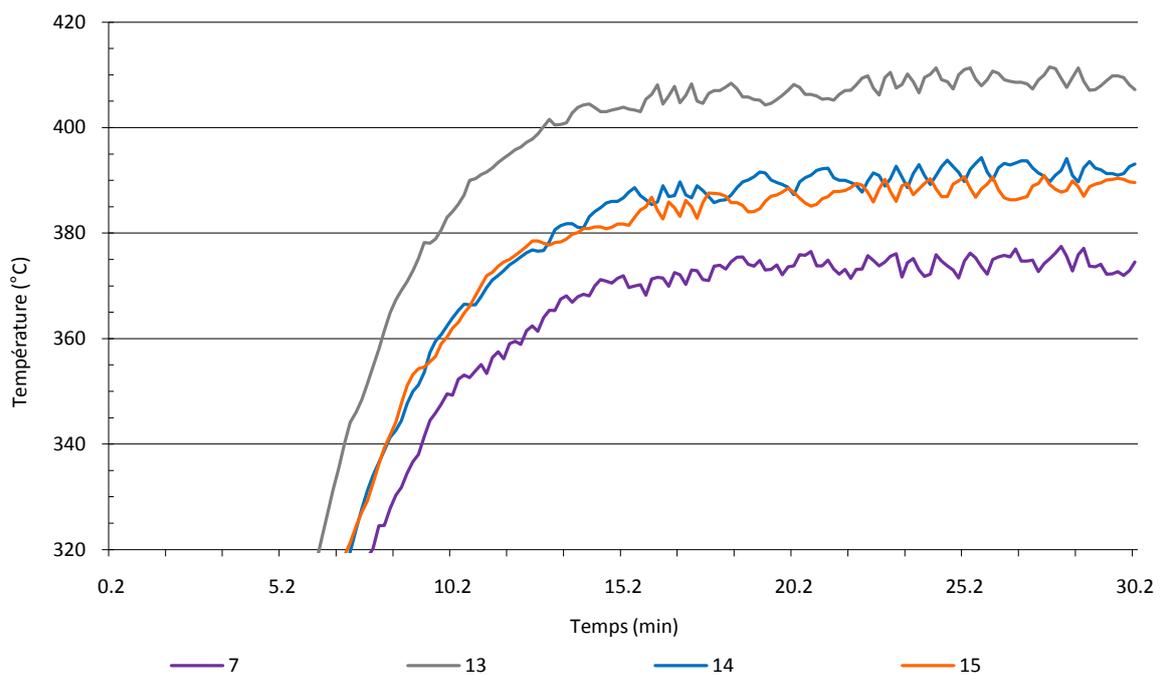


Figure 40 : Températures maximales atteintes en surface par 4 émetteurs IR en chauffe durant 30 minutes à une température ambiante de 22 °C.

Afin de palier à cette variabilité (Tableau 2, Figure 40, Figure 41) de température, un asservissement à la source est réalisé. Dans la majeure partie des expérimentations, la consigne est placée à 300 °C, température que tous les émetteurs atteignent dans un même délai.

### 2.3.1 b Évolution de la température dans des corps simples

Afin de mieux appréhender l'impact de l'utilisation du rayonnement IR sur les blocs de pergélisol, une étude portant sur la caractérisation du gradient de température des émetteurs infra-rouge dans différents milieux, à température ambiante et en chambre froide, est réalisée.

Plusieurs expériences permettent d'observer l'évolution de la température dans des milieux simples (air, eau) à température ambiante et en chambre froide, mais aussi dans un mélange de sédiments secs (Figure 42, Figure 43), humides (Figure 44) ou gelés placés sous un rayonnement IR.

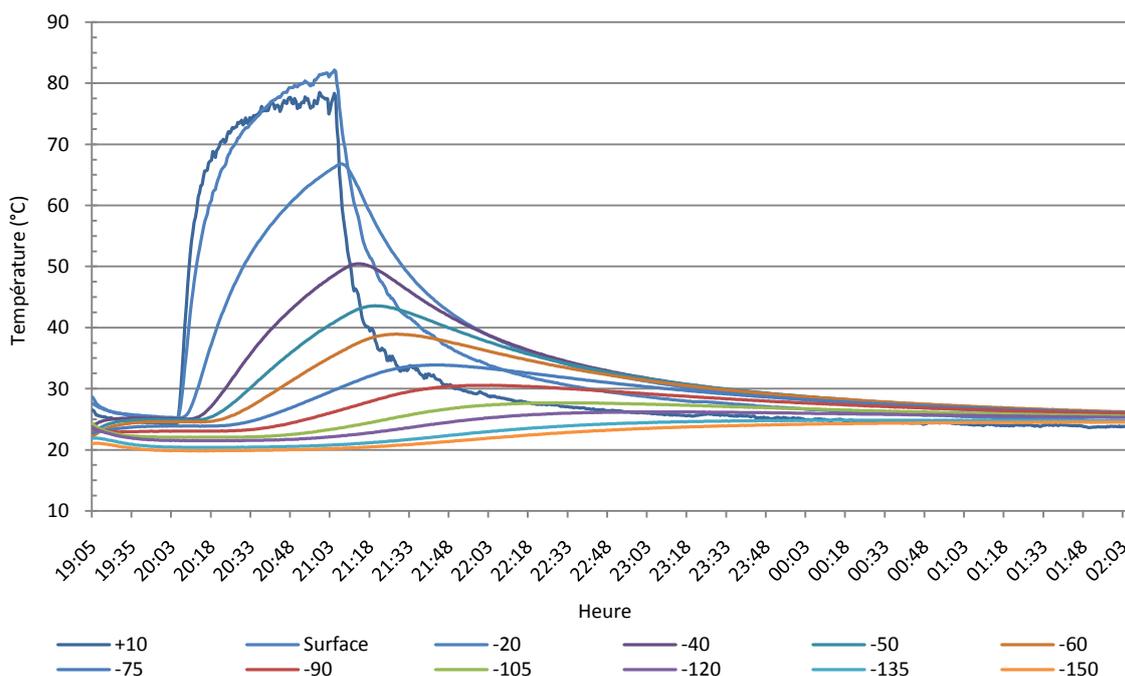


Figure 42 : Évolution de la température dans un sédiment sec à température ambiante.

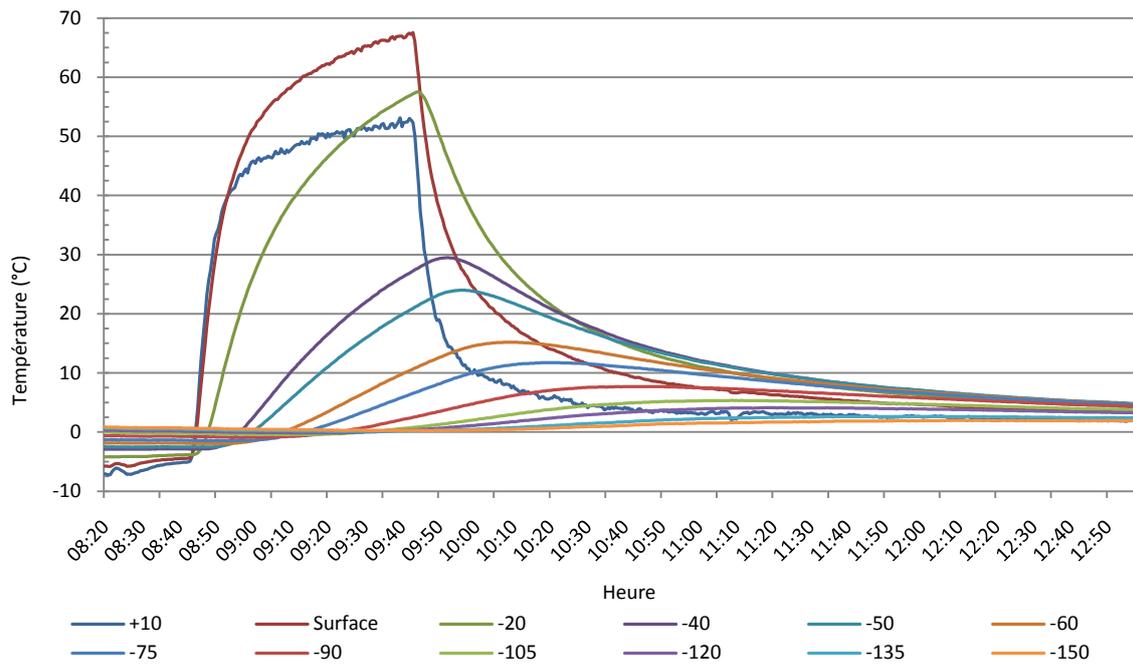


Figure 44 : Évolution de la température dans un sédiment sec en chambre froide.

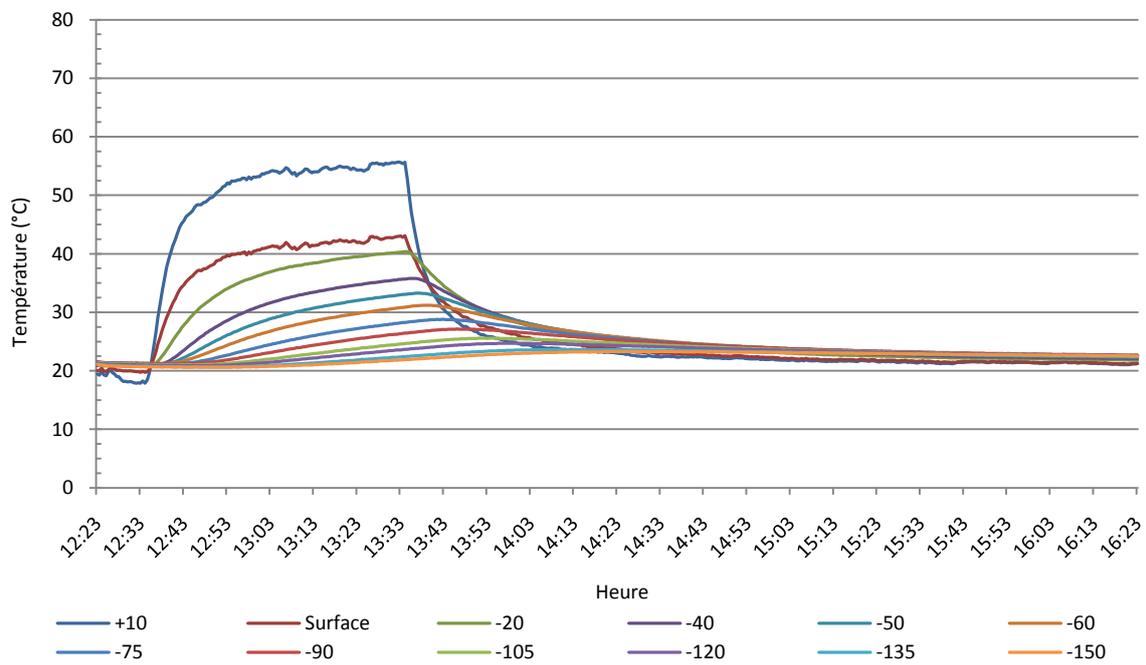


Figure 43 : Évolution de la température dans un sédiment humide à température ambiante.

Les principales conclusions de ces expérimentations sont les suivantes <sup>(1)</sup> :

- dans l'air, l'augmentation de température est quasiment inexistante : la conductivité de l'air est très faible,
- dans l'eau, quelle que soit la température, il n'y a pas d'élévation de température en profondeur,
- la température initiale du matériau n'influence pas la conduction de la chaleur,
- la température environnante n'influe pas sur la vitesse de conduction de la chaleur,
- à température ambiante, le sédiment garde plus facilement la chaleur emmagasinée lors du réchauffement,
- à température ambiante, l'élévation de température est plus faible que lorsque l'expérience est réalisée dans la chambre froide,
- dans un sédiment humide (14 %), la chaleur emmagasinée est moins importante que dans un sédiment sec (inertie thermique de l'eau),
- un sédiment humide conduit plus rapidement la chaleur qu'un sédiment sec ou gelé. Durant le réchauffement d'un sédiment gelé, sa conduction varie en fonction de la teneur en eau qui augmente au fil de la manipulation.

(1) : *Rapport de stage de Master, Émilie Poullain (2009).*

### 2.3.1 c Répartition de la température en surface

Avant que le protocole général soit adopté, des mesures de répartition de la chaleur en surface d'un bloc sont réalisées. Un premier maillage de 15 thermocouples est placé à 40 mm de profondeur. Un second maillage de 15 thermocouples et un thermocouple dans chaque coin est placé en surface (Figure 38a, b). Une période de réchauffement de 60 minutes avec une consigne de 300 °C est réalisée. A la fin du dégel, les données de température sont interpolées par krigeage sur ArcMap© afin d'avoir une vision cartographique (Figure 38c).

L'interpolation des températures rend visible leur répartition en surface d'un bloc de pergélisol. Pour les conditions de réchauffement du protocole général, la répartition est concentrique. Au centre, la surface atteint des valeurs de température de l'ordre de 25 °C environ. Les bords du modèles restent quant à eux gelés, la température reste négative, entre zéro et -5 °C.

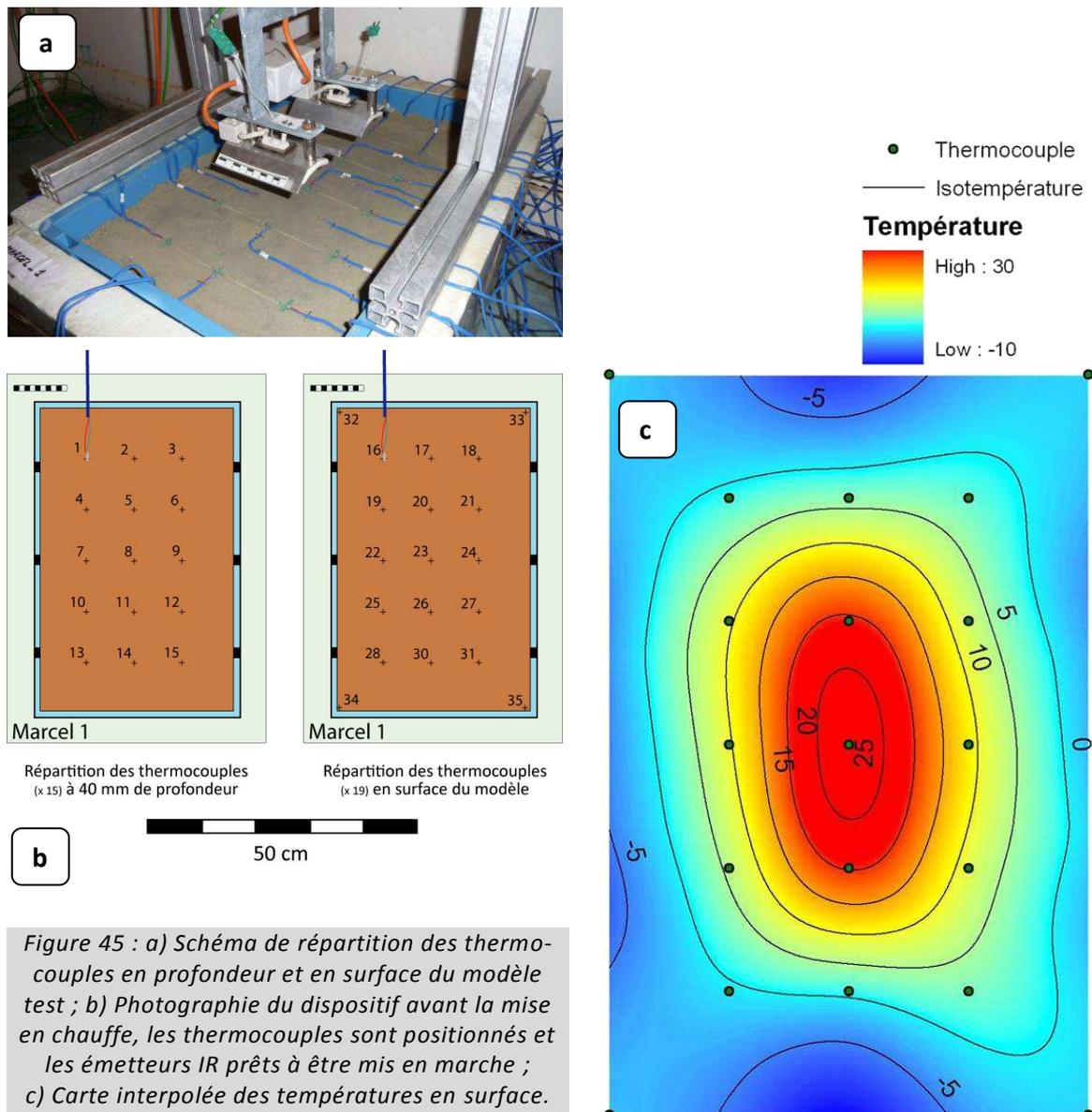


Figure 45 : a) Schéma de répartition des thermocouples en profondeur et en surface du modèle test ; b) Photographie du dispositif avant la mise en chauffe, les thermocouples sont positionnés et les émetteurs IR prêts à être mis en marche ; c) Carte interpolée des températures en surface.

### 2.3.1 d Dégel d'un bloc de pergélisol sur la totalité de son épaisseur

Un test de dégel complet (au centre) d'un bloc est réalisé. Le bloc est à dominance sableuse et contient 50 % de teneur en glace. La température initiale au fond du bloc-test est de -7 °C au début du dégel. Le réchauffement s'opère à l'aide de deux émetteurs IR placés à 10 cm de la surface et espacés de 5 cm, la consigne d'asservissement à la source est à 300 °C. Un seul thermocouple est placé au fond du modèle.

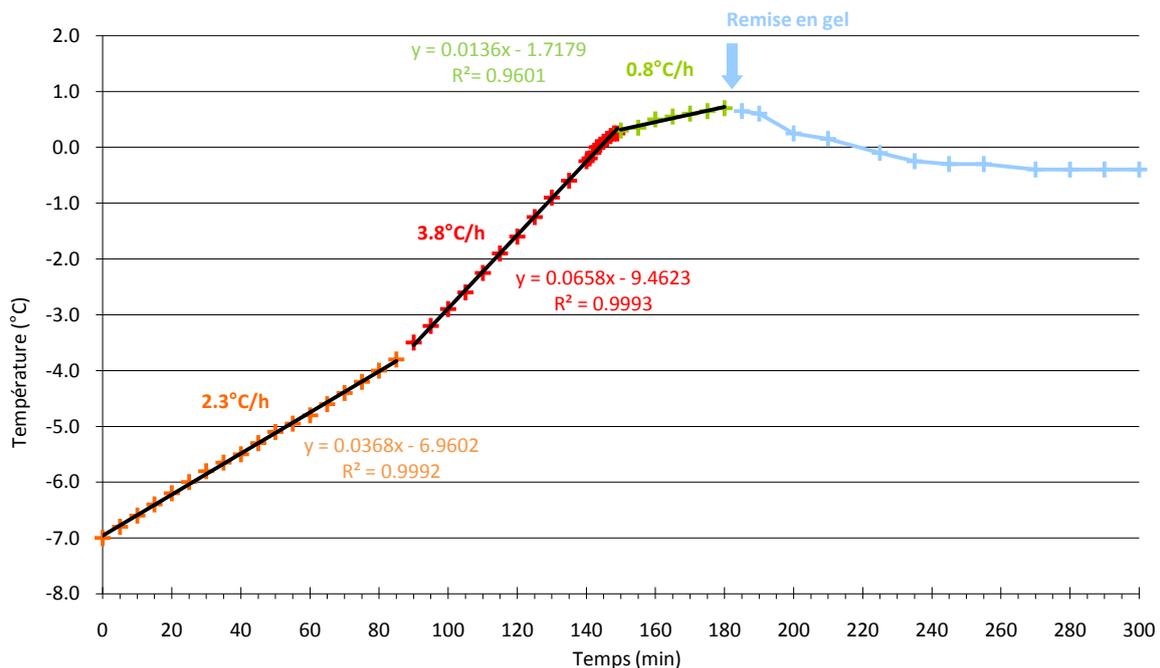


Figure 46 : Courbe de l'évolution de la température d'un bloc de pergélisol jusqu'à son dégel complet.

Le dégel complet du bloc intervient après un peu plus de 2 h 20 de réchauffement. Trois tendances linéaires sont observables (Figure 46). Durant les 80 premières minutes, la température augmente d'environ 2 °C/h au fond du modèle. La température progresse ensuite de presque 4 °C/h jusqu'au dégel. Une fois le modèle entièrement dégelé (au centre) la température progresse beaucoup plus lentement, à peine à 1 °C/h.

Dans le protocole général, le réchauffement à l'aide des émetteurs IR dure 60 minutes et la progression de la température doit a priori rester linéaire sur cette période, comme ici dans la première phase (au fond du modèle et avec les mêmes caractéristiques lithologiques et de teneur en glace).

### 2.3.2 Protocoles particuliers

En plus du protocole général, plusieurs protocoles particuliers sont mis en œuvre afin de comparer la réponse d'un bloc de pergélisol dans d'autres conditions expérimentales. Ces changements ont pour but de tester soit à des paramètres externes (mode de dégel, précipitations...) soit à des paramètres propres au modèle (teneur en eau, couche de glace).

#### 2.3.2 a Paramètres externes

- Lors des premières expérimentations le dégel est réalisé uniquement avec un seul émetteur IR. Il est placé bien au centre du modèle, toujours à 10 cm au-dessus de la surface. Mais à ce stade, l'asservissement de la température n'est pas encore en place et l'émetteur IR chauffe à pleine puissance durant 60 minutes. Ce mode opératoire concerne 9 modèles (Figure 47).
- Dans le cadre de deux expériences, le dégel est mené avec trois panneaux IR, il s'agit de réaliser un dégel global depuis la surface et non plus un dégel uniquement localisé au centre du modèle. Les émetteurs se trouvent toujours à 10 cm de la surface du modèle et sont espacés de 5 cm (Figure 47).

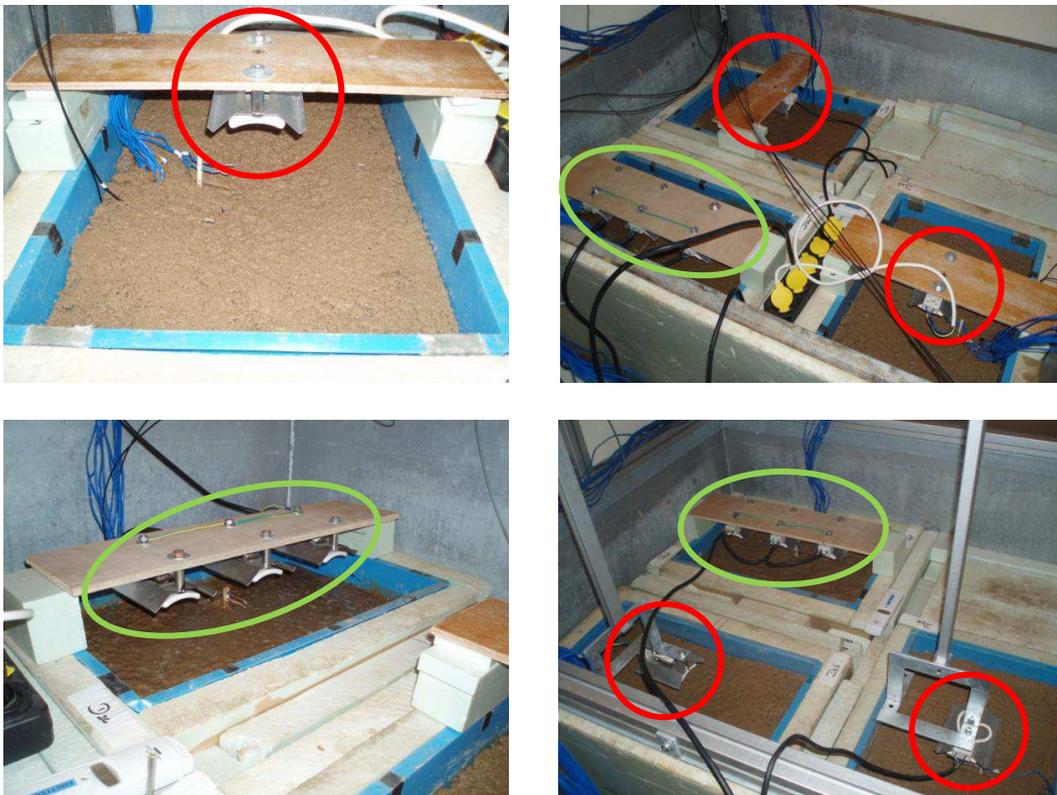


Figure 47 : Vues de plusieurs dispositifs de dégel constitués d'un seul (en rouge) ou de trois (en vert) émetteurs IR.

- Une fois la méthode d'asservissement de température adoptée, une expérience à été menée afin de comparer l'influence de la consigne indiquée en début de dégel (Figure 48). Habituellement, la consigne est de chauffer à 300 °C en surface de l'émetteur IR, dans le cas d'une expérience, la consigne de température est seulement de 200 °C.

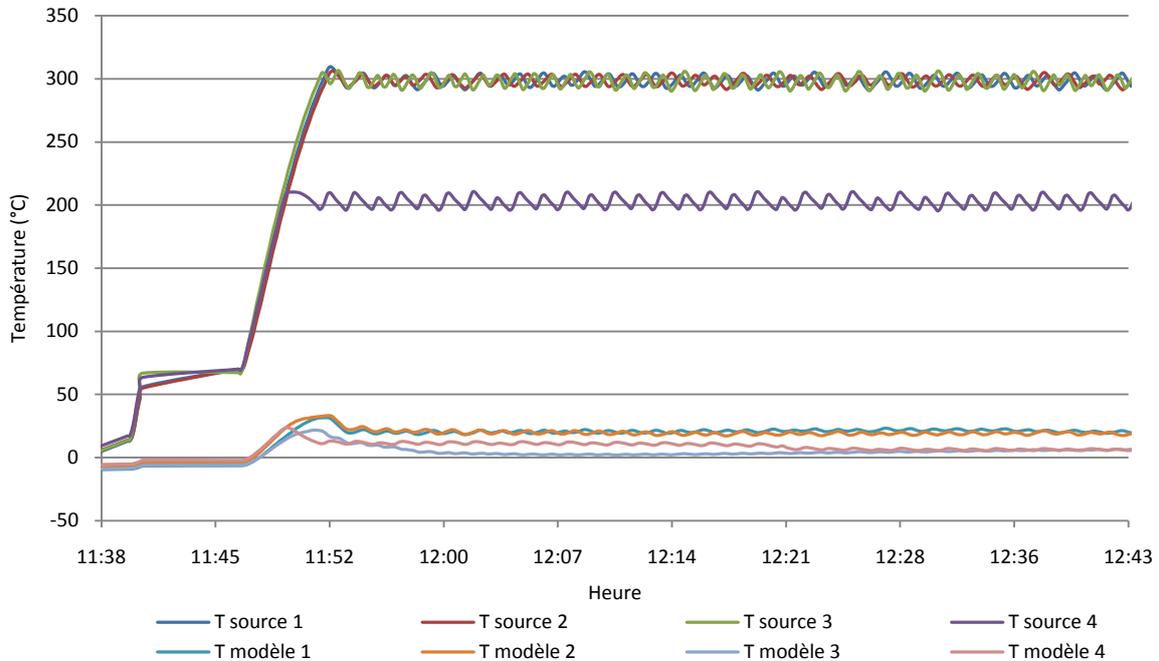


Figure 48 : Température de consigne de l'asservissement. Les sources 1, 2 et 3 ont une consigne à 300 °C, la source 4 à 200 °C. Les 4 courbes « T modèle » correspondent à la température en surface des blocs de pergélisol.

- Le nombre de cycles de gel-dégel est également un paramètre pris en compte. Lors des premières phases de manipulation, 4 modèles ont subi entre 48 et 51 cycles (Cf. annexe A). Au cours des phases suivantes, la durée d'expérimentation est comprise en général entre 13 et 15 cycles. Pour un modèle, le nombre de cycle a été augmenté à 27 afin de vérifier l'impact de ce facteur.

### 2.3.2 b Paramètres internes

- **Teneur en eau des sédiments** : lors de la confection des modèles, la teneur en eau est de l'ordre de 14 %. Pour une expérience en particulier, les sédiments sont sursaturés avec 17 % d'eau. Cela permet de se rendre compte de l'influence de la teneur en eau sur l'évolution du bloc de pergélisol expérimental.
- **Ajout d'eau en phase de dégel** : dans le protocole général, l'ajout d'eau en surface du modèle intervient pour palier à l'assèchement de la surface induit par la ventilation de la chambre froide (cryo-succion). Un bloc témoin permet de quantifier cet assèchement (Figure 49). Ce bloc ne subit aucun dégel, il est seulement soumis aux cycles propres de la chambre froide (dégivrage) et aux variations de température ambiante. Il est pesé lors de sa confection, puis deux fois par jour, avant et après le dégel des autres blocs. Après 20 jours, le bloc s'est allégé de 850 g, soit en moyenne une perte d'environ 45 g d'eau par jour. Cette moyenne est compatible avec les mesures réalisées durant chaque cycle (perte d'environ 40 g). La majorité des modèles sont arrosés (100 - 150 mL) uniquement trois fois par semaine mais pour un modèle, un arrosage intervient après chaque phase de dégel afin de voir si cet ajout journalier a un impact sur l'évolution du pergélisol.

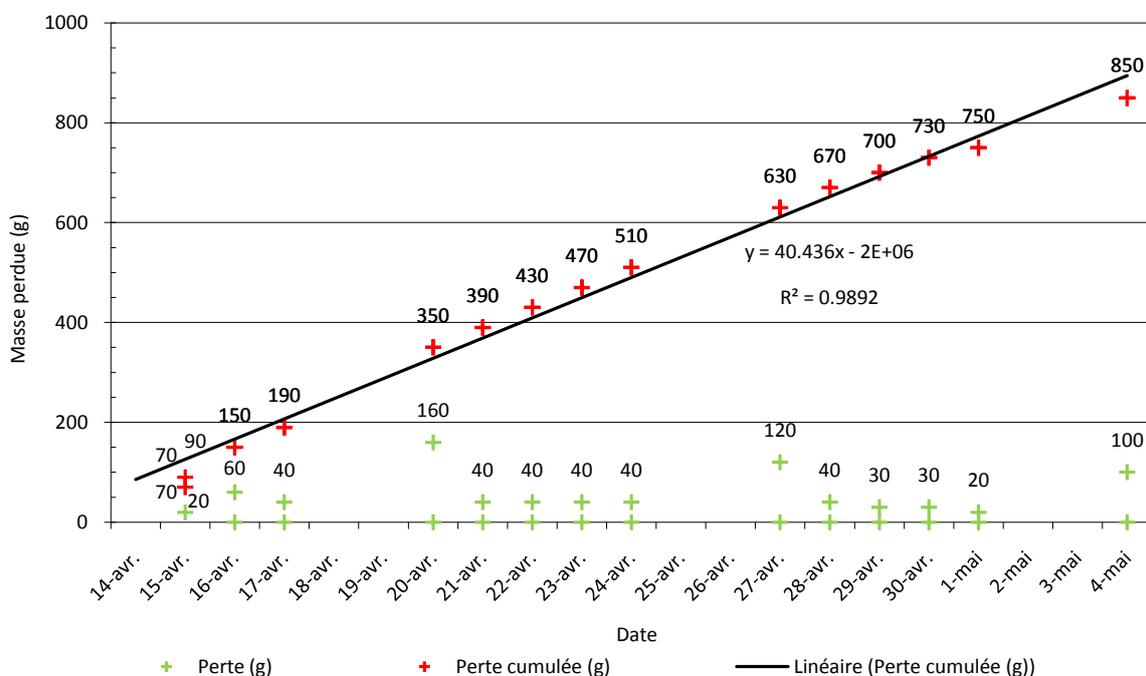


Figure 49 : Quantification (en g,  $\pm 20$ ) de l'assèchement en surface d'un bloc de pergélisol.

- **Couche de glace en sub-surface** : dans certains modèles, une couche de glace est ajoutée en sub-surface (Figure 50a, Figure 51) afin de simuler la présence d'une lentille de glace de ségrégation ou bien la présence d'une couche de glace massive. La position, la forme et l'épaisseur de cette couche peut varier en fonction des modèles.

Lorsqu'une couche de glace est incorporée dans un modèle, la préparation des différents constituants ne change pas. La couche de glace est confectionnée à partir de paillettes de glace déposées selon l'épaisseur voulue à une profondeur particulière dans le modèle. Lors du remplissage du modèle, le mélange eau / sédiments / glace est ajouté dans le bac jusqu'à l'emplacement prévu du mur de la couche de glace puis tassé légèrement afin de laisser une surface la plus plane possible. La glace en paillettes est incorporée, tassée et légèrement humidifiée afin de faciliter la cohésion. Puis, le complément de mélange eau / sédiments / glace est ajouté jusqu'à ce que le modèle soit complet.

Pour la préparation de trois blocs, la couche de glace est colorée avec du bleu de méthylène (Figure 50b) afin de tenter de répondre à certains questionnements liés à la perte d'eau et pour suivre la migration de l'eau de fonte dans les modèles. Une solution de bleu de méthylène à  $6 \text{ g.L}^{-1}$  a été mélangée avec les paillettes de glace.

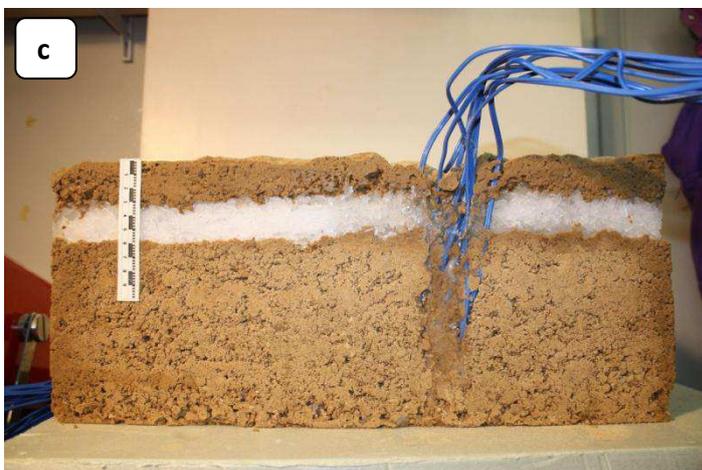
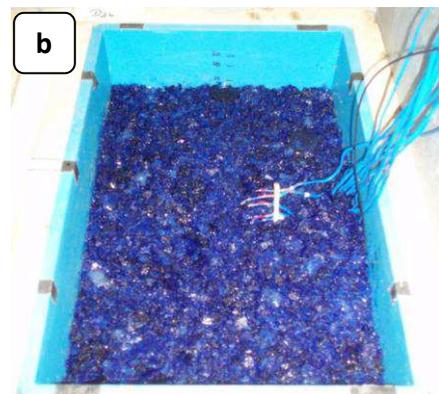


Figure 50 : a) Mise en place d'une couche de glace en sub-surface d'un bloc de pergélisol expérimental ; b) Couche de paillettes de glace colorées avec une solution de bleu de méthylène ; c) Couche de glace visible une fois le bloc « dé-moulé », exemple du modèle D4.

Dans 11 modèles sur 25, une couche de glace est présente en sub-surface. Elle varie en épaisseur et dans sa forme (Figure 51).

- Épaisseur de la couche de glace :

Dans 9 modèles sur 11, la couche de glace fait 20 mm d'épaisseur. Le toit de la couche de glace se situe toujours à 40 mm de la surface du modèle. Dans les deux autres modèles, la couche de glace est épaisse de 30 mm.

- Lentille de glace :

Dans un des modèles, la couche de glace n'est pas répartie sur la totalité de la surface, mais sous la forme d'une lentille au centre du modèle. Dans ce cas-ci, le dégel se fait avec 3 émetteurs IR.

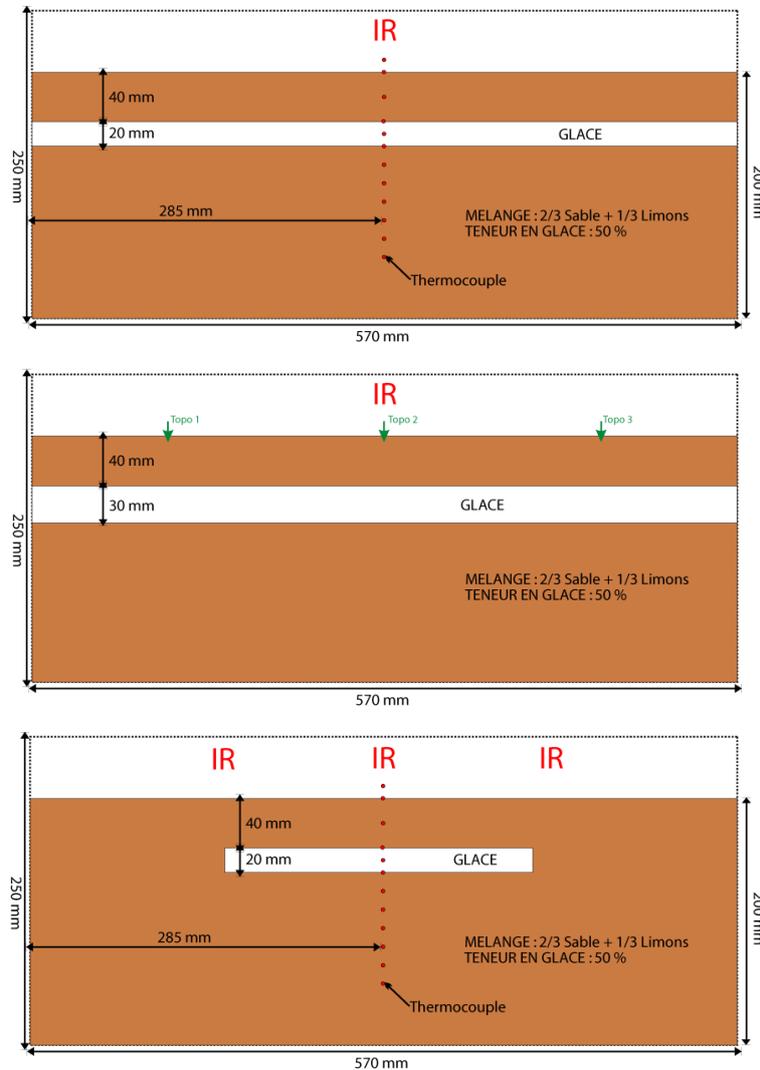


Figure 51 : Coupes schématiques de trois blocs de pergélisol expérimental montrant les possibles variations d'épaisseur et de forme d'une couche de glace massive lorsqu'elle est présente.

## 3 Données

Différentes séries de données sont acquises pendant le déroulement de l'expérimentation. Ces données permettent de suivre l'évolution du comportement des blocs de pergélisol au cours des cycles de gel-dégel. Elles concernent entre autres, la topographie (affaissement ou gonflement du pergélisol), l'épaisseur de la couche active, les températures mesurées dans les blocs de pergélisol, la structuration des modèles à la fin des cycles de gel-dégel.

Ces données sont présentées pour chaque bloc expérimental dans des fiches synthétiques en annexe A.

- 3.1 Données de surface et sub-surface
- 3.2 Données de température
- 3.3 Étude de la structuration des blocs à la fin de l'expérimentation

---

### 3.1 Données de surface et de sub-surface

Ces données essentielles renseignent sur les mouvements verticaux de la surface des blocs. Les affaissements qui sont observés en surface des modèles sont liés à la fonte de la glace dans la partie superficielle des blocs. Cet espace disponible se réarrange au fur et à mesure des cycles de gel-dégel en même temps que la couche active s'épaissit. Du fait de cet affaissement, il est possible de calculer le volume affaissé pour chaque modèle et le volume dégelé contenu dans la couche active.

---

#### 3.1.1 Acquisition des données

Des relevés de topographie sont effectués sur chaque bloc de pergélisol deux fois par jour. Le premier a lieu lors de l'arrêt de la chambre froide et correspond à un état complètement gelé. Le second relevé est effectué une fois que le bloc de pergélisol recommence à geler, donc après que la phase de dégel journalière soit terminée.

Les relevés s'effectuent selon trois profils dans la largeur de chaque modèle, chaque profil contenant 8 points de mesure espacés de 5 cm chacun. La mesure en elle-même s'effectue à l'aide un mètre à mesurer entre la surface du bloc et un gabarit posé sur le bac plastique (Figure 52). Il suffit de calculer la différence entre la hauteur totale et cette mesure pour connaître l'épaisseur du bloc de pergélisol. L'erreur sur la mesure est estimée à  $\pm 1$  mm.

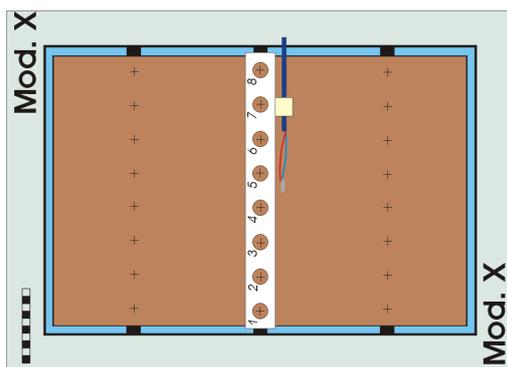


Figure 52 : A gauche, schéma d'un modèle et du gabarit servant aux relevés topographiques. Les croix figurent l'emplacement de chaque point de mesure. A droite, exemple de relevé de la topographie aux différents points de mesure.

Un premier relevé de référence est réalisé après la mise en place de chaque modèle une fois qu'il est entièrement gelé. Ces résultats sont compilés sous forme de tableaux qui permettent ensuite de voir l'évolution de la topographie cycle après cycle. L'épaisseur de la couche active est un paramètre essentiel à suivre, elle renseigne sur la position du toit du pergélisol au cours des cycles de gel-dégel. Cette mesure est effectuée quotidiennement durant la phase de dégel à l'aide d'une fine tige métallique en sondant la surface du bloc de pergélisol. Une épaisseur moyenne est retenue.

	Modèles											
	A	A2	A3	B	B2	B3	B4	B5	C	C2	C3	D
Nombre total de cycles	48	15	14	48	14	14	15	15	51	14	15	48
Affaissement maximum (mm)	9	6	17	14	36	16	16	9	41	34	18	12
Affaissement / cycle (mm)	0.2	0.4	1.2	0.3	2.6	1.1	1.1	0.6	0.8	2.4	1.2	0.3
Épaisseur max de la couche active (mm)	25	21	32	43	32	20	22	11	32	25	22	22
Approfondissement / cycle (mm)	0.5	1.4	2.3	0.9	2.3	1.4	1.5	0.7	0.6	1.8	1.5	0.5

	Modèles												
	D2	D2b	D2c	D2d	D2e	D2f	D2g	D2h	D3	D3b	D4	D5	D6
10	13	13	13	27	14	14	14	14	14	14	14	14	14
43	34	24	61	39	43	35	17	21	49	34	15	25	
4.3	2.6	1.8	4.7	1.4	3.1	2.5	1.2	1.5	3.5	2.4	1.1	1.8	
-	34	34	22	40	37	24	32	46	31	36	20	20	
-	2.6	2.6	1.7	1.5	2.6	1.7	2.3	3.3	2.2	2.6	1.4	1.4	

Tableau 3 : Valeurs de l'affaissement maximum et de l'épaisseur maximale de la couche active (en mm) pour chaque modèle. Le nombre de cycles que chaque modèle a subi est précisé ainsi que l'affaissement et l'approfondissement moyen (en mm) par cycle.

L'affaissement de la surface varie fortement en fonction des modèles, allant de 6 à 60 mm (Tableau 3). Pour de nombreux modèles l'affaissement est de l'ordre de 20 à 40 mm. La variabilité de l'épaisseur maximale de la couche active semble moins grande, les valeurs sont comprises entre 11 et 43 mm. Pour la majorité des expérimentations, l'épaisseur maximale obtenue est de l'ordre de 20 à 35 mm.

De la même manière, l'affaissement moyen (affaissement max / nombre de cycles) et l'approfondissement moyen de la couche active par cycle (épaisseur de la couche active / nombre de cycles) pour chaque modèle sont très variables (Figure 53). Respectivement de 0,2 à 4,7 mm / cycle pour le premier et de 0,5 à 3,3 mm / cycle pour le second. La moyenne est de 1,8 mm pour l'affaissement et de 1,7 mm pour l'approfondissement de la couche active. Ces deux phénomènes sont donc comparables mais en regard de chaque modèle, les valeurs sont variables en fonction des différents paramètres du bloc étudié mais aussi en fonction du temps. Également, ces valeurs sont à prendre avec précaution du fait de l'imprécision de l'ordre de  $\pm 1$  mm sur les mesures mais également par le fait que leur évolution dans le temps n'est pas linéaire (Figure 54, Figure 55).

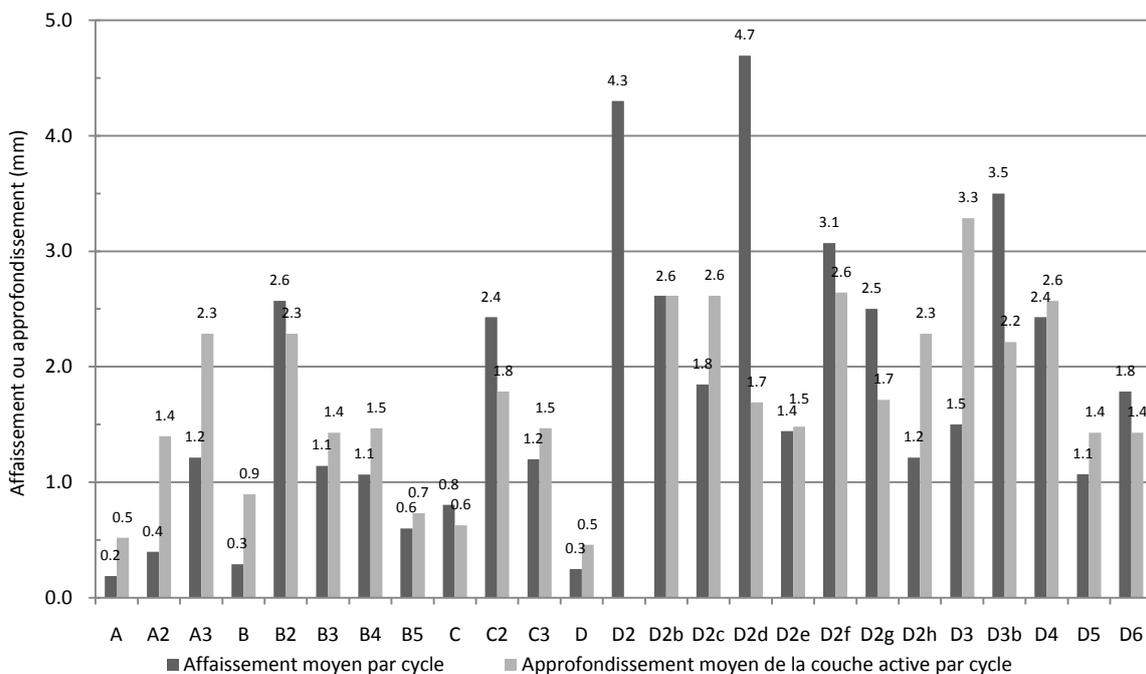


Figure 53 : Représentation de l'affaissement moyen par cycle et de l'approfondissement moyen de la couche active par cycle pour chaque modèle.

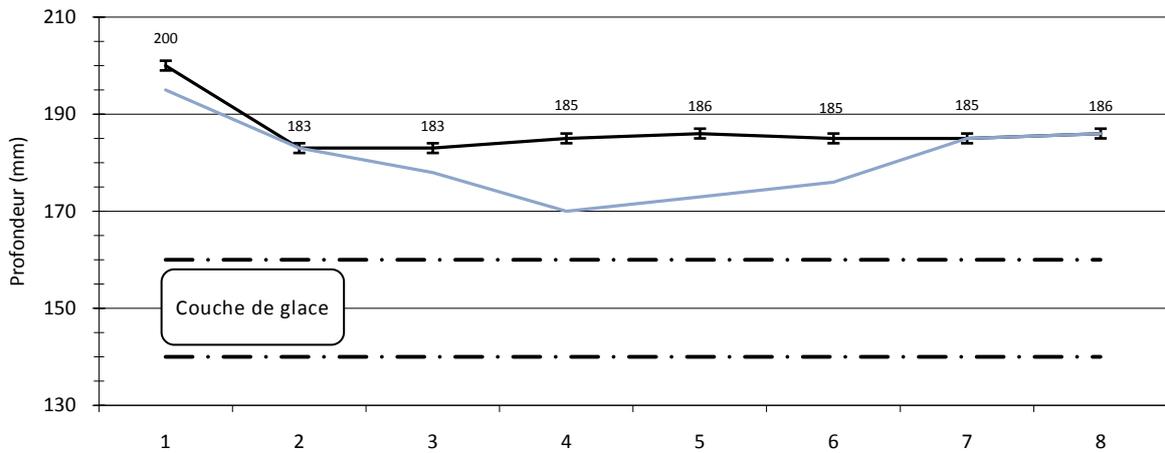
### 3.1.2 Évolution de la topographie

La topographie s’acquiert deux fois par cycle selon trois profils lorsque la surface des blocs est gelée (Figure 52, Tableau 4). Le dégel étant localisé au centre et le nombre de points de mesure restant faible. Après chaque cycle, la topographie résultante est tracée sur un graphe et comparée à celle du cycle précédent. Seul le profil correspondant à la fin du cycle est utilisé. Il s’avère qu’aucun gonflement cryogénique n’est constaté entre deux profils ou, le gonflement est compris dans l’imprécision de la mesure ( $\pm 1$  mm). A la fin de la série de cycles de gel-dégel un graphique permet de voir l’affaissement progressif de la surface des modèles (Figure 54).

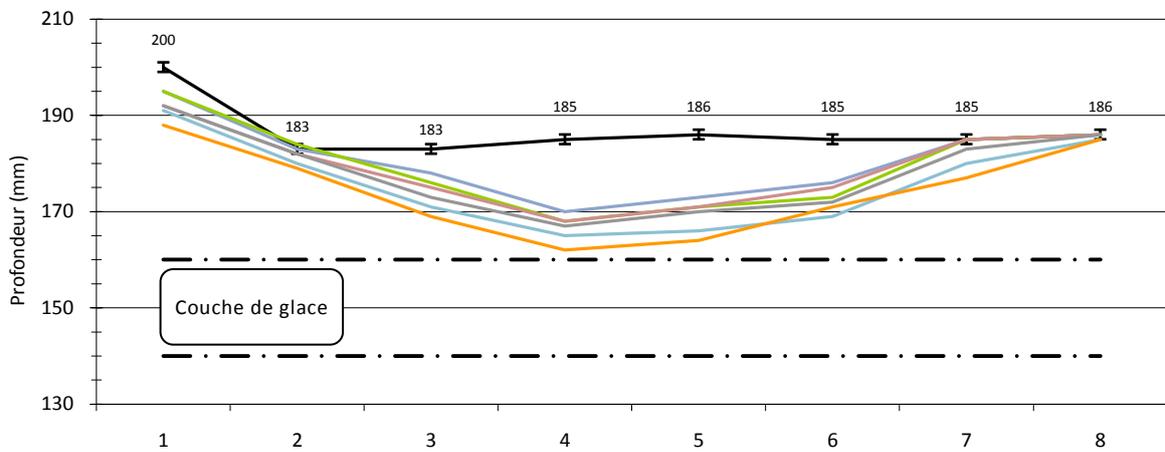
		Début du cycle								Fin du cycle							
		1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	5	6	7	8
Couche de glace		160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160	160
		140	140	140	140	140	140	140	140	140	140	140	140	140	140	140	140
Cycle 1	P1	191	188	187	186	186	185	183	185	191	191	187	186	185	185	183	184
	P2	200	183	183	185	186	185	185	186	195	183	178	170	173	176	185	186
	P3	185	181	182	178	180	179	182	184	185	180	182	177	180	180	181	184
Cycle 2	P1	191	191	187	186	185	185	183	184	190	190	187	186	185	185	183	185
	P2	195	183	178	170	173	176	185	186	195	184	176	168	171	173	185	186
	P3	185	180	182	177	180	180	181	184	184	179	182	178	181	180	181	183
Cycle 3	P1	191	191	187	186	186	185	184	185	191	190	187	186	186	184	183	185
	P2	198	183	175	168	171	174	185	185	192	182	175	168	171	175	185	186
	P3	185	180	182	178	180	180	181	183	185	180	182	177	179	180	181	182

*Tableau 4 : Exemple de relevés de la topographie (en mm, depuis le fond) pour trois cycles, les données de topographie utilisées sont celles de « fin de cycle » au niveau du profil central « P2 », en gris ici.*

Exemple modèle B2, topographie initiale + cycle 1



Exemple modèle B2, cycle 6



Exemple modèle B2, cycle 14

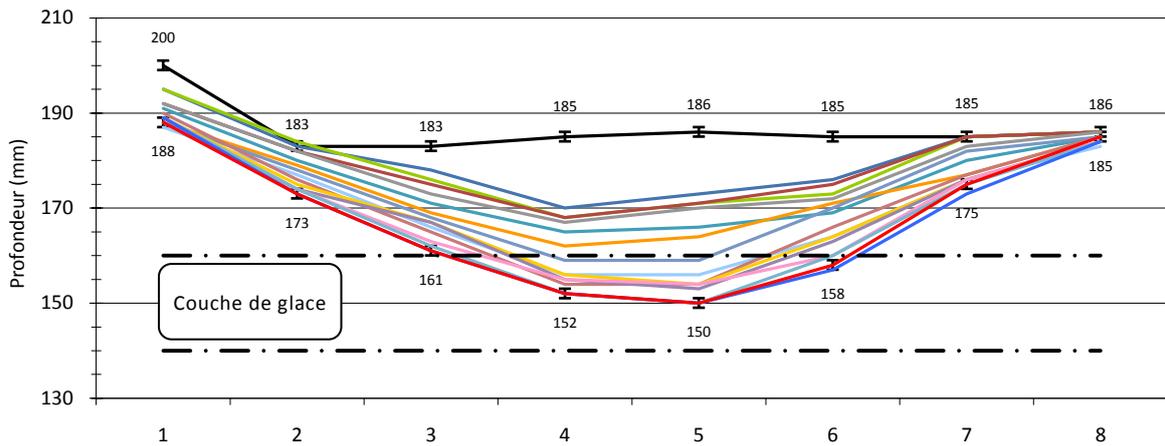


Figure 54 : Exemples de profils topographiques du modèle B2 à différents stades d'évolution. A la fin de l'expérimentation, après 14 cycles dans ce cas, l'affaissement maximum se situe à proximité du centre du bloc et mesure 36 mm. L'affaissement à chaque cycle est d'environ 1 à 2 mm, excepté pour le premier, où la surface du bloc s'affaisse au centre d'environ 15 mm.

Une fois les cycles terminés, il est possible de regarder l'évolution de l'affaissement pour chaque bloc. L'affaissement du point central est représenté pour chaque cycle (Figure 55). Il est donc possible de voir les tendances de l'affaissement. Au maximum, la topographie varie de 60 mm, en général, les variations sont de l'ordre de 20 à 30 mm. Deux groupes de modèles peuvent être identifiés. Un premier groupe où l'affaissement reste modéré, inférieur à 20 mm et un second groupe où l'affaissement est plus important, supérieur à 30 mm.

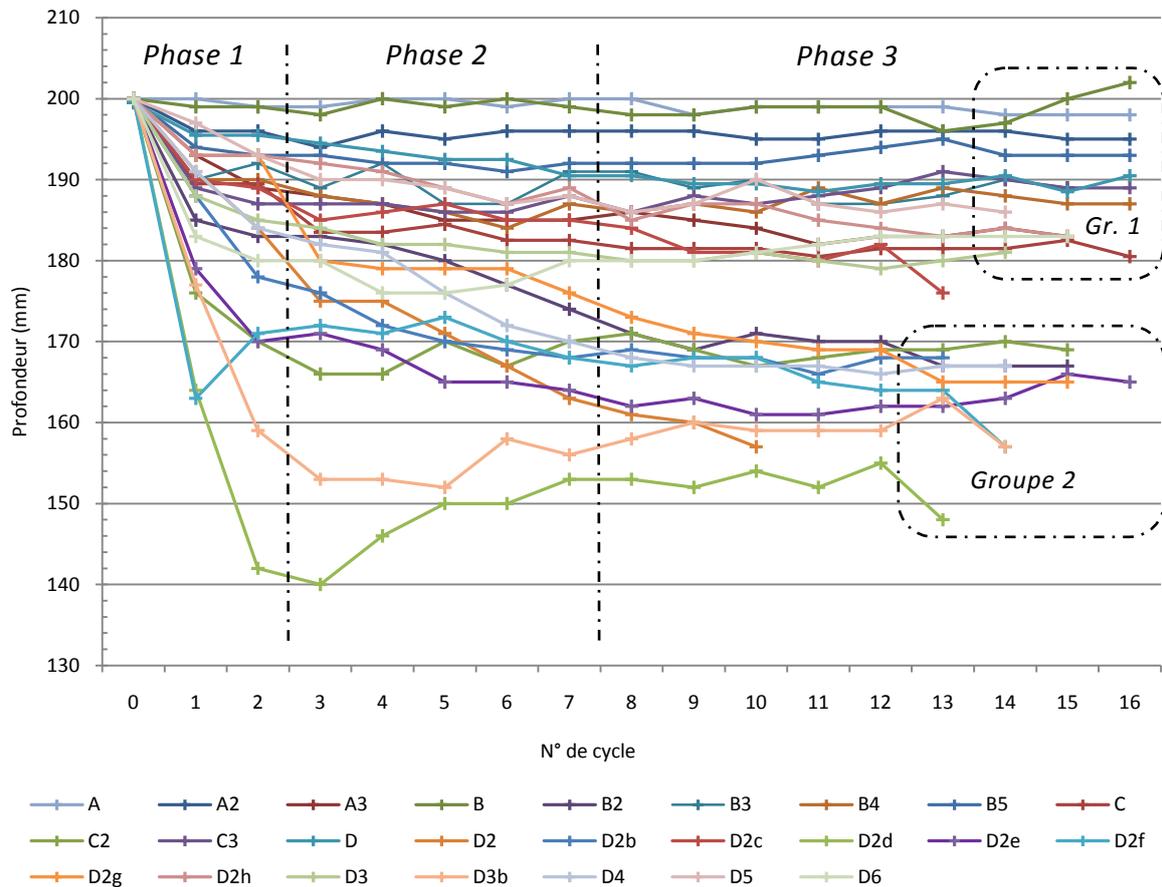


Figure 55 : Évolution de l'affaissement central (en mm) pour chaque modèle. Trois phases typiques sont visibles (i) un affaissement rapide et important en général au niveau du premier cycle, voire aussi le deuxième, (ii) une évolution plus progressive de l'affaissement, sur les 5 ou 6 cycles suivants, puis (iii) une phase d'amortissement ou les variations deviennent très peu significatives sur les derniers cycles.

L'affaissement et sa vitesse sont fortement variables suivant les blocs ; il s'agit de faire la corrélation avec les différents paramètres d'entrée du modèle et le protocole employé. Ces corrélations sont faites dans la partie 4 - Interprétations.

### 3.1.3 Volume affaissé

Après avoir regardé la topographie en elle-même, il est également possible de mesurer le volume affaissé. La différence entre le volume initial et le volume final donne le volume affaissé. Il est aussi intéressant de regarder la perte de volume (en %).

	A	A2	A3	B	B2	B3	B4	B5	C	C2	C3	D	D2
Volume affaissé $\text{dm}^3 (\pm 0.2)$	0.3	0.4	0.9	0.8	2.0	0.6	0.9	0.3	4.1	2.9	1.2	0.9	3.8
Perte de volume (%)	0.8	0.9	2.2	2.1	4.7	1.6	2.1	0.7	19.5	9.4	2.9	2.4	8.4
Teneur en glace (%)	30	30	30	50	50	50	50	50	80	80	80	50	50

D2b	D2c	D2d	D2e	D2f	D2g	D2h	D3	D3b	D4	D5	D6
1.6	2.5	7.1	1.8	6.8	2.6	0.9	1.3	5.7	1.6	0.8	1.2
3.8	6.0	16.7	4.2	16.2	6.1	2.2	3.5	13.1	3.7	1.9	2.9
50	50	80	50	50	50	50	50	80	50	50	50

Tableau 5 : Présentation du volume affaissé (en  $\text{dm}^3$ ) pour chaque modèle ainsi que la perte de volume (%). Le pourcentage contenu en glace est précisée.

La relation qui lie le volume affaissé à l'affaissement (Figure 56) n'est pas linéaire. Pour 19 modèles sur 25, il existe une régression polynomiale d'ordre 2 se corrélant assez bien aux données. Le volume affaissé des blocs D2c et D2f est surestimé du fait du réchauffement à l'aide de trois émetteurs IR. Le volume pour les blocs B2, D2b, D2e et D4 est sous-estimé. Il reste très variable en fonction des modèles (Figure 57).

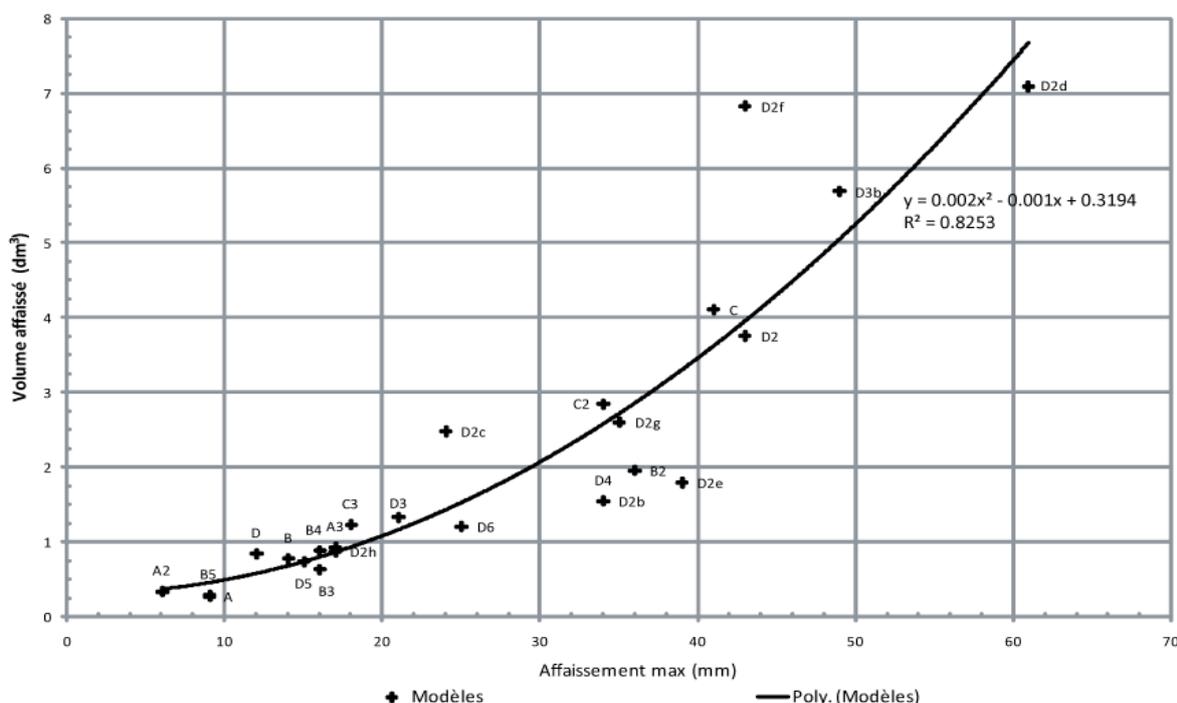


Figure 56 : Représentation du volume affaissé ( $\text{dm}^3$ ) en fonction de la valeur maximale d'affaissement (mm). La distribution des données se corrèle assez bien avec une courbe de régression polynomiale d'ordre 2.

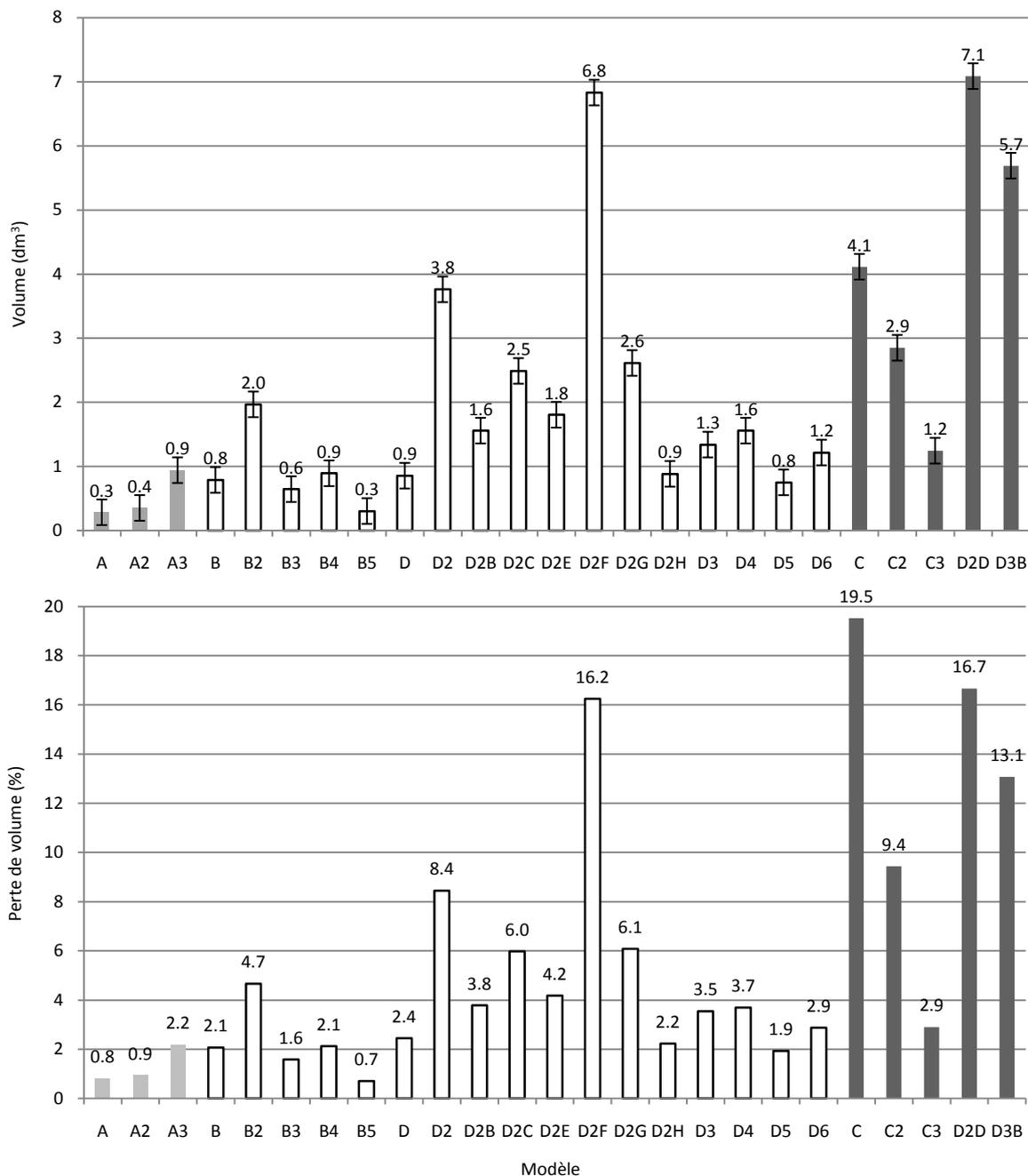


Figure 57 : (en haut) Volume affaissé par modèle (en  $\text{dm}^3 \pm 0.2$ ) ; (en bas) Perte de volume (en %). Les modèles figurés en gris clair contiennent 30 % de glace, 50 % pour les modèles en blanc et 80 % pour les modèles en gris foncé.

Le volume affaissé (Figure 57, haut) et la perte de volume (Figure 57, bas) sont très variables en fonction des modèles. Ces différences sont à relier avec les caractéristiques de chaque modèle. En particulier la teneur en glace et la présence ou non d'une couche de glace qui, si elle fond, favorise l'affaissement. Les 6 modèles qui présentent les plus grandes valeurs de volume et de perte de volume sont des modèles avec 80 % de glace, ou bien possédant une couche de glace massive, voire les deux à la fois (Cf. annexe A).

### 3.1.4 Évolution de la couche active

L'épaisseur de la couche active est mesurée quotidiennement après le dégel. Une valeur moyenne est retenue après plusieurs mesures localisées à proximité du centre de chaque modèle. Il est possible de noter les évolutions au fur et à mesure des cycles.

L'épaisseur de la couche active est généralement croissante avec d'abord un épaissement important lors du premier cycle puis une évolution assez régulière pour le reste des cycles. Dans la grande majorité, après une quinzaine de cycles, les valeurs de couche active sont comprises entre 15 et 36 mm (Figure 58).

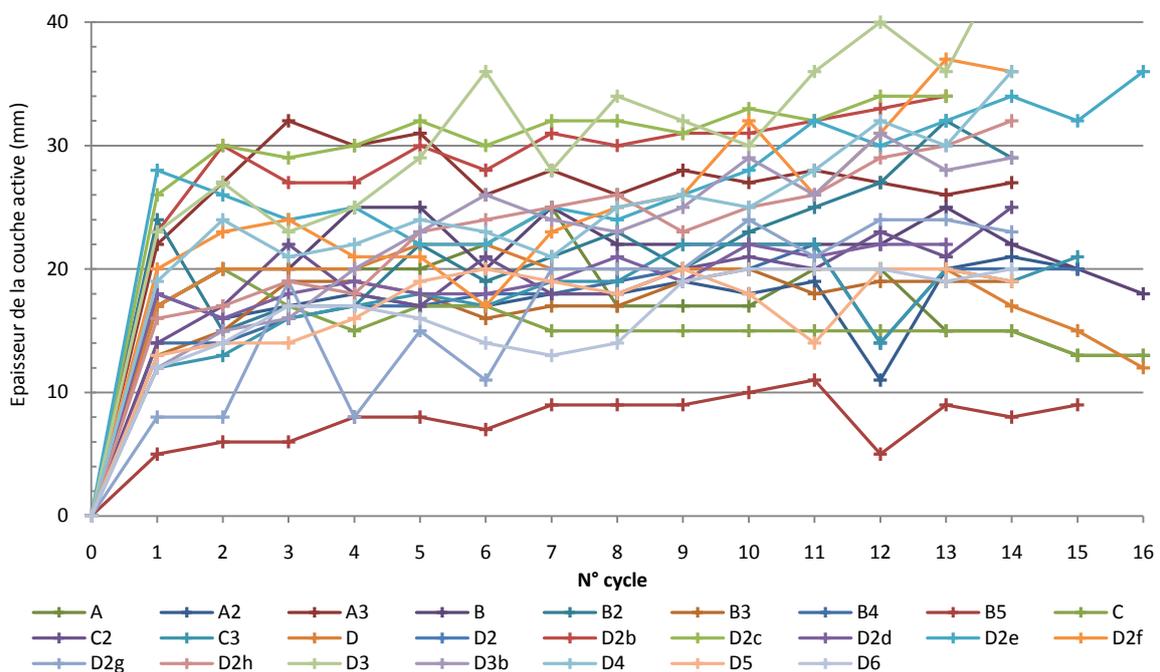


Figure 58 : Évolution de la couche active au fur et à mesure des cycles de gel / dégel.

L'épaisseur de la couche active peut être liée à la quantité de glace et d'eau présente dans la partie supérieure de chaque bloc. Les marqueurs ronds (Figure 59) représentent les cycles où la surface du modèle est arrosée. Les cycles sont les suivants :

- A3 : 1, 3, 5, 6, 7, 9, 10, 12, 14
- B4 & B5 : 1, 3, 5, 7, 9, 11, 14
- D2c : 2, 3, 5, 7, 8, 10, 12, 13
- D2e : 1, 3, 6, 9, 10, 12, 13
- D6 : tous les cycles

Il est assez difficile de voir se dégager une tendance liée à l'ajout d'eau. Au cours du cycle qui suit cet ajout, l'épaisseur de la couche active varie aussi bien de manière positive que négative (Figure 59). Le modèle D6, arrosé à chaque cycle, tend à confirmer cela. L'évolution de l'épaisseur de sa couche active n'est pas du tout constante. Le rôle de l'ajout d'eau sur l'évolution de la couche active reste à débattre comme son rôle sur d'autres paramètres.

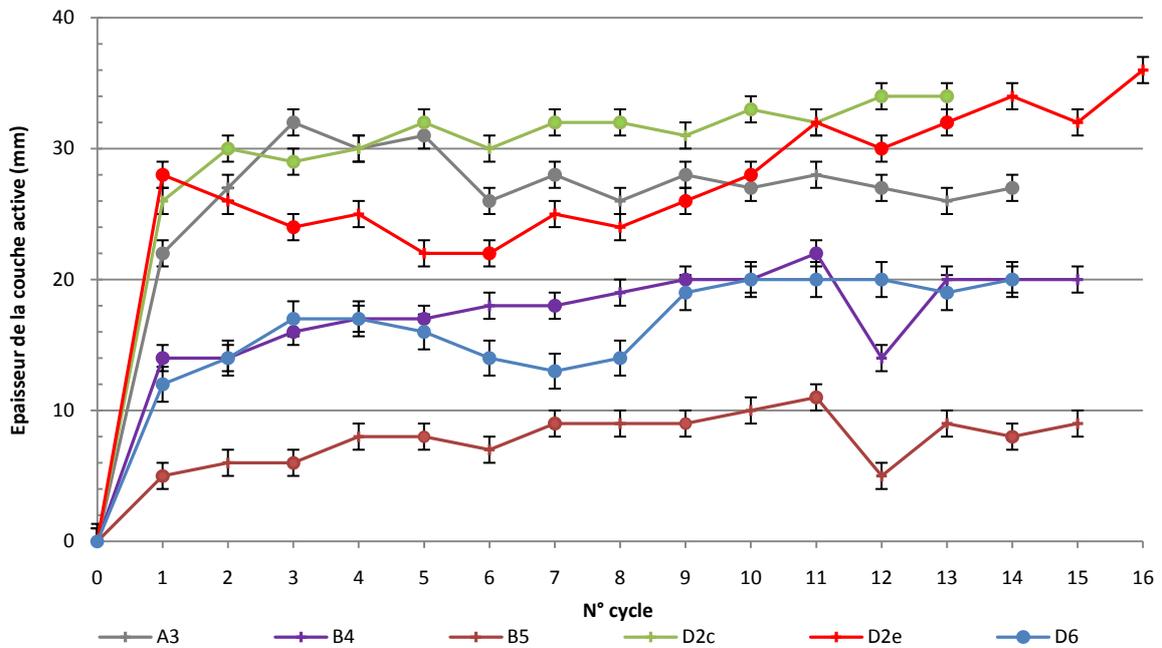


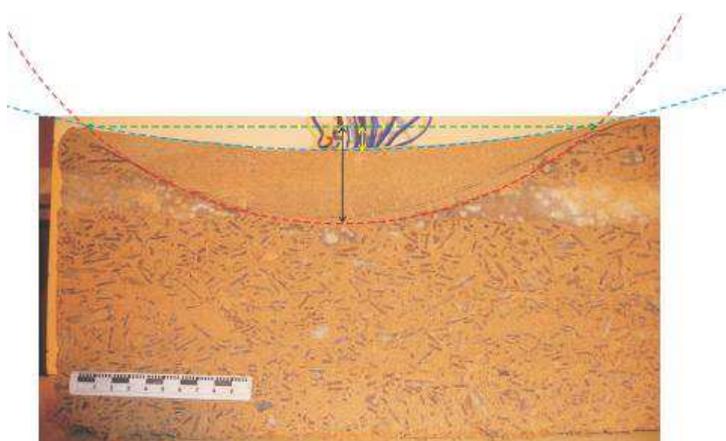
Figure 59 : Exemples d'évolution de l'épaisseur de la couche active en lien avec des ajouts d'eau en surface des blocs de pergélisol. Les marqueurs ronds figurent les cycles où il y a un ajout d'eau.

### 3.1.5 Volume de la couche active

Le volume de la zone dégelé, contrairement au volume affaissé, n'est accessible qu'une fois l'expérimentation terminée et les blocs découpés. Ces données sont des estimations graphiques. Le réchauffement au centre conduit à la formation d'une zone dégelée en forme de lentille. Cette lentille est assimilable à la forme d'une calotte et il devient possible d'en déterminer le volume à partir de calculs simples. Le volume d'une calotte est dérivé du volume de la sphère. Il faut connaître  $R$ , le rayon de cette sphère et  $H$  la hauteur de la calotte, ensuite, le volume  $V$  est obtenu d'après :

$$V = \frac{\pi}{3} H^2(3R - H)$$

Équation 2 : Calcul du volume d'une calotte (section de sphère).



Dans les faits, la zone dégelée est parfois une lentille avec une concavité (Figure 60), il faut donc entreprendre deux fois ce calcul. La différence entre le grand volume (sphère rouge) et le petit volume (sphère bleue) renseigne sur le volume de la lentille.

Figure 60 : Exemple de méthode graphique de détermination du volume d'une lentille dégelée.

Le volume estimé pour chaque modèle est compris entre 0,2 et 3,3 dm<sup>3</sup> (Tableau 6, Figure 61). Il devient aussi possible de faire la proportion entre le volume dégelé et la partie du pergélisol qui ne dégèle pas. La proportion dégelée maximale est légèrement supérieure à 10 %, elle est très souvent largement inférieure à cette valeur.

	Modèles											
	A	A2	A3	B	B2	B3	B4	B5	C	C2	C3	D
Volume de la lentille dégelée (dm <sup>3</sup> ± 0.2)	0.2	1.0	1.7	1.1	1.4	0.8	1.8	0.2	1.8	2.0	1.3	0.8
Proportion dégelée du modèle (%)	0.5	2.8	4.0	2.9	3.4	2.0	4.3	0.6	10.6	7.5	3.1	2.4

	Modèles												
	D2	D2b	D2c	D2d	D2e	D2f	D2g	D2h	D3	D3b	D4	D5	D6
	1.8	1.6	1.9	1.2	1.7	2.4	3.3	1.1	1.8	1.1	0.8	0.4	1.6
	4.3	4.1	4.9	3.4	4.1	6.7	8.1	2.9	4.9	2.8	2.0	1.1	3.9

Tableau 6 : Volume (en dm<sup>3</sup>) de la lentille dégelée de chaque modèle et proportion dégelée (en %).

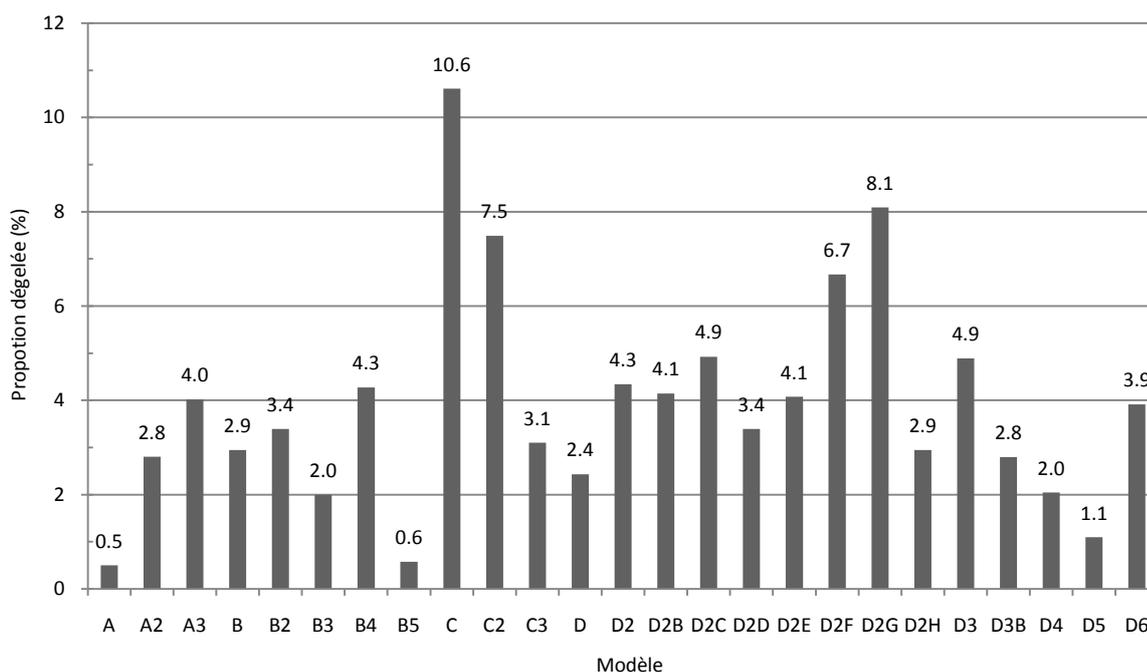


Figure 61 : Volume dégelé ( $\pm 0,2 \text{ dm}^3$ ) par modèle.

Pour la majorité des blocs de pergélisol, la zone dégelée est comprise entre 1,0 et 2,0  $\text{dm}^3$  (Figure 62). Le volume dégelé est supérieur à 2,0  $\text{dm}^3$  pour seulement deux blocs. La proportion dégelée par rapport au volume final est de l'ordre de 2 à 5 %, elle est supérieure à 5 % pour 4 blocs uniquement. La proportion dégelée reste donc faible quelle que soit le mode de réchauffement employé. Les valeurs les plus élevées (Figure 61, Figure 62) se retrouvent pour des blocs contenant 80 % de glace ou bien une couche de glace massive (Cf. annexe A).

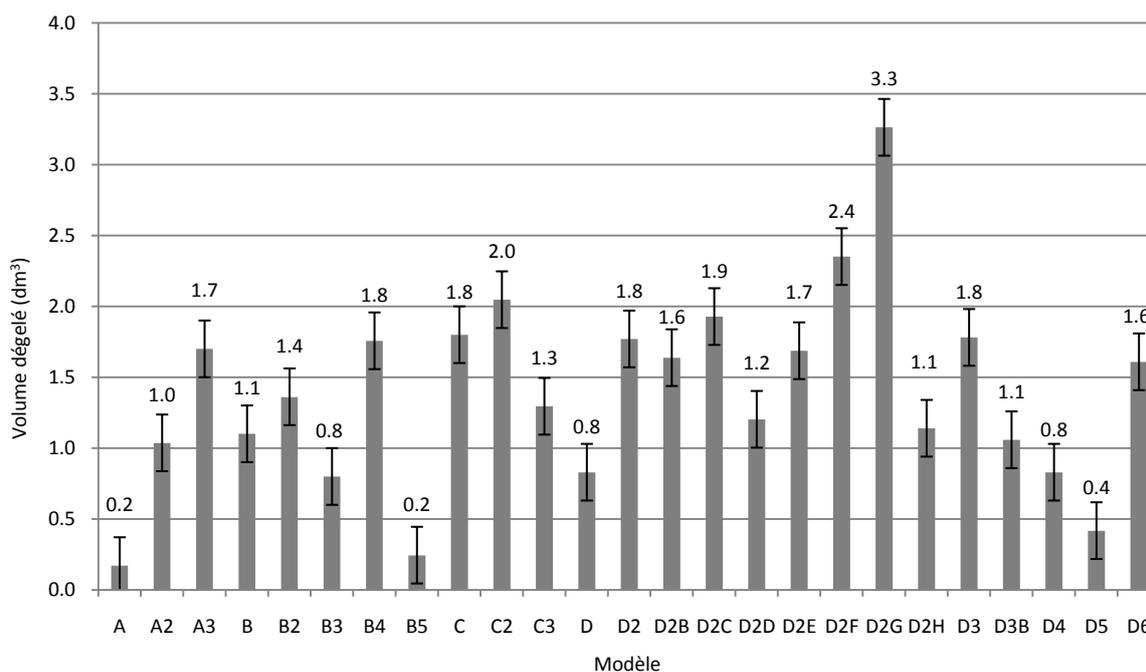


Figure 62 : Proportion dégelée de chaque modèle (en %).

### 3.2 Données de température

La température est une donnée essentielle de ces travaux, le but étant de pouvoir étudier la distribution des températures lors des cycles de gel-dégel. Il est important de savoir situer physiquement la position du front de gel ou de dégel à tout moment de l'expérimentation. Les différents capteurs utilisés ont été détaillés précédemment (page 054). Les thermocouples situés au centre de chaque modèle permettent de suivre l'évolution de la température à différentes profondeurs en fonction du pas de temps choisi et de réaliser des profils de température.

#### 3.2.1 Température en fonction du temps et profils thermiques

Les données de températures sont représentées pour chaque modèle et chaque cycle selon trois formats : (i) en fonction du temps (Figure 63), (ii) sous forme de profils thermiques à différents instants (Figure 64) et enfin (iii) sous forme d'une interpolation en fonction de la profondeur et du temps (Figure 65).

- Évolution de la température au cours du temps : exemple modèle B2, cycle 10

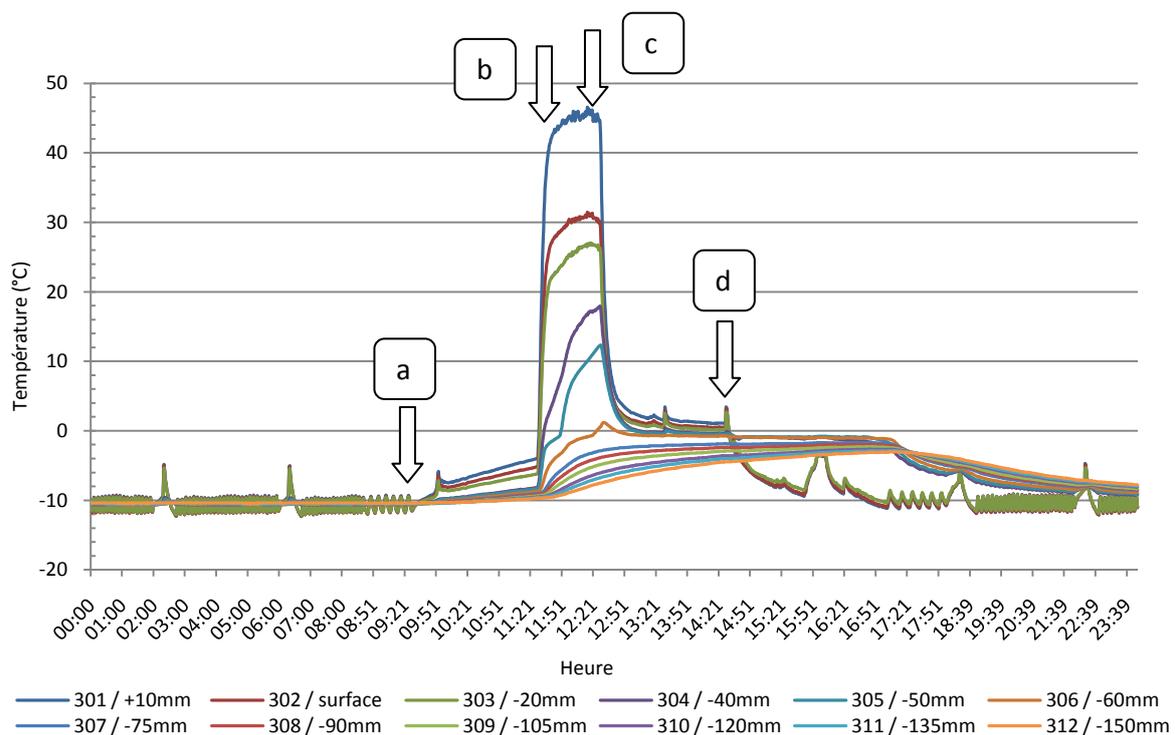


Figure 63 : Température au cours du temps pour chaque thermocouple en fonction de sa position dans le bloc. Dans cet exemple, le modèle est en gel jusqu'à 09 h 21 (a), il y a arrêt de la chambre froide puis à 11 h 21 (b) mise en marche du réchauffement par rayonnement IR pendant une heure (c). A 14 h 21 la chambre froide est remise en gel (d). Dans cet exemple, le dégel progresse jusqu'au thermocouple n°306 situé à une profondeur de 60 mm par rapport à la surface.

○ Profils thermiques : exemple, modèle B2, cycle 10

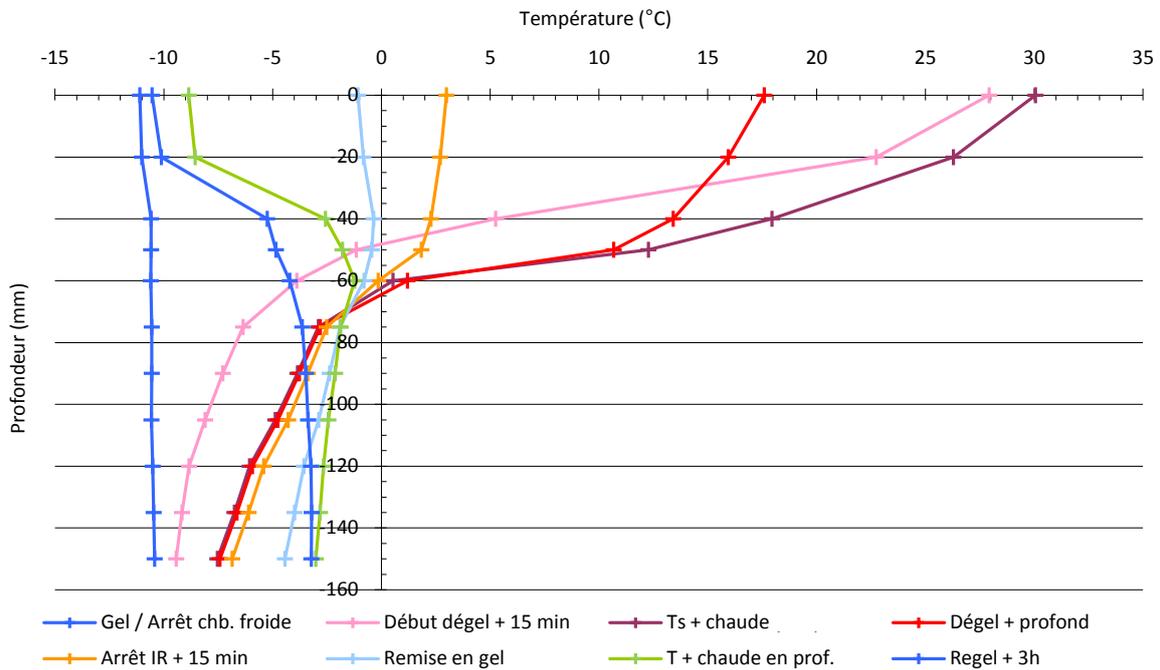


Figure 64 : Exemple de profils de température obtenus lors d'un cycle de gel-dégel pour différents états du bloc de pergélisol. Ces profils thermiques sont réalisés à des instants précis :

- lorsque le modèle est gelé entièrement,
- à 15 minutes après le début de la phase de réchauffement avec les IR,
- lorsque la température de surface est maximale,
- au moment où le dégel est le plus profond,
- à 15 minutes après la fin de la phase de réchauffement avec les IR,
- à la remise en gel,
- à la température la plus chaude en profondeur,
- 3 heures après le maximum de dégel.

Ce type de profil de température permet de visualiser encore une fois la profondeur maximale dégelée (ici, 60 mm). Également, il est possible de voir qu'après l'arrêt du réchauffement (courbe orange), le fond du bloc de pergélisol continue de se réchauffer (courbe verte) y compris après la remise en gel (courbe bleu clair). Après 3 heures de gel (courbe bleue) la température au niveau du dernier thermocouple commence légèrement à diminuer).

- Interpolation de la température en fonction de la profondeur et du temps : exemple modèle B2, cycles 1, 5 & 10

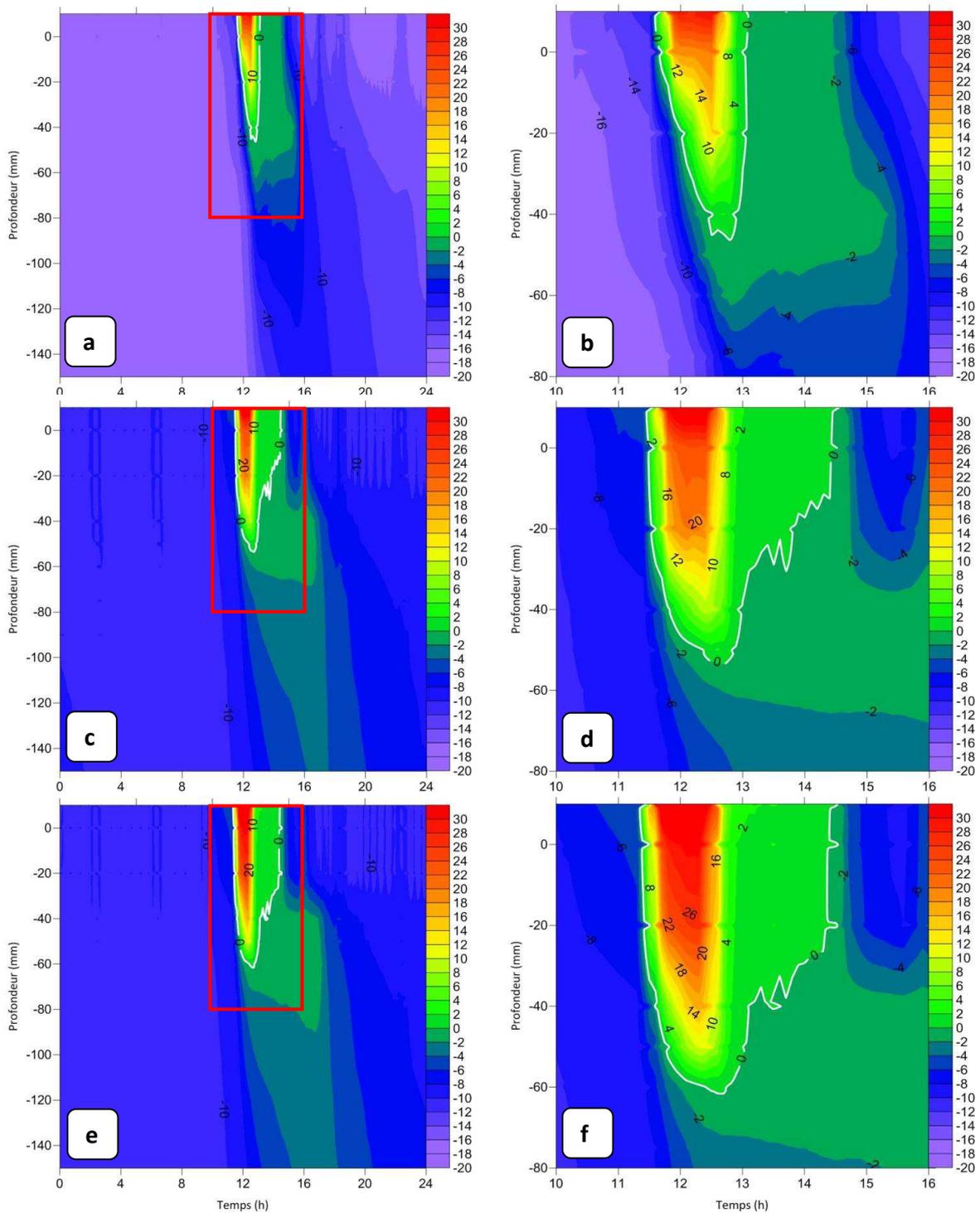


Figure 65 : Exemple de représentations de la température en fonction de la profondeur et du temps à partir de l'interpolation des données de température à l'aide du logiciel Surfer®. Les données sont interpolées selon la méthode du krigeage sur 24 heures avec un pas de 0,1 et sur la profondeur de -150 mm à +10 mm avec un pas de 1, soit une matrice de 241 colonnes et 161 lignes. La température est représentée à l'aide d'une échelle de couleur normalisée pour tous les modèles de -20 à +30 °C. a) Cycle 1 complet ; b) Zoom sur la période de dégel du cycle 1 ; c) Cycle 5 complet ; d) Zoom sur la période de dégel du cycle 5 ; e) Cycle 10 complet ; f) Zoom sur la période de dégel du cycle 10.

### 3.2.2 Position du front de dégel

Les profils de température réalisés aux différents instants d'un cycle (Figure 64), ainsi que les représentations de la température en fonction du temps et de la profondeur (Figure 65), permettent de suivre l'évolution des températures dans les blocs de pergélisol expérimental. Les diverses représentations des données de température permettent de suivre la position du front de dégel au fur et à mesure des cycles au centre des blocs de pergélisol. Le front de dégel se propage depuis la surface vers le fond du modèle lors de la phase de réchauffement. Une fois cette phase terminée, la partie inférieure du modèle continue de se réchauffer alors que la surface recommence à geler.

Dans les figures suivantes (§ 4.8 - Interprétations des variations du front de dégel), le front de dégel est indiqué soit par la profondeur du toit du pergélisol soit par la position de l'isotherme 0 °C.

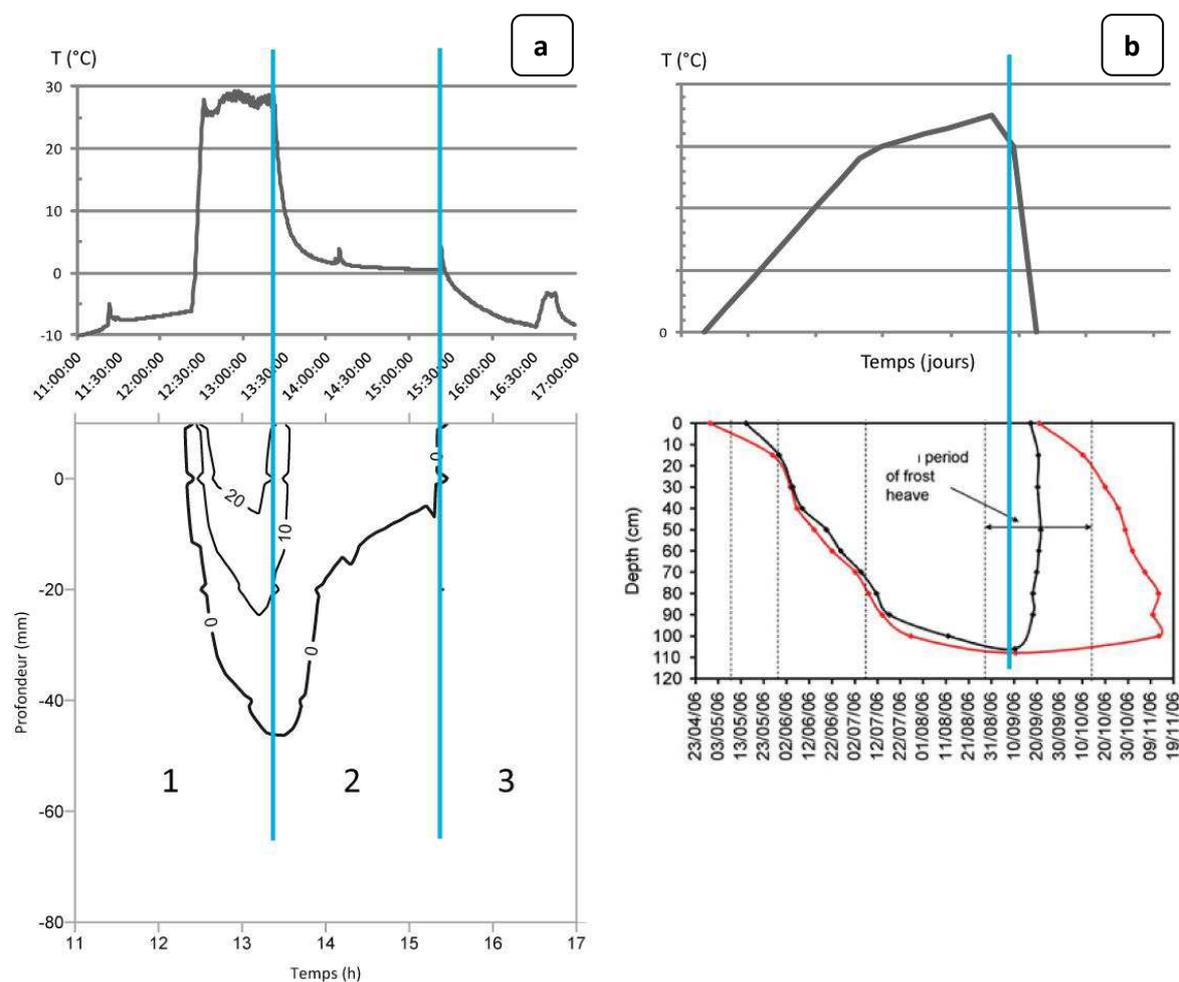


Figure 66 : a) Exemple de distribution des températures en profondeur au cours d'un cycle gel-dégel ; b) Mesure des distributions des températures en profondeur au cours d'un cycle gel-dégel au Spitsberg (modifié d'après (Harris, et al., 2011)). Les graphes supérieurs schématisent les distributions des températures au toit du pergélisol.

Au cours d'un cycle expérimental il est possible de distinguer trois phases (Figure 66a) :

- Phase 1 : période de réchauffement, le front de dégel migre vers le bas.
- Phase 2 : suite à l'arrêt du réchauffement en surface, l'isotherme 0 °C remonte progressivement par simple rééquilibrage thermique depuis le bas du modèle encore gelé. La profondeur et la pente de l'isotherme 0 °C pendant cet intervalle de temps sans réchauffement est fonction de la quantité de chaleur accumulée par la couche active.
- Phase 3 : remise en gel du modèle, remontée très rapide de l'isotherme 0 °C.

Il est à noter que la phase 2 est une conséquence du protocole expérimental et de l'arrêt du réchauffement afin de ne pas atteindre des températures de surface trop élevées. Dans les mesures effectuées sur le terrain l'évolution des températures, depuis le réchauffement vers la reprise du gel, est plus progressive, d'où des distributions de températures plus simples avec seulement deux phases (Harris, et al., 2011)(Fig. 72 b).

Il est également possible de regarder pour une profondeur donnée le temps passé à des températures au-delà de 0 °C (Tableau 7, Figure 67). Pour chaque profondeur et pour chaque cycle, la température maximale atteinte, la température moyenne, la température minimale, et la durée pendant laquelle la température a été positive à cette profondeur sont notées dans le tableau ci-dessous. Le pergélisol à certaines profondeurs va dégeler à chaque cycle, à d'autres il ne dégèle jamais. Au fur et à mesure des cycles, le front de dégel progresse vers le fond du modèle et reste dégelé de plus en plus longtemps.

N° thermocouple		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Profondeur (mm)		10	0	-20	-40	-50	-60	-75	-90	-105	-102	-135	-150
Cycle 1	Max.	31.3	20.9	17.5	3.2	-0.6	-0.9	-5.2	-6.1	-6.8	-7.6	-8.1	-8.6
	Moy.	-10.7	-11.5	-11.7	-11.6	-11.8	-12.2	-12.8	-13.0	-13.2	-13.4	-13.6	-13.7
	Min.	-18.5	-18.3	-17.5	-17.3	-17.2	-17.2	-17.2	-17.1	-17.1	-17.1	-17.1	-17.0
	Temps >0°C	84	78	55	19	0	0	0	0	0	0	0	0
Cycle 5	Max.	36.2	24.3	21.6	10.7	2.4	-1.5	-2.3	-2.6	-2.9	-3.3	-3.5	-3.7
	Moy.	-5.4	-6.2	-6.2	-6.1	-6.4	-6.7	-7.0	-7.2	-7.3	-7.5	-7.6	-7.7
	Min.	-12.1	-12.1	-11.6	-10.5	-10.5	-10.5	-10.4	-10.4	-10.4	-10.3	-10.3	-10.3
	Temps >0°C	181	180	132	66	26	0	0	0	0	0	0	0
Cycle 10	Max.	46.6	31.5	27.0	18.0	12.4	1.2	-1.7	-2.0	-2.3	-2.6	-2.8	-3.0
	Moy.	-4.8	-5.8	-6.1	-5.6	-5.9	-6.4	-6.8	-7.0	-7.1	-7.3	-7.4	-7.5
	Min.	-12.3	-12.3	-12.2	-10.7	-10.7	-10.7	-10.6	-10.6	-10.6	-10.5	-10.5	-10.5
	Temps >0°C	182	181	181	98	71	19	0	0	0	0	0	0
Cycle 14	Max.	55.3	37.3	31.2	22.9	17.5	6.3	-1.5	-1.7	-1.9	-2.3	-2.5	-2.7
	Moy.	-4.4	-5.6	-6.0	-5.0	-5.2	-5.7	-6.1	-6.2	-6.4	-6.5	-6.6	-6.7
	Min.	-12.5	-12.5	-12.3	-10.8	-10.5	-10.4	-10.2	-10.2	-10.2	-10.1	-10.0	-9.9
	Temps >0°C	182	181	181	100	80	57	0	0	0	0	0	0

Tableau 7 : Exemple de données de température maximale, minimale, moyenne et positive pour chaque profondeur. En en-tête, les profondeurs colorées en orange dégèlent pour tous les cycles, celles colorées en bleu ne dégèlent jamais. Enfin, dans le tableau, la colonne grisée pour chaque cycle représente la position du thermocouple le plus proche de la surface.

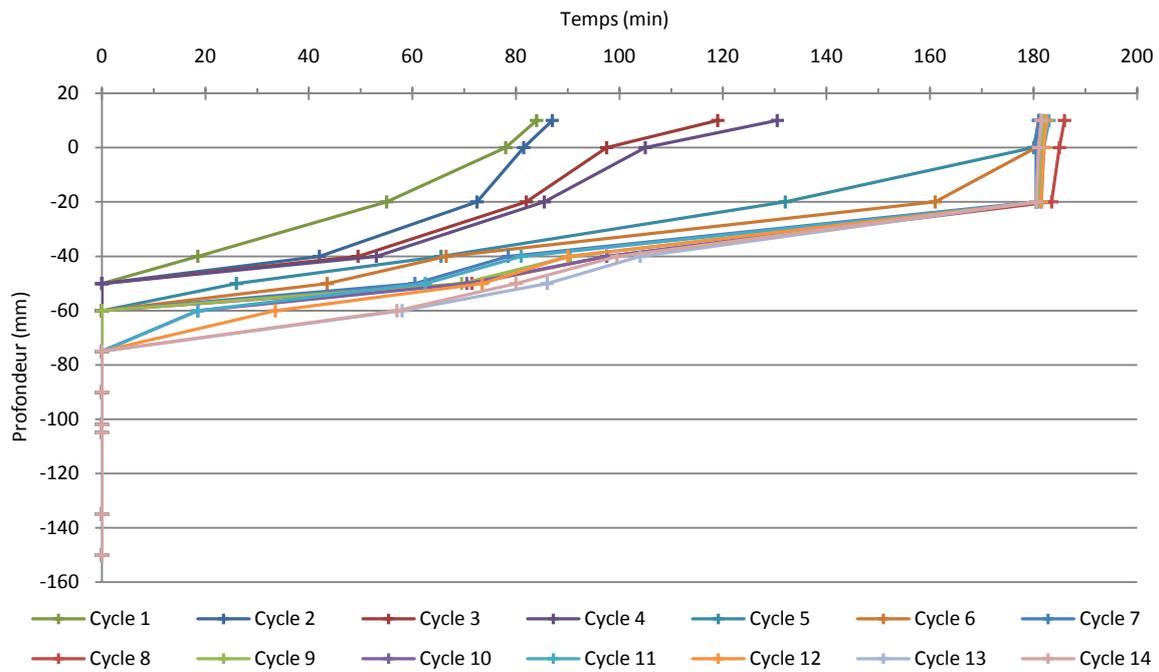


Figure 67 : Représentation, pour chaque profondeur du modèle, du temps (min) pendant laquelle le pergélisol a une température positive (modèle B2).

La durée de dégel pour chaque profondeur permet de suivre la position du front de dégel. Dans l'exemple ci-dessus (Figure 67), le dégel atteint à chaque cycle au moins 40 mm. D'autre part, le bloc de pergélisol ne dégèle jamais sous 75 mm et la zone entre ces deux positions est donc intermédiaire. C'est dans cette zone que le front de dégel va progresser au fur et à mesure des périodes de réchauffement. A noter qu'au 14ème cycle, le thermocouple situé à 60 mm de profondeur enregistre des températures positives pendant presque une heure et avec un maximum à 6,3 °C (Tableau 7). Dans cet exemple, des températures positives persistent pendant près de 3 heures en surface du modèle.

### 3.2.3 Vitesse de réchauffement

Des vitesses de réchauffement ou de refroidissement en fonction de la profondeur et entre différents moments ou états des modèles sont calculées. Il est intéressant de regarder pour chaque cycle, l'évolution de la vitesse entre, le début du dégel par IR et le dégel le plus profond (Tableau 8, Figure 68), l'évolution de la vitesse entre le dégel le plus profond et la remise en gel (Figure 69) et l'évolution de la vitesse entre la remise en gel et l'état gelé 3 heures après (Figure 70).

	Cy. 1	Cy. 2	Cy. 3	Cy. 4	Cy. 5	Cy. 6	Cy. 7	Cy. 8	Cy. 9	Cy. 10	Cy. 11	Cy. 12	Cy. 13	Cy. 14
P= 10 mm	20.0	22.3	18.9	23.5	23.4	20.8	22.3	22.0	24.2	23.0	23.4	24.8	23.5	25.0
P= 0 mm	18.4	20.9	17.5	22.0	21.8	18.7	20.0	19.2	22.7	21.4	21.8	22.4	21.2	22.6
P= -20 mm	21.5	17.5	15.2	18.3	18.8	17.3	18.2	17.3	19.7	18.8	18.9	21.2	23.4	23.7
P= -40 mm	11.2	10.3	7.3	11.1	11.6	10.9	11.4	10.8	12.0	12.2	12.9	12.8	13.5	13.3
P= -60 mm	10.0	7.5	5.5	8.0	8.1	7.8	8.1	7.9	8.0	8.3	8.1	8.2	8.9	8.4
P= -75 mm	8.8	5.9	4.4	6.3	6.3	6.2	6.3	6.1	6.2	6.4	6.3	6.4	6.9	6.5
P= -120 mm	4.7	3.3	3.3	3.7	3.5	3.4	3.5	3.4	3.5	3.6	3.5	3.4	3.8	3.6
P= -150 mm	3.2	2.4	2.7	2.5	2.4	2.5	2.6	2.4	2.5	2.5	2.5	2.4	2.6	2.5

Tableau 8 : Évolution de la vitesse entre le début du dégel par IR et le dégel le plus profond pour chaque cycle (modèle B3).

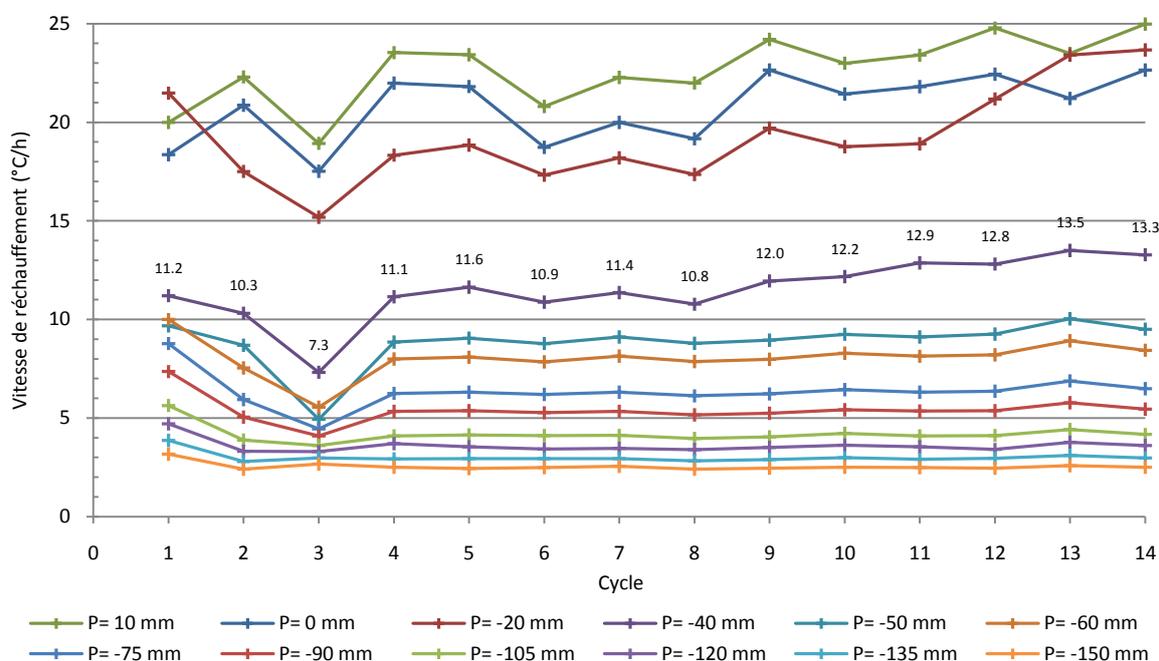


Figure 68 : Évolution pour chaque cycle et chaque profondeur de la vitesse de réchauffement entre le début du dégel par rayonnement IR et le dégel le plus profond. La vitesse est fortement variable en fonction de la profondeur (facteur 10). Mais reste quasiment constante pour tous les cycles pour les profondeurs les plus grandes (modèle B3).

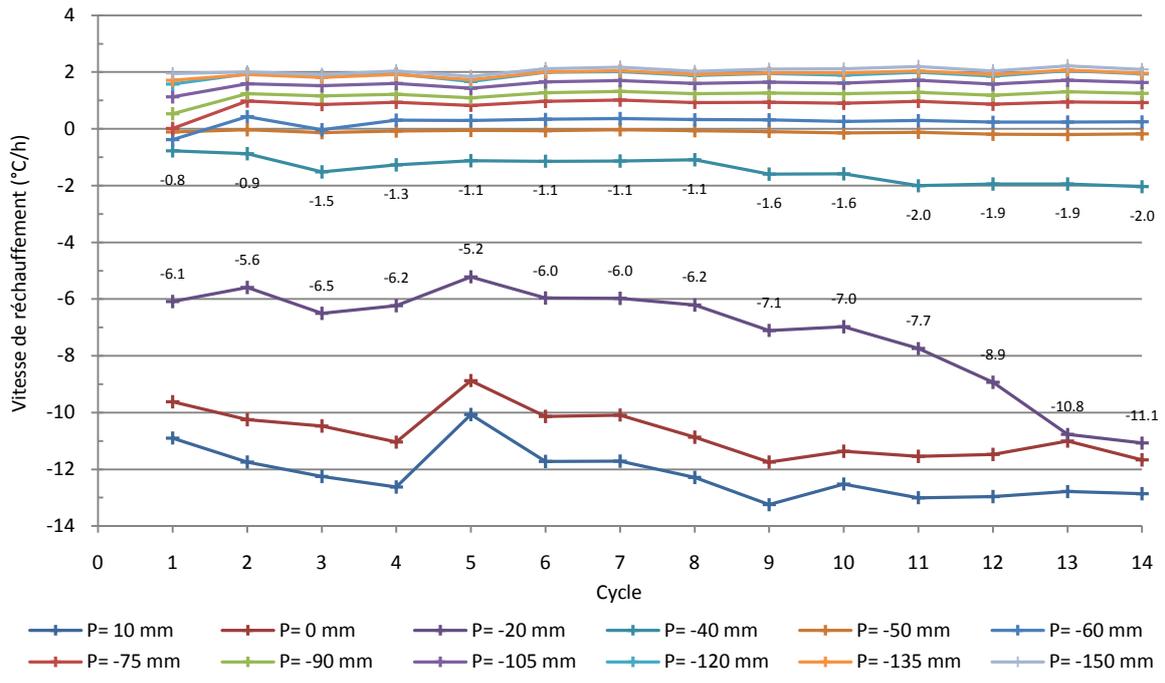


Figure 69 : Évolution pour chaque cycle et chaque profondeur de la vitesse de réchauffement entre le dégel le plus profond et la remise en gel (modèle B3). Pour les 4 premières profondeurs, il s'agit d'un refroidissement. Les 8 autres courbes représentent un réchauffement quasi constant sur les 14 cycles.

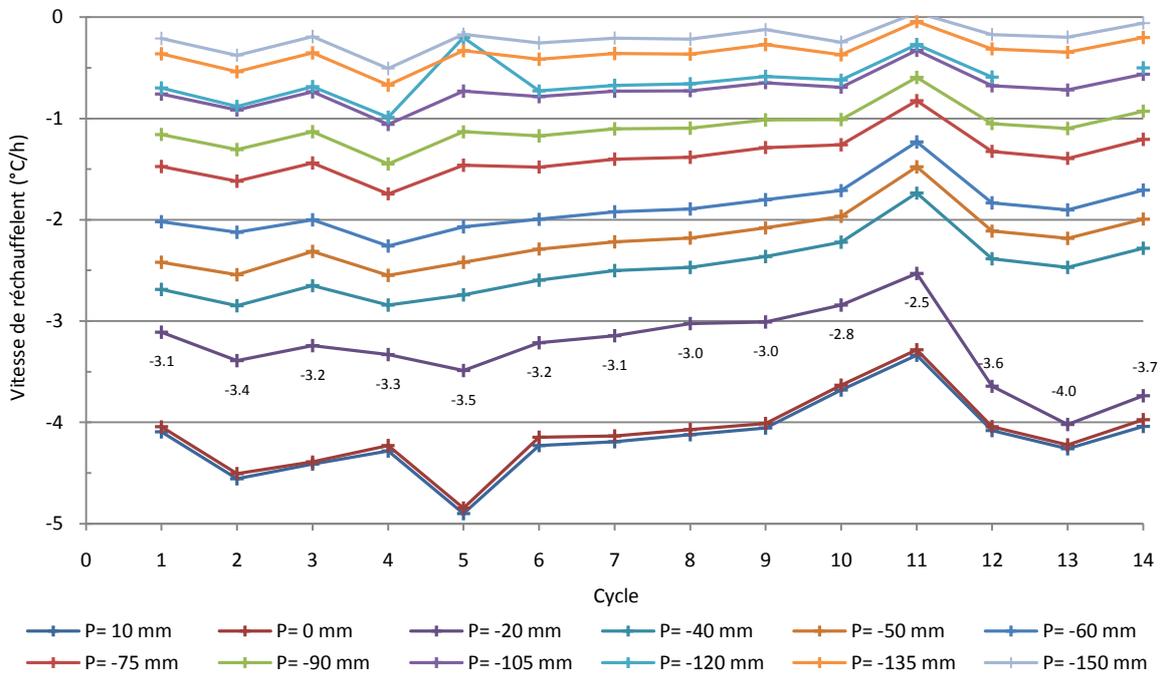


Figure 70 : Évolution pour chaque cycle et chaque profondeur de la vitesse de réchauffement entre la remise en gel et l'état gelé 3 heures après (modèle B3).

### 3.3 Étude de la structuration des blocs à la fin de l'expérimentation

Les expérimentations débutent avec des blocs de pergélisol homogènes qui se modifient au fur et à mesure des cycles de gel-dégel (affaissement de surface, création d'une couche active, formation de lentilles de glace...). La structuration interne est observable à la fin de la série de cycles par découpage du bloc de pergélisol (Figure 71a). Cela donne une vision de l'état final uniquement.

Chaque bloc de pergélisol, encore gelé, est « démoulé » dans la chambre froide puis découpé à l'aide d'une scie à roches manuelle (Figure 71b, c & d). Plusieurs sections sont réalisées, une section transversale en bout de modèle, une section longitudinale à proximité du centre du bloc (pour éviter de découper les thermocouples) et une section transversale également à proximité du centre (Figure 71a, Figure 72). Chaque section est photographiée et mesurée. La hauteur, la position du toit du pergélisol, les limites des éventuelles couches de glace sont mesurées tous les 15 mm (Figure 73).

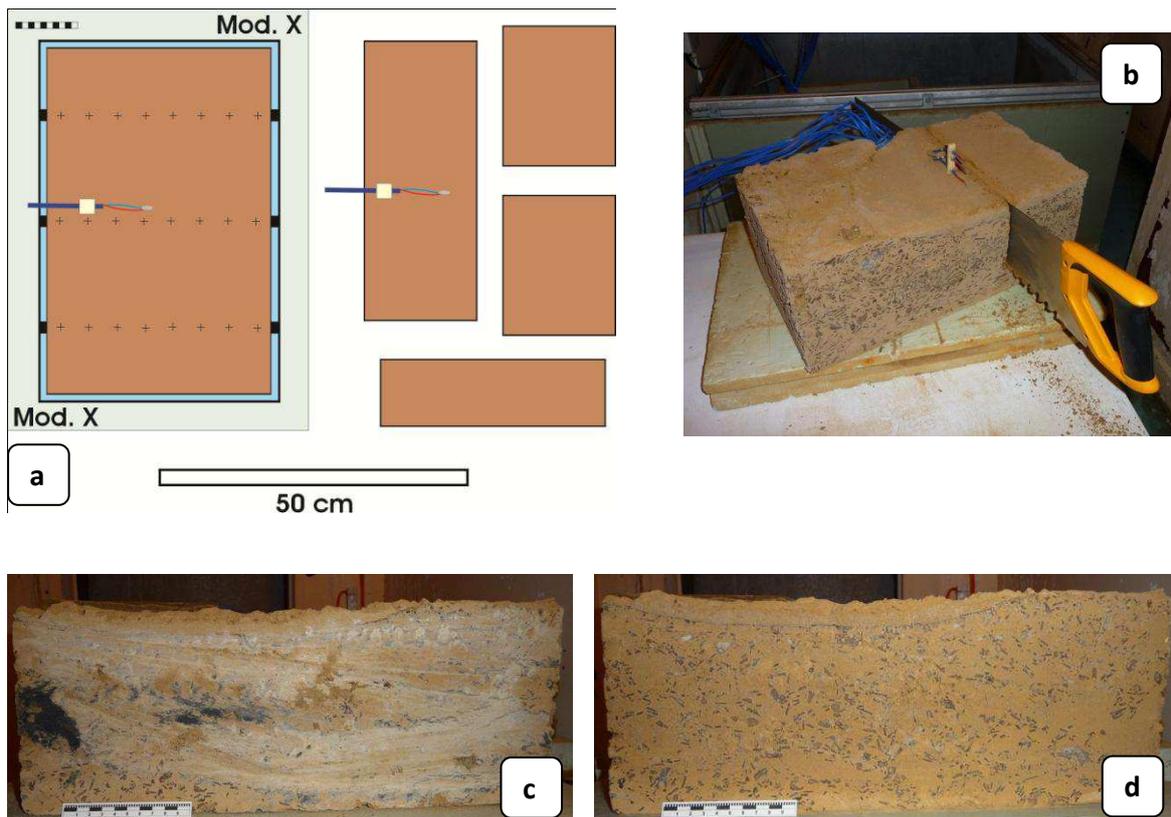


Figure 71 : a) Schéma d'un exemple de découpage en 4 parties d'un bloc de pergélisol ; b) Photographie d'un modèle en cours de découpage ; c) Section longitudinale d'un bloc juste après découpage ; d) Même section de bloc mais dont la surface a été nettoyée.

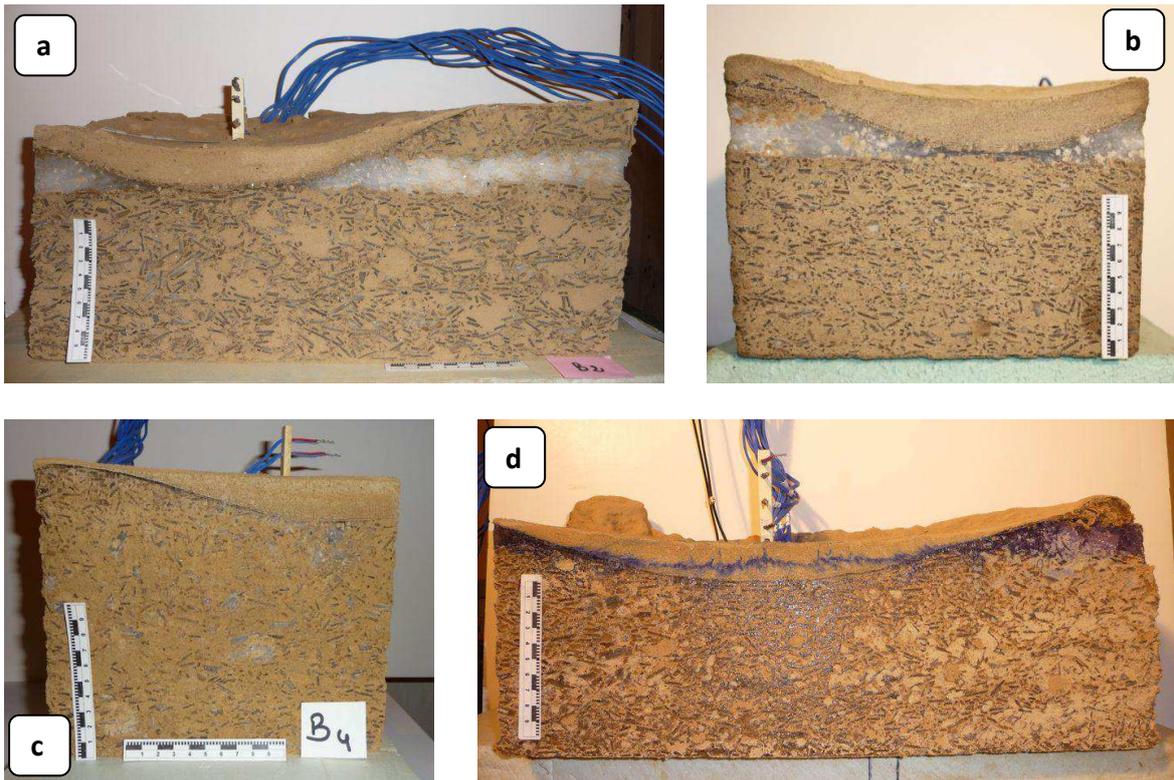


Figure 72 : Exemple de blocs découpés en fin d'expérimentation.

- a) Coupe longitudinale du modèle B2, au centre la couche de glace a entièrement fondue ;
- b) Coupe transversale du modèle D4, la couche de glace est presque entièrement fondue ;
- c) Coupe transversale du modèle B4, une fine couche de glace s'est formée à la base de la zone dégelée ;
- d) Coupe longitudinale du modèle D2d, la couche de glace est entièrement fondue au centre, reste les traces de la coloration au bleu de méthylène.

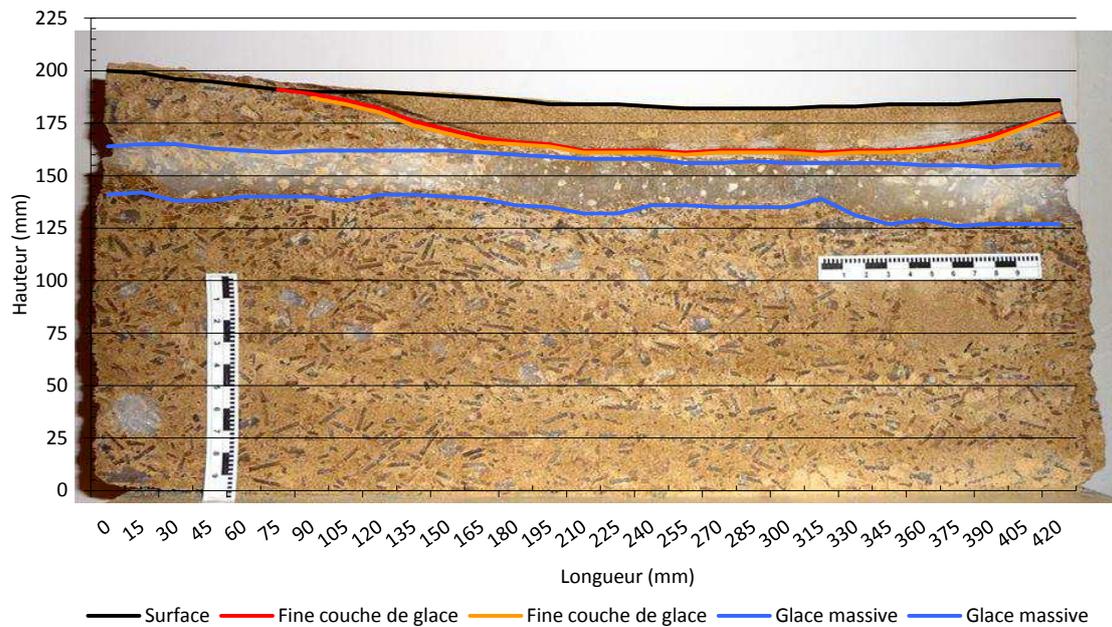


Figure 73 : Exemple de modèle (D6) découpé après expérimentation où sont ajoutées les mesures de surface, de limites de couche de glace massive (en bleu) et éventuellement des fines couches de glace (en orange et rouge) à la base de la couche active.

A la fin de l'expérimentation, sur environ une douzaine de blocs de pergélisol, il est possible de voir la présence de très fines couches de glace se mettant en place au toit du pergélisol. Ces couches de glaces peuvent être multiples et peuvent parfois mesurer 1 à 2 mm d'épaisseur chacune. Il est possible qu'elles soient formées à la suite d'une réorganisation de la glace interstitielle présente dans la couche active, avec une concentration de glace de ségrégation au sommet du pergélisol. La formation de ces couches de glace peut avoir une implication directe sur une éventuelle élévation de plusieurs millimètres de la topographie au cours des cycles.



Figure 74 : Exemples de plusieurs types de couches de glace se formant au toit du pergélisol ; a) Modèle D2f : couche de glace unique d'épaisseur de l'ordre du millimètre ; b) Modèle B4 : deux fines couches de glace se rejoignant sur les bords du bloc ; c) Modèle D2e : multiples couches de glace très fines présentes à l'intérieur de la zone dégelée et qui se rejoignent aux bords du bloc ; d) Modèle D2d : deux à trois couches de glace de l'ordre du millimètre sont visibles ainsi que deux ou trois autres beaucoup plus fines.

N.B. : Afin de voir ce que devient l'eau issue de la couche de glace, cette dernière est colorée (Cf. annexe A, modèle D2d). Il est intéressant de noter qu'après la fonte de la glace, l'eau colorée en bleu continue de marquer la limite inférieure de la couche de glace sub-rectiligne (Figure 72d). Ceci montre que les migrations d'eau vers le bas des blocs sont tout de même limitées.



## 4 Interprétations

Les différentes expérimentations ont permis de réaliser 25 modèles (Cf. annexe A) générant une grande quantité de données dont le traitement complet dépassera le cadre temporel de ce travail de thèse.

Néanmoins, à partir de quelques exemples, il est possible de montrer quels peuvent être les effets sur un pergélisol expérimental, de 8 paramètres majeurs : la lithologie, la teneur en glace, la présence d'une couche de glace massive, la teneur en eau et les apports d'eau en phase de dégel, la source de chaleur (convection ou rayonnement), la température de dégel, le nombre de cycles gel-dégel. L'influence de ces différents paramètres sur le front de dégel sera aussi examinée.

- 4.1 Rôle de la lithologie
- 4.2 Rôle de la teneur en glace
- 4.3 Influence d'une couche de glace massive
- 4.4 Rôle de la teneur initiale en eau
- 4.5 Rôle des apports d'eau en phase de dégel
- 4.6 Influence de la température de dégel
- 4.7 Influence du nombre de cycles de gel-dégel
- 4.8 Variations du front de dégel

---

### 4.1 Rôle de la lithologie

Lors des expérimentations, deux types de lithologies ont été utilisées. Un mélange de sédiments à dominance limoneuse (mélange 1 : 2/3 limons + 1/3 sable de Nemours) dans 7 modèles sur 25 et un autre mélange à dominance sableuse (mélange 2 : 1/3 limons + 2/3 sable de Nemours) dans 18 modèles sur 25 (Cf. annexe A).

La lithologie joue un rôle majeur du point de vue de la l'évolution de la topographie et de la structuration de la couche active. L'affaissement de la surface du bloc de pergélisol par fonte de la glace présente dans la partie superficielle conduit à un réarrangement des particules qui est fonction de la nature et de la granulométrie du sédiment.

Il est possible de voir que pour de mêmes conditions thermiques, la lithologie (*i.e.* pourcentage de sable et de limons) contrôle au premier ordre l'affaissement de la surface et l'épaisseur de la couche active (Figure 75, Figure 76, Figure 77, Figure 78). Toutefois, le contrôle lithologique *stricto sensu* peut être accentué ou minoré par la teneur en glace.

#### 4.1.1 Lithologie 1 vs 2, 30 % de glace, dégel par IRx2 avec asservissement

Les modèles A2 et A3 ne diffèrent que par la lithologie qui les compose, à prédominance limoneuse pour A2 et prédominance sableuse pour A3.

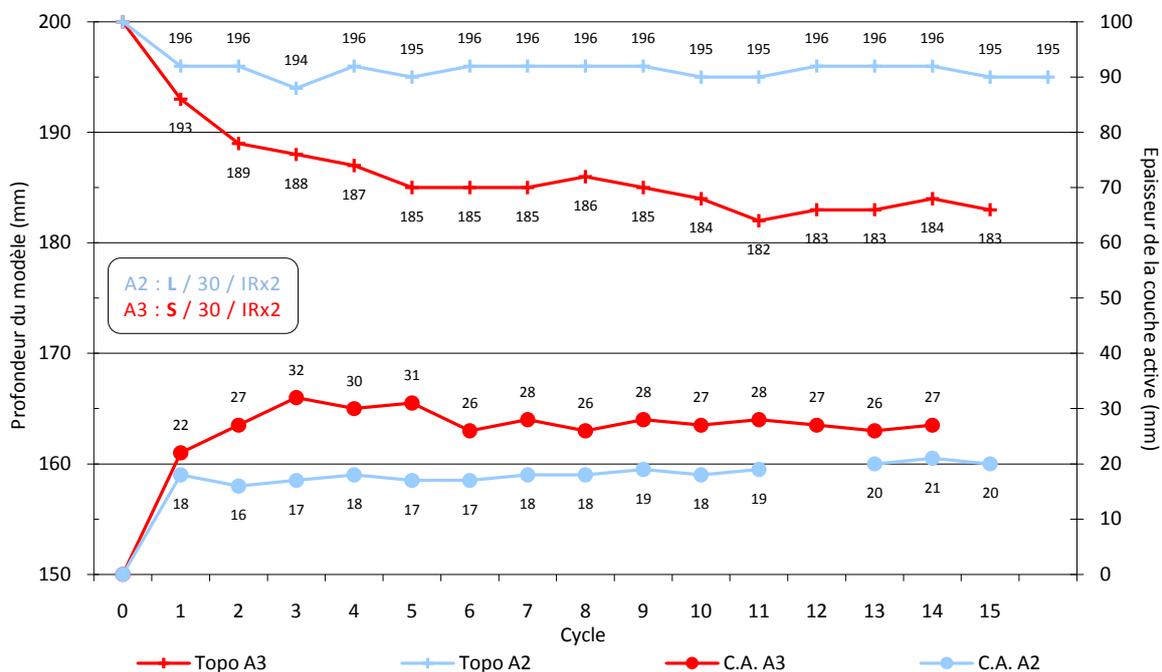


Figure 75 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles contenant chacun 30 % de glace mais l'un composé d'un mélange de sédiment à dominance limoneuse (A2) et l'autre à dominance sableuse (A3). Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles).

Dans ces modèles, l'affaissement de la surface est bien plus important (x3 environ) lorsque la lithologie est sableuse. L'épaisseur de la couche active, est aussi environ un tiers supérieure pour le modèle le plus sableux (A3).

Dans ce cas, avec une teneur en glace de 30 % (Figure 75), l'affaissement de la surface et l'épaississement de la couche active sont nettement favorisés par une lithologie à dominance sableuse. La teneur en glace est relativement faible mais, elle va en fondant, tout de même libérer suffisamment de place pour que les sédiments se réarrangent. Les modifications dans un sédiment sableux sont donc les plus importantes.

#### 4.1.2 Lithologie 1 vs 2, 50 % de glace, dégel par IRx2 avec asservissement

Tout comme les deux modèles précédents, les modèles B3 et B4 ne diffèrent que par la lithologie qui les compose, à prédominance limoneuse pour B3 et prédominance sableuse pour B4.

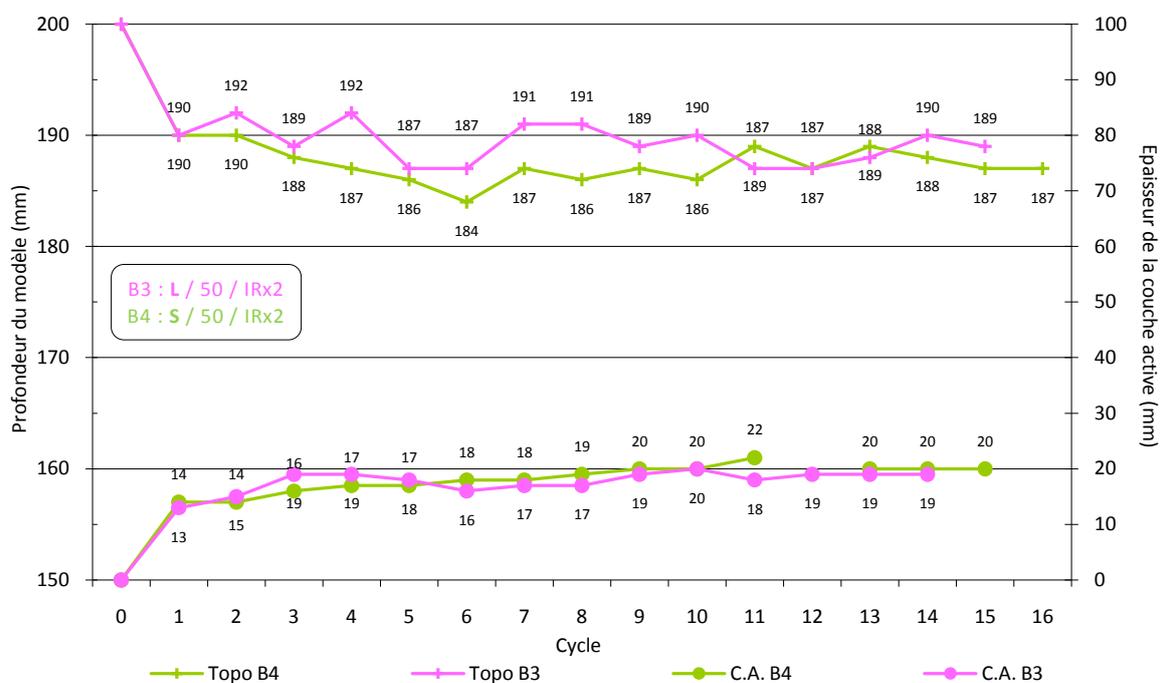


Figure 76 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles contenant chacun 50 % de glace mais l'un composé d'un mélange de sédiment à dominance limoneuse (B3) et l'autre à dominance sableuse (B4). Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles).

L'affaissement de la surface est légèrement plus important pour le modèle le plus sableux, mais après 15 cycles, les affaissements sont similaires pour les deux blocs de pergélisol. Concernant l'épaisseur de la couche active, les similitudes sont encore plus grandes. La différence entre les valeurs est de l'ordre de la précision de la mesure.

Avec une teneur en glace de 50 % (Figure 76), l'affaissement du modèle à dominante limoneuse se rapproche de celui du modèle sableux qui reste conforme au modèle précédent. Les épaisseurs des couches actives s'homogénéisent et s'alignent sur celle des sédiments limoneux.

4.1.3 Lithologie 1 vs 2, 80 % de glace, dégel par IRx2 avec asservissement

Le modèle C2 est majoritairement limoneux et le modèle C3 sableux. Les deux modèles contiennent 80 % de glace et dégèlent à l'aide de deux émetteurs IR.

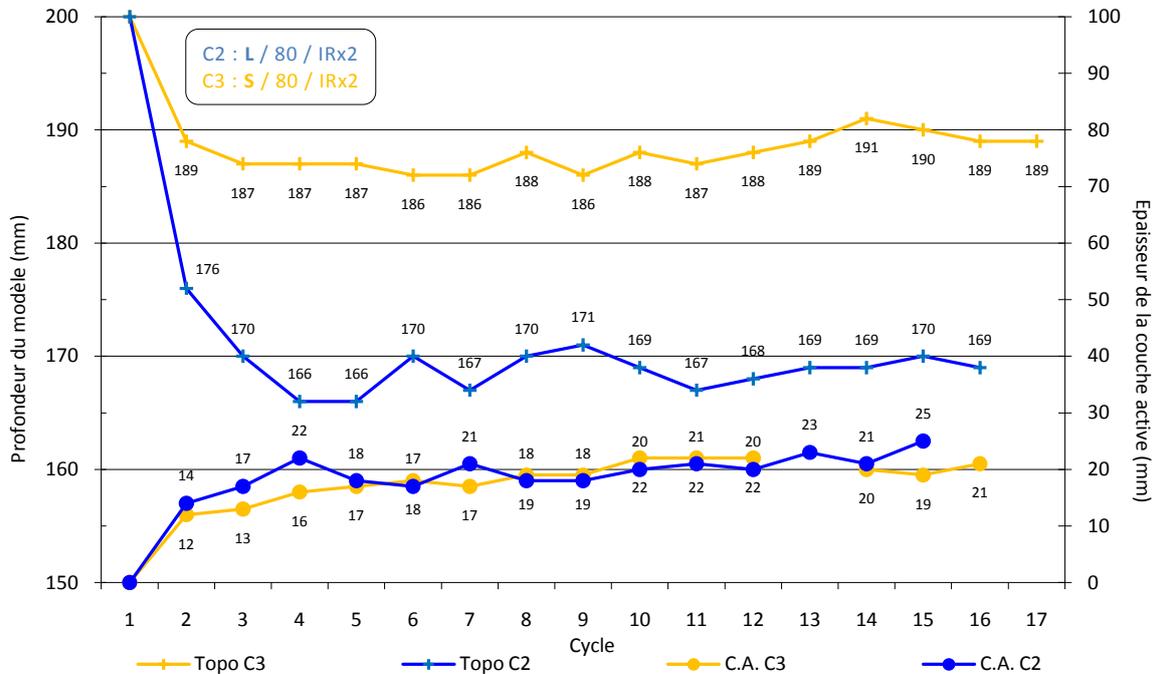


Figure 77 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles contenant chacun 80 % de glace mais l'un composé d'un mélange de sédiment à dominance limoneuse (C2) et l'autre à dominance sableuse (C3). Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles).

L'affaissement de la surface est nettement plus important pour le modèle le plus limoneux, environ 30 mm contre 15 mm pour le modèle le plus sableux. L'affaissement pour le modèle à dominance limoneuse est le double de l'affaissement pour le second modèle. Concernant la couche active, les valeurs sont similaires.

Dans cet exemple (Figure 77), l'affaissement du modèle à dominante limoneuse augmente considérablement avec la teneur en glace. L'épaisseur de la couche active reste constante par rapport aux autres modèles (Figure 75, Figure 76).

➔ En conclusion à ce premier point relatif à la lithologie, il est possible de noter que (Figure 78) :

(1) pour des sédiments peu riches en glace (< 50 %), l'affaissement de surface est plus élevé pour un sédiment sableux;

(2) pour un sédiment limoneux, le tassement augmente avec le pourcentage de glace ;

(3) pour un sédiment sableux, le tassement est peu dépendant du pourcentage de glace

(4) pour un sédiment limoneux, l'épaisseur de la couche active est peu dépendante du pourcentage de glace;

(5) pour un sédiment sableux, l'épaisseur de la couche active semble anti-corrélée avec le pourcentage de glace pour des teneurs inférieures à 50 %.

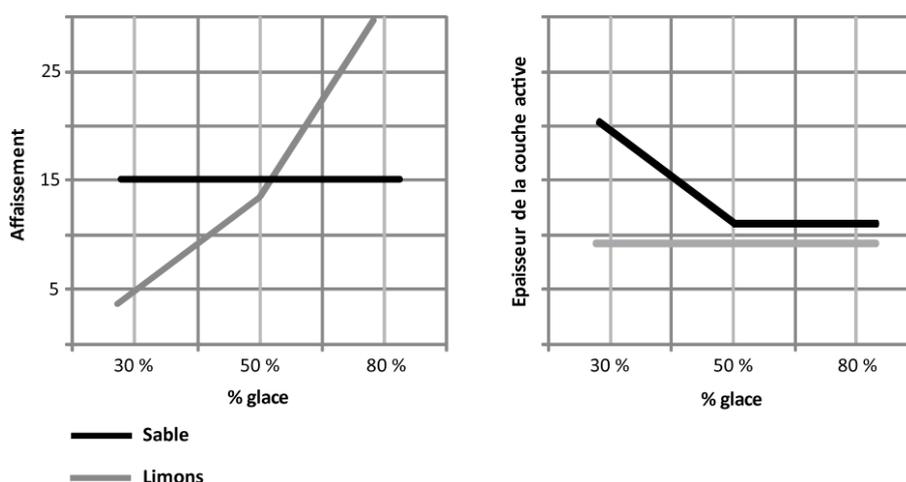


Figure 78 : Récapitulatif de l'évolution de l'affaissement et de l'épaisseur de la couche active en fonction de la lithologie et de la teneur en glace d'un bloc de pergélisol expérimental.

## 4.2 Rôle de la teneur en glace

Lors des expérimentations, trois teneurs en glace sont testées 30, 50 et 80 %. En majorité les blocs de pergélisol expérimental contiennent 50 % de glace (17 modèles), respectivement 3 et 5 modèles contiennent 30 et 80 % de glace (Cf. annexe A). Comme l'ont montré les modèles précédents, la teneur en glace joue un rôle important sur l'affaissement du pergélisol et donc sur l'évolution de la topographie (Figure 78). Plusieurs modèles sont présentés ici pour illustrer l'importance de la teneur en glace. Dans un premier cas, trois modèles à dominance limoneuse sont comparés (Figure 79), puis trois modèles à dominance sableuse (Figure 81).

### 4.2.1 Teneur en glace 30 vs 50 vs 80 %, lithologie 1 (limons), dégel par IRx2 avec asservissement

Les modèles A2, B3 et C2 ne diffèrent que par la teneur en glace qui les composent, ils sont tous les trois à prédominance limoneuse, ils contiennent respectivement 30, 50 et 80 % de glace.

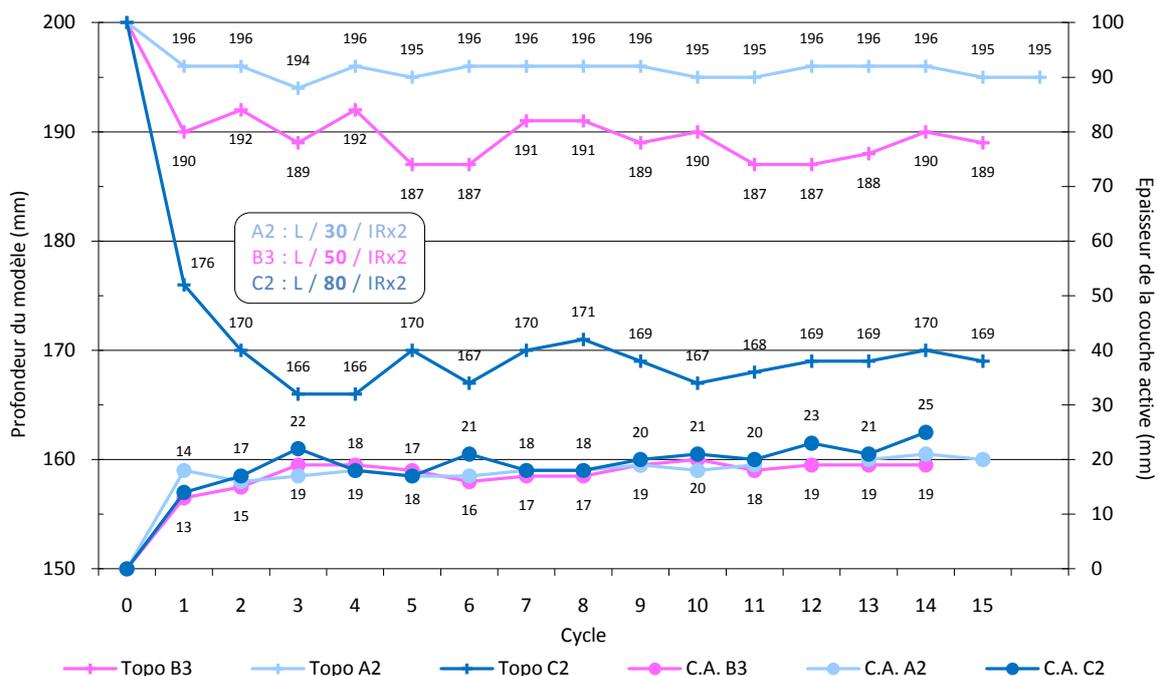


Figure 79 : Évolution de la topographie et de la couche active pour trois modèles à prédominance limoneuse contenant 30, 50 ou 80 % de glace. Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles).

La différence d'affaissement de la surface est notable entre les trois modèles (Figure 79). Pour une teneur en glace croissante, les modèles s'affaissent en moyenne de 5, 10 ou 30 mm. Concernant l'épaisseur de la couche active, les valeurs sont quant à elles tout à fait similaires, de l'ordre de 20 mm pour les trois modèles.

➔ Les données concernant les blocs à dominance limoneuse montrent que (Figure 80) :

- (1) la corrélation directe entre la teneur en glace et le tassement de la surface ;
- (2) l'absence de relation entre la teneur en glace et l'épaisseur de la couche active.

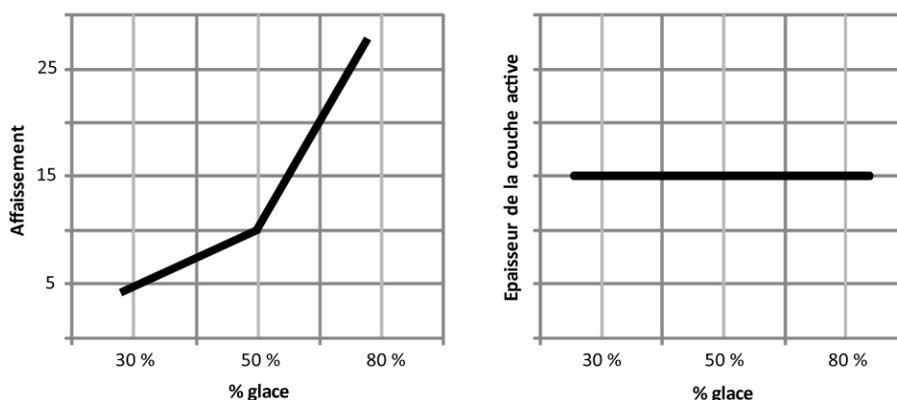


Figure 80 : Récapitulatif de l'évolution de l'affaissement et de l'épaisseur de la couche active en fonction de la teneur en glace d'un bloc de pergélisol expérimental à dominance limoneuse.

#### 4.2.2 Teneur en glace 30 vs 50 vs 80 %, lithologie 2 (sable), dégel par IRx2 avec asservissement

Les modèles A3, B4 et C3 ne diffèrent que par la teneur en glace qui les composent, ils sont tous les trois à prédominance sableuse, ils contiennent respectivement 30, 50 et 80 % de glace.

L'affaissement de surface de ces trois modèles diffère peu (Figure 81). Seul le modèle A3, le moins riche en glace, semble se démarquer et s'affaisser légèrement plus à la fin de l'expérimentation. Les valeurs de couche active sont également similaires pour les modèles B4 et C3. Pour le modèle A3, l'épaisseur de la couche active est toujours supérieure, de près du double au début de l'expérimentation puis de plus de 5 mm dans la dernière moitié.

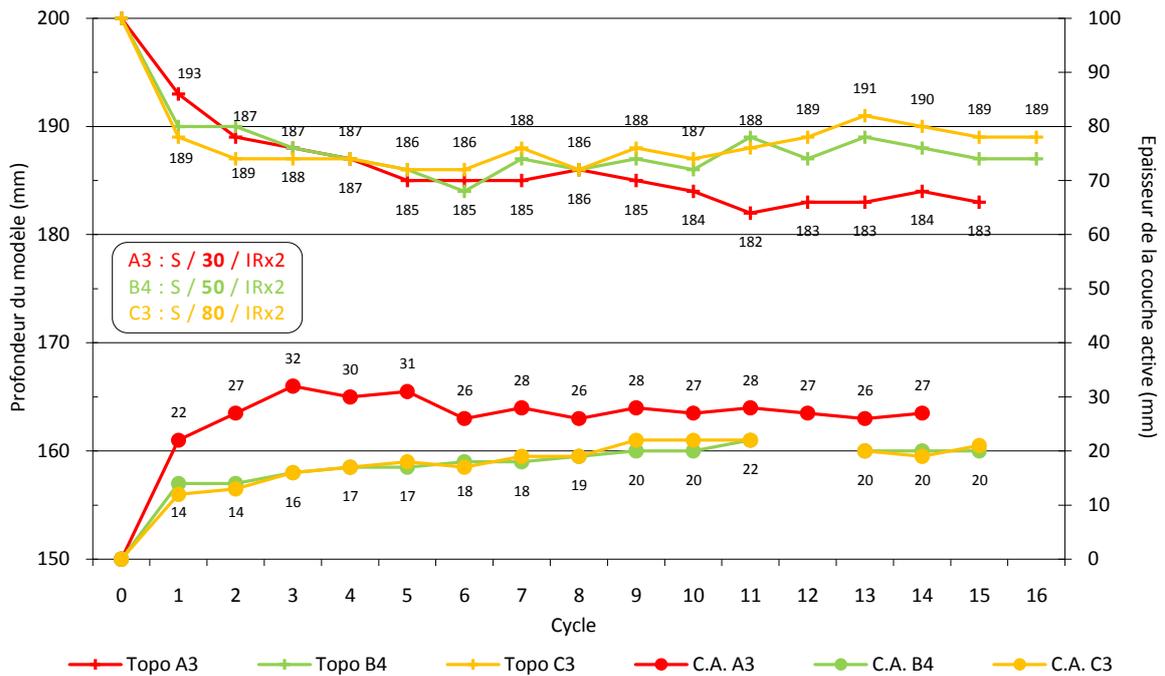


Figure 81 : Évolution de la topographie et de la couche active pour trois modèles à prédominance sableuse contenant 30, 50 ou 80 % de glace. Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles).

➔ Pour ces trois blocs à dominante sableuse, il est possible de voir que (Figure 82) :

- (1) les variations de teneur en glace n'influencent pas significativement le tassement ;
- (2) l'augmentation de la teneur en glace s'accompagne d'une diminution de l'épaisseur de la couche active. Ceci étant dû au fait que la quantité d'énergie nécessaire pour fondre un pergélisol plus riche en glace est plus grande.

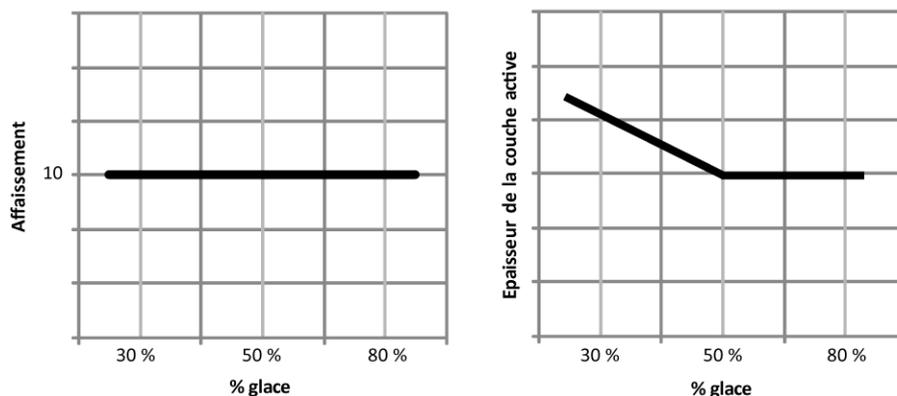


Figure 82 : Récapitulatif de l'évolution de l'affaissement et de l'épaisseur de la couche active en fonction de la teneur en glace d'un bloc de pergélisol expérimental à dominante sableuse.

#### 4.3 Influence d'une couche de glace massive

Dans 11 modèles sur 25, une couche de glace d'épaisseur variable est placée en sub-surface des blocs (Cf. annexe A). Cette couche de glace représente la glace massive pouvant être retrouvée dans un pergélisol. Lors d'un réchauffement, cette couche peut être atteinte par le front de dégel et peut influencer sa propagation. La fonte de cette couche de glace peut accélérer le tassement de la surface. En général, l'épaisseur de la couche de glace massive testée est de 20 mm.

Plusieurs modèles sont utilisés pour tester l'influence de la présence d'une couche de glace sur l'affaissement de surface et l'épaisseur de la couche active. Trois cas de figure sont présentés en fonction des paramètres expérimentaux. Les propriétés succinctes des modèles sont rappelées dans le tableau ci-dessous.

	Cas 1		Cas 2		Cas 3	
	D2g	B4	D2b	D3	D2d	D3b
Lithologie	2/3 sable	2/3 sable	2/3 sable	2/3 sable	2/3 sable	2/3 sable
Glace	50 %	50 %	50 %	50 %	80 %	80 %
Couche glace	Oui 20 mm	Non	Oui 20 mm	Non	Oui 20 mm	Non
Dégel	2 IR (300 C)	2 IR (300 C)	1 IR manuel	1 IR manuel	1 IR manuel	1 IR manuel

Tableau 9 : Caractéristiques des 6 modèles utilisés pour la comparaison avec ou sans couche de glace.

##### 4.3.1 Cas 1

Les modèles D2g et B4 sont utilisés pour tester l'influence de la présence d'une couche de glace sur l'affaissement de surface et l'épaisseur de la couche active. Ils sont à dominante sableuse, contiennent chacun 50 % de glace et sont réchauffés à l'aide de deux émetteurs IR asservis à la source (300 °C). Seul le modèle D2g contient une couche de glace massive en sub-surface, d'une épaisseur d'environ 20 mm.

L'affaissement de la surface du bloc de pergélisol sableux contenant de la glace massive (D2g) est important, il atteint 35 mm après 15 cycles (Figure 83). Son évolution se fait sous forme de paliers. Pour le bloc de pergélisol sans glace massive (B4), l'affaissement est uniquement de l'ordre de 15 mm, environ deux fois moins. L'affaissement maximum est atteint assez rapidement (cycle 6) et par la suite il n'y a presque plus de variations. L'épaisseur de la couche active est similaire pour les deux modèles, elle est de l'ordre d'une vingtaine de millimètres.

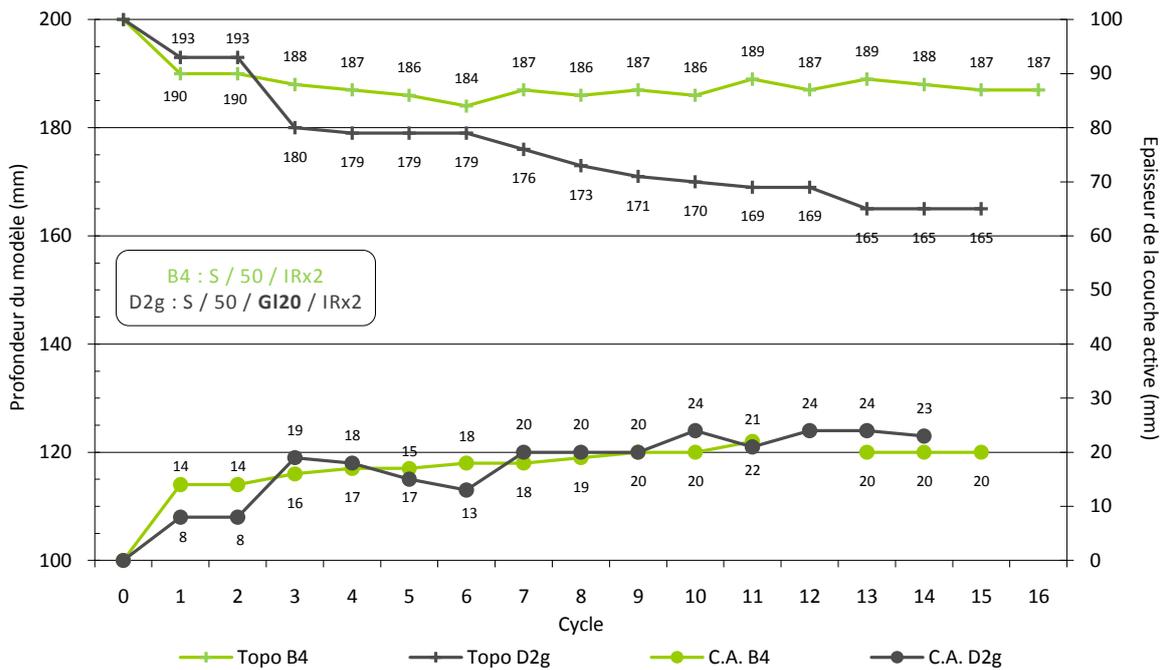


Figure 83 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles à prédominance sableuse et contenant 50 % de glace. Seul le modèle D2g contient une couche de glace de 20 mm en sub-surface. Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles).

L'affaissement de la surface des deux blocs semble très différent. Du point de vue quantitatif, le modèle qui possède une couche de glace (D2g) s'affaisse deux fois plus que le modèle n'en contenant pas. De plus, des différences sont marquées au niveau de l'évolution de l'affaissement en lui-même. Le bloc avec la couche de glace s'affaisse avec 4 paliers tandis qu'il est plutôt progressif pour le bloc sans couche de glace. La présence de la couche de glace dans ce cas influe largement sur l'affaissement qui augmente fortement dès que la glace commence à fondre. En fondant, l'eau se répartit dans les pores de la couche active sans qu'il y ait toutefois une importante migration vers le bas (Figure 74d). Il est à noter que le tassement de la surface correspond avant tout à un changement de volume lié au changement de phase glace-eau pour la couche de glace et pour les paillettes de glaces incorporées aux sédiments.

L'existence de paliers (Figure 83, cycles [1-2] & [3-6]) et leur corrélation avec des stades de fusion de la couche de glace feront l'objet d'études à venir. La progression du front de dégel au cours des 14 cycles (Figure 84) illustre l'influence de la couche de glace.

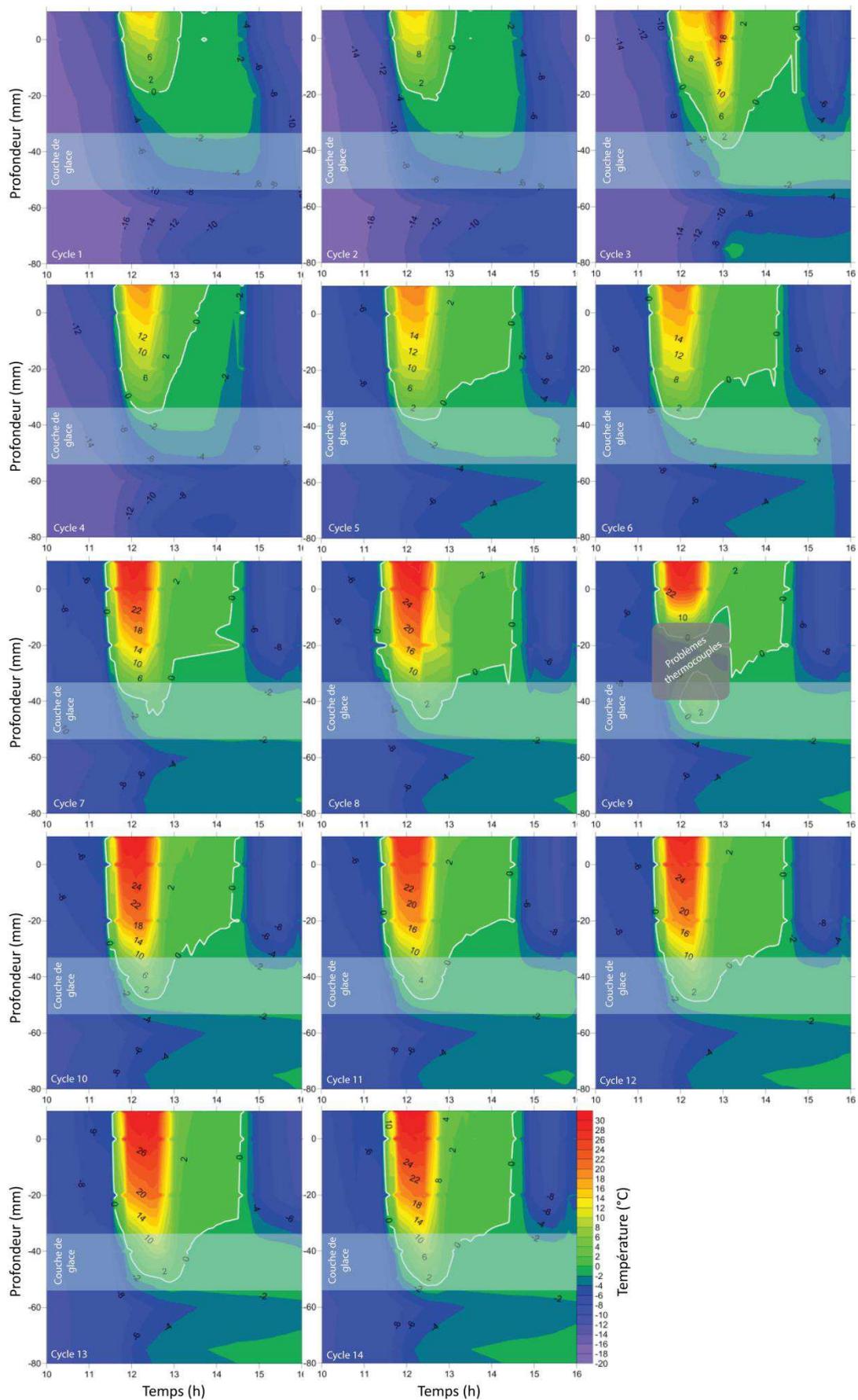


Figure 84 : Évolution de la température en fonction du temps et de la profondeur. Zoom sur les 90 premiers mm du modèle D2g, centré sur la période de réchauffement.

Le front de dégel atteint la couche de glace pour la première fois lors du 3<sup>ème</sup> cycle. Un fort affaissement de surface (13 mm) est observé lors de ce même cycle. Lors des cycles 4 à 6, le front de dégel ne progresse pas significativement à l'intérieur de la couche de glace. Un palier dans l'évolution de la topographie est alors visible. A partir du 7<sup>ème</sup> cycle, le front de dégel progresse à nouveau au travers de la couche de glace jusqu'à la fin de l'expérimentation. La topographie est alors marquée par un affaissement progressif.

#### 4.3.2 Cas 2

A titre d'exemple, la même comparaison peut être faite avec des blocs de pergélisols sableux pour lesquels le réchauffement utilise un seul émetteur IR en mode manuel (Figure 85). L'affaissement de la surface du bloc contenant une couche de glace est de nouveau supérieur d'environ un tiers. Les résultats restent globalement les mêmes, excepté qu'ici il n'y a pas de paliers visible dans l'affaissement de la surface du bloc D2b. Les valeurs de l'épaisseur de la couche active sont également assez similaires bien que la couche active du modèle D3 semble légèrement plus épaisse.

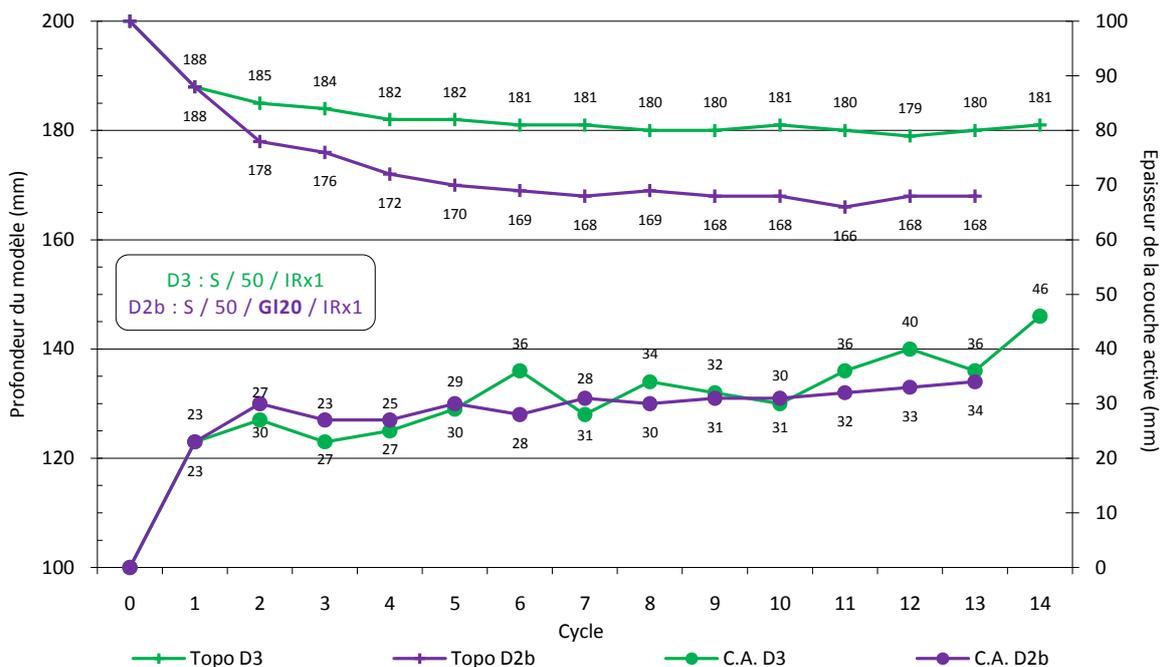


Figure 85 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles à prédominance sableuse et contenant 50 % de glace. Seul le modèle D2b contient une couche de glace de 20 mm en sub-surface. Le dégel est assuré par un seul émetteur IR en mode manuel.

L'affaissement de la surface du modèle avec la couche de glace massive (D2b) est important, il atteint plus de 30 mm après 13 cycles. Son évolution est progressive. Pour le modèle sans couche de glace (D3), l'affaissement est d'une vingtaine de millimètres. L'épaisseur de la couche active est relativement élevée (30 mm ou plus). La couche active du modèle D2b s'épaissit progressivement. Celle de D3 est légèrement plus épaisse.

Pour des blocs de pergélisol sableux contenant 80 % de glace (Figure 86), l'affaissement de la surface du modèle contenant une couche de glace (D2d) est très important. Il atteint 60 mm au 3<sup>ème</sup> cycle puis l'affaissement se stabilise autour de 50 mm. Pour le modèle sans couche de glace (D3b), l'affaissement est également important mais légèrement inférieur à celui du modèle précédent. Il est au maximum de 48 mm au 5<sup>ème</sup> cycle et se stabilise vers 40 mm ensuite. L'épaisseur de la couche active est d'environ 20 mm pour le modèle avec couche de glace (D2d). Elle est plus épaisse pour le modèle sans couche de glace (D3b) et atteint environ 30 mm à la fin.

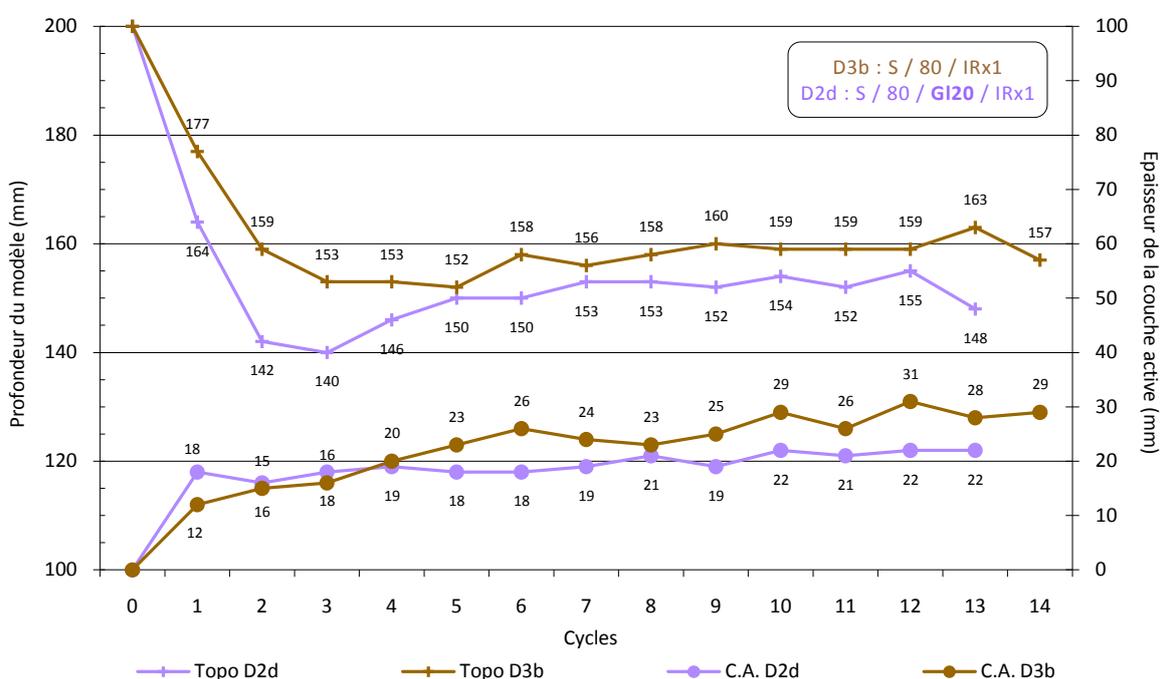


Figure 86 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles à prédominance sableuse et contenant 80 % de glace. Seul le modèle D2d contient une couche de glace de 20 mm en sub-surface. Le dégel est assuré par un seul émetteur IR en mode manuel.

L'important affaissement de surface déjà observé dans les blocs de pergélisol contenant une teneur élevée en glace (80 %) se retrouve dans ces modèles, toutefois, le modèle contenant une couche de glace s'affaisse encore plus lors des premiers cycles. Cette comparaison montre aussi que lorsque la teneur en glace du sédiment est importante (80 %), elle prévaut sur la présence d'un corps gelé dans l'affaissement cryogénique de la surface du sol.

→ En résumé de ce point relatif à l'influence d'une couche de glace massive proche de la surface d'un pergélisol (Figure 87) :

(1) le tassement de surface augmente dès le début de la fonte de la couche de glace massive (Figure 84) ;

(2) la présence d'une couche de glace proche de la surface du pergélisol diminue légèrement l'épaisseur de la couche active. Ce point peut être corrélé avec la quantité de chaleur nécessaire pour fondre la glace massive ;

(3) l'eau issue de la fonte de la glace ne subit pas de migration notable vers la base de la couche active.

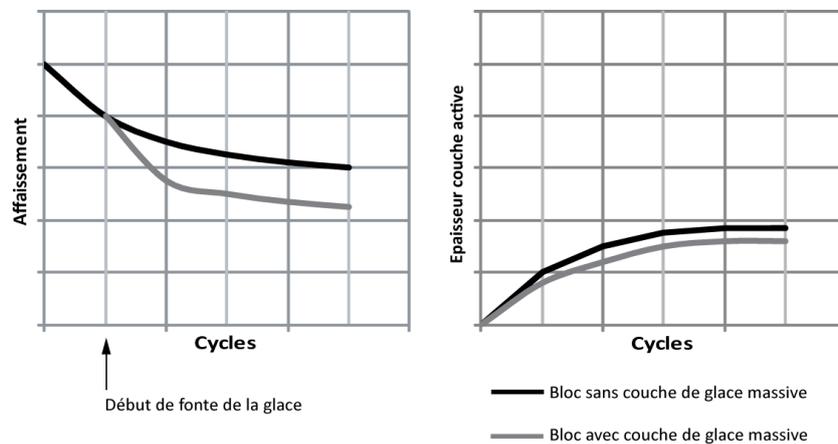


Figure 87 : Récapitulatif de l'influence de la présence d'une couche de glace massive sur l'affaissement et l'épaisseur de la couche active d'un bloc de pergélisol expérimental.

#### 4.4 Rôle de la teneur initiale en eau

Lors des expérimentations, les blocs de pergélisol sont préparés en ajoutant environ 14 % d'eau. Pour un modèle sur les 25, une teneur en eau plus importante (17 %) a été testée. Ce bloc est sursaturé en eau lors de la préparation. Ce modèle (D2h) est à dominance sableuse et contient 50 % de glace, le dégel s'effectue avec un seul émetteur IR et le dégel est manuel. Ces résultats préliminaires devront donc être vérifiés, lors de travaux à venir, en utilisant des températures asservies.

La teneur en eau va jouer un rôle sur l'affaissement et sur le volume dégelé, mais également sur la couche active. En effet, l'eau de fonte de la glace va remplir les pores libres de la couche active au fur et à mesure des cycles de gel-dégel et va circuler jusqu'à la base de la couche active pour contribuer à former une fine couche de glace (Figure 74).

La comparaison entre deux modèles à dominance sableuse avec des teneurs en eau différentes est présentée ci-dessous.

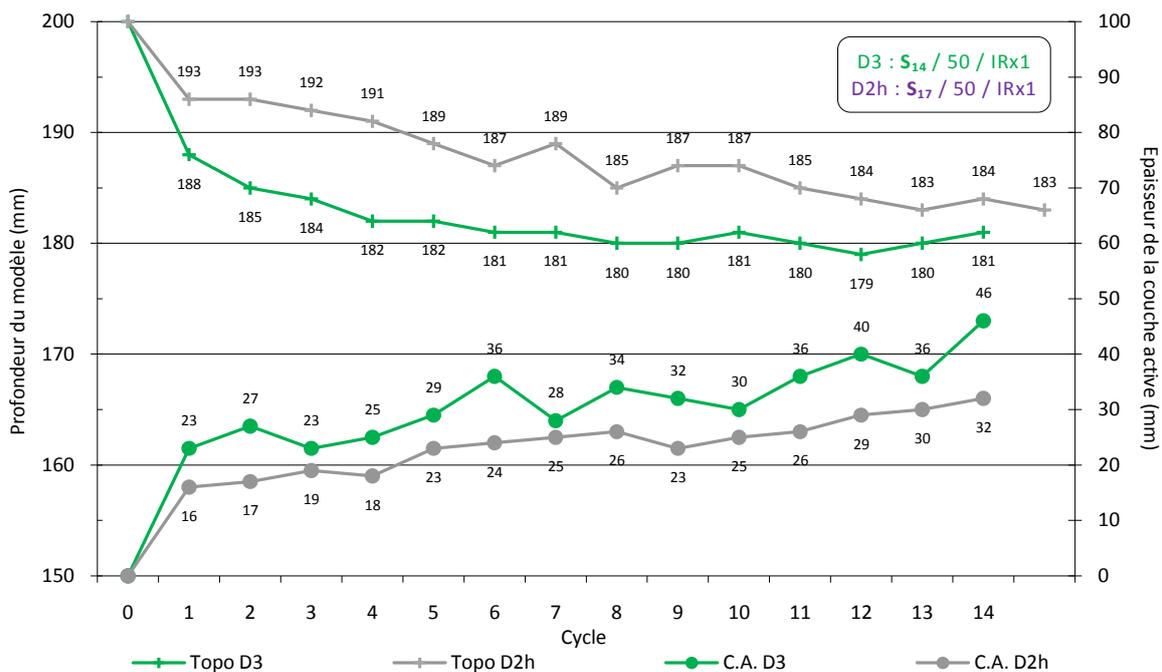


Figure 88 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles à prédominance sableuse, l'un contenant 14 % d'eau (D3) et l'autre 17 % (D2h). Le dégel est assuré par un seul émetteur IR en mode manuel.

L'affaissement de la surface du modèle avec 14 % d'eau (D3) est de l'ordre de 20 mm contre 10 à 15 mm pour le modèle avec 17 % d'eau (D2h). L'épaisseur de la couche semble également anti-corrélée avec la teneur en eau. La couche active la plus épaisse (30 à 45 mm) correspond à un pergélisol à plus faible teneur en eau (D3).

→ Ces résultats (Figure 88) font apparaître un point important dans l'étude du comportement d'un pergélisol soumis à un réchauffement (Figure 89) :

(1) le tassement de surface et l'épaisseur de la couche active sont anti-corrélés avec la teneur initiale en eau ;

Il est possible d'en déduire qu'en diminuant le volume des pores disponibles pour la circulation d'eau, l'augmentation de la teneur en eau, dans les conditions de l'expérimentation, limite les effets d'un réchauffement du pergélisol.

Ces résultats devront cependant être comparés aux études en cours (thèse Agnès Rivière, UMR 7619 Sisyphe) qui visent à caractériser avec précision les circulations d'eau dans les pergélisols.

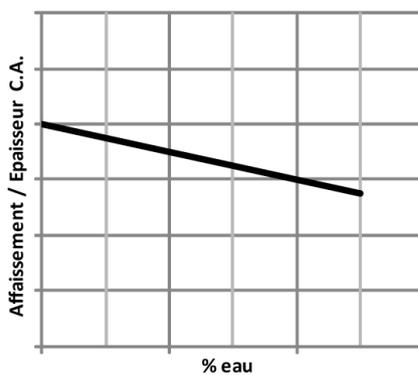


Figure 89 : Influence de la teneur initiale en eau sur le tassement et l'épaisseur de la couche active d'un pergélisol expérimental.

#### 4.5 Rôle des apports d'eau en phase de dégel

Bien que ces expérimentations préliminaires et non dimensionnées, n'aient pas encore vocation à reconstituer le milieu naturel, il est important que les conditions expérimentales soient les plus proches possibles des conditions réelles.

Les processus expérimentaux tendent à assécher la surface des modèles. Cette perte en eau est compensée en pulvérisant régulièrement de l'eau froide (environ 5 °C) en surface des blocs tous les deux jours environ. Pour un modèle sur les 25, la surface est arrosée quotidiennement après chaque période de réchauffement (Cf. 2.3.1 - Protocole général, page 68). Cela permet de tester le rôle d'un ajout d'eau dans l'évolution des blocs de pergélisol.

Les précipitations vont humidifier la partie superficielle de chaque bloc de pergélisol et augmenter la teneur en eau de la couche active qui est sans cesse saturée. Les conséquences sur l'évolution de la topographie et de la couche active sont présentées ci-dessous.

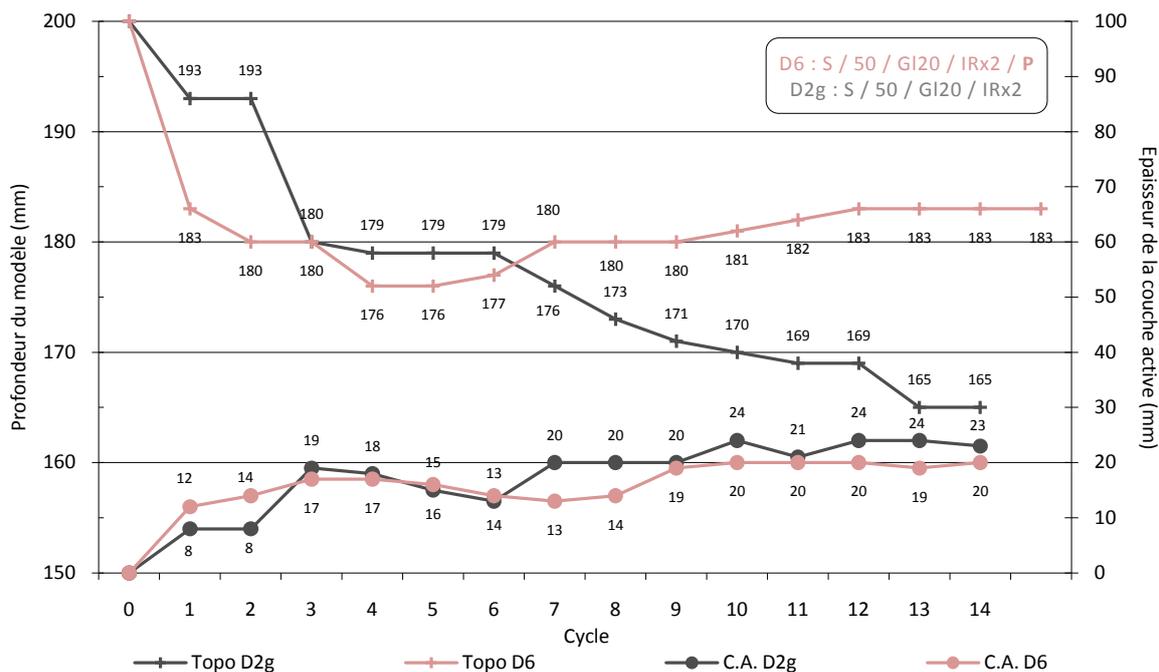


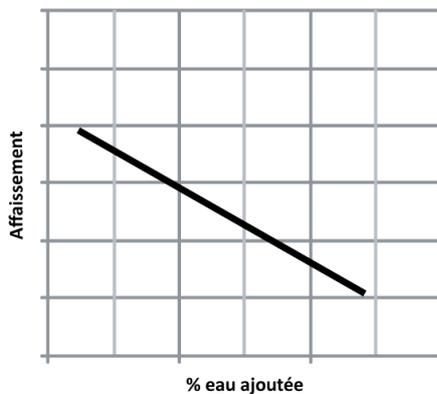
Figure 90 : Évolution de la topographie et de l'épaisseur la couche active pour deux modèles à prédominance sableuse, l'un étant arrosé environ tous les deux cycles (D2g) et l'autre à chaque cycle (D6). Les deux modèles contiennent une couche de glace de 20 mm en sub-surface. Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température est asservie à 300 °C.

L'affaissement de surface est le moins important pour le modèle le plus arrosé (D6). A la fin des 14 cycles, sa surface s'est affaissée de 35 mm. Cette évolution se fait par paliers. La surface de ce modèle s'abaisse d'abord d'environ 25 mm puis tend à se surélever légèrement après le cycle 6. Les valeurs de couche active sont similaires dans les deux cas, de l'ordre de 20 mm d'épaisseur environ. Le comportement de la surface des deux blocs est donc très différent. Le modèle qui n'est pas arrosé à chaque cycle (D2g) s'affaisse par palier et de manière importante.

Par ailleurs, il est à noter que les précipitations peuvent influencer modérément la topographie du fait de la forme en cuvette de la surface des blocs. Les précipitations étant réparties sur toute la surface, elles peuvent transporter des particules vers le cœur de la dépression.

**→ En résumé du rôle des apports d'eau en phase de dégel :**

- (1) *le tassement de surface est inversement proportionnel à la quantité d'eau ajoutée ;*
- (2) *l'épaisseur de la couche active diminue légèrement avec cet ajout d'eau.*



*Figure 91 : Influence des apports en eau lors du dégel sur l'affaissement d'un pergélisol expérimental.*

#### 4.6 Influence de la température de dégel

Dans le protocole expérimental, la température est le paramètre clé qui contrôle la propagation du front de dégel, sa profondeur, l'épaisseur de la couche active et l'affaissement de surface. Dans la majorité des expériences, cette température est contrôlée par les émetteurs IR.

Le rôle de la température de dégel peut être étudié en utilisant les expériences avec un asservissement des températures en sortie des panneaux radiants. Cette procédure permet un suivi plus précis de la quantité de chaleur produite et des températures obtenues au niveau de la surface des blocs de pergélisol.

Les trois modèles présentés ici (Figure 93) correspondent à des températures croissantes à la source (200 °C pour B5, 300 °C pour B4 et entre 360 et 400 °C pour D3). Ces températures de sortie correspondent respectivement à des températures de surface au sol d'environ 12, 20 et 30 °C (Figure 92).

L'affaissement du modèle asservi à plus basse température (environ 12 °C au sol, B5) est limité à moins de 10 mm, voire seulement 7 mm à la fin de l'expérimentation. L'affaissement de la surface du modèle B4 (asservissement à 300 °C, environ 20 °C au sol) est de l'ordre d'une quinzaine de millimètres. L'affaissement le plus important est celui du bloc D3 (environ 30 °C au sol). Dès le premier cycle sa surface s'affaisse de 12 mm et évolue progressivement à 20 mm à la fin des cycles gel-dégel.

Les épaisseurs de couches actives évoluent également en fonction de la température de dégel. Pour une température de 12 °C environ (B5), la couche active est quasiment constante et n'excède pas 11 mm. Cette épaisseur passe à 20 mm pour une température d'environ 20 °C (B4). La couche active la plus épaisse est mesurée pour des températures de l'ordre de 30 °C (modèle D3) avec une évolution un peu plus chaotique mais une épaisseur de 46 mm au 14<sup>ème</sup> cycle.

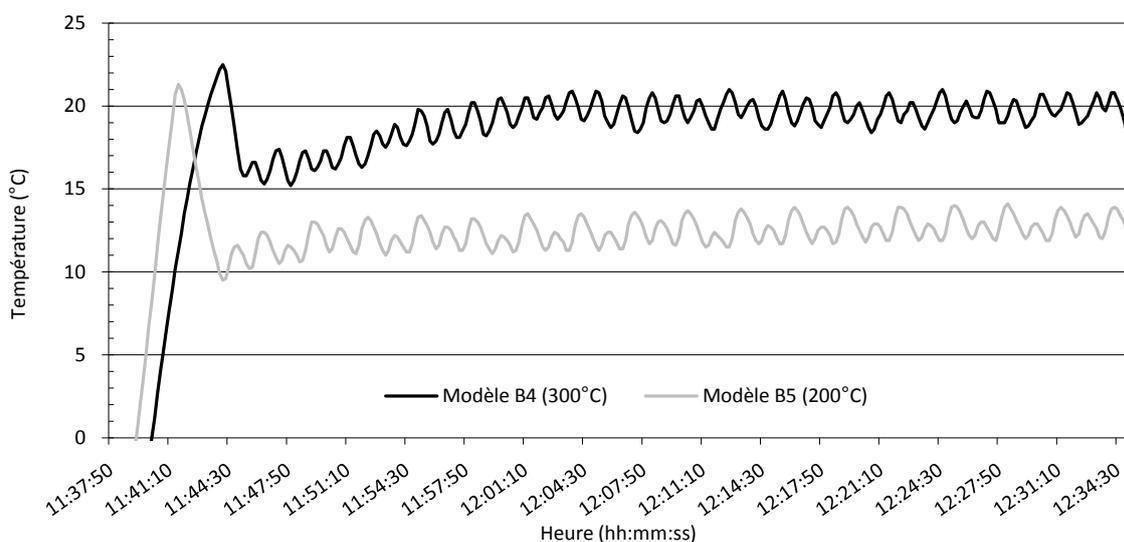


Figure 92 : Température de surface des modèles B4 et B5 durant la phase de réchauffement avec deux émetteurs IR asservis respectivement à la source à 300 et 200 °C.

Ces données montrent que le tassement de surface et la couche active sont étroitement contrôlés par la température de dégel.

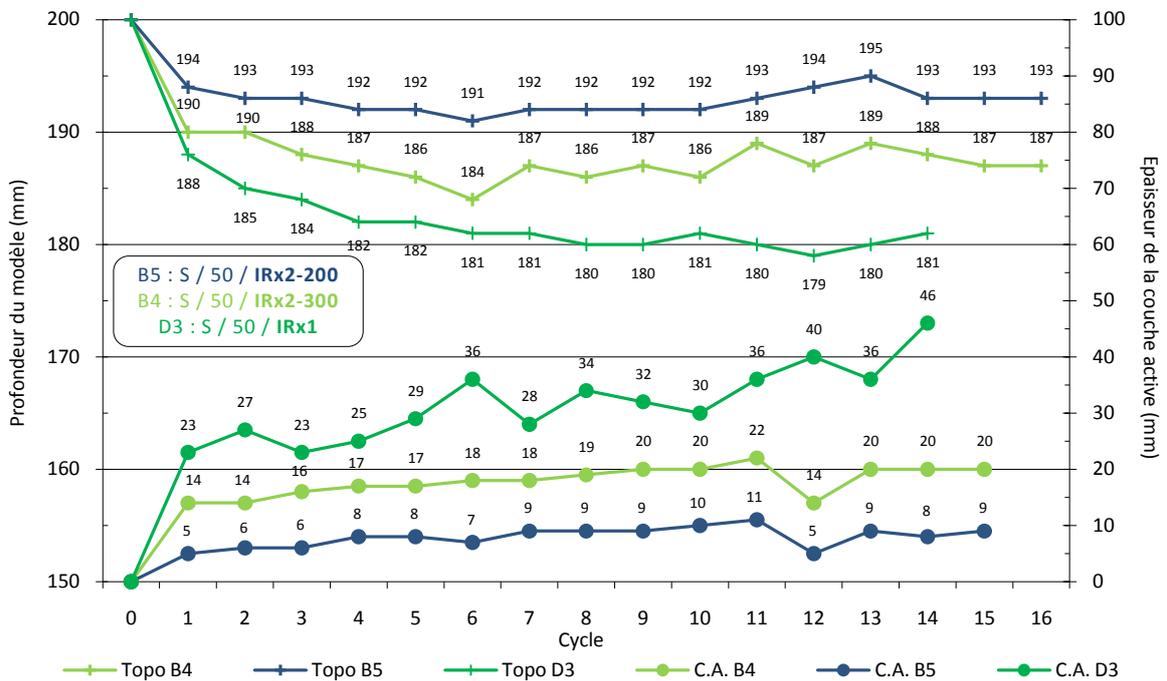


Figure 93 : Évolution de la topographie et de l'épaisseur de la couche active en fonction de la température au sol pour trois modèles à prédominance sableuse et contenant 50 % de glace. Températures au sol : 12 °C (modèle B5), 20 °C (modèle B4), 30 °C (modèle D3).

➔ En conclusion sur l'influence de la température de dégel (Figure 94) :

- (1) les températures de dégel influencent fortement l'affaissement de surface du pergélisol et l'épaisseur de la couche active ;
- (2) l'affaissement et l'épaisseur de la couche active ont des valeurs d'autant plus élevée que la température de dégel est grande.

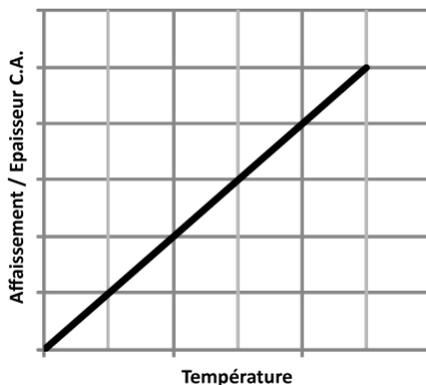


Figure 94 : Évolution de l'affaissement et de l'épaisseur de la couche active lors du réchauffement d'un bloc de pergélisol expérimental pour des températures croissantes.

#### 4.7 Influence du nombre de cycles de gel-dégel

Hormis les 5 premières expériences servant de test (Cf. annexe A), la majorité des études se sont déroulées sur 13 à 15 cycles. Une expérience a été poursuivie pendant 27 cycles afin de voir l'évolution du pergélisol sur un pas de temps plus long. Le modèle testé (D2e) est à dominante sableuse, il contient 50 % de glace et une couche de glace. Le dégel s'opère à l'aide d'un seul émetteur IR en mode manuel.

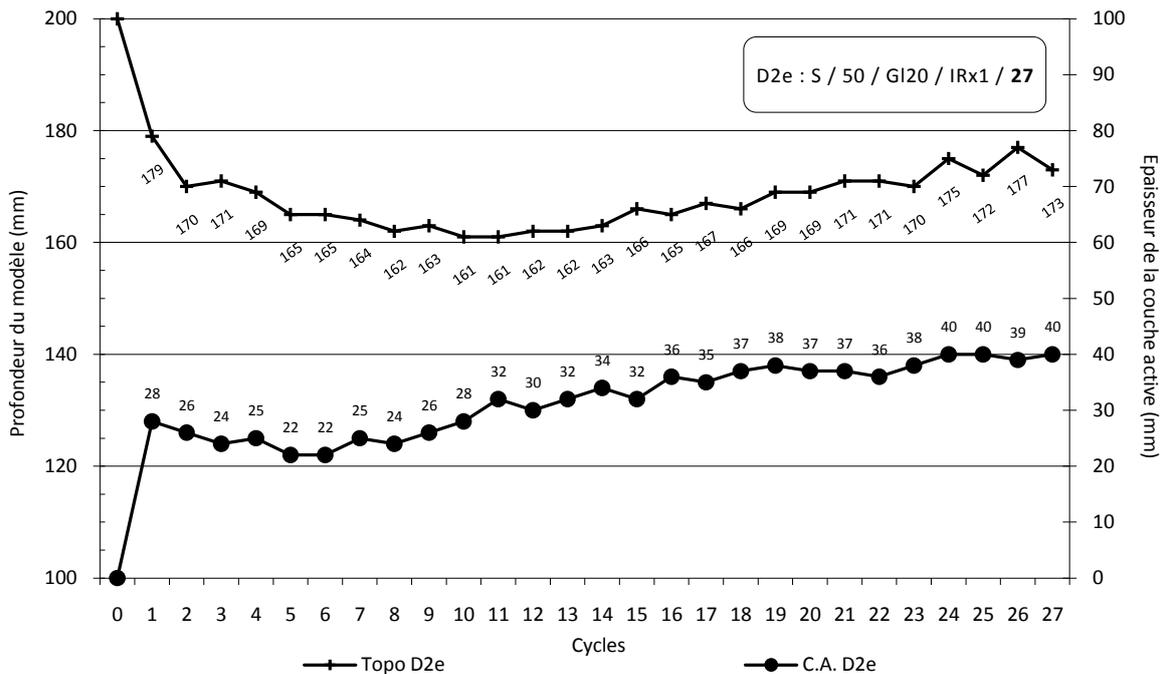


Figure 95 : Évolution de la topographie et de la couche active pour un modèle à prédominance sableuse, contenant 50 % de glace et une couche de glace de 20 mm. Le modèle est dégelé avec un seul IR en mode manuel et subit 27 cycles.

L'affaissement de la surface du modèle testé progresse d'abord assez rapidement. Il est de 21 mm dès le premier cycle et continu d'augmenter jusqu'à 39 mm au 10<sup>ème</sup> cycle. Ensuite, l'affaissement diminue et se stabilise autour de 30 mm jusqu'à la fin de l'expérimentation. Dès le 1<sup>er</sup> cycle, la couche active avoisine 30 mm. Elle montre globalement une augmentation d'épaisseur modeste mais semble se stabiliser au cours des derniers cycles.

→ Bien qu'il soit difficile de tirer des conclusions à partir d'une seule expérience, l'évolution sur 27 cycles d'un pergélisol expérimental montre que :

(1) le tassement de la surface progresse jusqu'au cycle 10 puis diminue légèrement peut être en liaison avec la formation de glace de ségrégation et/ou des transferts de surface liés à la forme en cuvette de la zone dégelée ;

(2) l'épaisseur de la couche active augmente de façon progressive et continue, puis semble se stabiliser.

## 4.8 Variations du front de dégel

La température est un facteur clé dans ces modèles. Étudier les effets du réchauffement sur un pergélisol, revient à étudier la profondeur dégelée, qui correspond à l'épaisseur de la couche active à laquelle s'ajoute le tassement de surface. Cette profondeur dégelée peut être représentée par la position du toit du pergélisol (Figure 96, Figure 102, Figure 99, Figure 105, Figure 108).

Les données collectées permettent de visualiser l'évolution du front de dégel pour chaque modèle à chaque cycle. Il est alors possible de regarder l'évolution de la position du front de dégel en fonction de (1) la lithologie, (2) la teneur en glace, (3) la présence d'une couche de glace en sub-surface, et (4) la température de réchauffement. Pour chaque cas, les vitesses de propagation du front de dégel sont calculées.

### 4.8.1 Influence de la lithologie sur le front de dégel

L'influence de la lithologie sur la position (Figure 97) et la vitesse de propagation du front de dégel (Figure 98) est illustrée par les modèles B3 à dominance limoneuse et B4 à dominance sableuse.

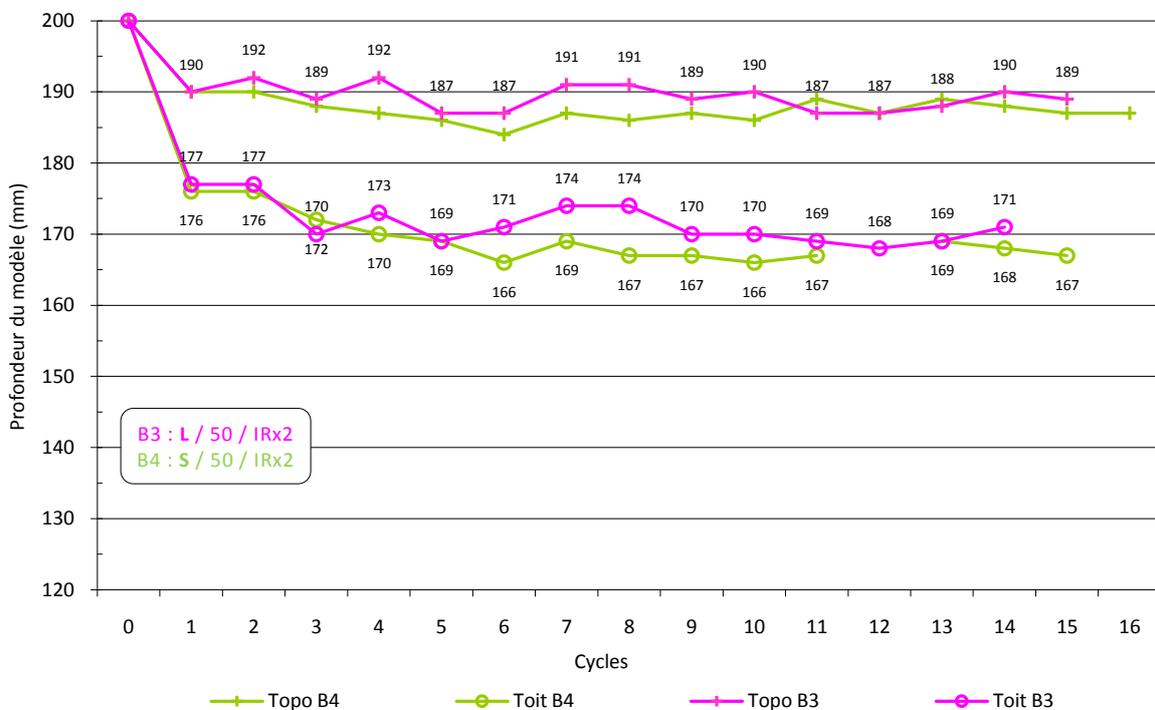


Figure 96 : Évolution (en mm) de la surface topographique et de la position du toit du pergélisol pour les modèles limoneux (B3) et sableux (B4).

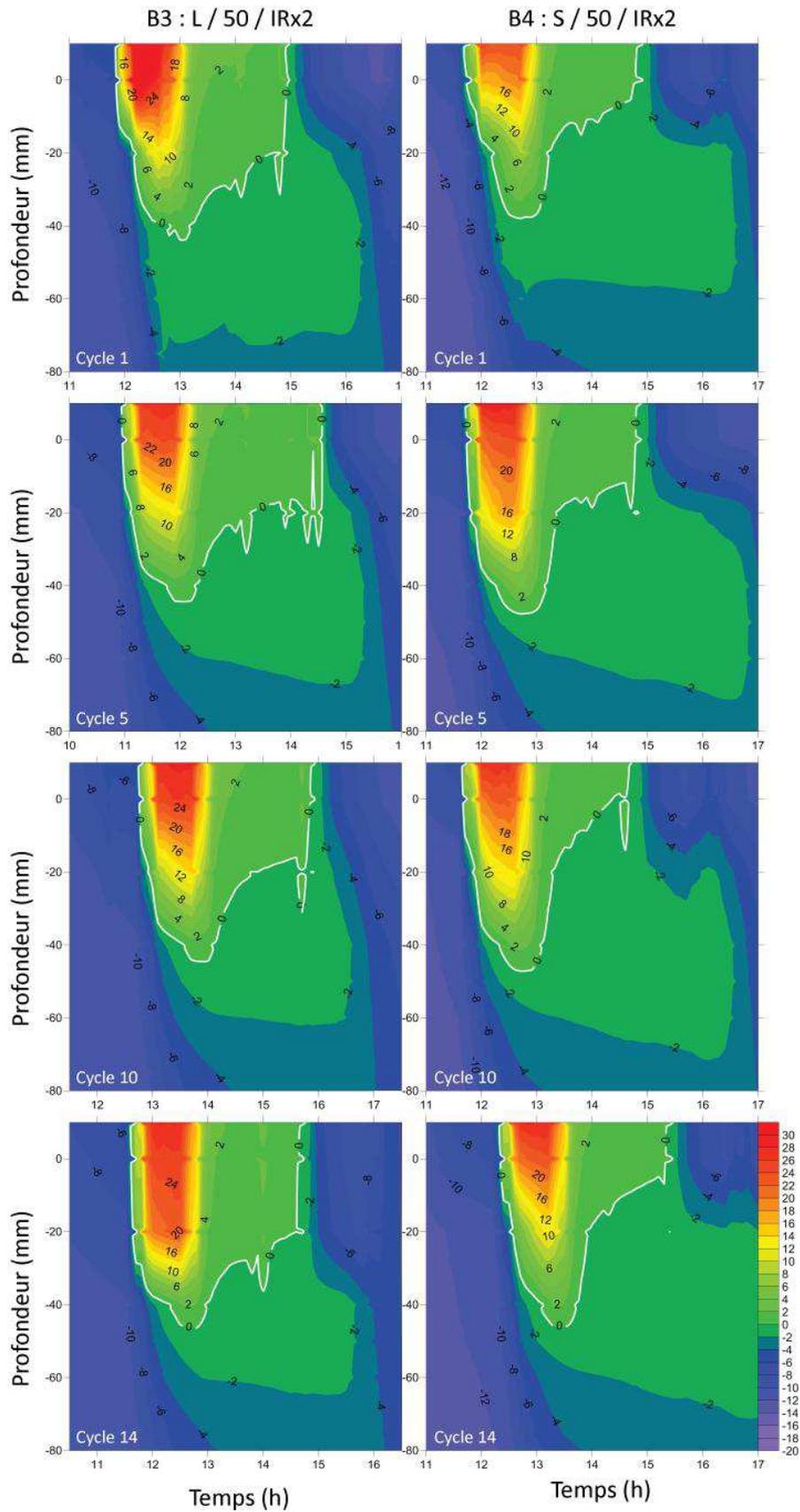


Figure 97 : Évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps pour les modèles B3 (à dominance limoneuse) et B4 (à dominance sableuse). Sont représentés de haut en bas, les cycles 1, 5, 10 & 14 sur une durée de 6 heures. L'isotherme 0 °C est représenté en blanc.

Pour ces deux modèles bien que la lithologie soit différente, les évolutions de la surface topographique et du toit du pergélisol (Figure 96) demeurent très proches car la teneur en glace de 50 % minimise les différences de tassement et d'épaisseur de la couche active (Cf. § 4.1.2).

L'examen de la position et de la progression du front de dégel (Figure 97) durant l'expérimentation montre que l'évolution thermique de ces modèles est également assez similaire. Le front de dégel atteint 40 mm de profondeur dès le 1<sup>er</sup> cycle et progresse assez peu, jusque vers 45 mm environ à la fin des cycles.

Néanmoins, les distributions des températures en profondeur au cours du temps (Figure 97) ne sont pas parfaitement similaires.

La quantité de chaleur accumulée à l'intérieur du modèle le plus limoneux (B3) est un peu plus élevée. A noter également que l'isotherme 0 °C remonte plus vite pour le modèle le plus sableux (B4) une fois la période de réchauffement terminée.

➔ Deux points sont à noter ici :

(1) le modèle limoneux accumule plus de chaleur que le modèle sableux (Cf. position de l'isotherme 24 °C au cycle 14, Figure 97) ;

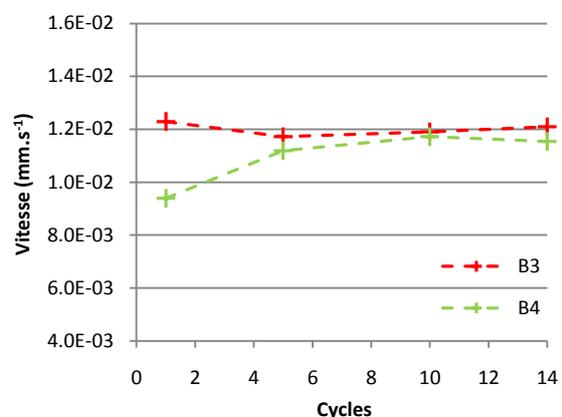
(2) la remontée de l'isotherme 0 °C est plus rapide dans le modèle sableux.

Ces deux points sont interdépendants. L'accumulation de chaleur dans le pergélisol limoneux freine la remontée de l'isotherme 0 °C, c'est-à-dire le regel de la couche active.

Les vitesses de propagation du front de dégel, bien que très proches après 14 cycles, sont cependant plus élevées dans les 6 premiers cycles du pergélisol limoneux (Figure 98) qui accumule ainsi plus de chaleur que le modèle sableux.

	Cycle 1	Cycle 5	Cycle 10	Cycles 14
B3 (mm.s <sup>-1</sup> )	12.3 x10 <sup>-3</sup>	11.7 x10 <sup>-3</sup>	11.9 x10 <sup>-3</sup>	12.1 x10 <sup>-3</sup>
B4 (mm.s <sup>-1</sup> )	9.4 x10 <sup>-3</sup>	11.2 x10 <sup>-3</sup>	11.7 x10 <sup>-3</sup>	11.5 x10 <sup>-3</sup>

Figure 98 : Évolution de la vitesse (mm.s<sup>-1</sup>) du front de dégel pour les modèles B3 & B4 pour différents cycles de gel-dégel.



➔ En résumé, le front de dégel progresse plus vite dans un pergélisol limoneux qui accumule ainsi plus de chaleur qu'un pergélisol sableux. Toutefois, la profondeur maximale atteinte diffère peu entre les deux modèles.

#### 4.8.2 Influence de la teneur en glace sur le front de dégel

La quantité de glace présente dans un pergélisol est variable. Plusieurs modèles permettent de regarder l'influence de la teneur en glace sur l'évolution thermique d'un pergélisol en cours de réchauffement. Les modèles limoneux (A2 & B3) contiennent respectivement 30 et 50 % de glace. Les modèles sableux (B4 & C3) contiennent 50 et 80 % de glace.

- *Modèles A2 (30 % de glace) & B3 (50 % de glace) :*

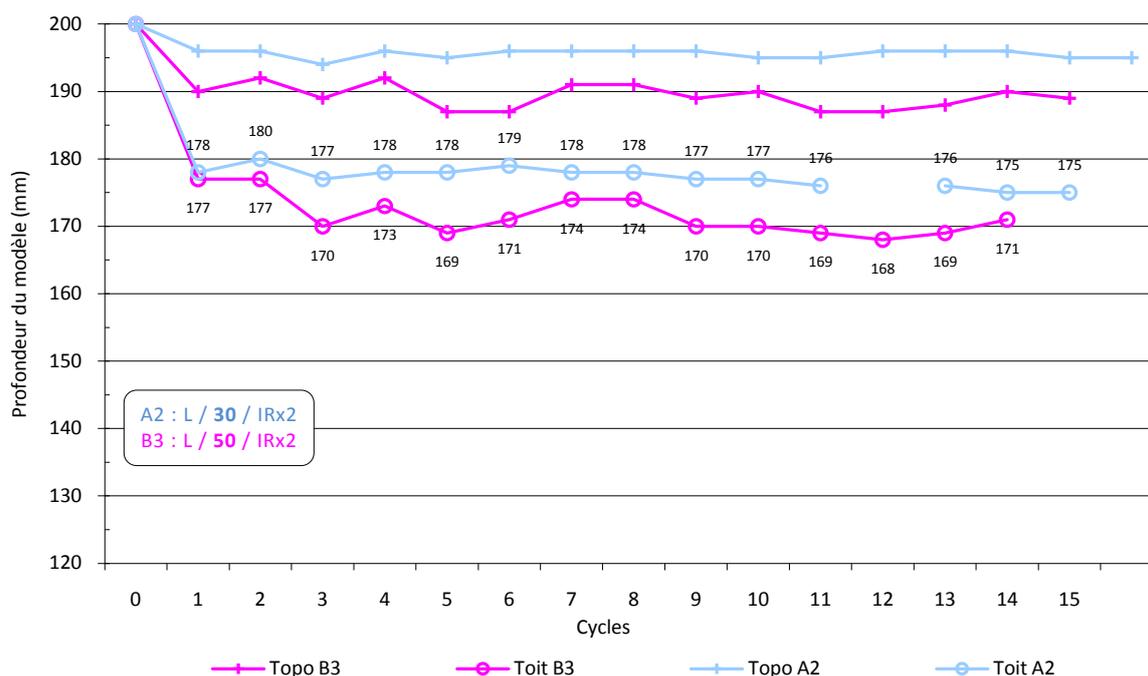


Figure 99 : Évolution (en mm) de la surface topographique et de la position du toit du pergélisol pour les modèles A2 & B3.

Pour une lithologie limoneuse (Figure 99), comme déjà indiqué § 4.2.1, le modèle le plus riche en glace (B3) s'affaisse légèrement plus et le toit du pergélisol se retrouve entre 5 et 10 mm environ plus bas que celui du modèle contenant uniquement 30 % de glace (A2).

La position du front de dégel (Figure 100) montre une évolution globale très proche dans les modèles A2 et B3. La profondeur maximale finale (cycle 14) atteinte par l'isotherme zéro est très proche dans les deux cas. De même, la remontée de l'isotherme 0 °C présente la même pente dans les deux modèles jusqu'à la remise en gel. Toutefois, l'évolution au cours des cycles n'est pas la même. Dès le 3<sup>ème</sup> cycle, l'isotherme 0 °C atteint une plus grande profondeur pour le modèle A2, le plus pauvre en glace, ce qui correspond à une plus grande vitesse de propagation du front de dégel (Figure 101). A cette plus grande vitesse de propagation du front de dégel est associée une plus grande accumulation de chaleur (Cf. position de l'isotherme 26 °C, Figure 100).

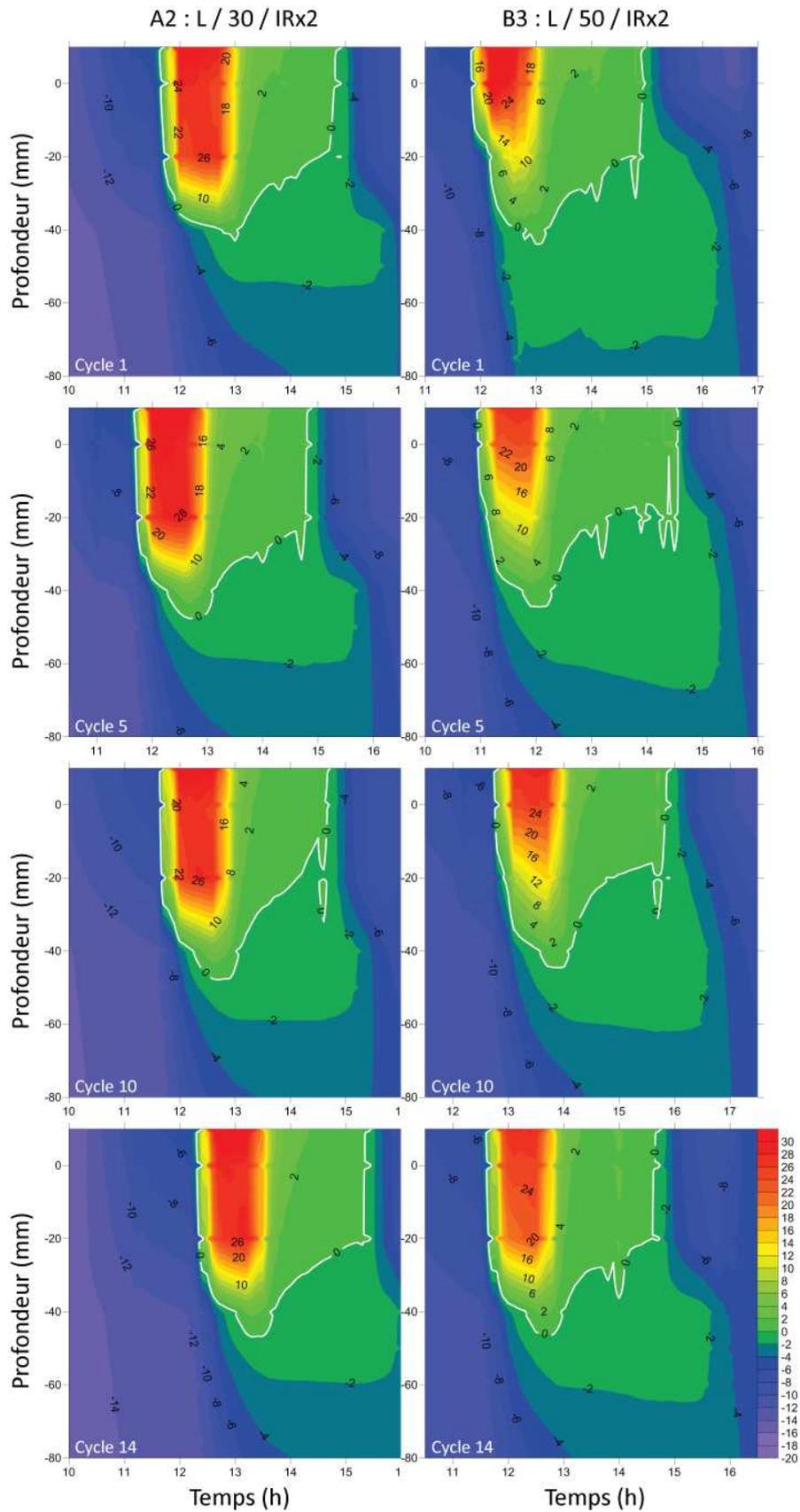
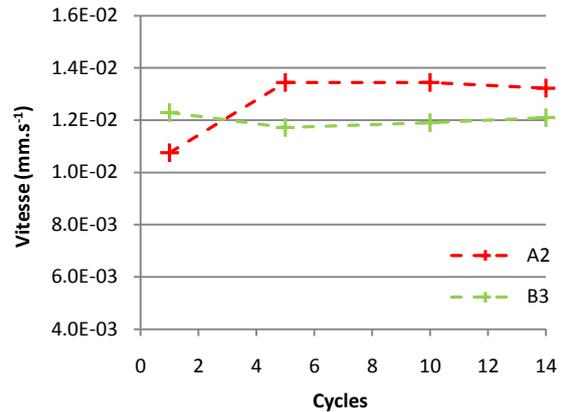


Figure 100 : Évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps pour les modèles A2 (teneur en glace 30 %) et B3 (teneur en glace 50 %). Sont représentés de haut en bas, les cycles 1, 5, 10 & 14 sur une durée de 6 heures. L'isotherme 0 °C est représenté en blanc.

	Cycle 1	Cycle 5	Cycle 10	Cycle 14
A2 (mm.s <sup>-1</sup> )	10.8 x10 <sup>-3</sup>	13.4 x10 <sup>-3</sup>	13.4 x10 <sup>-3</sup>	13.2 x10 <sup>-3</sup>
B3 (mm.s <sup>-1</sup> )	12.3 x10 <sup>-3</sup>	11.7 x10 <sup>-3</sup>	11.9 x10 <sup>-3</sup>	12.1 x10 <sup>-3</sup>

Figure 101 : Évolution de la vitesse (mm.s<sup>-1</sup>) du front de dégel pour les modèles A2 (30 % de glace) & B3 (50 % de glace) pour différents cycles de gel-dégel.



➔ En résumé, pour une lithologie limoneuse, la teneur en glace ralentit légèrement la vitesse de propagation du front de dégel et diminue la quantité de chaleur accumulée dans le pergélisol expérimental.

- Modèles B4 (50 % de glace) & C3 (80 % de glace) :

Pour une lithologie sableuse, la topographie et la position du toit du pergélisol semblent peu corrélés avec la teneur en glace (Figure 102).

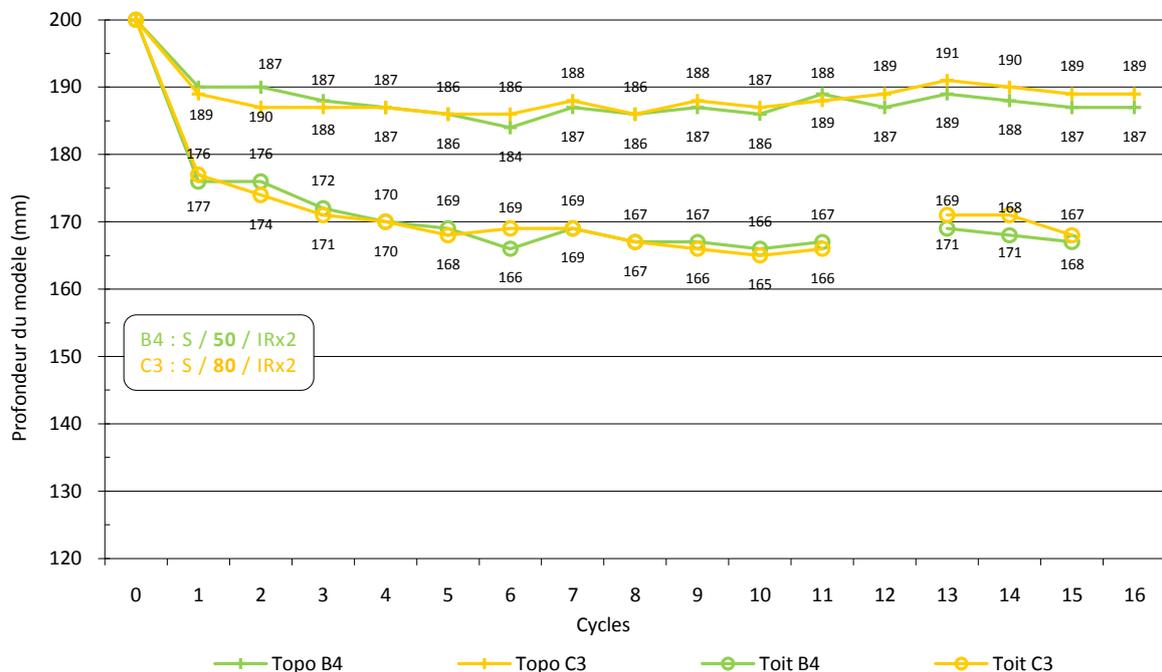


Figure 102 : Évolution (en mm) de la surface topographique et de la position du toit du pergélisol pour les modèles B4 & C3.

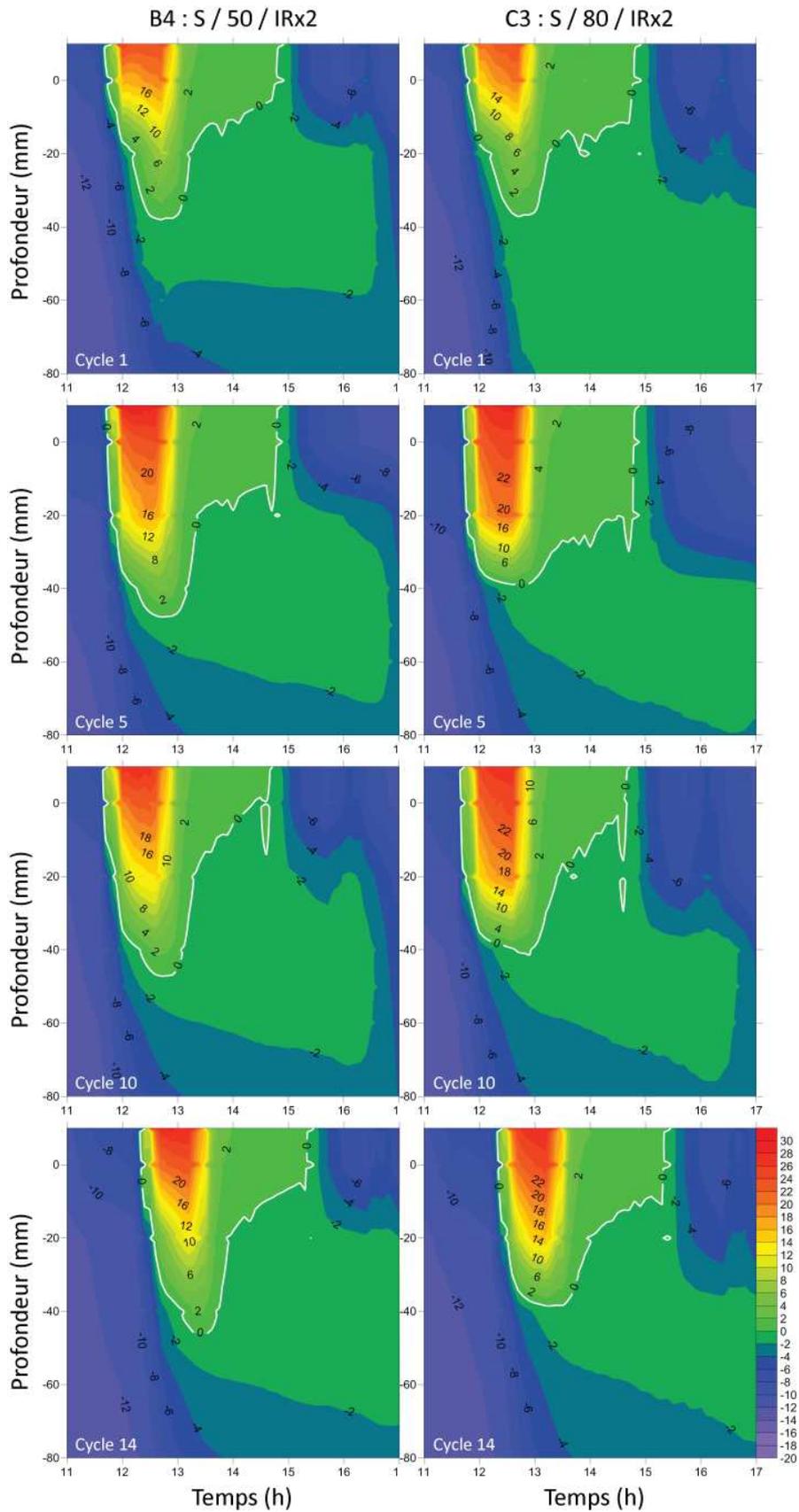


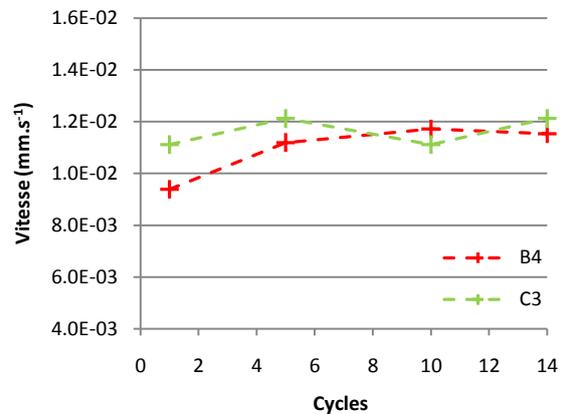
Figure 103 : Évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps pour les modèles B4 (50% de teneur en glace) et C3 (80% de teneur en glace). Sont représentés de haut en bas, les cycles 1, 5, 10 & 14 sur une durée de 6 heures. L'isotherme 0 °C est représenté en blanc.

Ces deux modèles contiennent 50 et 80 % de glace. La position du front de dégel au cours du temps (Figure 103) montre que la profondeur maximale atteinte par l'isotherme zéro est observée dans le modèle le moins saturé en glace (B4). Toutefois, il semblerait qu'entre les cycles 5 et 10, la couche active du pergélisol le plus riche en glace (C3) accumule le plus de chaleur, d'où une différence de profil de l'isotherme 0 °C dans sa phase de remontée.

L'évolution des vitesses (Figure 104) est assez similaire dans les deux cas. Elle progresse entre le 1er et le 5ème cycle pour ensuite se stabiliser. Cette progression lors des premiers cycles est probablement due à la fonte progressive de la glace de la couche active. Lorsque l'isotherme 0 °C a atteint sa profondeur maximale, c'est à dire lorsque la couche active a atteint son épaisseur maximale, les vitesses se stabilisent.

	Cycle 1	Cycle 5	Cycle 10	Cycle 14
B4 (mm.s <sup>-1</sup> )	9.4 x10 <sup>-3</sup>	11.2 x10 <sup>-3</sup>	11.7 x10 <sup>-3</sup>	11.5 x10 <sup>-3</sup>
C3 (mm.s <sup>-1</sup> )	11.1 x10 <sup>-3</sup>	12.1 x10 <sup>-3</sup>	11.1 x10 <sup>-6</sup>	12.1 x10 <sup>-3</sup>

Figure 104 : Évolution de la vitesse (mm.s<sup>-1</sup>) du front de dégel pour les modèles B4 (50 % de glace) & C3 (80 % de glace) pour différents cycles de gel-dégel.



➔ En résumé, pour une lithologie sableuse, une teneur en glace élevée semble limiter la profondeur maximale atteinte par le front de dégel.

#### 4.8.3 Influence d'une couche de glace massive sur le front de dégel

Dans le point 4.3, il a été montré que la présence d'une couche de glace massive à proximité de la surface augmente sensiblement l'affaissement de surface et l'épaisseur de la couche active. La topographie et le toit du pergélisol sont environ 20 mm plus bas pour le pergélisol contenant une couche de glace (D2g, Figure 105) que pour son équivalent sans couche de glace (B4, Figure 105).

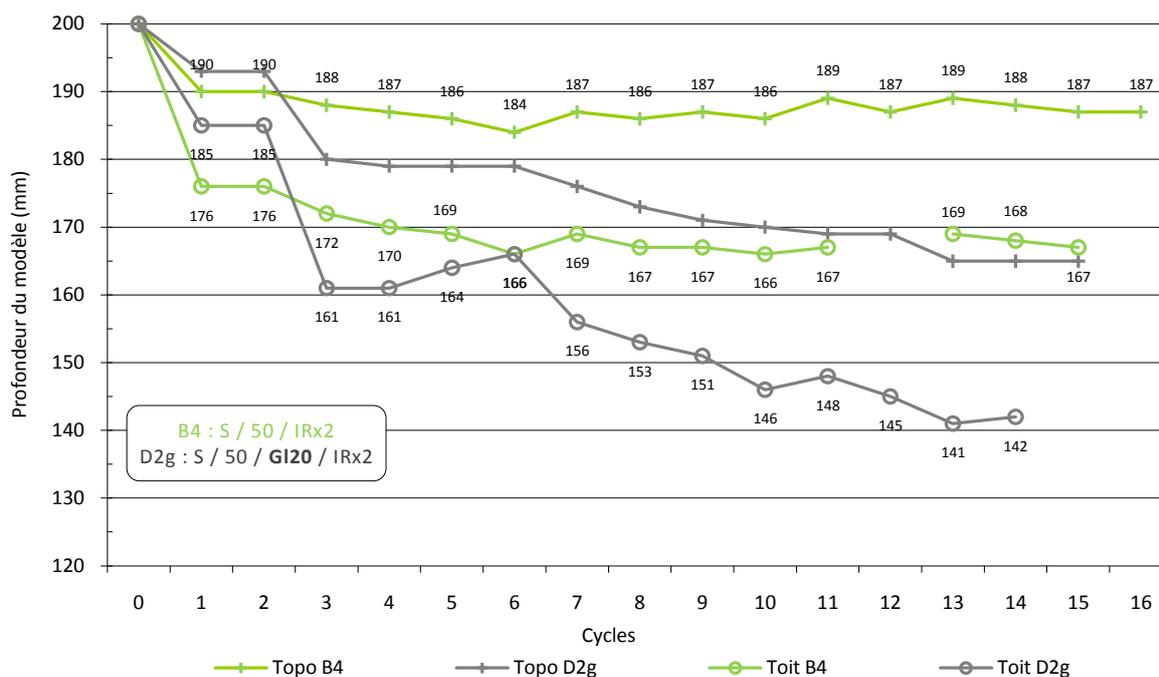


Figure 105 : Évolution de la surface topographique et de la position du toit du pergélisol pour les modèles D2g & B4.

L'analyse de la progression du front de dégel pour ces deux modèles montre une évolution en deux temps : avant et après le cycle 5 (Figure 106, Figure 107). Le cycle 5 étant le moment où le front de dégel atteint la couche de glace massive pour D2g.

- Jusqu'au cycle 5, le front de dégel progresse plus rapidement dans le pergélisol sans couche de glace (B4). La progression y est rapide au début (40 mm de profondeur dès le 1<sup>er</sup> cycle) mais elle va ensuite se stabiliser aux alentours de 45 mm à partir du 5<sup>ème</sup> cycle avant de régresser légèrement sur la fin.
- Pendant le même temps, le pergélisol avec couche de glace ne dégèle que jusqu'à 20 mm au 1<sup>er</sup> cycle, le toit de la couche de glace étant encore à -2 °C.
- Au 5<sup>ème</sup> cycle, le front de dégel avoisine 40 mm de profondeur et atteint la couche de glace. Au 10<sup>ème</sup> cycle, les 2/3 de la couche de glace sont dégelés et le front de dégel continue sa progression pour quasiment atteindre au dernier cycle, le mur de la couche de glace.
- La remontée de l'isotherme 0 °C après arrêt du réchauffement est nettement moins marquée pour le pergélisol contenant une couche de glace massive.

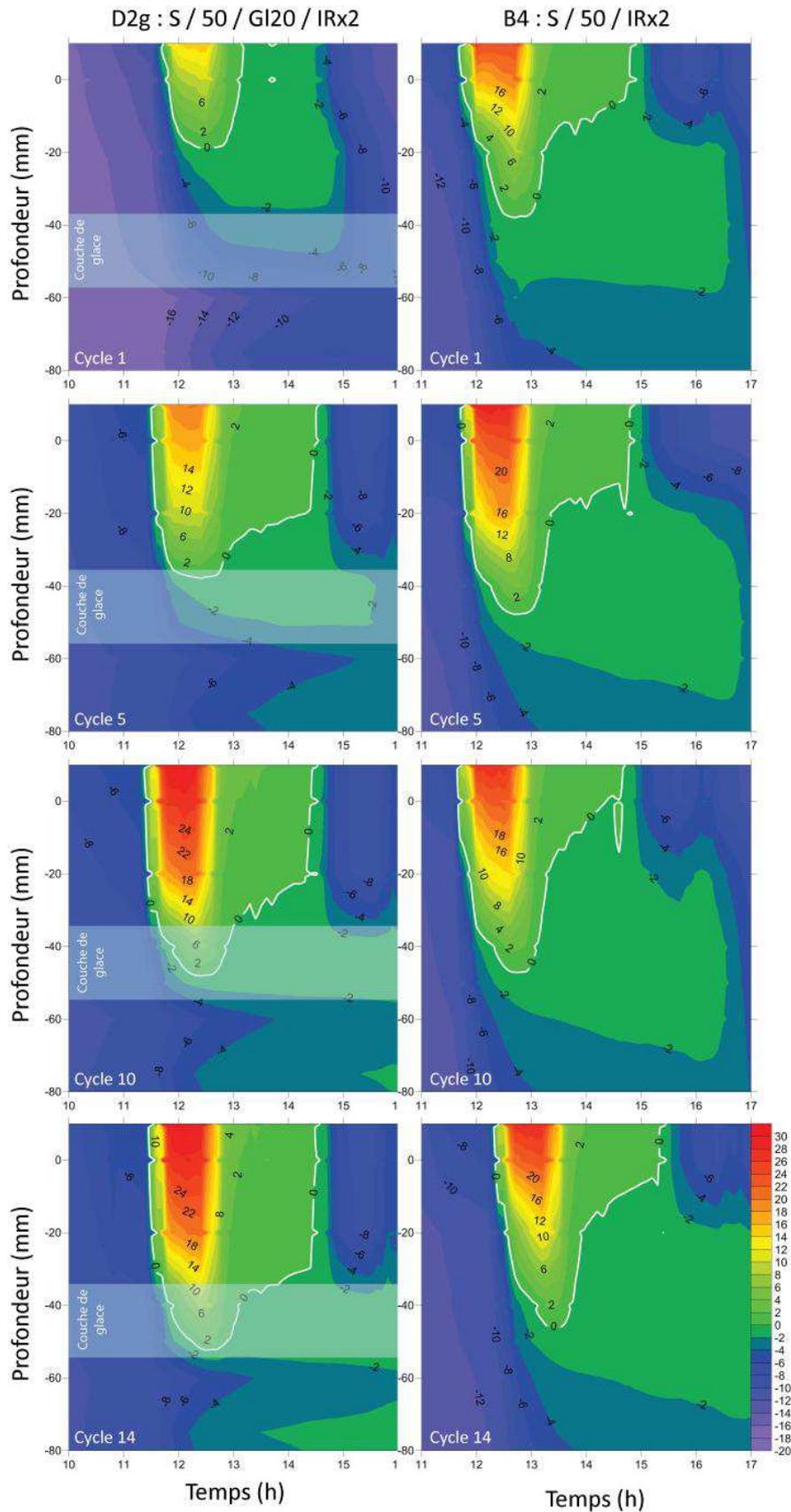
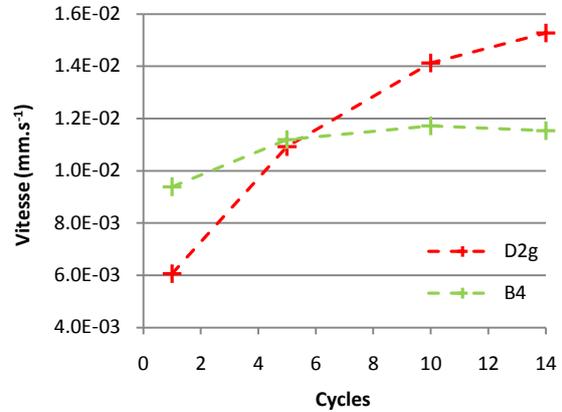


Figure 106 : Évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps pour les modèles D2g (avec une couche de glace de 20 mm en sub-surface) et B4 (sans couche de glace). Sont représentés de haut en bas, les cycles 1, 5, 10 & 14 sur une durée de 6 heures. L'isotherme 0 °C est représenté en blanc.

L'évolution des vitesses de dégel (Figure 107) montre les deux comportements. Pour le pergélisol sans couche de glace la vitesse du front de dégel augmente légèrement du cycle 1 à 5 puis reste constante. Au contraire La vitesse du modèle D2g avec couche de glace est en augmentation constante pendant tout le réchauffement.

	Cycle 1	Cycle 5	Cycle 10	Cycles 14
D2g (mm.s <sup>-1</sup> )	6.1 x10 <sup>-3</sup>	10.9 x10 <sup>-3</sup>	14.1 x10 <sup>-3</sup>	15.3 x10 <sup>-3</sup>
B4 (mm.s <sup>-1</sup> )	9.4 x10 <sup>-3</sup>	11.2 x10 <sup>-3</sup>	11.7 x10 <sup>-3</sup>	11.5 x10 <sup>-3</sup>

Figure 107 : Évolution de la vitesse (mm.s<sup>-1</sup>) du front de dégel pour les modèles D2g & B4 pour différents cycles de gel-dégel.



→ En résumé, la présence d'une couche de glace sous la surface du pergélisol expérimental crée une anomalie thermique négative qui limite la propagation du front de dégel, lors des premiers cycles, au début du réchauffement. Toutefois, lorsque l'isotherme 0 °C atteint la couche de glace (cycle 5), la fonte rapide de cette glace favorise la propagation du front de dégel vers le bas. Dans le même temps le pergélisol sans couche de glace évolue peu.

#### 4.8.4 Influence de la température de réchauffement sur le front de dégel

Le protocole expérimental permet de faire varier la température de réchauffement des blocs en modifiant la consigne de dégel assignée aux panneaux radiants. Les blocs de pergélisol, dont le modèle B4, sont principalement réchauffés avec une consigne de 300 °C à la source correspondant à environ 20 °C en surface des modèles. Le modèle B5 est quant à lui dégelé avec une température moindre (200 °C à la source) environ 12 °C en surface.

Les résultats sont conformes aux prévisions. Logiquement, l'affaissement de la surface des modèles et la profondeur du toit du pergélisol (Figure 108) sont directement corrélables avec la température de réchauffement.

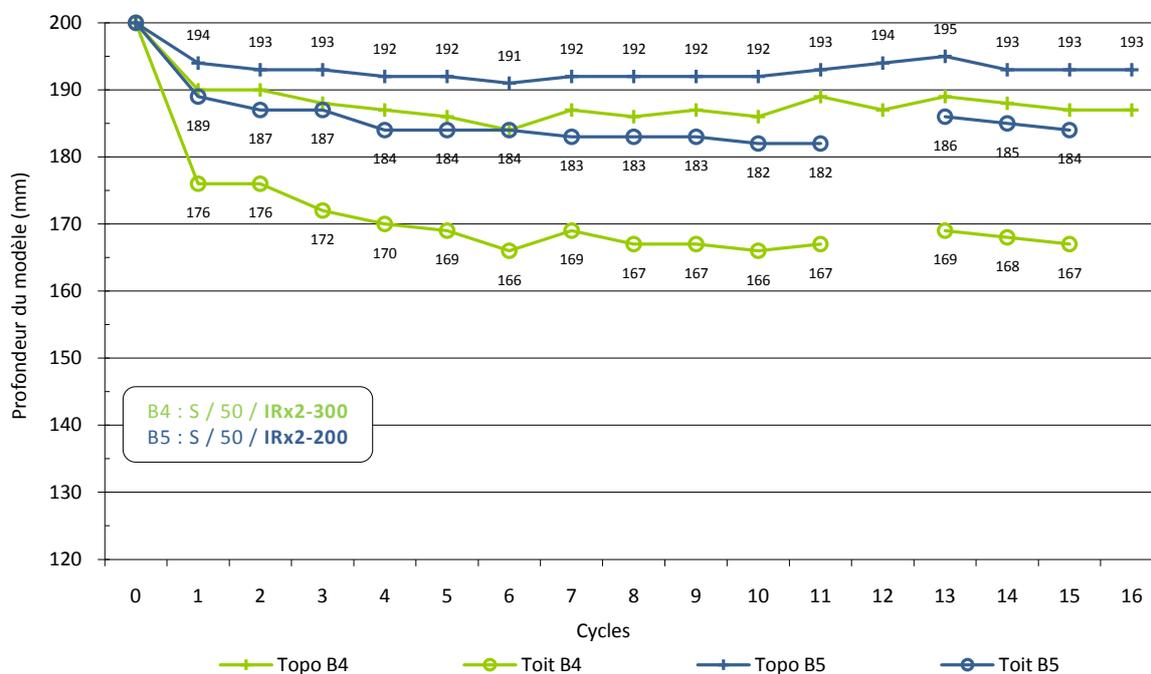


Figure 108 : Évolution de la surface topographique et de la position du toit du pergélisol pour les modèles B4 & B5.

Plus précisément lorsque la température de surface passe de 12 à 20 °C la profondeur atteinte par le front de dégel progresse de plus du double (Figure 109) et la vitesse de propagation du front de dégel augmente du même ordre de grandeur (Figure 110).

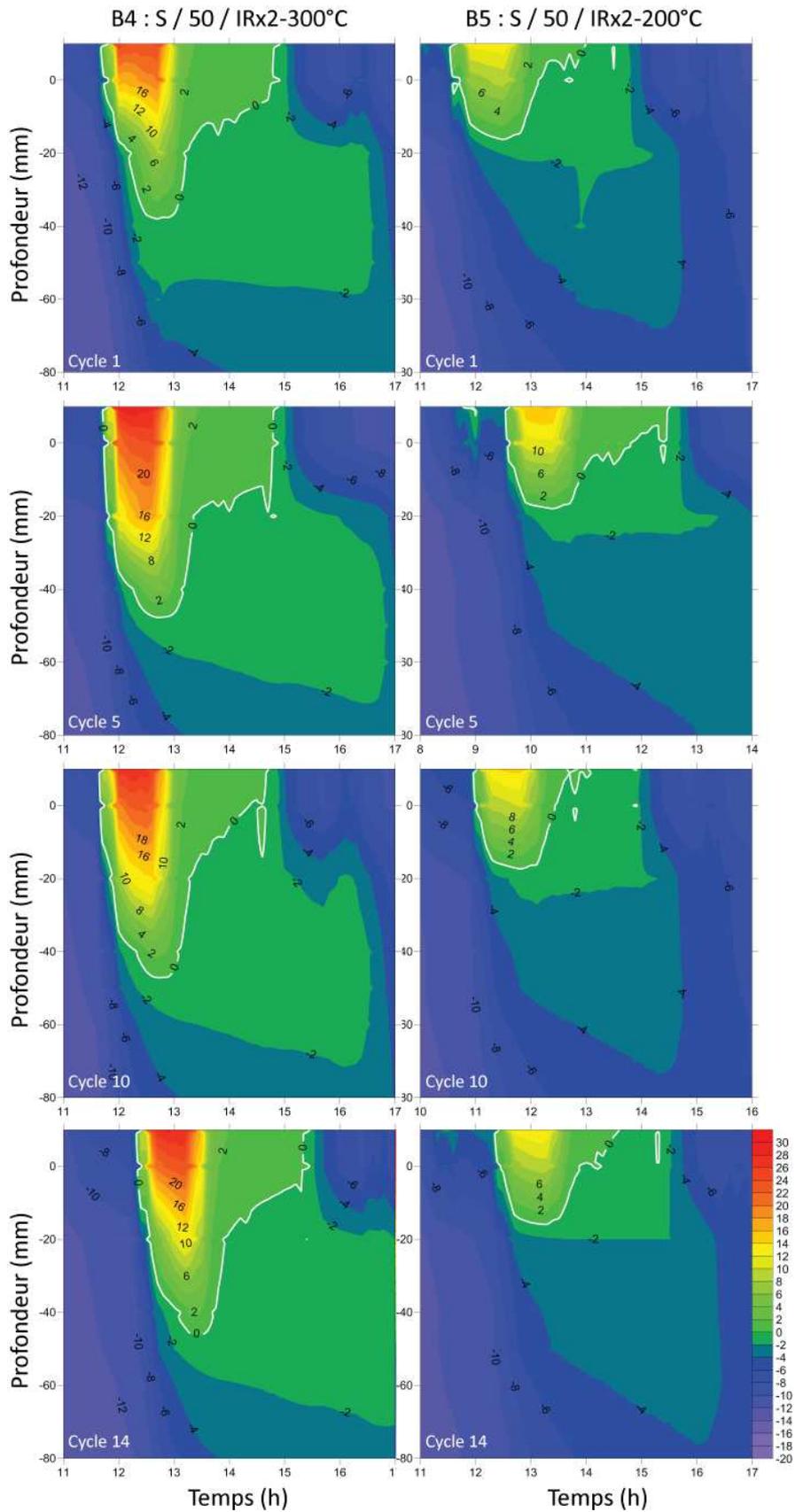
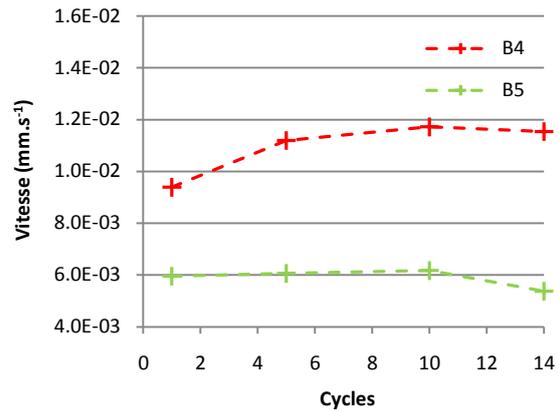


Figure 109 : Évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps pour les modèles B4 (asservissement à la source à 300 °C) et B5 (asservissement à la source à 200 °C). Sont représentés de haut en bas, les cycles 1, 5, 10 & 14 sur une durée de 6 heures. L'isotherme 0 °C est représenté en blanc.

	Cycle 1	Cycle 5	Cycle 10	Cycles 14
B4 (mm.s <sup>-1</sup> )	9.4 x10 <sup>-3</sup>	11.2 x10 <sup>-3</sup>	11.7 x10 <sup>-3</sup>	11.5 x10 <sup>-3</sup>
B5 (mm.s <sup>-1</sup> )	6.0 x10 <sup>-3</sup>	6.1 x10 <sup>-3</sup>	6.2 x10 <sup>-3</sup>	5.4 x10 <sup>-3</sup>

Figure 110 : Évolution de la vitesse (mm.s<sup>-1</sup>) du front de dégel pour les modèles B4 & B5 pour différents cycles de gel-dégel.



➔ En résumé, l'augmentation de la température de la surface du pergélisol expérimental entraîne un affaissement de la surface des modèles et un approfondissement de la profondeur du toit du pergélisol, qui marque aussi la base de la couche active.

Sur la base des comparaisons effectuées, le doublement de la température de surface induirait un doublement de la profondeur atteinte par le front de dégel. Ces résultats préliminaires doivent cependant être vérifiés par un plus grand nombre de mesures.



## 5 Synthèse & conclusion

Ce travail avait pour but d'apporter des données expérimentales pour aider à mieux contraindre l'impact du réchauffement climatique sur les pergélisols.

L'expérimentation en enceinte climatique a été utilisée pour étudier le comportement de pergélisols expérimentaux soumis à un réchauffement.

Cette étude a permis d'étudier la répartition de la chaleur dans le pergélisol et plus particulièrement la propagation du front de dégel. Les principales conséquences de ce dégel sont la formation d'une couche dégelée (couche active) et l'affaissement de surface. Ces éléments ont pu être quantifiés grâce à la méthodologie mise au point.

L'avantage de l'expérimentation est de pouvoir étudier l'influence respective, sur le pergélisol reconstitué, de différents paramètres, dont on pense qu'ils peuvent avoir un effet dans les milieux naturels. Ainsi ont été prises en compte, outre les températures de réchauffement, la lithologie, la teneur en glace dans le sédiment, l'existence de glace massive, la teneur initiale en eau et les apports d'eau.

Après une longue phase de préparation et de mise au point du dispositif expérimental, 25 expériences ont pu être réalisées.

Les principaux résultats de ce travail sont résumés ici (Figure 111).

- 5.1 Influence de la température de dégel
- 5.2 Influence de la lithologie et de la teneur en glace du sédiment
- 5.3 Influence d'une couche de glace massive
- 5.4 Influence de la teneur initiale en eau
- 5.5 Rôle des apports d'eau en phase de dégel
- 5.6 Perspectives

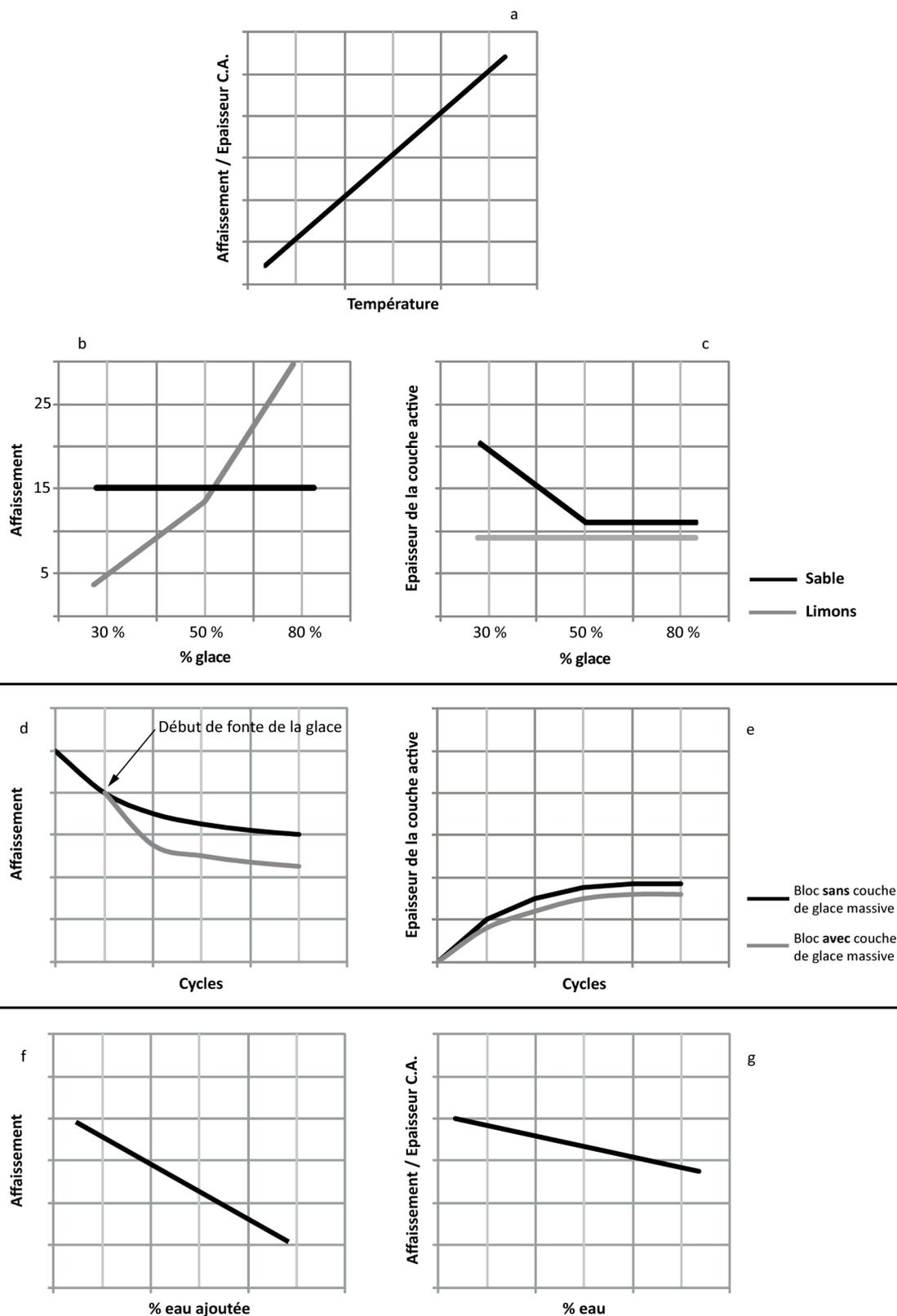


Figure 111 : Récapitulatif des différentes conclusions de ce travail ; a) Relation entre l'affaissement et l'épaisseur de la couche active en fonction de la température de réchauffement ; b) Relation entre l'affaissement et le pourcentage de glace ; c) Relation entre l'épaisseur de la couche active et le pourcentage de glace ; d) Influence d'une couche de glace sur l'affaissement d'un bloc de pergélisol ; e) Influence d'une couche de glace sur l'épaisseur de la couche active d'un bloc de pergélisol ; f) Relation entre l'affaissement et la quantité d'eau ajoutée en phase de dégel ; g) Relation entre l'affaissement et l'épaisseur de la couche active en fonction de la teneur en eau initiale.

## 5.1 Influence de la température de dégel

L'augmentation de la température de la surface du pergélisol expérimental entraîne un affaissement de la surface des modèles et un approfondissement de la profondeur du toit du pergélisol, qui marque aussi la base de la couche active (Figure 111a).

Une première quantification montre que le doublement de la température de surface induirait un doublement de la profondeur atteinte par le front de dégel.

Par ailleurs la compilation de tous les résultats montre que le tassement de surface est globalement corrélable avec l'épaisseur de la couche active (Figure 112). Toutefois, la relative dispersion des points montre bien que l'affaissement de surface n'est pas uniquement dépendant de l'épaisseur de la couche active. D'autres paramètres doivent donc être pris en compte.

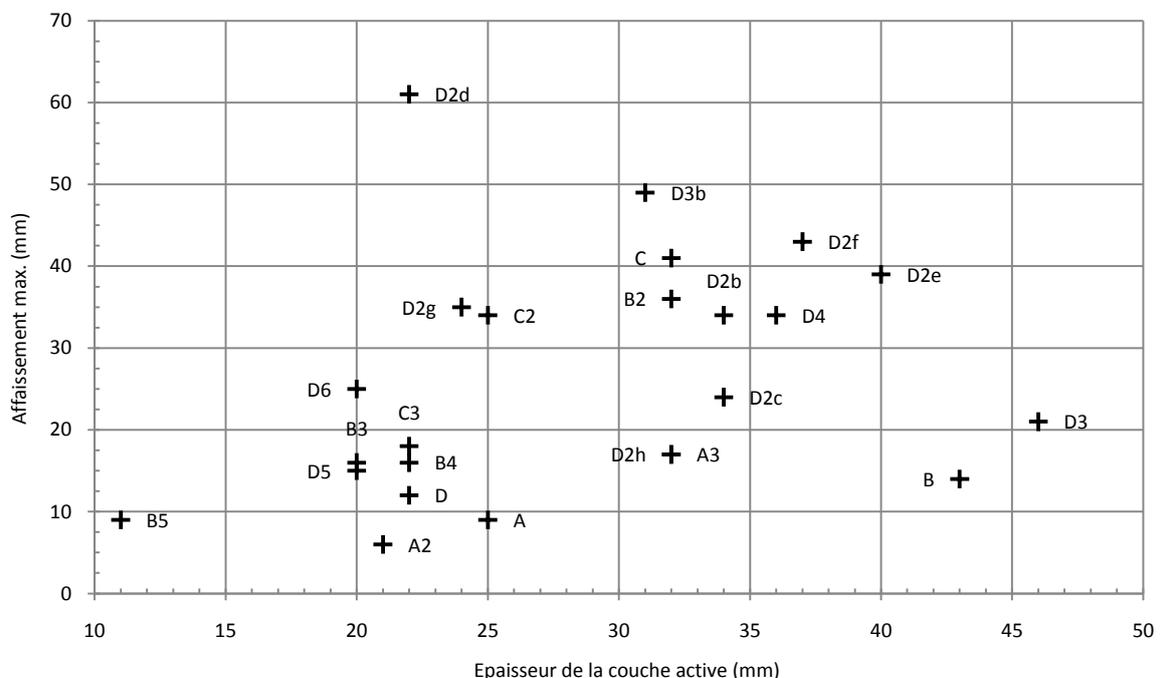


Figure 112 : Répartition de l'affaissement maximum (mm) des différents modèles en fonction de l'épaisseur maximale (mm) de la couche active. Il est possible de voir que l'affaissement de la surface d'un bloc de pergélisol expérimental est fonction de l'épaisseur de la couche active.

## 5.2 Influence de la lithologie et de la teneur en glace du sédiment

La lithologie exerce un contrôle sur les relations entre température, tassement de surface et épaisseur de la couche active. Les sédiments testés sont des assemblages de sable et de limons avec de la glace. L'étude de l'influence de la lithologie sur le comportement du pergélisol doit donc aussi prendre en compte la teneur en glace du sédiment (Figure 111b, Figure 111c).

- (1) Pour une lithologie limoneuse, la teneur en glace ralentit la vitesse de propagation du front de dégel et diminue la quantité de chaleur accumulée dans le pergélisol expérimental.
- (2) Pour une lithologie sableuse, une teneur en glace élevée semble limiter la profondeur maximale atteinte par le front de dégel.

Concernant l'affaissement de surface, la compilation de l'ensemble des résultats confirme, comme déjà vu en conclusion de la partie 4.1, que l'affaissement semble plus important pour les modèles à dominance sableuse (Figure 113).

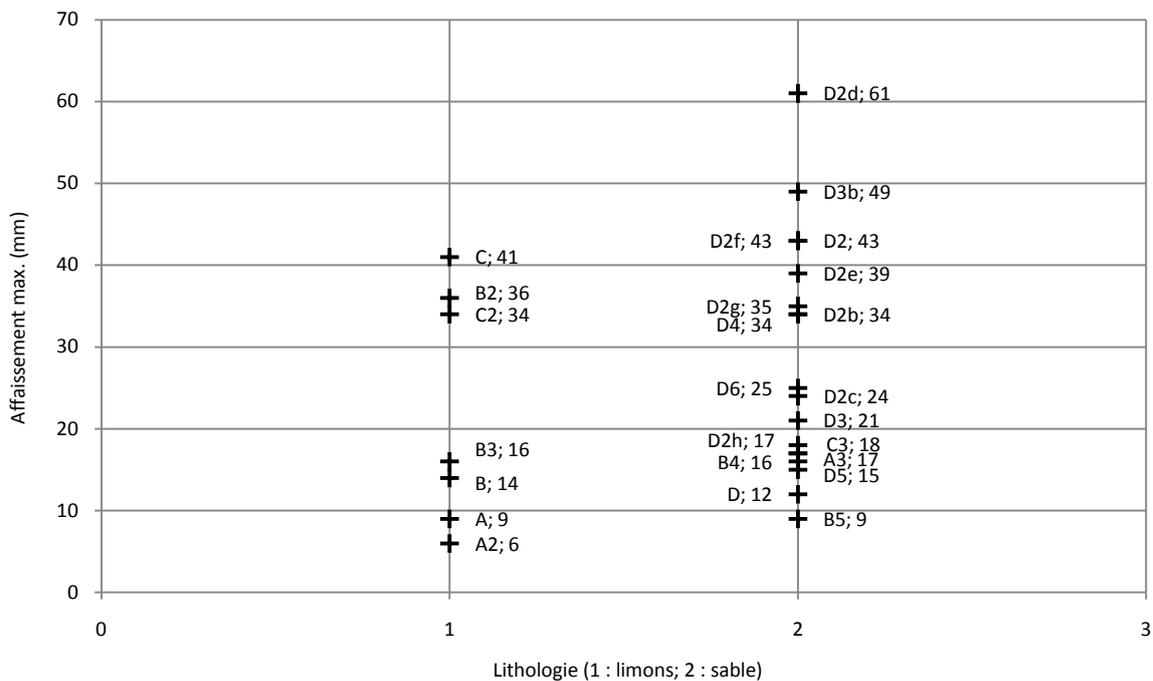


Figure 113 : Répartition de l'affaissement maximum (mm) des différents modèles en fonction de prédominance limoneuse (1) ou sableuse (2) de leur lithologie (NB. : ces données intègrent d'autres paramètres tels que le pourcentage de glace).

Dans le détail, pour un sédiment limoneux, le tassement augmente avec le pourcentage de glace alors que pour un sédiment sableux, le tassement est peu dépendant du pourcentage de glace (Figure 111b).

L'épaisseur de la couche active, pour un sédiment limoneux, est peu dépendante du pourcentage de glace alors que pour un sédiment sableux, l'épaisseur de la couche active semble anti-corrélée avec le pourcentage de glace au moins pour des teneurs inférieures à 50 %. (Figure 111c).

La compilation de l'ensemble des données (Figure 114) montre bien que : (i) les plus fortes valeurs d'affaissement sont mesurées pour les sédiments sableux, (ii) pour un sédiment limoneux, l'affaissement de la surface augmente avec le pourcentage de glace (points rouges).

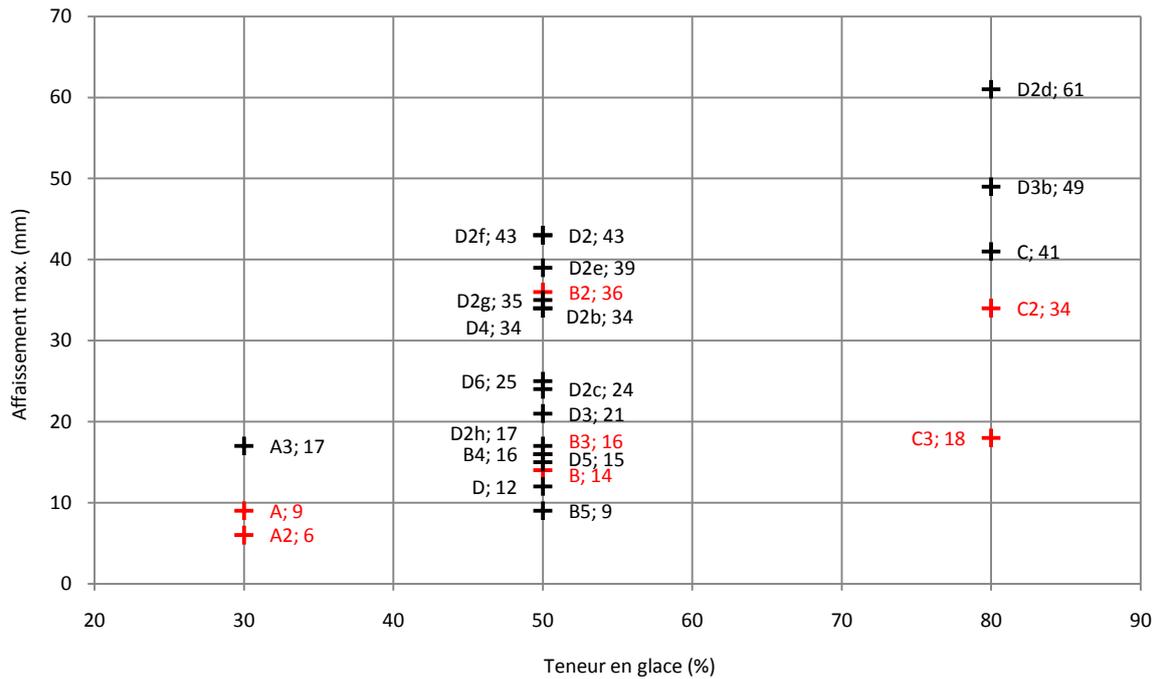


Figure 114 : Répartition de l'affaissement maximum (mm) des différents modèles en fonction de leur teneur en glace (30, 50 ou 80 %). Les modèles représentés en rouge sont à dominance limoneuse.

### 5.3 Influence d'une couche de glace massive

La présence d'une couche de glace sous la surface du pergélisol expérimental crée une anomalie thermique négative qui limite la propagation du front de dégel, lors des premiers cycles, au début du réchauffement. Toutefois, lorsque l'isotherme 0 °C atteint la couche de glace, la fonte rapide de cette glace favorise la propagation du front de dégel vers le bas.

La présence d'une couche de glace favorise ainsi le tassement de surface dès le début de la fonte de cette couche (Figure 111d, Figure 115).

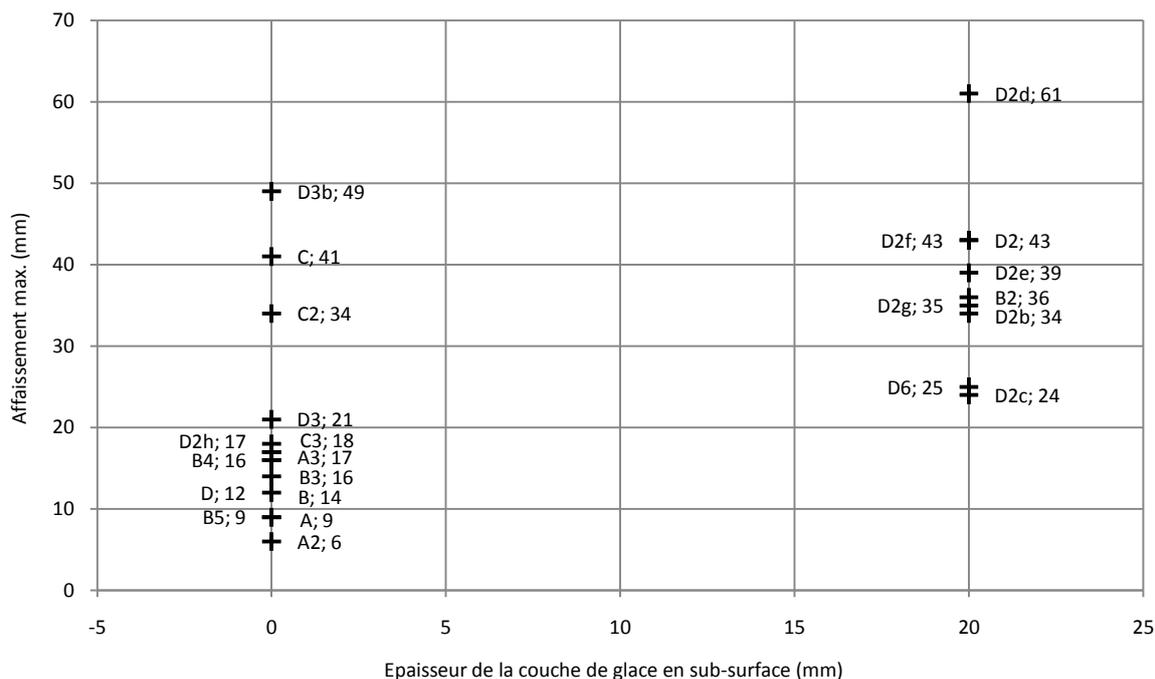


Figure 115 : Répartition de l'affaissement maximum (mm) des différents modèles en fonction de la présence d'une couche de glace massive proche de la surface.

#### 5.4 Influence de la teneur initiale en eau

L'expérimentation a montré que le tassement de surface et l'épaisseur de la couche active étaient anti-corrélés avec la teneur initiale en eau (Figure 111g).

Il est possible d'en déduire que, dans les conditions de l'expérimentation, l'augmentation de la teneur en eau, en diminuant le volume des pores disponibles pour la circulation d'eau, limite les effets du réchauffement du pergélisol.

#### 5.5 Rôle des apports d'eau en phase de dégel

Deux points ont été notés ici (Figure 111f) :

- (1) Le tassement de surface est inversement proportionnel à la quantité d'eau ajoutée.
- (2) L'épaisseur de la couche active diminue légèrement avec l'ajout d'eau.

→ Les principales conclusions concernant l'affaissement un pergélisol expérimental soumis à un réchauffement sont les suivantes :

- (1) la température de réchauffement augmente fortement l'affaissement de surface d'un pergélisol (Figure 94, Figure 111a) ;
- (2) pour un pergélisol pauvre en glace (< 50 %), l'affaissement de surface est plus élevé pour un sédiment à dominante sableuse (Figure 78, Figure 113) ;
- (3) pour un pergélisol limoneux, l'affaissement de surface augmente avec le pourcentage de glace (Figure 78, Figure 80, Figure 114) ;
- (4) pour un pergélisol sableux, l'affaissement de surface est assez peu dépendant du pourcentage de glace (Figure 78, Figure 80, Figure 114) ;
- (5) le tassement de surface augmente significativement lorsqu'une couche de glace massive proche de la surface commence à fondre (Figure 115, Figure 87) ;
- (6) le tassement de surface est inversement proportionnel à la quantité d'eau que reçoit un pergélisol (Figure 89, Figure 91) ;

→ Les principales conclusions concernant l'évolution de la couche active d'un pergélisol expérimental soumis à un réchauffement sont les suivantes :

- (1) la température de dégel influence fortement l'épaisseur de la couche active, elle est d'autant plus épaisse que la température de dégel est grande (Figure 94, Figure 111a) ;
- (2) pour un pergélisol limoneux, l'épaisseur de la couche active est peu dépendante du pourcentage de glace (Figure 78, Figure 80, Figure 111c) ;
- (3) pour un pergélisol sableux, une augmentation de la teneur en glace s'accompagne d'une diminution de l'épaisseur de la couche active (Figure 78, Figure 82, Figure 111c) ;
- (4) la présence d'une couche de glace proche de la surface du pergélisol diminue légèrement l'épaisseur de la couche active, une partie de la chaleur étant absorbée par la fonte de la couche de glace (Figure 87, Figure 111e) ;
- (5) l'épaisseur de la couche active diminue légèrement avec les apports en eau (Figure 89, Figure 91) ;

## 5.6 Perspectives

Les travaux réalisés sur 25 blocs de pergélisol reconstitué ont permis de valider la base d'un nouveau protocole expérimental. Au vu de l'expérience acquise, ce protocole va être optimisé et un nouveau dispositif technique, plus performant va être réalisé.

Les résultats obtenus montrent de nombreuses tendances évolutives qu'il va falloir confirmer par des expérimentations complémentaires. De plus, toutes les données obtenues n'ont pas encore pu être interprétées et nécessiteront des travaux complémentaires.

Enfin, ces travaux préliminaires devraient se poursuivre avec des études expérimentales en préparation relatives à l'impact de la dégradation des pergélisols sur le climat et en particulier sur la diffusion de  $\text{CH}_4$  et de  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère.

### 5.6.1 Améliorations du protocole à prévoir

Des améliorations techniques du dispositif expérimental vont être apportées afin d'améliorer la qualité et la précision des données. Ces améliorations vont concerner les points suivants :

- **Taille des modèles** : l'objectif sera de réaliser des modèles de plus grande taille afin de s'affranchir des effets de bord (Figure 116).
- **Topographie** : un suivi plus précis de la topographie, à l'aide d'une nappe laser couplée à une caméra vidéo CCD, permettra de mieux suivre l'évolution de la surface du pergélisol expérimental et les transferts de surface éventuels. Ce type de relevé topographique permettra de réaliser des extrapolations des données de surface, utilisables dans un système d'information géographique (Figure 117).

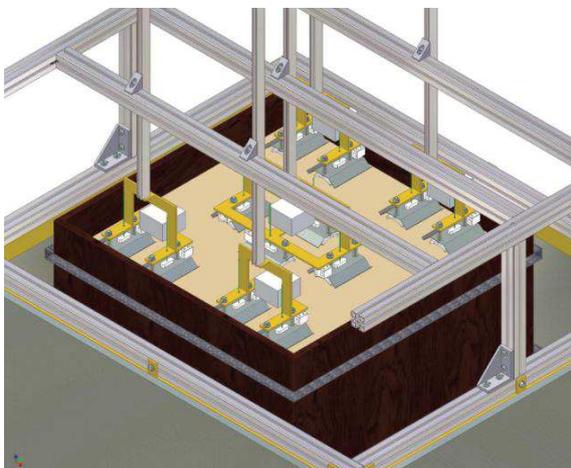
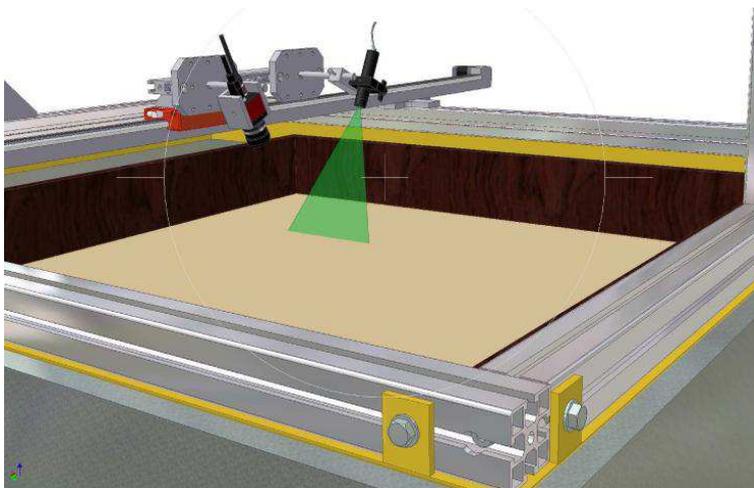


Figure 116 : Modélisation d'un bloc de pergélisol de plus grande taille afin de s'affranchir des effets de bord et notamment du dégel focalisé. Une boîte démontable de 80 x 80 cm a été réalisée afin de prévoir ce type d'expérimentation. Les différents émetteurs IR peuvent être couplés par 2 ou par 4 afin de permettre un dégel uniforme depuis la surface (réalisation & figure : Sylvain Haquin - UCBN, M2C).

- **Température** : une plus large couverture du modèle par des panneaux radiants asservis permettra un meilleur contrôle des températures de surface (Figure 116). A l'intérieur du pergélisol un maillage de capteurs de température plus large permettra des interprétations en 3D et non pas uniquement sur une coupe verticale. Il est important aussi d'avoir un suivi plus fin de la température au niveau de la couche active.
- **Mesure de la couche active** : il faudra trouver un dispositif permettant d'avoir un suivi plus précis de la progression de l'épaisseur de la couche active. En effet dans quelques rares cas la base de la couche active ne correspondait pas parfaitement avec la position de l'isotherme 0 °C indiqué par les capteurs de température.
- **Eau** : l'eau joue un rôle important dans l'évolution d'un pergélisol expérimental. Il faudra tenter de mieux quantifier la perte d'eau liée au réchauffement par la surface, mais il faudra aussi avoir une vision plus précise de la répartition de l'eau dans la couche active et au toit du pergélisol. Il n'a pas été possible de répondre à la question : *que devient l'eau issue de la fonte de la glace contenue dans le pergélisol ?*

Par ailleurs il serait plus pratique de pouvoir imager à tout instant le bloc de pergélisol par des moyens géophysiques sans devoir attendre la fin des cycles de gel-dégel et employer une méthode destructrice.

Enfin, comme pour toute expérimentation, il faudra impérativement prévoir un couplage avec une modélisation numérique.



*Figure 117 : Méthode d'acquisition de la topographie à l'aide d'une nappe laser (vert) couplée à une caméra vidéo CCD. Ce type de relevé de topographie permet d'obtenir un semi de points très précis et de réaliser des extrapolations des données de surface utilisables dans un SIG (conception : Laurent Perez - CNRS, M2C ; réalisation et figure : Sylvain Haquin - UCBN, M2C).*

Les résultats obtenus dans ces 25 expériences ont permis de définir un certain nombre de corrélations et de tendances évolutives lorsque tel ou tel paramètre varie. Les nouvelles expériences à envisager répondent à au moins trois objectifs.

- **Reproductibilité des résultats dans le cadre d'une homogénéisation des procédures** : du fait de l'amélioration continue du protocole au cours des expérimentations, toutes les données ne sont pas complètement corrélables. Un certain nombre d'expériences doivent être à nouveau réalisées avec le protocole le plus affiné, afin que le set de données soit homogène. Cela permettra aussi de vérifier la reproductibilité des résultats.
- **Élargissement des conditions aux limites des expériences** : de nouvelles expérimentations doivent être envisagées en élargissant les conditions aux limites utilisées, en particulier (i) avec une gamme de températures de réchauffement plus large (grâce à l'asservissement des températures en surface des blocs de pergélisol), (ii) avec une autre gamme de températures de pergélisol (par exemple des températures de gel moins froide), (iii) avec de nouvelles gammes de teneurs en glace, (iv) avec un isolant en surface du pergélisol afin de simuler la couverture neigeuse.
- **Apporter des réponses aux problèmes non résolus** : toutes les données obtenues n'ont pas encore pu être interprétées et nécessiteront des travaux complémentaires. Un exemple est fourni par la formation d'une double couche active qu'il n'a pas été possible d'expliquer.

Le modèle D2 (dominante sableuse et 50 % de glace, Cf. annexe A) avait été réalisé dans le but de tester pour la première fois, l'impact que peut avoir une couche de glace à proximité de la surface, mais ce bloc de pergélisol servait aussi à apprendre à utiliser les émetteurs IR. D'autres expériences étant en cours à ce moment, ce modèle n'était pas muni de thermocouples, et hélas seul un suivi de la topographie a été réalisé. Après seulement 10 cycles et un affaissement important de la surface du bloc, le modèle a été découpé en sections afin d'observer la structuration interne. La présence de ces deux zones dégelées, *i.e.* deux couches actives, est alors apparue (Figure 118). Cette double couche active n'a jamais été reproduite lors des autres expériences. La couche de glace a peut-être modifié le profil des températures en profondeur mais pour l'instant il est seulement possible de proposer un profil thermique interprétatif (Figure 119).

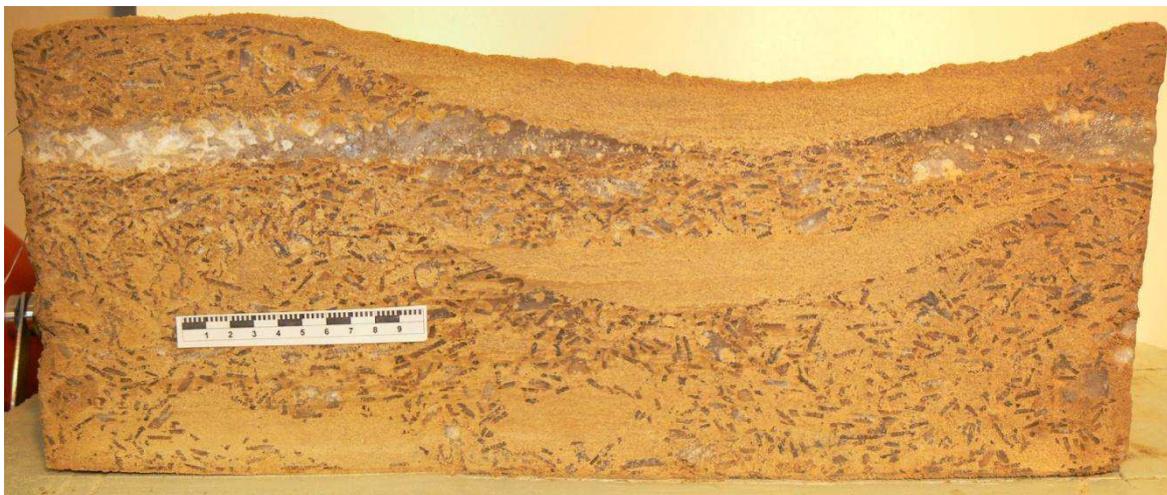


Figure 118 : Coupe longitudinale du modèle D2 (S / 50 / Gl.20). Ce bloc de pergélisol présente deux zones dégelées séparées par une portion de pergélisol intacte.

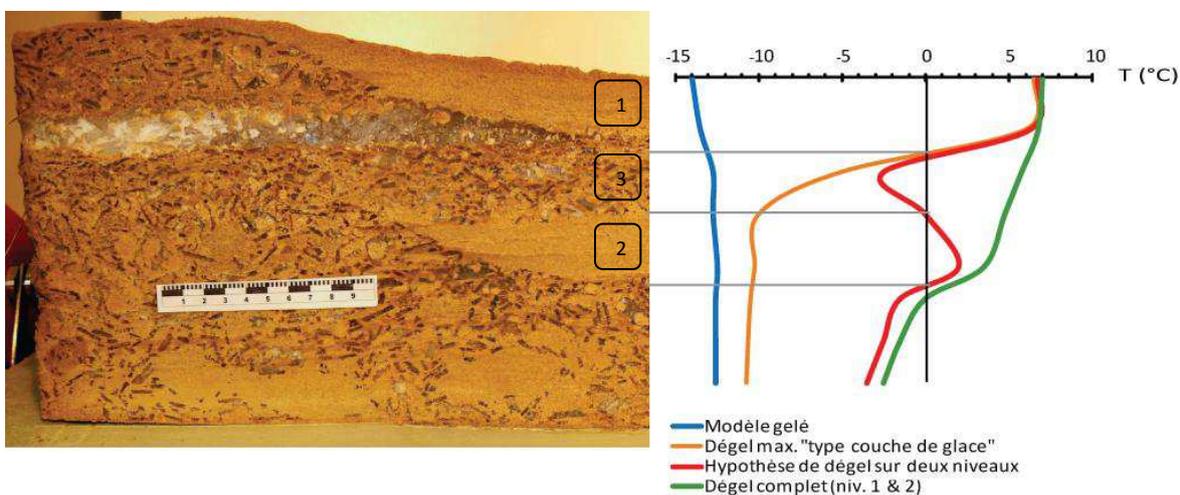


Figure 119 : Profils thermiques hypothétiques afin d'expliquer cette double lentille de dégel. Le profil de température (rouge) coupe deux fois l'isotherme 0 °C. La courbe orange correspondrait au profil obtenu avec uniquement la zone dégelée (1) et le profil vert correspondrait à un dégel complet des zones (1, 2 & 3).

De nombreux experts mettent en évidence le manque de données de terrain en domaine continental, quant à la production et au relargage du méthane des tourbières et des zones humides des hautes latitudes accompagnant l'évolution thermique des pergélisols.

L'analyse de carottes de glace a néanmoins montré qu'une source arctique ou boréale a été responsable de l'augmentation de la concentration atmosphérique de plus de 30 % du méthane ( $\text{CH}_4$ ) pendant la précédente déglaciation (Walter, et al., 2007). Ces sources sont encore débattues, mais il n'en demeure pas moins que le relargage de la matière organique enfouie dans le pergélisol et les structures thermokars-tiques peut sensiblement impacter les modèles d'évolution du climat (Kuhry, et al., 2010).

Dans ce contexte, le suivi expérimental en laboratoire offre des possibilités uniques d'acquisition de données détaillées dans un cadre qui peut être aisément contraint avec des pas de temps accélérés, quand les pergélisols naturels sont difficiles d'accès, avec des périodes d'acquisitions des données obligatoirement longues (X-années).

Les expérimentations menées en chambre froide pourraient permettre d'étudier le comportement de  $\text{CH}_4$  et de  $\text{CO}_2$  incorporés dans un pergélisol expérimental et apporter ainsi des contraintes supplémentaires pour les études relatives à l'impact de la dégradation des pergélisols sur la diffusion de méthane ( $\text{CH}_4$ ) et de dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) dans les sols et dans l'atmosphère.





---

# Bibliographie

---

## A

- Affleck, R. T. (2005). Disturbance measurements from off-road vehicles on seasonal terrain. *Technical report, US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research Engineering Laboratory (C.R.R.E.L.)*, 83 pages.
- Agafonov, L.; Strunk, H. & Nuber, T. (2004). Thermokarst dynamics in Western Siberia: insights from dendrochronological research. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 209, p.183-196.
- Allard, M.; Calmels, F.; Fortier, D.; Laurent, C.; L'Hérault, E. & Vinet, F. (2007). Cartographie des conditions de pergélisol dans les communautés du Nunavik en vue de l'adaptation au réchauffement climatique. *Technical report, Gouvernement du Canada, Ottawa (Ontario)*, 42 pages.
- Allenby, R. J. (1989). Clustered, rectangular lakes of the Canadian Old Crow Basin. *Tectonophysics*, 170 (1-2), p.43-56.
- André, M.-F. (2009). From climatic to global change geomorphology: contemporary shifts in periglacial geomorphology. *Geological Society, London, Special Publications, chapter [in: Periglacial and paraglacial processes and environments] Knight, J. Harrison, S. (ed.)*, p.5-28.
- André, M.-F.; Hall, K.; Bertran, P. & Arocena, J. (2008). Stone runs in the Falkland Islands: Periglacial or tropical? *Geomorphology* 95 (3-4), p.524-543.
- Anisimov, O. A.; Shiklomanov, N. I. & Nelson, F. E. (1997). Global warming and active-layer thickness: results from transient general circulation models. *Global and Planetary Change*, 15 (3-4), p.61-77.
- Antoine, P.; Moine, O.; Rousseau, D.; Hatte, C.; Tissoux, H. & Zoeller, L. (2011). Thermokarst processes and features from west-European loess series: new evidences for rapid climatic warming events during the Last Glacial, *in 'Proceedings of the XVIII-INQUA Congress, Bern (Switzerland)'*, p.1395.

---

## B

- Ballantyne, C. (2007). Paraglacial geomorphology, *Elsevier, chapter [in: Encyclopedia of Quaternary Science]*, p.2170-2182.

- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21 (18-19), p.1935-2017.
- Balme, M. & Gallagher, C. (2009). An equatorial periglacial landscape on Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, 285, p.1-15.
- Beilman, D. W.; Vitt, D. H. & Halsey, L. A. (2001). Localized permafrost peatlands in Western Canada: Definition, distributions, and degradation. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 33 (1), p.70-77.
- Black, R. F. (1976). Features indicative of permafrost. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 4 (1), p.75-94.
- Black, R. F. (1969). Thaw depressions and thaw lakes : A review. *Biuletyn Peryglacjalny*, 19, p.131-150.
- Black, R. F. & Barksdale, W. L. (1949). Oriented lakes of northern Alaska. *Journal of Geology*, 57, p.105-118.
- Brouchkov, A.; Fukuda, M.; Fedorov, A.; Konstantinov, P. & Iwahana, G. (2004). Thermokarst as a short-term permafrost disturbance, Central Yakutia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 (1), p.81-87.
- Brouchkov, A.; Fukuda, M.; Iwahana, G.; Kobayashi, Y. & Konstantinov, P. (2005). Thermal conductivity of soils in the active layer of Eastern Siberia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16, p.217-222.
- Brown, J.; Hinkel, K. M. and Nelson, F. E. & Shiklomanov, N. I. (2000). The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: research designs and initial results. *Polar Geography*, 24 (3), p.165-258.
- Burgess, M. M.; Smith, S. L.; Brown, J.; Romanovsky, V. & Hinkel, K. (2000). Global Terrestrial Network for Permafrost (GTNet-P): permafrost monitoring contributing to global climate observations. *Geological Survey of Canada, Current Research*, E14, 8 pages.
- Burn, C. (2002). Tundra lakes and permafrost, Richards Island, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 39 (8), p.1281-1298.
- Burn, C. (1998). Field investigations of permafrost and climatic change in northwest north america, in 'Proceedings of the 7th International Conference on Permafrost, Yellowknife (Canada)', p.107-119.
- Burn, C. R. (2007). Permafrost. *Elsevier, chapter [in: Encyclopedia of Quaternary Science]*. p.2191-2199.
- Burn, C. R. (2007). Thermokarst topography. *Elsevier, chapter [in: Encyclopedia of Quaternary Science]*. p.300-309.

- Burn, C. R. (1992). Canadian landform examples - Thermokarst lakes. *The Canadian Geographer / Le Géographe canadien*, 36 (1), p.81-85.
- Burn, C. R. & Kokelj, S. V. (2009). The environment and permafrost of the Mackenzie Delta area. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20 (2), p.83-105.
- Burn, C. R.; Mackay, J. R. & Kokelj, S. V. (2009). The thermal regime of permafrost and its susceptibility to degradation in upland terrain near Inuvik, N.W.T.. *Permafrost and Periglacial Processes*, 20(2), p.221-227.
- Burn, C. R. & Smith, M. W. (1990). Development of thermokarst lakes during the holocene at sites near Mayo, Yukon territory. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1 (2), p.161-175.
- Burn, C. R. & Zhang, Y. (2009). Permafrost and climate change at Herschel Island (Qikiqtaruk), Yukon Territory, Canada. *Journal of Geophysical Research*, 114, F02001.
- Buteau, S.; Fortier, R.; Delisle, G. & Allard, M. (2004). Numerical simulation of the impacts of climate warming on a permafrost mound. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15 (1), p.41-57.

---

## C

- Camill, P. (2005). Permafrost thaw accelerates in boreal peatlands during late-20<sup>th</sup> century climate warming. *Climatic Change*, 68 (1), p.135-152.
- Carson, C. E. & Hussey, K. M. (1962). The oriented lakes of Arctic Alaska. *Journal of Geology*, 70, p.417-439.
- Costard, F. (1990). Vallées de débâcle et processus cryokarstiques sur Mars et en Sibérie. *Géographie physique et Quaternaire*, 44 (1), p.97-104.
- Costard, F. & Baker, V. R. (2001). Thermokarst landforms and processes in Ares Vallis, Mars. *Geomorphology*, 37 (3-4), p.289-301.
- Costard, F.; Dupeyrat, L.; Gautier, E. & Carey-Gailhardis, E. (2003). Fluvial thermal erosion investigations along a rapidly eroding river bank: application to the Lena River (central Siberia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 28 (12), p.1349-1359.
- Costard, F. M. & Kargel, J. S. (1995). Outwash plains and thermokarst on Mars. *Icarus* 114 (1), p.93-112.
- Couture, N. & Pollard, W. (2007). Modelling geomorphic response to climatic change. *Climatic Change*, 85( 3), p.407-431.

Czudek, T. & Demek, J. (1970). Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. *Quaternary Research*, 1 (1), p.103-120.

Côté, M. & Burn, C. (2002). The oriented lakes of Tuktoyaktuk Peninsula, Western Arctic Coast, Canada: a GIS-based analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13 (1), p.61-70.

---

## D

Dewey, J. (2010). Cryosphere, Dutch, S. I. (ed.), *chapter [in: Encyclopedia of global warming]*, p.289-291.

Dobinski, W. (2011). Permafrost. *Earth-Science Reviews*, 108 (3-4), p.158-169.

Duchkov, A. (2006). Characteristics of permafrost in Siberia, *chapter [in: Advances in the Geological Storage of Carbon Dioxide]*, S. Lombardi et al. (ed.), p.81-91.

Dylik, J. (1964). Le thermokarst, phénomène négligé dans les études du Pléistocène. *Annales de Géographie*, LXXIII (399), p.513-523.

---

## E

van Everdingen, R. O. (1998 (revised 2005)). Multi-language glossary of permafrost and related ground-ice terms in chinese, english, french, german, icelandic, italian, norwegian, polish, romanian, russian, spanish, and Swedish. *Technical report, International Permafrost Association (I.P.A.)*, 164 pages.

---

## F

Font, M. (2002). Signature morphologique des déformations en domaine intraplaque : applications à la Normandie. PhD thesis, Université de Caen Basse-Normandie.

Font, M.; Lagarde, J.-L.; Amorese, D.; Coutard, J.-P.; Dubois, A.; Guillemet, G.; Ozouf, J.-C. & Védie, E. (2006). Physical modelling of fault scarp degradation under freeze-thaw cycles. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31 (14), p.1731-1745.

Forget, F.; Costard, F. & Lognonné, P. (2006). Planet Mars, *Springer*.

French, H. M. (2007). The periglacial environment, *John Wiley & Sons, Ltd, The University of Ottawa (ed.)*.

French, H. M. (2000). Does Lozinski's periglacial realm exist today? A discussion relevant to modern usage of the term 'periglacial'. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11 (1), p.35-42.

- French, H. M. (1975). Man-Induced Thermokarst, Sachs Harbour Airstrip, Banks Island, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 12 (2), p.132-144.
- French, H. M. (1974). Active thermokarst processes, Eastern Bank Island, Western Canadian Arctic. *Canadian Journal of Earth Science*, 11 (6), p.785-794.
- French, H. M. & Harry, D. G. (1983). Ground ice conditions and thaw lakes, Sachs River lowlands, Banks Islands, Canada, in E. Poser, H. & Schunke, ed., 'Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum', *Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen*, p.70-81.
- Frey, K. E. & McClelland, J. W. (2009). Impacts of permafrost degradation on arctic river biogeochemistry. *Hydrological Processes*, 23 (1), p.169-182.
- Frohn, R. C.; Hinkel, K. M. & Eisner, W. R. (2005). Satellite remote sensing classification of thaw lakes and drained thaw lake basins on the North Slope of Alaska. *Remote Sensing of Environment*, 97 (1), p.116-126.

---

## G

- Gatto, L. W. & Anderson, D. M. (1975). Alaskan thermokarst terrain and possible martian analog. *Science*, 188 (4185), p.255-257.
- Grigorjan, S.; Guseva, E. & Krass, M. (1989). Some mathematical models for permafrost. *GeoJournal*, 18 (4), p.429-439.
- Grosse, G.; Romanovsky, V.; Nelson, F.; Brown, J. & Lewkowicz, A. (2010). Why permafrost is thawing, not melting. *EOS Transactions American Geophysical Union*, 91 (2), p.87.
- Grosse, G.; Romanovsky, V.; Walter, K.; Morgenstern, A.; Lantuit, H. & Zimov, S. (2008). Distribution of thermokarst lakes and ponds at three Yedoma sites in Siberia, in 'Proceedings of the 9<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Fairbanks (Alaska)', p.551-556.
- Grosse, G.; Schirrmeister, L.; Kunitsky, V. V. & Hubberten, H.-W. (2005). The use of CORONA images in remote sensing of periglacial geomorphology: an illustration from the NE Siberian coast. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16 (2), p.163-172.
- Grosse, G.; Schirrmeister, L. & Malthus, T. J. (2006). Application of Landsat-7 satellite data and a DEM for the quantification of thermokarst-affected terrain types in the periglacial Lena-Anabar coastal lowland. *Polar Research*, 25 (1), p.51-67.

---

## H

- Harris, C.; Davies, M. C. R. & Coutard, J.-P. (1997). Rates and processes of periglacial solifluction: an experimental approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22 (9), p.849-868.
- Harris, C.; Davies, M. C. R. & Coutard, J.-P. (1995). Laboratory simulation of periglacial solifluction: Significance of porewater pressures, moisture contents and undrained shear strengths during soil thawing. *Permafrost and Periglacial Processes*, 6 (4), p.293-311.
- Harris, C.; Kern-Luetschg, M.; Christiansen, H. H. & Smith, F. (2011). The role of interannual climate variability in controlling solifluction processes, Endalen, Svalbard. *Permafrost and Periglacial Processes*, 22 (3), p.239-253.
- Harris, C. & Ross, N. (2007). Pingos and pingo scars. Elsevier (ed.), *chapter [in: Encyclopedia of Quaternary Science]*, p.2200-2207.
- Harris, C.; Smith, J. S.; Davies, M. C. & Rea, B. (2008). An investigation of periglacial slope stability in relation to soil properties based on physical modelling in the geotechnical centrifuge. *Geomorphology*, 93 (3-4), p.437-459.
- Heginbottom, J. A. (2002). Permafrost mapping: a review. *Progress in Physical Geography*, 26 (4), p.623-642.
- Hinkel, K. (2006). Comment on "Formation of oriented thaw lakes by thaw slumping" by Jon D. Pelletier. *Journal of Geophysical Research*, 111, F01021.
- Hinkel, K.; Frohn, R.; Nelson, F.; Eisner, W. & Beck, R. (2005). Morphometric and spatial analysis of thaw lakes and drained thaw lake basins in the western Arctic Coastal Plain, Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16 (4), p.327-341.
- Hinzman, L.; Kane, D.; Gieck, R. & Everett, K. (1991). Hydrologic and thermal properties of the active layer in the Alaskan Arctic. *Cold Regions Science and Technology*, 19 (2), p.95-110.
- Hopkins, D. M. (1949). Thaw lakes and thaw sinks in the Imuruk Lake area, Seward Peninsula, Alaska. *Journal of Geology*, 57, p.119-131.
- Humlum, O. & Christiansen, H. H. (2008). Lowland periglacial research: a review of published advances 2003-2007. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19 (2), p.211-235.

---

I

IPCC (2007). Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Technical report, Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.*

IPCC (2007). Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Technical report, Core Writing Team, Pachauri, R.K. and Reisinger, A. (eds.) Geneva, Switzerland. 104 pages.*

---

J

Janowicz, J. R. (2008). Apparent recent trends in hydrologic response in permafrost regions of northwest Canada. *Hydrology Research*, 39 (4), p.267-275.

Johansen, B. E. (2010). Arctic. Dutch, S. I. (ed.), *chapter [in: Encyclopedia of global warming]*, p.77-81.

Jones, B. M.; Grosse, G.; Arp, C. D.; Jones, M. C.; Walter Anthony, K. M. & Romanovsky, V. E. (2011). Modern thermokarst lake dynamics in the continuous permafrost zone, northern Seward Peninsula, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 116, G00M03.

Jorgenson, M. & Osterkamp, T. (2005). Response of boreal ecosystem to varying modes of permafrost degradation. *Canadian Journal of Forest Research*, 35 (9), p.2100-2111.

Jorgenson, M.; Racine, C.; Walters, J. & Osterkamp, T. (2001). Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in Central Alaska. *Climatic Change*, 48 (4), p.551-579.

Jorgenson, M. T. & Shur, Y. (2007). Evolution of lakes and basins in northern Alaska and discussion of the thaw lake cycle. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S17.

Jorgenson, M. T.; Shur, Y. L. & Pullman, E. R. (2006). Abrupt increase in permafrost degradation in Arctic Alaska. *Geophysical Research Letters*, 33, L02503.

---

K

Kachurin, S. P. (1962). Thermokarst within the territory of the U.S.S.R.. *Biuletyn Peryglacjalny*, 11, p.49-55.

- King, D. T. J. (2010), Deglaciation. Dutch, S. I. (ed.), *chapter [in: Encyclopedia of global warming]*, p.299-301.
- Kokelj, S. V. & Burn, C. R. (2005). Near-surface ground ice in sediments of the Mackenzie Delta, Northwest Territories, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16 (3), p.291-303.
- Kuhry, P.; Dorrepaal, E.; Hugelius, G.; Schuur, E. A. G. & Tarnocai, C. (2010). Potential remobilization of belowground permafrost carbon under future global warming. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21 (2), p.208-214.
- Kääb, A.; Chiarle, M.; Raup, B. & Schneider, C. (2007). Climate change impacts on mountain glaciers and permafrost. *Global and Planetary Change*, 56 (1-2), p.vii-ix.

---

## L

- Labrecque, S.; Lacelle, D.; Duguay, C.; Lauriol, B. & Hawkings, J. (2009). Contemporary (1951-2001) evolution of lakes in the Old Crow Basin, northern Yukon, Canada : remote sensing, numerical modeling, and stable isotope analysis. *Arctic*, 62 (2), p.225-238.
- Lantuit, H. (2008). The modification of arctic permafrost coastlines. PhD thesis, Alfred-Wegener-Institut, Potsdam University.
- Lantuit, H. & Pollard, W. (2008). Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada. *Geomorphology*, 95 (1-2), p.84-102.
- Lantuit, H. & Pollard, W. H. (2005). Temporal stereophotogrammetric analysis of retrogressive thaw slumps on Herschel Island, Yukon Territory. *Natural Hazards and Earth System Science*, 5(3), p.413-423.
- Lantz, T. C. & Kokelj, S. V. (2008). Increasing rates of retrogressive thaw slump activity in the Mackenzie Delta region, N.W.T., Canada. *Geophysical Research Letters*, 35, L06502.
- Lautridou, J.-P. (1985). Le cycle périglaciaire Pleistocène en Europe du nord-ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse d'État, Centre de Géomorphologie du C.N.R.S, Caen.
- Lewkowicz, A. G. & Duguay, C. R. (1999). Detection of permafrost features using SPOT panchromatic imagery, Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, N.W.T.. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 25 (1), p.34-44.
- Lewkowicz, A. G. & Harris, C. (2005). Morphology and geotechnique of active-layer detachment failures in discontinuous and continuous permafrost, northern Canada. *Geomorphology*, 69 (1-4), p.275-297.

- Ling, F. & 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), p.141-150.
- Ling, F. & Zhang, T. (2003). Numerical simulation of permafrost thermal regime and talik development under shallow thaw lakes on the Alaskan Arctic Coastal Plain. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D16), 4511.
- Liu, L.; Zhang, T. & Wahr, J. (2010). InSAR measurements of surface deformation over permafrost on the North Slope of Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 115 (F3), F03023.
- Lucchitta, B. K. (1981). Mars and Earth: Comparison of cold-climate features. *Icarus*, 45 (2), p.264-303.

---

## M

- Mackay, J. (1988). Catastrophic lake drainage, Tuktoyaktuk Peninsula area, District of Mackenzie. *Current Research*, 1D, p.83-90.
- Mackay, J. R. (1998). Pingo growth and collapse, Tuktoyaktuk Peninsula Area, western arctic coast, Canada - A long-term field study. *Géographie Physique et Quaternaire*, 52 (3), p1-53.
- Mackay, J. R. (1970). Disturbances to the tundra and forest tundra environment of the western Arctic. *Canadian Geotechnical Journal*, 7 (4), p.420-43.
- Mackay, J. R. & Dallimore, S. R. (1992). Massive ice of the Tuktoyaktuk area, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 29 (6), p.1235-1249.
- Matsuoka, N. (2001). Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth-Science Reviews*, 55 (1-2), p.107-134.
- Maunder, W. J. (2010). Climate variability. Dutch, S. I. (ed.), *chapter [in: Encyclopedia of global warming]*, p.244-246.
- Mercier, D. (2008). Paraglacial and paraperiglacial landsystems: concepts, temporal scales and spatial distribution / Géosystèmes paraglaciale et parapériglaciaire : concepts, échelles temporelles et distribution spatiale. *Géomorphologie*, 4, p.223-234.
- Murton, J. B. (2009). Global warming and thermokarst. *Chapter [in: Permafrost soils]*, Margesin, R (ed.), p.185-203.
- Murton, J. B.; Coutard, J.-P.; Lautridou, J.-P.; Ozouf, J.-C.; Robinson, D. A. & Williams, R. B. G. (2001). Physical modelling of bedrock brecciation by ice segregation in permafrost. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12 (3), p.255-266.

Murton, J. B.; Peterson, R. & Ozouf, J.-C. (2006). Bedrock Fracture by Ice Segregation in Cold Regions. *Science*, 314 (5802), p.1127-1129.

Musy, A. & Soutter, M. (1991). Physique du sol. *Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR)*.

Myers-Smith, I. H.; Harden, J. W.; Wilking, M.; Fuller, C. C.; McGuire, A. D. & Chapin III, F. S. (2007). Wetland succession in a permafrost collapse: interactions between fire and thermokarst. *Biogeosciences Discussions*, 4 (6), p.4507-4538.

---

## N

Niu, F.; Lin, Z.; Liu, H. & Lu, J. (2011). Characteristics of thermokarst lakes and their influence on permafrost in Qinghai-Tibet Plateau. *Geomorphology*, 132 (3-4), p.222-233.

---

## O

Ogino, Y. & Matsuoka, N. (2007). Involutions resulting from annual freeze-thaw cycles: a laboratory simulation based on observations in northeastern Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 18 (4), p.323-335.

Osterkamp, T. E. (2007). Characteristics of the recent warming of permafrost in Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 112, F02S02.

Osterkamp, T. E. (2003). Establishing long-term permafrost observatories for active-layer and permafrost investigations in Alaska: 1977-2002. *Permafrost and Periglacial Processes*, 14 (4), p.331-342.

---

## P

Pan, Z. (2010), Climate change. Dutch, S. I. (ed.), *chapter [in: Encyclopedia of global warming]*, p.224-227.

Payette, S.; Delwaide, A.; Caccianiga, M. & Beauchemin, M. (2004). Accelerated thawing of subarctic peatland permafrost over the last 50 years. *Geophysical Research Letters*, 31, L18208.

Pelletier, J. D. (2005). Formation of oriented thaw lakes by thaw slumping. *Journal of Geophysical Research*, 110, F02018.

Pissart, A. (2005). Pergélisol et réchauffement climatique : la glace du sol, le CO<sub>2</sub> de sols arctiques et les hydrates de méthane. *Bulletin de la classe des Sciences, Académie Royale de Belgique 6<sup>ème</sup> série*, Tome XVI, p.289-321.

---

## R

- Randriamazaoro, R. N. (2007). Modélisation numérique et analogique de l'érosion thermique. PhD thesis, Université de Paris-Sud - Faculté des Sciences d'Orsay.
- Romanovsky, V.; Sazonova, T.; Balobaev, V.; Shender, N. & Sergueev, D. (2007). Past and recent changes in air and permafrost temperatures in eastern Siberia. *Global and Planetary Change*, 56 (3-4), p.399-413.
- Romanovsky, V. E.; Smith, S. L. & Christiansen, H. H. (2010). Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007-2009: a synthesis. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21 (2), p.106-116.
- Rosenfeld, G. A. & Hussey, K. M. (1958). A consideration of the problem of oriented lakes. In Des Moines, (ed.), *Proceedings of the Iowa Academy of Science*. p.279-287.
- Ruz, M.-H. (1993). Coastal dune development in a thermokarst environment: Some implications for environmental reconstruction, Tuktoyaktuk Peninsula N.W.T.. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4 (3), p.255-264.

---

## S

- Salmon, V. L. (2010). Polar climate. Dutch, S. I. (ed.), *chapter [in: Encyclopedia of global warming]*, p.843-846.
- Schirrmeister, L.; Grosse, G.; Wetterich, S.; Overduin, P. P.; Strauss, J.; Schuur, E. A. G. & Hubberten, H.-W. (2011). Fossil organic matter characteristics in permafrost deposits of the northeast Siberian Arctic. *Journal of Geophysical Research*, 116, G00M02.
- Schwamborn, G. J.; Dix, J. K.; Bull, J. M. & Rachold, V. (2002). High-resolution seismic and ground penetrating radar-geophysical profiling of a thermokarst lake in the western Lena Delta, Northern Siberia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13 (4), p.259-269.
- Sherwood, M. A. (2010). Holocene climate. Dutch, S. I. (ed.), *chapter [in: Encyclopedia of global warming]*, p.554-557.
- Short, N.; Brisco, B.; Couture, N.; Pollard, W.; Murnaghan, K. & Budkewitsch, P. (*in press*). A comparison of TerraSAR-X, RADARSAT-2 and ALOS-PALSAR interferometry for monitoring permafrost environments, case study from Herschel Island, Canada. *Remote Sensing of Environment*.
- Smith, R. (2010). Abrupt climate change. Dutch, S. I. (ed.), *chapter [in: Encyclopedia of global warming]*, p.3-5.

Soare, R. J.; Bun Tseung, J. M. W. & Peloquin, C. (2005). Possible thermokarst and alas formation in Utopia Planitia, Mars. *In: Lunar and Planetary Institute Science Conference Abstracts XXXVI*, p.1103.

Soare, R. J.; Kargel, J. S.; Osinski, G. R. & Costard, F. (2007). Thermokarst processes and the origin of crater-rim gullies in Utopia and western Elysium Planitia. *Icarus*, 191 (1), p.95-112.

Soloviev, P. (1973). Thermokarst phenomena and landforms due to frost heaving in Central Yakutia. *Biuletyn Peryglacjalny*, 23, p.135-155.

St. Jacques, J.-M. & Sauchyn, D. J. (2009). Increasing winter baseflow and mean annual streamflow from possible permafrost thawing in the Northwest Territories, Canada. *Geophysical Research Letters*, 36, L01401.

Swanson, D. K. (1996). Susceptibility of permafrost soils to deep thaw after forest fires in interior Alaska, U.S.A., and some ecologic implications. *Arctic and Alpine Research*, 28 (2), p.217-227.

Séjourné, A.; Costard, F.; Gargani, J.; Soare, R.; Fedorov, A. & Marmo, C. (2011). Scalloped depressions and small-sized polygons in western Utopia Planitia, Mars: A new formation hypothesis. *Planetary and Space Science*, 59 (5-6), p.412-422.

---

## T

Texier, J. P. & Bertran, P. (1993). Données Nouvelles sur la Présence d'un Pergélisol en Aquitaine au cours des Dernières Glaciations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4 (3), p.183-198.

Toniolo, H.; Kodial, P.; Hinzman, L. & Yoshikawa, K. (2009). Spatio-temporal evolution of a thermokarst in Interior Alaska. *Cold Regions Science and Technology*, 56 (1), p.39-49.

---

## U

USARC (2003). Climate change, permafrost, and impacts on civil infrastructure. *Technical report, U.S. Arctic Research Commission, Permafrost Task Force Report - Special report 01-03*, 63 pages.

---

## V

Van Vliet-Lanoë, B. (1989). Dynamics and extent of the Weichselian permafrost in western Europe (Substage 5E to stage 1). *Quaternary International*, 3-4, p.109-113.

Vedie, E. (2008). Dynamique des versants en contexte périglaciaire : Apports de la modélisation physique. PhD thesis, Université de Caen Basse-Normandie.

---

## W

Walsh, C. J. (2010). Permafrost. Dutch, S. I. (ed.), *chapter [in: Encyclopedia of global warming]*, p.815-816.

Walsh, C. J. (2010), Tundra. Dutch, S. I. (ed.), *chapter [in: Encyclopedia of global warming]*, p.1007-1009.

Walter, K. M.; Edwards, M. E.; Grosse, G.; Zimov, S. A. & Chapin, F. S., I. (2007). Thermokarst lakes as a source of atmospheric CH<sub>4</sub> during the last deglaciation. *Science* 318 (5850), p.633-636.

Warner, N.; Gupta, S.; Lin, S.-Y.; Kim, J.-R.; Muller, J.-P. & Morley, J. (2010). Late Noachian to Hesperian climate change on Mars: Evidence of episodic warming from transient crater lakes near Ares Vallis. *Journal of Geophysical Research*, 115 (E6), E06013.

Washburn, A. (1980). Permafrost features as evidence of climatic change. *Earth-Science Reviews*, 15 (4), p.327-402.

Wein, R. (1976). Frequency and characteristics of arctic tundra fires. *Arctic*, 29 (4), p.213-222.

---

## Y

Yang, D.; Zhao, Y.; Armstrong, R. & Robinson, D. (2009). Yukon River streamflow response to seasonal snow cover changes. *Hydrological Processes*, 23 (1), p.109-121.

Ye, B.; Yang, D.; Zhang, Z. & Kane, D. L. (2009). Variation of hydrological regime with permafrost coverage over Lena Basin in Siberia. *Journal of Geophysical Research*, 114, D07102.

Yoshikawa, K.; Bolton, W. R.; Romanovsky, V. E.; Fukuda, M. & Hinzman, L. D. (2002). Impacts of wildfire on the permafrost in the boreal forests of Interior Alaska. *Journal of Geophysical Research*, 107, 8148.

---

## Z

Zhang, T.; Barry, R.; Knowles, K.; Ling, F. & Armstrong, R. (2003). Distribution of seasonally and perennially frozen ground in the Northern Hemisphere. In '*Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich (Switzerland)*', p.1289-1294.

Zhang, T.; Barry, R. G.; Knowles, K.; Heginbottom, J. A. & Brown, J. (2008). Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 31 (1), p.47-68.

Zhang, T.; Heginbottom, J. A.; Barry, R. G. & Brown, J. (2000). Further statistics on the distribution of permafrost and ground ice in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 24 (2), p.126-131.

Zhang, T.; Osterkamp, T. E. & Stamnes, K. (1997). Effects of climate on the active layer and permafrost on the north slope of Alaska, U.S.A.. *Permafrost and Periglacial Processes*, 8 (1), p.45-67.

---

## Liste des figures

Figure 1 : A gauche, une vue du hall expérimental de l'UMR 6143 centré sur une chambre froide. A droite, dans une deuxième chambre froide, un modèle analogue d'un versant du Cotentin. \_\_\_\_\_ 10

Figure 2 : Comparaison des variations constatées à l'échelle mondiale et continentale dans la température à la surface de la terre à l'aide des résultats simulés par les modèles climatiques basés sur les forçages naturels et anthropiques. Les moyennes décennales des observations de 1906 à 2005 (ligne brisée noire) sont datées du milieu de chaque décennie, et le point zéro en ordonnée correspond chaque fois à la moyenne observée pendant la période 1901-1950. Les bandes bleues correspondent à l'amplitude située entre 5 et 95 % pour 19 simulations issues de 5 modèles climatiques qui ne sont basés que sur les forçages naturels provenant du soleil et de l'activité volcanique. Les bandes rouges représentent l'amplitude située entre 5 et 95 % pour 58 simulations issues de 14 modèles climatiques basés à la fois sur les facteurs de forçage naturels et anthropiques (IPCC, 2007b). \_\_\_\_\_ 15

Figure 3 : Variations observées a) de la température moyenne à la surface du globe, b) du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, selon les données recueillies par les marégraphes (en bleu) et les satellites (en rouge), et c) de la couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord en mars-avril. Tous les écarts sont calculés par rapport aux moyennes pour la période 1961-1990. Les courbes lissées représentent les moyennes décennales, et les cercles correspondent aux valeurs annuelles. Les zones ombrées représentent les intervalles d'incertitude qui ont été estimés à partir d'une analyse poussée des incertitudes connues (a et b) et à partir des séries chronologiques (c) (IPCC, 2007b). \_\_\_\_\_ 18

Figure 4 : A gauche, émissions mondiales de GES (en Gt équiv.-CO<sub>2</sub> par an) en l'absence de politiques climatiques additionnelles : six scénarios illustratifs de référence (SRES, lignes colorées) et intervalle au 80<sup>ème</sup> percentile des scénarios publiés après le SRES (post-SRES, partie ombrée). Les courbes en pointillé délimitent la plage complète des scénarios post-SRES. Les GES sont le CO<sub>2</sub>, le CH<sub>4</sub>, le N<sub>2</sub>O et les gaz fluorés. A droite, Les courbes en trait plein correspondent aux moyennes mondiales multi-modèles du réchauffement en surface (par rapport à la période 1980-1999) pour les scénarios A2, A1B et B1 du SRES, dans la continuité des simulations relatives au XXe siècle. La courbe orange correspond au cas où les concentrations se maintiendraient aux niveaux de 2000. Les barres au milieu de la figure indiquent les valeurs les plus probables (zone foncée) et les fourchettes probables selon les six scénarios SRES de référence pour la période 2090-2099 par rapport à 1980-1999. Ces valeurs et ces fourchettes tiennent compte des projections établies à l'aide des modèles de la circulation générale couplés atmosphère-océan (MCGAO) ainsi que des résultats d'une hiérarchie de modèles indépendants et des contraintes liées à l'observation (IPCC, 2007b). \_\_\_\_\_ 18

Figure 5 : Évolution projetée de la température en surface pour le début et la fin du 21<sup>ème</sup> siècle par rapport à la période 1980-1999, selon les projections moyennes obtenues à l'aide de plusieurs modèles MCGAO pour les scénarios A2 (en haut), A1B (au milieu) et B1 (en bas) du SRES, pour les décennies 2020-2029 (à gauche) et 2090-2099 (à droite) (IPCC, 2007b). \_\_\_\_\_ 19

Figure 6 : (en haut) Étendue enneigée pendant la période avril-mars dans l'hémisphère nord à parti d'index de couverture nuageuse à une station (avant 1972) et de données satellites (pendant et après 1972). La courbe lisse montre des variations à l'échelle de la décennie avec une marge de données de 5 à 9 % ombrée en jaune. (En bas) Différences de la distribution de la couverture nuageuse d'avril-mars entre l'ère satellite précoce (1967-1987) et récente (1988-2004) (exprimées en % de couverture). La couleur rouille présente les secteurs d'exposition où la couverture neigeuse a diminué. Les courbes rouges montrent les isothermes à 0 et 5 °C moyennées pour avril-mars 1967 à 2004, à partir des données de la version 2 (CRUTEM2v) de l'Unité de Recherche Climatique (CRU) basées sur un réseau de mesures de température à la surface. La plus grande diminution suit généralement les isothermes à 0 et 5 °C, reflétant les rétroactions fortes entre la neige et la température (IPCC, 2007a). \_\_\_\_\_ 20

Figure 7 : Composantes de la cryosphère et leur échelle de temps (IPCC, 2007a). \_\_\_\_\_ 21

Figure 8 : Étendue maximale moyenne du sol gelé de manière saisonnière et intermittente (1950-1996), et étendue maximale moyenne de la zone enneigée (ligne continue, 1972-1995) dans l'hémisphère nord (Zhang, et al., 2003). \_\_\_\_\_ 25

Figure 9 : Tendances de l'extension du pergélisol durant le Weichsélien sur la base de données pédologiques (Van Vliet-Lanoë, 1989). \_\_\_\_\_ 26

Figure 10 : Coupe schématique représentant le domaine périglaciaire martien (Forget, et al., 2006). \_\_\_\_\_ 27

Figure 11 : Schéma représentatif des différents éléments d'un pergélisol. \_\_\_\_\_ 28

Figure 12 : Représentation schématique des zones de pergélisol en fonction de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) (Dobinski, 2011). \_\_\_\_\_ 28

Figure 13 : (en haut) Carte de la répartition mondiale du pergélisol ; (en bas) Carte de répartition mondiale de la teneur en glace du pergélisol, modifié d'après Brown, J., Ferrians Jr. O.J., Heginbottom, J.A. and Melnikov, E.S. - 1998, revised 2001. Circum-Arctic map of permafrost and ground-ice conditions. Boulder (Colorado, USA) National Snow and Ice Data Center / World Data Center for Glaciology. Digital Media (nsidc.org) \_\_\_\_\_ 29

Figure 14 : Profil thermique vertical schématique d'un pergélisol. Le pergélisol est compris entre la base de la couche active et la profondeur à laquelle la température repasse au-dessus de 0 °C. Lorsque le pergélisol se réchauffe, le profil se décale et le toit et parfois la base du pergélisol s'approfondissent (Dobinski, 2011). \_\_\_\_\_ 31

Figure 15 : Représentation schématique de différents profils thermiques verticaux d'un pergélisol en fonction de sa structuration. Dans la configuration (1) le profil est normal ; pour le cas (2) un talik est présent ; dans le cas (3) le profil traverse deux pergélisols aux températures différents, le profil traverse en plus un talik entre ces deux pergélisols (Dobinski, 2011). \_\_\_\_\_ 31

Figure 16 : Teneur en glace (% en masse) minimale, maximale et moyenne pour différents secteurs du Nord-Est sibérien (Schirrmeister, et al., 2011). \_\_\_\_\_ 33

Figure 17 : Étude de la perturbation d'un pergélisol en Alaska par l'US Army Corps suite à des manœuvres de terrain. A droite, un schéma de différentes trajectoires (Affleck, 2005). \_\_\_\_\_ 35

Figure 18 : Carte du lac Nikolay (delta de la Léna, Russie). Les zones blanches représentent les banquettes ou la tranche d'eau est inférieure à 2 m. Les zones grisées au centre des bassins sont plus profondes. D'après (Schwamborn, et al., 2002). \_\_\_\_\_ 36

Figure 19 : Exemples de lacs situés en domaine périglaciaire, images LandSat7, USGS - NASA (~180 x 180 km); a) Lacs de la région du fleuve Mackenzie, Canada (p076r017\_7t20020731\_z04\_nn5); b) Lacs rectangulaires du bassin de Old Crow, Canada (p066r012\_7t20020826\_z08\_nn50); c) Lacs orientés de la région de la pointe Barrow, Alaska (p079r010\_7t20010701\_z04\_nn50); d) Lacs en Sibérie, Russie (p116r010\_7t19990801\_z56\_nn50). 37

Figure 20 : a) Vue d'hélicoptère d'un glissement poly-cyclique sur l'île Herschel (Canada) en août 2004. Les zones actives (A), stabilisées (S) et non perturbées (U) sont facilement identifiables, (Lantuit, et al., 2008b); b) Vue d'un pingo, delta du Mackenzie (Canada). Photographie : Ch. Harris (Harris, et al., 2007); c) Système de pingo effondré, delta du Mackenzie (Canada). Le diamètre externe est d'environ 250 m. Photographie : R. Mackay (Harris, et al., 2007). 38

Figure 21 : Exemples de formes de lacs thermokarstiques; a) Lacs thermokarstiques circulaires et bassins vidangés, île de Baffin (Canada); b) Lac thermokarstiques de la région de la rivière Kolyma (Russie). Certains sont orientés, d'autres sont coalescents. Images : Google Earth, Google®. 41

Figure 22 : Principaux stades de développement des alas (grandes dépressions thermokarstiques). Ia : Surface originale avec coins de glace; Ib : Stade d'initiation du thermokarst; II : Développement d'une dépression; IIIa : Alas jeune; IIIb : Alas évolué; IIIc : Vieil alas; Iva : Disparition du lac, formation d'un pingo; IVb : Formation d'une dépression lors de l'effondrement du pingo. 42

Figure 23 : Carte de localisation des principales zones de thermokarst (lacs thermokarstiques) superposée à la distribution du pergélisol. Ces zones ont été déterminées à partir d'images satellites. Il est possible de remarquer que ces zones à thermokarst se situent principalement dans des zones côtières ou bordent de grandes plaines d'inondation. 43

Figure 24 : Modèle conceptuel d'évolution des lacs et des bassins drainés dans le nord de l'Alaska (Jorgenson, et al., 2007). 45

Figure 25 : a) Porte de la chambre froide utilisée pour l'expérimentation; b) vue de l'intérieur de la chambre froide. L'évaporateur est visible en haut à droite de la photographie. 50

Figure 26 : a) Schéma de la chambre froide dans laquelle sont réalisées les différentes expériences, les blocs de pergélisol sont disposés dans la cuve et à proximité, en face de l'évaporateur; b) Représentation de la cuve accueillant les blocs, surmontée de la structure modulable NORCAN® (réalisation & figure : Sylvain Haquin - UCBN, M2C). 51

Figure 27 : a) Vues filaires de profil et de haut, d'un émetteur céramique infra-rouge surmonté d'un réflecteur; b) Photographie d'un émetteur céramique infra-rouge avec réflecteur; c) Schéma 3D de l'association d'émetteurs IR (x2) sur une platine en acier (réalisation & figures : Sylvain Haquin - UCBN, M2C). 52

Figure 28 : Variations de la température ambiante (sonde Pt100, courbe rouge) et de l'hygrométrie relative (courbe bleue) dans la chambre froide durant un cycle de gel-dégel. (a : Pic de dégivrage; b : pics de régulation de la température; c : arrêt de la chambre froide; d : remise en fonctionnement de la chambre froide) 54

Figure 29 : Réglette de thermocouples et coupe schématique d'un bloc de pergélisol dans lequel est insérée une réglette avec 12 thermocouples. Au début de l'expérimentation, le premier thermocouple est à 10 mm de la surface, le deuxième est en surface du bloc et les suivants sont à des profondeurs de 20, 40, 50, 60, 75, 90, 105, 120, 135 et 150 mm soit 50 mm du fond du modèle. 55

Figure 30 : Variations de la température pour chaque thermocouple durant un cycle de gel-dégel. 55

<i>Figure 31 : Essais de chauffe avec M.A.R.C.E.L.. Deux consignes sont données pour deux émetteurs (30 et 50 °C). Lors de ces essais de calibration, au début de la chauffe, l'émetteur dépasse la consigne et se stabilise ensuite (figure : Laurent Perez - CNRS, M2C).</i>	56
<i>Figure 32 : Représentation de la température d'un émetteur IR avec une consigne de 300°C et évolution de la température en surface d'un bloc de pergélisol subissant un réchauffement. La température maximale atteinte est proche de 18 °C.</i>	57
<i>Figure 33 : Représentation de la température de surface des panneaux radiants pour deux consignes d'asservissement données (250 et 300 °C) et comparaison avec deux émetteurs en mode manuel (on/off). Après réglages suite à la calibration, la consigne n'est plus dépassée.</i>	57
<i>Figure 34 : Courbes granulométriques obtenue par comptage laser, des sables de Nemours et des limons de la plaine de Caen. Les courbes bleue et grise représentent le pourcentage de particules en fonction de leur diamètre. Les courbes rouge et verte représentent les courbes cumulatives (analyse &amp; figure : Coralie Thouroude).</i>	60
<i>Figure 35 : Sédiments servant aux différents mélanges. A gauche, limons de la plaine de Caen (non tamisés), à droite, sable de Nemours.</i>	61
<i>Figure 36 : a) Schéma d'une marmite à pression et d'une presse à membrane (Musy, et al., 1991) ; b) Échantillons de différents mélanges de sédiments mis dans un saturateur ; c) Échantillons une fois sortis de l'étuve après y avoir passé deux jours à 105°C ; d) Presse à membrane (laboratoire GEOPHEN), le dispositif est prêt à être fermé et mis sous pression.</i>	63
<i>Figure 37 : a) Différents constituants des blocs de pergélisol expérimental : eau proche de 0 °C (cuvette grise), paillettes de glace (bac de gauche) et mélange de sédiments (bac de droite) ; b) Modèle en cours de remplissage. Les thermocouples sont en partie déjà enfouis au centre et le dispositif de dégel est également visible au-dessus.</i>	66
<i>Figure 38 : a) Vue des modèles une fois leur mise en place terminée ; b) Schéma de la disposition des modèles dans l'enceinte dans la chambre froide. L'espace entre les bacs est comblé par de l'isolant. Sont visibles les thermocouples, la sonde Pt100 qui indique la température ambiante et les deux enregistreurs de l'humidité relative de la pièce.</i>	67
<i>Figure 39 : Représentation de la température en fonction du temps lors des premiers essais de dégel. Les oscillations les plus petites correspondent aux pulses d'air froid, les seconds pics à intervalle régulier (4h) aux périodes de dégivrage du ventilateur. Enfin, sont annotés les différents essais de dégel réalisés en début d'expérimentation.</i>	70
<i>Figure 40 : Températures maximales atteintes en surface par 4 émetteurs IR en chauffe durant 30 minutes à une température ambiante de 22 °C.</i>	72
<i>Figure 41 : Températures maximales atteintes en surface par 15 émetteurs IR en chauffe durant 30 minutes à une température ambiante de 5 °C.</i>	72
<i>Figure 42 : Évolution de la température dans un sédiment sec à température ambiante.</i>	73
<i>Figure 43 : Évolution de la température dans un sédiment humide à température ambiante.</i>	74
<i>Figure 44 : Évolution de la température dans un sédiment sec en chambre froide.</i>	74

- Figure 45 : a) Schéma de répartition des thermocouples en profondeur et en surface du modèle test ; b) Photographie du dispositif avant la mise en chauffe, les thermocouples sont positionnés et les émetteurs IR prêts à être mis en marche ; c) Carte interpolée des températures en surface. \_\_\_\_\_ 76
- Figure 46 : Courbe de l'évolution de la température d'un bloc de pergélisol jusqu'à son dégel complet. \_\_\_\_\_ 77
- Figure 47 : Vues de plusieurs dispositifs de dégel constitués d'un seul (en rouge) ou de trois (en vert) émetteurs IR. \_\_\_\_\_ 78
- Figure 48 : Température de consigne de l'asservissement. Les sources 1, 2 et 3 ont une consigne à 300 °C, la source 4 à 200 °C. Les 4 courbes « T modèle » correspondent à la température en surface des blocs de pergélisol. \_\_\_\_\_ 79
- Figure 49 : Quantification (en g,  $\pm 20$ ) de l'assèchement en surface d'un bloc de pergélisol. \_\_\_\_\_ 80
- Figure 50 : a) Mise en place d'une couche de glace en sub-surface d'un bloc de pergélisol expérimental ; b) Couche de paillettes de glace colorées avec une solution de bleu de méthylène ; c) Couche de glace visible une fois le bloc « démoulé », exemple du modèle D4. \_\_\_\_\_ 81
- Figure 51 : Coupes schématisées de trois blocs de pergélisol expérimental montrant les possibles variations d'épaisseur et de forme d'une couche de glace massive lorsqu'elle est présente. \_\_\_\_\_ 82
- Figure 52 : A gauche, schéma d'un modèle et du gabarit servant aux relevés topographiques. Les croix figurent l'emplacement de chaque point de mesure. A droite, exemple de relevé de la topographie aux différents points de mesure. \_\_\_\_\_ 84
- Figure 53 : Représentation de l'affaissement moyen par cycle et de l'approfondissement moyen de la couche active par cycle pour chaque modèle. \_\_\_\_\_ 85
- Figure 54 : Exemples de profils topographiques du modèle B2 à différents stades d'évolution. A la fin de l'expérimentation, après 14 cycles dans ce cas, l'affaissement maximum se situe à proximité du centre du bloc et mesure 36 mm. L'affaissement à chaque cycle est d'environ 1 à 2 mm, excepté pour le premier, où la surface du bloc s'affaisse au centre d'environ 15 mm. \_\_\_\_\_ 87
- Figure 55 : Évolution de l'affaissement central (en mm) pour chaque modèle. Trois phases typiques sont visibles (i) un affaissement rapide et important en général au niveau du premier cycle, voire aussi le deuxième, (ii) une évolution plus progressive de l'affaissement, sur les 5 ou 6 cycles suivant, puis (iii) une phase d'amortissement où les variations deviennent très peu significatives sur les derniers cycles. \_\_\_\_\_ 88
- Figure 56 : Représentation du volume affaissé ( $\text{dm}^3$ ) en fonction de la valeur maximale d'affaissement (mm). La distribution des données se corrèle assez bien avec une courbe de régression polynomiale d'ordre 2. \_\_\_\_\_ 89
- Figure 57 : (en haut) Volume affaissé par modèle (en  $\text{dm}^3 \pm 0.2$ ) ; (en bas) Perte de volume (en %). Les modèles figurés en gris clair contiennent 30 % de glace, 50 % pour les modèles en blanc et 80 % pour les modèles en gris foncé. \_\_\_\_\_ 90
- Figure 58 : Évolution de la couche active au fur et à mesure des cycles de gel / dégel. \_\_\_\_\_ 91
- Figure 59 : Exemples d'évolution de l'épaisseur de la couche active en lien avec des ajouts d'eau en surface des blocs de pergélisol. Les marqueurs ronds figurent les cycles où il y a un ajout d'eau. \_\_\_\_\_ 92

Figure 60 : Exemple de méthode graphique de détermination du volume d'une lentille dégelée. ___	93
Figure 61 : Volume dégelé ( $\pm 0,2 \text{ dm}^3$ ) par modèle. _____	94
Figure 62 : Proportion dégelée de chaque modèle (en %). _____	94
Figure 63 : Température au cours du temps pour chaque thermocouple en fonction de sa position dans le bloc. Dans cet exemple, le modèle est en gel jusqu'à 09 h 21 (a), il y a arrêt de la chambre froide puis à 11 h 21 (b) mise en marche du réchauffement par rayonnement IR pendant une heure (c). A 14 h 21 la chambre froide est remise en gel (d). Dans cet exemple, le dégel progresse jusqu'au thermocouple n°306 situé à une profondeur de 60 mm par rapport à la surface. _____	95
Figure 64 : Exemple de profils de température obtenus lors d'un cycle de gel-dégel pour différents états du bloc de pergélisol. Ces profils thermiques sont réalisés à des instants précis : _____	96
Figure 65 : Exemple de représentations de la température en fonction de la profondeur et du temps à partir de l'interpolation des données de température à l'aide du logiciel Surfer®. Les données sont interpolées selon la méthode du krigeage sur 24 heures avec un pas de 0,1 et sur la profondeur de -150 mm à +10 mm avec un pas de 1, soit une matrice de 241 colonnes et 161 lignes. La température est représentée à l'aide d'une échelle de couleur normalisée pour tous les modèles de -20 à +30 °C. a) Cycle 1 complet ; b) Zoom sur la période de dégel du cycle 1 ; c) Cycle 5 complet ; d) Zoom sur la période de dégel du cycle 5 ; e) Cycle 10 complet ; f) Zoom sur la période de dégel du cycle 10. ___	97
Figure 66 : a) Exemple de distribution des températures en profondeur au cours d'un cycle gel-dégel ; b) Mesure des distributions des températures en profondeur au cours d'un cycle gel-dégel au Spitsberg (modifié d'après (Harris, et al., 2011)). Les graphes supérieurs schématisent les distributions des températures au toit du pergélisol. _____	98
Figure 67 : Représentation, pour chaque profondeur du modèle, du temps (min) pendant laquelle le pergélisol a une température positive (modèle B2). _____	100
Figure 68 : Évolution pour chaque cycle et chaque profondeur de la vitesse de réchauffement entre le début du dégel par rayonnement IR et le dégel le plus profond. La vitesse est fortement variable en fonction de la profondeur (facteur 10). Mais reste quasiment constante pour tous les cycles pour les profondeurs les plus grandes (modèle B3). _____	101
Figure 69 : Évolution pour chaque cycle et chaque profondeur de la vitesse de réchauffement entre le dégel le plus profond et la remise en gel (modèle B3). Pour les 4 premières profondeurs, il s'agit d'un refroidissement. Les 8 autres courbes représentent un réchauffement quasi constant sur les 14 cycles. _____	102
Figure 70 : Évolution pour chaque cycle et chaque profondeur de la vitesse de réchauffement entre la remise en gel et l'état gelé 3 heures après (modèle B3). _____	102
Figure 71 : a) Schéma d'un exemple de découpage en 4 parties d'un bloc de pergélisol ; b) Photographie d'un modèle en cours de découpage ; c) Section longitudinale d'un bloc juste après découpage ; d) Même section de bloc mais dont la surface a été nettoyée. _____	103
Figure 72 : Exemple de blocs découpés en fin d'expérimentation. _____	104
Figure 73 : Exemple de modèle (D6) découpé après expérimentation où sont ajoutées les mesures de surface, de limites de couche de glace massive (en bleu) et éventuellement des fines couches de glace (en orange et rouge) à la base de la couche active. _____	104

Figure 74 : Exemples de plusieurs types de couches de glace se formant au toit du pergélisol ; a) Modèle D2f : couche de glace unique d'épaisseur de l'ordre du millimètre ; b) Modèle B4 : deux fines couches de glace se rejoignant sur les bords du bloc ; c) Modèle D2e : multiples couches de glace très fines présentes à l'intérieur de la zone dégelée et qui se rejoignent aux bords du bloc ; d) Modèle D2d : deux à trois couches de glace de l'ordre du millimètre sont visibles ainsi que deux ou trois autres beaucoup plus fines. \_\_\_\_\_ 105

Figure 75 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles contenant chacun 30 % de glace mais l'un composé d'un mélange de sédiment à dominance limoneuse (A2) et l'autre à dominance sableuse (A3). Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles). \_\_\_\_\_ 108

Figure 76 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles contenant chacun 50 % de glace mais l'un composé d'un mélange de sédiment à dominance limoneuse (B3) et l'autre à dominance sableuse (B4). Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles). \_\_\_\_\_ 109

Figure 77 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles contenant chacun 80 % de glace mais l'un composé d'un mélange de sédiment à dominance limoneuse (C2) et l'autre à dominance sableuse (C3). Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles). \_\_\_\_\_ 110

Figure 78 : Récapitulatif de l'évolution de l'affaissement et de l'épaisseur de la couche active en fonction de la lithologie et de la teneur en glace d'un bloc de pergélisol expérimental. \_\_\_\_\_ 111

Figure 79 : Évolution de la topographie et de la couche active pour trois modèles à prédominance limoneuse contenant 30, 50 ou 80 % de glace. Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles). \_\_\_\_\_ 112

Figure 80 : Récapitulatif de l'évolution de l'affaissement et de l'épaisseur de la couche active en fonction de la teneur en glace d'un bloc de pergélisol expérimental à dominance limoneuse. \_\_\_\_ 113

Figure 81 : Évolution de la topographie et de la couche active pour trois modèles à prédominance sableuse contenant 30, 50 ou 80 % de glace. Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles). \_\_\_\_\_ 114

Figure 82 : Récapitulatif de l'évolution de l'affaissement et de l'épaisseur de la couche active en fonction de la teneur en glace d'un bloc de pergélisol expérimental à dominance sableuse. \_\_\_\_\_ 114

Figure 83 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles à prédominance sableuse et contenant 50 % de glace. Seul le modèle D2g contient une couche de glace de 20 mm en sub-surface. Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température à la source est asservie à 300 °C (environ 20 °C en surface des modèles). \_\_\_\_\_ 116

Figure 84 : Évolution de la température en fonction du temps et de la profondeur. Zoom sur les 90 premiers mm du modèle D2g, centré sur la période de réchauffement. \_\_\_\_\_ 117

Figure 85 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles à prédominance sableuse et contenant 50 % de glace. Seul le modèle D2b contient une couche de glace de 20 mm en sub-surface. Le dégel est assuré par un seul émetteur IR en mode manuel. \_\_\_\_\_ 118

- Figure 86 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles à prédominance sableuse et contenant 80 % de glace. Seul le modèle D2d contient une couche de glace de 20 mm en sub-surface. Le dégel est assuré par un seul émetteur IR en mode manuel. \_\_\_\_\_ 119
- Figure 87 : Récapitulatif de l'influence de la présence d'une couche de glace massive sur l'affaissement et l'épaisseur de la couche active d'un bloc de pergélisol expérimental. \_\_\_\_\_ 120
- Figure 88 : Évolution de la topographie et de la couche active pour deux modèles à prédominance sableuse, l'un contenant 14 % d'eau (D3) et l'autre 17 % (D2h). Le dégel est assuré par un seul émetteur IR en mode manuel. \_\_\_\_\_ 121
- Figure 89 : Influence de la teneur initiale en eau sur le tassement et l'épaisseur de la couche active d'un pergélisol expérimental. \_\_\_\_\_ 122
- Figure 90 : Évolution de la topographie et de l'épaisseur la couche active pour deux modèles à prédominance sableuse, l'un étant arrosé environ tous les deux cycles (D2g) et l'autre à chaque cycle (D6). Les deux modèles contiennent une couche de glace de 20 mm en sub-surface. Le dégel est assuré par deux émetteurs IR dont la température est asservie à 300 °C. \_\_\_\_\_ 123
- Figure 91 : Influence des apports en eau lors du dégel sur l'affaissement d'un pergélisol expérimental. \_\_\_\_\_ 124
- Figure 92 : Température de surface des modèles B4 et B5 durant la phase de réchauffement avec deux émetteurs IR asservis respectivement à la source à 300 et 200 °C. \_\_\_\_\_ 125
- Figure 93 : Évolution de la topographie et de l'épaisseur de la couche active en fonction de la température au sol pour trois modèles à prédominance sableuse et contenant 50 % de glace. Températures au sol : 12 °C (modèle B5), 20 °C (modèle B4), 30 °C (modèle D3). \_\_\_\_\_ 126
- Figure 94 : Évolution de l'affaissement et de l'épaisseur de la couche active lors du réchauffement d'un bloc de pergélisol expérimental pour des températures croissantes. \_\_\_\_\_ 126
- Figure 95 : Évolution de la topographie et de la couche active pour un modèle à prédominance sableuse, contenant 50 % de glace et une couche de glace de 20 mm. Le modèle est dégelé avec un seul IR en mode manuel et subit 27 cycles. \_\_\_\_\_ 127
- Figure 96 : Évolution (en mm) de la surface topographique et de la position du toit du pergélisol pour les modèles limoneux (B3) et sableux (B4). \_\_\_\_\_ 128
- Figure 97 : Évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps pour les modèles B3 (à dominance limoneuse) et B4 (à dominance sableuse). Sont représentés de haut en bas, les cycles 1, 5, 10 & 14 sur une durée de 6 heures. L'isotherme 0 °C est représenté en blanc. \_\_\_\_\_ 129
- Figure 98 : Évolution de la vitesse ( $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) du front de dégel pour les modèles B3 & B4 pour différents cycles de gel-dégel. \_\_\_\_\_ 130
- Figure 99 : Évolution (en mm) de la surface topographique et de la position du toit du pergélisol pour les modèles A2 & B3. \_\_\_\_\_ 131
- Figure 100 : Évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps pour les modèles A2 (teneur en glace 30 %) et B3 (teneur en glace 50 %). Sont représentés de haut en bas, les cycles 1, 5, 10 & 14 sur une durée de 6 heures. L'isotherme 0 °C est représenté en blanc. \_\_\_\_\_ 132

Figure 101 : Évolution de la vitesse ( $\text{mm.s}^{-1}$ ) du front de dégel pour les modèles A2 (30 % de glace) & B3 (50 % de glace) pour différents cycles de gel-dégel. \_\_\_\_\_ 133

Figure 102 : Évolution (en mm) de la surface topographique et de la position du toit du pergélisol pour les modèles B4 & C3. \_\_\_\_\_ 133

Figure 103 : Évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps pour les modèles B4 (50% de teneur en glace) et C3 (80% de teneur en glace). Sont représentés de haut en bas, les cycles 1, 5, 10 & 14 sur une durée de 6 heures. L'isotherme 0 °C est représenté en blanc. \_\_\_\_\_ 134

Figure 104 : Évolution de la vitesse ( $\text{mm.s}^{-1}$ ) du front de dégel pour les modèles B4 (50 % de glace) & C3 (80 % de glace) pour différents cycles de gel-dégel. \_\_\_\_\_ 135

Figure 105 : Évolution de la surface topographique et de la position du toit du pergélisol pour les modèles D2g & B4. \_\_\_\_\_ 136

Figure 106 : Évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps pour les modèles D2g (avec une couche de glace de 20 mm en sub-surface) et B4 (sans couche de glace). Sont représentés de haut en bas, les cycles 1, 5, 10 & 14 sur une durée de 6 heures. L'isotherme 0 °C est représenté en blanc. \_\_\_\_\_ 137

Figure 107 : Évolution de la vitesse ( $\text{mm.s}^{-1}$ ) du front de dégel pour les modèles D2g & B4 pour différents cycles de gel-dégel. \_\_\_\_\_ 138

Figure 108 : Évolution de la surface topographique et de la position du toit du pergélisol pour les modèles B4 & B5. \_\_\_\_\_ 139

Figure 109 : Évolution de la température en fonction de la profondeur et du temps pour les modèles B4 (asservissement à la source à 300 °C) et B5 (asservissement à la source à 200 °C). Sont représentés de haut en bas, les cycles 1, 5, 10 & 14 sur une durée de 6 heures. L'isotherme 0 °C est représenté en blanc. \_\_\_\_\_ 140

Figure 110 : Évolution de la vitesse ( $\text{mm.s}^{-1}$ ) du front de dégel pour les modèles B4 & B5 pour différents cycles de gel-dégel. \_\_\_\_\_ 141

Figure 111 : Récapitulatif des différentes conclusions de ce travail ; a) Relation entre l'affaissement et l'épaisseur de la couche active en fonction de la température de réchauffement ; b) Relation entre l'affaissement et le pourcentage de glace ; c) Relation entre l'épaisseur de la couche active et le pourcentage de glace ; d) Influence d'une couche de glace sur l'affaissement d'un bloc de pergélisol ; e) Influence d'une couche de glace sur l'épaisseur de la couche active d'un bloc de pergélisol ; f) Relation entre l'affaissement et la quantité d'eau ajoutée en phase de dégel ; g) Relation entre l'affaissement et l'épaisseur de la couche active en fonction de la teneur en eau initiale. \_\_\_\_\_ 144

Figure 112 : Répartition de l'affaissement maximum (mm) des différents modèles en fonction de l'épaisseur maximale (mm) de la couche active. Il est possible de voir que l'affaissement de la surface d'un bloc de pergélisol expérimental est fonction de l'épaisseur de la couche active. \_\_\_\_\_ 145

Figure 113 : Répartition de l'affaissement maximum (mm) des différents modèles en fonction de prédominance limoneuse (1) ou sableuse(2) de leur lithologie (NB. : ces données intègrent d'autres paramètres tels que le pourcentage de glace). \_\_\_\_\_ 146

Figure 114 : Répartition de l'affaissement maximum (mm) des différents modèles en fonction de leur teneur en glace (30, 50 ou 80 %). Les modèles représentés en rouge sont à dominance limoneuse. 147

Figure 115 : Répartition de l'affaissement maximum (mm) des différents modèles en fonction de la présence d'une couche de glace massive proche de la surface. \_\_\_\_\_ 148

Figure 116 : Modélisation d'un bloc de pergélisol de plus grande taille afin de s'affranchir des effets de bord et notamment du dégel focalisé. Une boîte démontable de 80 x 80 cm a été réalisée afin de prévoir ce type d'expérimentation. Les différents émetteurs IR peuvent être couplés par 2 ou par 4 afin de permettre un dégel uniforme depuis la surface (réalisation & figure : Sylvain Haquin - UCBN, M2C). \_\_\_\_\_ 150

Figure 117 : Méthode d'acquisition de la topographie à l'aide d'une nappe laser (vert) couplée à une caméra vidéo CCD. Ce type de relevé de topographie permet d'obtenir un semi de points très précis et de réaliser des extrapolations des données de surface utilisables dans un SIG (conception : Laurent Perez - CNRS, M2C ; réalisation et figure : Sylvain Haquin - UCBN, M2C). \_\_\_\_\_ 151

Figure 118 : Coupe longitudinale du modèle D2 (S / 50 / Gl.20). Ce bloc de pergélisol présente deux zones dégelées séparées par une portion de pergélisol intacte. \_\_\_\_\_ 153

Figure 119 : Profils thermiques hypothétiques afin d'expliquer cette double lentille de dégel. Le profil de température (rouge) coupe deux fois l'isotherme 0 °C. La courbe orange correspondrait au profil obtenu avec uniquement la zone dégelée (1) et le profil vert correspondrait à un dégel complet des zones (1, 2 & 3). \_\_\_\_\_ 153

---

# Liste des tableaux

Tableau 1 : Récapitulatif des résultats de mesures de la teneur en eau des échantillons à l'aide de la presse à membrane. \_\_\_\_\_ 64

Tableau 2 : Températures maximales en surface des émetteurs IR pour T1 en ambiance froide et T2 à température standard. \_\_\_\_\_ 71

Tableau 3 : Valeurs de l'affaissement maximum et de l'épaisseur maximale de la couche active (en mm) pour chaque modèle. Le nombre de cycles que chaque modèle a subi est précisé ainsi que l'affaissement et l'approfondissement moyen (en mm) par cycle. \_\_\_\_\_ 84

Tableau 4 : Exemple de relevés de la topographie (en mm, depuis le fond) pour trois cycles, les données de topographie utilisées sont celles de « fin de cycle » au niveau du profil central « P2 », en gris ici. \_\_\_\_\_ 86

Tableau 5 : Présentation du volume affaissé (en  $\text{dm}^3$ ) pour chaque modèle ainsi que la perte de volume (%). Le pourcentage contenu en glace est précisée. \_\_\_\_\_ 89

Tableau 6 : Volume (en  $\text{dm}^3$ ) de la lentille dégelée de chaque modèle et proportion dégelée (en %). 93

Tableau 7 : Exemple de données de température maximale, minimale, moyenne et positive pour chaque profondeur. En en-tête, les profondeurs colorées en orange dégèlent pour tous les cycles, celles colorées en bleu ne dégèlent jamais. Enfin, dans le tableau, la colonne grisée pour chaque cycle représente la position du thermocouple le plus proche de la surface. \_\_\_\_\_ 99

Tableau 8 : Évolution de la vitesse entre le début du dégel par IR et le dégel le plus profond pour chaque cycle (modèle B3). \_\_\_\_\_ 101

Tableau 9 : Caractéristiques des 6 modèles utilisés pour la comparaison avec ou sans couche de glace. \_\_\_\_\_ 115



---

# Résumé

## Comportement d'un pergélisol expérimental soumis à un réchauffement.

Ce travail a pour but d'apporter des données expérimentales pour aider à mieux contraindre l'impact du réchauffement climatique sur les pergélisols.

La méthodologie utilisée est basée sur la modélisation physique en enceinte de gel qui permet d'identifier et paramétrer les processus d'évolution d'un pergélisol expérimental.

Le pergélisol expérimental est reconstitué en s'appuyant sur les données de terrain disponibles. La lithologie du matériau utilisé est un mélange de sable calibré de Nemours et de limons de la plaine de Caen aux caractéristiques physiques bien définies. Les teneurs en glace sont comprises entre 30 et 80%, comme mesuré sur le terrain. Le modèle n'est pas à l'échelle 1 et les problèmes de dimensionnement ne sont pas pris en compte. En effet, cette expérimentation est un travail préliminaire.

Cette étude du comportement d'un pergélisol expérimental soumis à un réchauffement a permis de mieux connaître (i) l'évolution des morphologies de surface (tassement), (ii) l'évolution de la couche active, (iii) l'évolution thermique du pergélisol expérimental (suivi des fronts de gel et de dégel), (iv) l'influence respective des différents paramètres étudiés (température, lithologie, teneur en eau et en glace, couche de glace). Ce travail a aussi permis la mise au point de nouvelles techniques expérimentales en conditions extrêmes. Il contribuera à la constitution de bases de données relatives à la modélisation physique des sols en contexte périglaciaire.

---

*Mots-Clés: Pergélisol; Réchauffement climatique; Modélisation en enceinte de gel; Expérimentation*

---

# Abstract

## Behaviour of an experimental permafrost under warming conditions.

The goal of this work was providing experimental data to better constrain the impact of global warming on permafrost.

Methodology was based on physical modeling in a cold room. This allows identifying and defining the evolution processes of the experimental permafrost.

Experimental permafrost was built-up based on available field data. The lithology of the material used was a mixture of fine sand and loam from the plain of Caen. Ice content is between 30 and 80%. Models are not scaled and dimensional problems are not considered. Indeed, these experiments are a preliminary work.

This study on the behaviour of an experimental warming permafrost allows a better understanding of (i) the changes in topography (thaw-settlement), (ii) the changes in the active layer, (iii) the thermal evolution of an experimental permafrost (freezing and thawing fronts monitoring) and (iv) the influence of different parameters (temperature, lithology, water-content, ice-content and ice-layer). This work has contributed to the development of new experimental techniques and it will enhance physical modeling databases on permafrost.

---

*Keywords: Permafrost; Global warming; Physical modeling in cold room; Experiments*