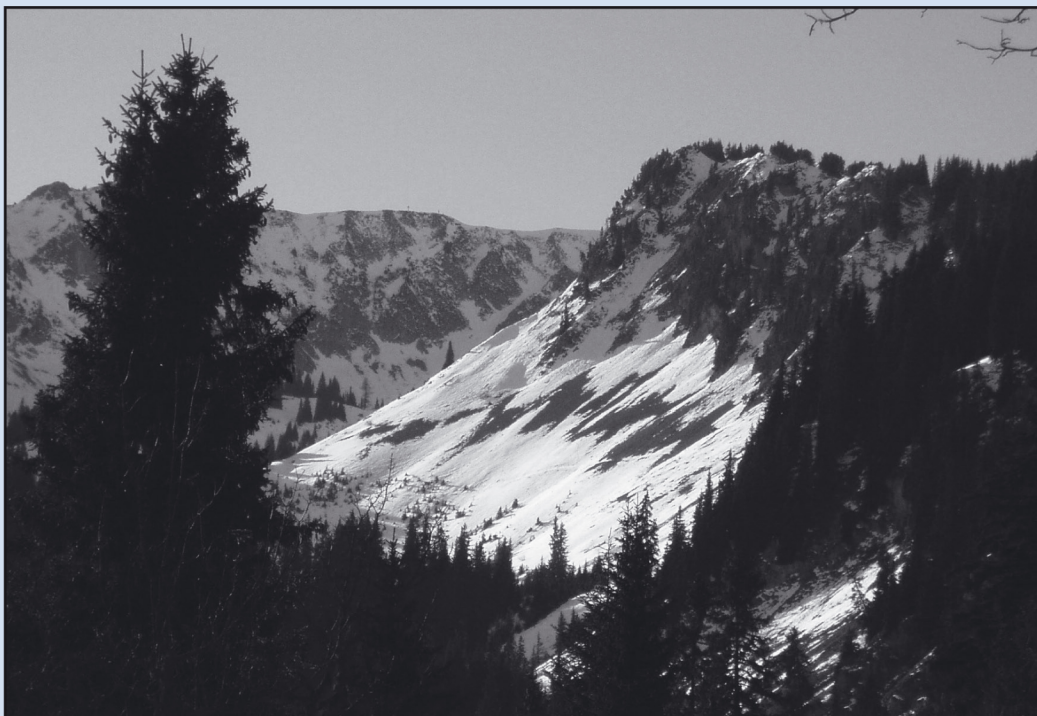
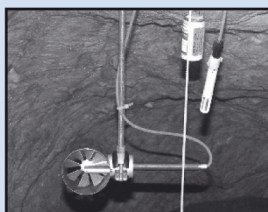


Sébastien MORARD

Effets de la circulation d'air par effet de cheminée dans l'évolution du régime thermique des éboulis froids de basse et moyenne altitude



DÉPARTEMENT DE GÉOSCIENCES – GÉOGRAPHIE
UNIVERSITÉ DE FRIBOURG (SUISSE)

**Effets de la circulation d'air par effet de cheminée
dans l'évolution du régime thermique des éboulis
froids de basse et moyenne altitude**

THÈSE

présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)
pour l'obtention du grade de *Doctor rerum naturalium*

Sébastien MORARD

de Ayent (Valais, Suisse)

Thèse N° 1732

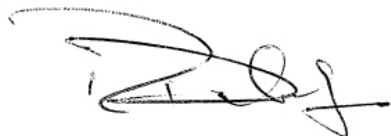
Multiprint SA, Fribourg, 2011

**Acceptée par la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse)
sur la proposition de:**

Prof. Reynald DELALOYE	Université de Fribourg (Suisse)	Directeur
Prof. Christian HAUCK	Université de Fribourg (Suisse)	Expert
Dr. Christophe LAMBIEL	Université de Lausanne (Suisse)	Expert
Dr. Marc LUETSCHER	Universität Innsbruck (Autriche)	Expert
Prof. Martin HOELZLE	Université de Fribourg (Suisse)	Président du jury

Fribourg, le 14 octobre 2011

Le Directeur de thèse:



Prof. Reynald DELALOYE

Le Doyen:



Prof. Rolf INGOLD

Page de couverture:

- Grande image: Fenêtres de fonte dans les éboulis de la combe de Dreveneuse (29 nov. 2007).
- Petite image (en haut) : Salle de la cheminée et son plafond de glace dans la glacière des Diablotins (1 nov. 2011).
- Petite image (au milieu) : Anémomètre et capteur de température et d'humidité dans les Diablotins (22 mai 2010).
- Petite image (en bas) : Syscal Junior, appareil servant à l'acquisition des tomographies de résistivité électrique.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES _____	1	BASSE ET MOYENNE ALTITUDE _____	36
ABSTRACT _____	5	2.2.1 Evaporation estivale et évaporation hivernale _____	36
RÉSUMÉ _____	7	2.2.2 Déficit d'ensoleillement _____	36
ABRÉVIATIONS _____	9	2.2.3 Effet parasol de la végétation _____	37
REMERCIEMENTS _____	10	2.2.4 Le rôle de la neige _____	38
		2.2.5 Circulation d'air _____	39
1ÈRE PARTIE: INTRODUCTION ET CONTEXTE DE L'ÉTUDE		2.3 FACTEURS PERMETTANT UNE CIRCULATION D'AIR DANS LES MILIEUX POREUX _____	40
1 - INTRODUCTION		2.3.1 Caractéristiques abiotiques _____	40
1.1 GÉNÉRALITÉS _____	15	2.3.2 L'effet de cheminée : un processus de circulation d'air d'origine thermique _____	43
1.2 LA CIRCULATION D'AIR PAR EFFET DE CHEMINÉE DANS LES ÉBOULIS _____	16	2.4 INDICES VISUELS ET THERMIQUES D'UN ÉBOULIS FROID VENTILÉ _____	47
1.3 LES ÉBOULIS FROIDS DANS LE CONTEXTE DES ENVIRONNEMENTS PÉRIGLACIAIRES ALPINS _____	18	2.4.1 Phases saisonnières _____	47
1.4 LES ÉBOULIS FROIDS VENTILÉS : OBJET D'ÉTUDE ET HYPOTHÈSE DE TRAVAIL _____	19	2.4.2 Cinq types de comportement thermique annuel _____	53
1.5 OBJECTIFS DE LA THÈSE _____	20	2.5 SYNTHÈSE _____	54
1.6 AXES STRATÉGIQUES DE LA RECHERCHE _____	21		
1.7 STRUCTURE DE LA THÈSE _____	22	2ÈME PARTIE: MÉTHODES	
1.8 SITES PROSPECTÉS _____	24	3 - MÉTHODES	
1.9 APERÇU DU CONTEXTE CLIMATIQUE ET MÉTÉOROLOGIQUE DURANT LES ANNÉES D'ÉTUDE _____	25	3.1 MÉTHODES THERMIQUES _____	59
1.10 NOTE IMPORTANTE _____	26	3.1.1 Monitoring de la température de la surface du sol _____	59
2 - SUR-REFROIDISSEMENT ET VENTILATION DES ÉBOULIS: ÉTAT DE LA QUESTION		3.1.2 Cartographie de la température de la surface du sol en hiver ("BTS") _____	61
2.1 HISTORIQUE DES RECHERCHES _____	29	3.1.3 Température en forage _____	62
2.1.1 Les caves à lait : des frigos naturels _____	29	3.1.4 Imagerie thermique infrarouge _____	62
2.1.2 Forêt de "sorcières" et écosystèmes boréo- alpins à basse altitude _____	31	3.1.5 Température de l'air extérieur _____	63
2.1.3 Présence et origine de glace interstitielle et/ ou de pergélisol ? _____	33	3.2 PROPRIÉTÉS DU COURANT D'AIR _____	64
2.1.4 Inventaire des éboulis froids _____	34	3.3 MÂT À NEIGE _____	65
2.2 FACTEURS DE REFROIDISSEMENT DES ÉBOULIS FROIDS DE		3.4 MÉTHODES GÉOPHYSIQUES _____	65
		3.4.1 Principes et objectifs _____	65
		3.4.2 Répétition des mesures _____	66
		3.4.3 Tomographie de résistivité électrique _____	67

3.4.4 Tomographie de sismique réfraction	79
3.4.5 Ground Penetrating Radar	79
3.5 SYNTHÈSE	81

3ÈME PARTIE: ÉTUDES DE CAS

4 - PROPRIÉTÉS DU COURANT D'AIR

4.1 INTRODUCTION	87
4.2 TEMPÉRATURE, VITESSE ET DIRECTION DU COURANT D'AIR	88
4.2.1 Une forte expulsion d'air froid et saturé durant l'été	89
4.2.2 Renverse principale de la direction du courant d'air en automne	90
4.2.3 Maintien d'un courant d'air en hiver sous la neige	92
4.2.4 Vitesse et direction du courant d'air liées à l'évolution des températures extérieures	93
4.2.5 Temps de résidence d'une particule d'air dans l'éboulis	94
4.3 HUMIDITÉ RELATIVE DE L'AIR DANS UN TROU À VENT	94
4.3.1 Détermination de phases d'évaporation et de condensation	95
4.3.2 Evolution de l'humidité relative de l'air dans le trou à vent du Creux-du-Van	95
4.4 CIRCULATION D'AIR À TRAVERS LE MANTEAU NEIGEUX	97
4.4.1 Régime thermique du manteau neigeux dans un éboulis ventilé	97
4.4.2 Pression différentielle entre la base et le sommet du manteau neigeux	98
4.4.3 Une circulation d'air forcée à travers le manteau neigeux	99
4.5 SYNTHÈSE	100

5 - RÉGIME THERMIQUE

5.1 ÉBOULIS DU CREUX-DU-VAN	103
5.1.1 Description du site	103
5.1.2 Régime thermique	106
5.1.3 Variabilité interannuelle	108
5.2 ÉBOULIS DE DREVEUSE D'EN BAS	116
5.2.1 Description du site	116
5.2.2 Régime thermique	117
5.2.3 Création d'un pergélisol sporadique par advection d'air froid ?	121
5.3 AUTRES SITES	123
5.3.1 Eboulis – glacier rocheux fossile de Drevenueuse du Milieu	123
5.3.2 Eboulis de Drevenueuse de l'Est	126
5.3.3 Eboulis – glacier rocheux fossile du Gros Chadoua	129

5.3.4 Eboulis des Drudzes	131
5.3.5 Eboulis de Vudèche	133
5.3.6 Eboulis de Bruson	136
5.3.7 Eboulis de Champex	142
5.3.8 Eboulis du Bois de Finges	142
5.3.9 Eboulis du Bärenloch	145
5.4 DISCUSSION	146
5.4.1 Généralisation du régime thermique de type Creux-du-Van	146
5.4.2 Effet des caractéristiques abiotiques sur la variabilité spatiale du régime thermique	146
5.4.3 Température du seuil d'inversion de la direction du courant d'air ?	147
5.4.4 Phases de vidange et de recharge du réservoir de chaleur dans l'éboulis	147
5.4.5 Facteurs de contrôle de l'évolution du régime thermique des éboulis froids	148
5.4.6 Ampleur des anomalies thermiques négatives en fonction de l'altitude	152
5.5 SYNTHÈSE	155

6 - LA GLACIÈRE DYNAMIQUE DES DIABLOTINS

6.1 INTRODUCTION	159
6.1.1 Importance des conditions climatiques hivernales	159
6.1.2 Motivations de l'étude de la glacière dynamique des Diablotins	160
6.2 DESCRIPTION DU SITE	160
6.2.1 Le Gouffre et la glacière des Diablotins	160
6.2.2 Evolution de la masse de glace depuis 1990	163
6.2.3 Instrumentation de la galerie inférieure de la glacière des Diablotins en 2009-2011	164
6.2.4 Modifications saisonnières de la masse de glace entre juin 2009 et novembre 2011	164
6.2.5 Type de glace et morphologie de la surface de la glace	167
6.3 ÉVOLUTION SAISONNIÈRE DU CLIMAT DE LA GALERIE INFÉRIEURE	169
6.3.1 Automne : période de réversibilité du courant d'air	169
6.3.2 Hiver : refroidissement et assèchement de la galerie inférieure	171
6.3.3 Été : comportement thermique inverse entre l'air extérieur et l'air de la galerie inférieure	172
6.4 DISCUSSION	172
6.4.1 Une circulation d'air par effet de cheminée similaire aux éboulis ?	172
6.4.2 Echanges de chaleur entre l'air, la roche et la glace	174
6.4.3 Causes possibles de l'évolution décennale de la masse de glace	177

6.5 SYNTHÈSE _____	179	éboulis par le biais de différentes méthodes __	205
7 - RÉPÉTITION DE TOMOGRAPHIES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE _____		8.2.2 Importance du monitoring sur différents sites _____	205
7.1 INTRODUCTION _____	181	8.2.3 Répétition de mesures géophysiques __	205
7.2 INSTRUMENTATION _____	182	8.3 IMPLICATIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES _____	205
7.3 ÉBOULIS DE DREVEVEUSE D'EN BAS _____	182	BIBLIOGRAPHIE _____	209
7.3.1 Modèles de résistivité électrique et de sismique réfraction _____	182	CURRICULUM VITAE _____	219
7.3.2 Modifications saisonnières des résistivités spécifiques _____	184		
7.3.3 Relation entre résistivités et températures _____	186		
7.4 ÉBOULIS DU CREUX-DU-VAN _____	188		
7.4.1 Modèles de résistivité électrique _____	188		
7.4.2 Modifications saisonnières des résistivités spécifiques _____	188		
7.4.3 Relation entre résistivité et température _____	189		
7.5 GLACIER ROCHEUX FOSSILE DU GROS CHADOUA _____	190		
7.6 DISCUSSION _____	190		
7.6.1 Circulation d'air par un système de chenaux d'aération poreux _____	190		
7.6.2 L'effet "frigo" : formation d'un réservoir de froid en hiver dans la moitié inférieure de l'éboulis en lien avec les températures de l'air extérieur _____	190		
7.6.3 Assèchement des parties basses de l'éboulis durant l'hiver ? _____	193		
7.6.4 Un regard sur la partie haute du système ventilé _____	194		
7.7 SYNTHÈSE _____	194		
 4ÈME PARTIE: SYNTHÈSE ET CONCLUSION			
 8 - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES _____			
8.1 D'UN POINT DE VUE PROCESSUEL _____	199		
8.1.1 Généralisation du régime thermique de type Creux-du-Van _____	199		
8.1.2 Confirmation de l'analogie avec les glaciers dynamiques _____	200		
8.1.3 Caractéristiques du courant d'air comme vecteur de chaleur _____	200		
8.1.4 Formation d'un réservoir de chaleur dans l'éboulis _____	202		
8.1.5 Evolution interannuelle d'un éboulis froid ventilé _____	203		
8.1.6 Détection de pergélisol dans les éboulis froids _____	204		
8.2 D'UN POINT DE VUE MÉTHODOLOGIQUE _____	205		
8.2.1 Intérêt de l'étude de la ventilation des			

ABSTRACT

In the Swiss Alps, mountain permafrost – subsurface materials remaining at negative ground temperatures throughout the year – is encountered discontinuously above about 2300 m.a.s.l. Nevertheless, **abnormally cold ground conditions indicating possible occurrence of isolated permafrost patches have been reported in many locations at much lower elevation where the mean annual air temperature is definitely positive**. All these cold environments are inside caves or are located in the lower parts of debris accumulations, mostly talus slopes and relict rock glaciers. The main objective of this thesis is to identify and try to understand the processes governing the presence and determining the evolution of these overcooled environments located below the timberline. Twelve sites located in the Jura Mountains, the Prealps and the Alps in western Switzerland were investigated through various types of measurements, mainly thermal records and geophysics.

The results support the hypothesis that a **process of reversible internal air circulation** (called chimney effect or wind tube) allows the occurrence of cold environments in the lower parts of debris accumulations located a middle and low elevation in mid-latitude areas. The origin of the airflow, as its velocity and direction, are essentially driven by thermal difference between the air inside the ventilated system (the talus slope) and the external air (the atmosphere). Thus the chimney effect air circulation is characterized by a reverse of the airflow direction when a thermal threshold is reached. This value could be seen as the average temperature of the whole porous system and is closed to the mean annual external air temperature.

Two major seasonal phases can be distinguished: during winter, an ascent of relatively warm light air tends to occur in the upper part of the debris accumulation. This leads to a dynamic low in the lower

part, causing a forced aspiration of cold external air deep inside the ground, even through a thick – but porous – snow cover. Airflow velocities indicating aspiration of external air were recorded in wind hole during winter under the snowpack. Conversely, the summer phase is characterized by a gravity discharge of dense cold air in the lower parts of the system, causing an inflow of warmer external air in the upper parts of the talus slope. Within these two major seasonal phases, ventilation can still reverse during short periods of mild weather in winter or during colder meteorological conditions in summertime. As a consequence, this process leads to a **negative annual ground surface thermal anomaly reaching 3 to 7.5°C** depending on the site in the lower parts of talus slopes, compared to the mean annual air temperature. Conversely in their upper parts, a positive annual ground surface thermal anomaly from 2 to 4°C is observed.

The thermal monitoring conducted at the ground surface in several porous debris accumulations, since 1997 for the longest series of measurements, has shown that **the thermal regime is similar between the different investigated sites**, and also that **the key factor of evolution is the temperature of the external air during the winter**. Periods of prolonged and very intense cold weather in winter promote a deep freezing of the ground. As a consequence of this forced aspiration of air during wintertime, a cold reservoir formed deep inside the talus slope. A part of the heat advected by the airflow is transmitted by conduction to the rock debris and the finer sediments located below the porous debris accumulation. A well-defined relationship is also recorded between the winter cooling of the talus slope and the ground thermal conditions prevailing in summertime. It may be noted that a particularly mild winter with limited freezing of the ground as in 2006/2007 causes a significant increase

in ground surface temperatures during summer and fall. The growth of **temperate permafrost** below the porous talus slope of Dreveneuse d'en Bas has been reported in two boreholes in 2004-2006. Following the mild winter 2006-2007, this frozen ground disappeared and finally reformed in 2010 consecutively to the very cold winter 2009-2010.

On the other hand the external air temperature in summer and the importance of snow cover contribute very modestly to changes in the thermal regime in the lower parts of the debris accumulations. This particular thermal behaviour significantly differs from the thermal regime observed in conventional permafrost situations (eg. rock glacier) at high altitude.

Repeated time-lapse geophysical measurements (electrical resistivity and seismic refraction tomography) illustrate the two-dimensional rapid cooling of the whole talus slope by air ventilation. Electrical resistivities in the lower half of the talus slope increase exponentially as the ground temperatures decrease below the freezing point. **A cold reservoir formed during the winter, whose size is directly dependent on external air temperatures.** The talus slope also dries during winter, while a significant amount of interstitial ice is formed during the snowmelt periods in spring.

The validity of geophysics and temperature measurements at the ground surface was confirmed by direct measurements inside the small dynamic Diablotins ice cave, a permeable system ventilated by chimney effect. **The thermal measurements clearly show that the effects of air circulation are similar between the inside of the ice cave and the porous debris accumulations.** During winter, the ice cave is strongly cooled and dried, and a significant decrease in the ice mass by sublimation is observed. The rock

walls surrounding the gallery act as a reservoir of heat. In contrast, the ice mass increases and remains stable during the spring and summer as a result of refreezing of snowmelt percolating water. Continuous measurements of the cave climate initiated in June 2009 also showed the predominant role of winter meteorological conditions in seasonal changes of the ice mass. Thus the ice-free state of the cave in the early 1990 occurred during mild winters with little snowfall, while the strong increase of ice mass in 1994 and 1995 follows cold and very snowy winters.

A part of this thesis was also devoted to methodological issues. A multi-methodological approach has been particularly effective for understanding the complex process of air circulation by chimney effect into porous environments. The importance of repeated thermal and geophysical measurements (monitoring), the systematic application of quality testing and the comparison of results obtained through different methods are needed to avoid over-interpretation or misinterpretation of results. Concerning the geoelectrical methods, the analysis of vertical electrical sounding curves is a good quality control of electrical resistivity tomography.

Keys-words: overcooled talus slopes, relict rock glaciers, dynamic ice cave, chimney effect air circulation, low elevation permafrost, electrical resistivity tomography monitoring.

RÉSUMÉ

Dans les Alpes suisses, le pergélisol – portion du sous-sol dont la température reste inférieure à 0°C durant au moins une année – est présent de manière discontinue au-dessus de 2'300 m d'altitude environ. Néanmoins **des conditions de sol anormalement et durablement froides – indicatrices de l'existence possible de pergélisol sporadique – se rencontrent aujourd'hui en de multiples endroits situés à des altitudes où la température moyenne annuelle de l'air est nettement positive**. Ces différents environnements froids ont un point commun : ils se situent tous dans la partie inférieure d'accumulations de blocs aérées, essentiellement des pentes d'éboulis et des glaciers rocheux fossiles. Ils se retrouvent également à l'intérieur de réseaux souterrains. L'objectif principal de cette thèse réside ainsi dans l'identification et la compréhension des processus régulant la présence et déterminant l'évolution de ces environnements sur-refroidis situés aux étages collinéens et forestiers. Une dizaine de sites localisés dans la chaîne du Jura, les Préalpes et les Alpes suisses romandes ont été investigués par le biais de diverses méthodes, essentiellement des mesures thermiques et géophysiques.

Les résultats obtenus soutiennent l'hypothèse que dans les éboulis (et autres formations sédimentaires poreuses) de basse et moyenne altitude, situés aux moyennes latitudes et dans un climat à alternance de saison, **un processus de ventilation interne réversible** (connu sous le nom d'effet de cheminée ou de tube à vent) permet le maintien d'environnements froids dans les parties inférieures des pentes d'éboulis. L'origine du courant d'air est essentiellement thermique, et sa vitesse et sa direction sont liées aux différences de températures existant entre l'intérieur du système ventilé (l'éboulis) et l'extérieur (l'atmosphère libre). Ainsi la circulation d'air par effet de cheminée se

caractérise par une renverse du courant d'air lorsqu'un certain seuil thermique, caractérisant la température moyenne de l'ensemble du système ventilé, est atteint. Cette valeur est très proche de celle de la température moyenne annuelle de l'air extérieur.

Deux grandes phases saisonnières peuvent être distinguées : on parle de régime "hivernal" lorsque de l'air chaud est expulsé dans les parties hautes du système poreux et que de l'air extérieur froid est aspiré par ses ouvertures inférieures, même en présence de neige. Une aspiration forcée a lieu à travers le manteau neigeux et des vitesses de courant d'air aspirant ont même pu être enregistrées dans des trous à vent sous une épaisse couche de neige. Inversement, le régime "estival" se caractérise par une décharge gravitaire d'air froid dans les parties basses du système, entraînant un afflux d'air extérieur plus chaud par ses entrées supérieures. A l'intérieur de ces deux grandes phases saisonnières, la ventilation peut néanmoins s'inverser durant de courtes périodes de redoux en hiver ou de temps froid en été. En conséquence ce processus entraîne la création d'une **anomalie thermique annuelle du sol négative comprise entre 3 et 7.5°C selon les sites** par rapport à la température moyenne annuelle de l'air extérieur dans les parties inférieures des pentes d'éboulis. A contrario, dans leurs parties hautes, une anomalie thermique annuelle du sol positive de 2 à 4°C s'observe.

Le suivi thermique mené proche de la surface du sol sur plusieurs formations sédimentaires poreuses, depuis 1997 pour la plus longue série de mesures, a permis de montrer d'une part que **le régime thermique est similaire entre les différents sites investigués** et d'autre part que **le facteur clé d'évolution est la température de l'air extérieur durant la période hivernale**. Des périodes de temps froid prolongés et très intenses en hiver favorisent le gel profond du sol.

En conséquence de cette aspiration forcée en hiver, un réservoir de froid se forme dans les éboulis. Une partie de l'énergie amenée par le courant d'air durant l'hiver est emmagasinée par conduction dans les sédiments fins sous-jacents aux éboulis ainsi que dans les débris rocheux. Il existe également une relation bien déterminée entre le refroidissement hivernal de l'éboulis et les conditions thermiques régnant en été proche de la surface et à l'intérieur de l'accumulation sédimentaire. On peut notamment souligner qu'un hiver doux avec un gel du sol limité comme en 2006-2007 entraîne une augmentation significative des températures de la surface du sol durant l'été et l'automne.

Répondant directement à des conditions météorologiques hivernales contrastées, la croissance d'un **pergélisol tempéré** à la base de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas a également été reportée par des mesures en forage en 2004-2006. Ce dernier disparut à la suite de l'hiver doux 2006-2007, puis s'est reformé dès 2010 suite à l'hiver très froid 2009-2010. En revanche, les températures de l'air extérieur en été ainsi que l'importance de l'enneigement ne contribuent que très modérément à l'évolution du régime thermique des parties basses sur-refroidies des éboulis, contrairement aux terrains situés dans la zone du pergélisol discontinu à haute altitude (par ex. les glaciers rocheux actifs).

La répétition de mesures géophysiques (tomographie de résistivité électrique et sismique réfraction) à intervalle de temps rapproché permet d'illustrer en deux dimensions la dynamique rapide du refroidissement induit par la circulation d'air en profondeur. Les résistivités électriques de la moitié inférieure de l'éboulis connaissent ainsi une augmentation exponentielle lorsque la température du sous-sol décroît sous le point de congélation. **Un réservoir de froid se forme durant l'hiver, dont la taille dépend directement des températures extérieures.** L'éboulis connaît également un assèchement durant la période hivernale, alors qu'une quantité importante de glace interstitielle se forme lors de la fonte des neiges au printemps.

La validité des mesures de température à la surface du sol et de géophysiques a été confirmée par des mesures directes à l'intérieur de la petite glacière dynamique des Diablotins, un système perméable ventilé par un effet de cheminée. **Les mesures thermiques montrent clairement que l'aérologie des éboulis se rapproche de celle des réseaux souterrains à plusieurs entrées dénivelées.** L'hiver se caractérise par un fort refroidissement et un assèchement de la glacière avec une diminution significative du volume de glace par sublimation. La roche qui entoure les galeries joue un rôle primordial de réservoir de chaleur. A contrario, la masse de glace augmente et demeure stable durant le printemps et l'été à la suite de la congélation des eaux de percolation. Des mesures continues du climat hypogé initiées en juin 2009 ont également montré le rôle prédominant des conditions atmosphériques hivernales dans les modifications saisonnières de la masse de glace. Ainsi l'état déglacé de la galerie inférieure au début des années 1990 s'est produit suite à des hivers doux et peu enneigés, alors que le fort accroissement de la masse de glace en 1994 et 1995 fait suite à des hivers froids et bien enneigés.

Une partie de cette thèse s'est aussi attelée à des questions d'ordre méthodologique. Une approche multi-méthodologique s'est avérée particulièrement efficace pour la compréhension du processus complexe de circulation d'air par effet de cheminée. L'importance de la répétition de mesures géophysiques dans des intervalles de temps rapprochés ainsi que l'application systématique de tests de qualité et la confrontation des résultats acquis par le biais de différentes méthodes sont indispensables pour éviter une surinterprétation ou une mauvaise interprétation des résultats. Pour la géoélectrique, l'analyse des courbes de sondages verticaux est notamment un bon contrôle de qualité des tomographies de résistivités électriques.

Mots-clé: éboulis froids, glacier rocheux fossiles, glacière dynamique, circulation d'air par effet de cheminée, pergélisol de basse altitude, répétition de tomographie de résistivité électrique.

ABRÉVIATIONS

Signification des principales abréviations utilisées dans le texte :

AFI :	Indice de gel de l'air (Air Freezing Index) (°C * jour)
ATI :	Indice de dégel de l'air (Air Thawing Index) (°C * jour)
Bä :	Code pour le Bärenloch
Bru :	Code pour Bruson (Mayens-de-Bruson)
BTS :	Température de la base du manteau neigeux (Bottom Temperature of the winter Snow cover) (°C)
CV :	Code pour le Creux-du-Van
Cx :	Code pour Champex
Dia:	Code pour la glacière dynamique des Diablotins
DrB :	Code pour Dreveneuse d'en Bas
DrE :	Code pour Dreveneuse de l'Est
DrM :	Code pour Dreveneuse du Milieu
Dru :	Code pour les Drudzes
EAT :	Température de l'air extérieur (External Air Temperature) (°C)
ERT :	Tomographie de résistivité électrique (Electrical Resistivity Tomography)
Fi :	Code pour le Bois de Finges
GCh :	Code pour le Gros Chadoua
GFI :	Indice de gel du sol (Ground Freezing Index) (°C * jour)
GPR :	Géoradar (Ground Penetrating Radar)
GST :	Température de la surface du sol (Ground Surface Temperature) (°C)
GTI :	Indice de dégel du sol (Ground Thawing Index) (°C * jour)
MAAT :	Température moyenne annuelle de l'air extérieur (Mean Annual Air Temperature) (°C)
MADD :	Station météorologique automatique de type MADD (Etrelec)
MAGST :	Température moyenne annuelle de la surface du sol (Mean Annual Ground Surface Temperature) (°C)
RST :	Tomographie de sismique réfraction (Refraction Seismic Tomography)
Type I, II... :	Type de comportement thermique annuel du sol dans un éboulis froid
UTL :	Universal Temperature Logger (Geotest AG)
Vu :	Code pour Vudèche

REMERCIEMENTS

Un travail de thèse de doctorat nécessite un grand investissement personnel et ne peut se mener à terme dans de bonnes conditions sans l'aide et les encouragements de nombreuses personnes. Je tiens à remercier particulièrement :

- Prof. REYNALD DELALOYE, directeur de thèse, pour la motivation sans faille, les discussions pertinentes et la confiance accordée tout au long de ces années de thèse. Un grand merci aussi de m'avoir permis de participer à divers projets externes à la thématique de cette thèse (bon pour la tête !), sans oublier les nombreuses journées de terrain toujours sans lampe de poche (même dans les grottes).

- Aux Prof. CHRISTIAN HAUCK, au Dr. CHRISTOPHE LAMBIEL ainsi qu'au Dr. MARC LUETSCHER pour avoir accepté d'officier en tant qu'experts de cette thèse, ainsi que pour les nombreuses discussions fructueuses menées durant diverses conférences ou autour d'un café.

- Au Prof. E.M. MICHEL MONBARON et au Prof. EMMANUEL REYNARD pour m'avoir fait découvrir les plaisirs de la géomorphologie lors de mes jeunes années universitaires.

- La réalisation de ce travail de thèse a nécessité de fréquentes journées de terrain. De nombreux étudiant-e-s et ami-e-s m'ont permis de les effectuer dans de bonnes conditions, qu'ils soient toutes et tous vivement remerciés. Je tiens à remercier en particulier le quintette de choc composé de JONATHAN DORTHE au bonnet rouge, de DAMIEN ABBET l'ami du Syscal, de MARTIN BRUNATI et son pain du Valle Maggia, du futur vigneron-encaveur ERIC PERRUCHOU et de "monsieur caméra" DAVID SCIBOZ.

- A tous les membres de l'Unité de Géographie de 2007 à 2011, pour l'excellente ambiance de travail et les coups de mains et autres aides de toutes sortes : KHALID AL-GHAMDI, CHLOÉ BARBOUX, CLAUDE BÉGUIN, CHRISTINE BICHSEL, LENA BLOEMERTZ, XAVIER BODIN, MICHELLE BOLLSCHWEILER, SYLVIE BOVEL-YERLY, LUC BRAILLARD, INOORAQ BRANDT, ISABELLE CAPRANI, CLAUDE COLLET, MARIE DESCLOUX, VALENTINE DUHEM, OLIVIER EJDERYAN, OLIVIER GRAEFE, FRANZISKA HASSELMANN, CHRISTIN HILBICH, OLIVER HITZ, MARTIN HOELZLE, CHRISTINE HOMEWOOD, MATTHIAS HUSS, GREGOR KOZLOWSKI, WALTER LEIMGRUBER, JEAN-CHRISTOPHE LOUBIER, RALPH LUGON, LAURENT MARESCOT, STEFANO MARI, SOFIA PAISIOU, SAMUELE PATELLI, HUGO RAETZO, STEPHANIE RODGERS, NADINE SALZMANN, MARTIN SCHERLER, SINA SCHNEIDER, DOMINIQUE SCHNEUWLY, ISABELLE SCHOEPFER, MARKUS STOFFEL, DOROTHEA STUMM, MESFIN TEWOLDE, BABA TOURÉ, ALEXANDRE VAIRA, JORIS VANWEZEMAEL, BENOÎT VICART, MARIANNE ZBINDEN, SEBASTIAN ZUG, CHRISTINA ZWEIFEL.

- A divers collègues chercheurs rencontrés lors de plusieurs conférences ou d'excursions pour les discussions fructueuses liées à la recherche des environnements périglaciaires, en particulier à CRISTIAN SCAPOZZA (bientôt Dr.) de l'Université de Lausanne, Dr. ERIC BARDOUX (Crealp), et mes collègues français Prof. PHILIPPE SCHOENEICH (Grenoble), Dr. LUDOVIC RAVANEL (laboratoire Edytem) et Dr. SÉBASTIEN MONNIER (CEAZA).

- A MARTIN BOCHUD (bientôt Dr. aussi), JEAN-MARC JUTZET et tout le Spéléo-Club des Préalpes Fribourgeoises (SCPF) pour l'excellente collaboration dans l'étude de la glacière des Diablotins.

- A la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles et au Prof. HANSRUEDI VÖLKLE, ainsi qu'au Fond de Recherche de l'Université de Fribourg pour le financement du projet "glacière des Diablotins".

- Un grand merci à tous les membres du comité de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm) pour les divers soutiens financiers et pour l'aide dans la création de la section des Jeunes Géomorphologues Suisses.

- A l'Association Suisse de Géographie (ASG), à la société Neige – Glace – Pergélisol (SEP-NGP), au PYRN (Permafrost Young Research Network) et à l'association des collaborateurs scientifiques de l'Université de Fribourg (CSWM) pour l'aide financière octroyée pour la participation à des conférences internationales.

- A FRÉDÉRIC CUCHE et les autres membres de l'Association de la Ferme Robert pour le projet de mise en valeur de l'éboulis froid du Creux-du-Van.

- Au service de la faune, des forêts et de la nature du canton de Neuchâtel pour les autorisations d'accès à l'éboulis du Creux-du-Van.

- A mes collègues pédologues de l'Université de Neuchâtel, en particulier le Prof. JEAN-MICHEL GOBAT, JULIE KNUTTI et SYLVIE DURET, pour leur intérêt consacré aux éboulis froids.

- Aux membres du Parc Naturel Pfyng-Finges, en particulier Dr. PETER OGGIER et ALEXANDRA STAUB, pour les projets géomorphologiques réalisés ou à venir dans le plus beau parc de Suisse.

- A JEAN-LUC LUYET pour la relecture attentive du manuscrit et quelques joyeuses mesures sur le terrain.

- A mes ami-e-s géographes et des Copinards pour leur amitié et les bons moments qui permettent se "survivre" à une thèse de doctorat.

- A ma famille, et en particulier à mes parents, MONIK ET JEAN-DOMINIQUE MORARD, pour leur soutien permanent et la réalisation de quelques mesures sur le terrain.

- A toutes celles et ceux que, par négligence, j'aurais omis de mentionner.

- Et surtout à JANINE pour son sourire et son soutien sans faille, en particulier durant les derniers mois d'écriture finale de la thèse.

1ÈRE PARTIE

INTRODUCTION ET CONTEXTE DE L'ETUDE

1 - INTRODUCTION

1.1 GÉNÉRALITÉS

Dans les Alpes suisses, le pergélisol (ou permafrost) est présent de manière discontinue au-dessus de 2'300 m d'altitude environ. Cependant, le lecteur attentif s'intéressant aux environnements "froids" aura aussi pu relever dans la littérature alpine de nombreux faits au premier abord pour le moins curieux : les restes d'un glacier würmien subsisteraient toujours dans les éboulis du Creux-du-Van (RICHARD 1961) ; des légendes de forêts d'arbres nains n'arrivant pas à pousser en raison d'un sol gelé hantent les esprits des habitants de l'Alpstein appenzellois (BAECHLER 1946) ; de la glace serait découverte à plusieurs reprises en plein été lors de la construction des routes entaillant des talus d'éboulis à basse altitude (DESCROIX 2001) ; avant l'invention des réfrigérateurs modernes des habitants de Suisse centrale utilisaient de curieux courants d'air sortant du bas de pente d'éboulis pour conserver le lait, la viande et les fruits pendant plusieurs semaines (DE SAUSSURE 1796) ; et des entomologistes relevaient l'existence d'espèces d'insectes typiques des très hautes latitudes survivant encore aujourd'hui en Europe centrale dans des accumulations de blocs situés au-dessous de 800m d'altitude (ZACHARDA ET AL. 2005). En résumé, il semble que des conditions anormalement et durablement froides règnent encore aujourd'hui en de multiples endroits situés en dessous des zones englacées et gelées en permanence dans les Alpes à des altitudes où la température moyenne annuelle de l'air est nettement positive. Ces différents environnements sur-refroidis ont un point commun : ils se situent tous dans la partie inférieure d'accumulations de blocs aérées, essentiellement des pentes d'éboulis situées aux étages collinéens et forestiers (par ex. WAKONIGG 1996, DELALOYE & REYNARD 2001, DELALOYE ET AL. 2003, MORARD ET AL. 2008a).

Les expressions les plus visibles de ces anomalies thermiques négatives sont la présence de forêts d'arbres nains et d'écosystème abyssaux (aussi appelés insulaires ou azonaux) (BERTINELLI ET AL. 1993, RUZICKA 1999, ZACHARDA ET AL. 2005, KÖRNER & HOCH 2006), ainsi que l'existence de glace et de courants d'air frais en été dans les parties basses des pentes d'éboulis (TANAKA ET AL. 1999, DELALOYE ET AL. 2003, GUDE ET AL. 2003, HAUCK & KNEISEL 2008, MORARD ET AL. 2008b, SAWADA 2008). De nombreuses hypothèses ont été proposées pour expliquer l'origine de ces conditions particulièrement froides. Les théories les plus courantes – synthétisées par WAKONNIG (1996), HARRIS & PEDERSEN (1998) ou encore DELALOYE (2004) – concernent l'importance du déficit d'ensoleillement, des effets de circulation d'air dans le plan vertical (cellule de convection de type Balch Effect) et dans le plan horizontal (tube à vent ou effet de cheminée), de l'échange d'air continu avec l'atmosphère, du rôle de la végétation et de l'effet isolant des tapis de mousses, ou encore du refroidissement lié à un processus d'évaporation estival par absorption de chaleur latente. Les études les plus récentes (WAKONIGG 1996, DELALOYE ET AL. 2003, SAWADA ET AL. 2003, DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006) ainsi que l'analyse d'une dizaine de sites de Suisse occidentale (DORTHE & MORARD 2007, MORARD ET AL. 2010a), **tendent à montrer le rôle fondamental des processus de circulation d'air réversible (appelés "effet de cheminée" ou "tube à vent") sur le régime thermique des formations sédimentaires poreuses situées à basse et moyenne altitude.**

Une dizaine de sites ont été étudiés dans le cadre de cette thèse de doctorat, avec comme objectif principal une meilleure compréhension du processus de circulation d'air par effet de cheminée dans la détermination du bilan d'énergie et de son évolution

dans les accumulations sédimentaires poreuses de basse et moyenne altitude. Ce travail de doctorat s'inscrit essentiellement dans le cadre des recherches menées sur les processus déterminant la répartition et l'évolution du pergélisol en milieu alpin et péri-alpin. Néanmoins, les résultats attendus peuvent intéresser des chercheurs d'au-moins deux autres disciplines. Cette recherche touche ainsi de près les sciences de la vie, les éboulis froids étant des niches écologiques tout à fait particulières, et les sciences de l'ingénieur, la meilleure compréhension d'un processus de refroidissement naturel et non-énergivore pouvant servir à l'amélioration des techniques de climatisation.

1.2 LA CIRCULATION D'AIR PAR EFFET DE CHEMINÉE DANS LES ÉBOULIS

Le processus de ventilation par effet de cheminée a été initialement décrit dans les réseaux souterrains à plusieurs entrées dénivelées (voir notamment les travaux de LISMONDE 2002a, b). Les courants d'air observés sont essentiellement d'origine thermique. La direction et la vitesse du « *vent des ténèbres* » (LISMONDE 2002a) sont en effet fonction **du gradient de pression (consécutif d'un gradient de température) existant entre l'intérieur et l'extérieur du système ventilé**. La circulation d'air par effet de cheminée se caractérise ainsi par une renverse du courant d'air (fig. 1.1) : on parle de régime "hivernal" lorsque de l'air chaud est expulsé dans les parties hautes du système poreux et que de l'air extérieur froid est aspiré par ses ouvertures inférieures. Inversement, le régime "estival" se caractérise par une décharge gravitaire d'air froid dans les parties basses du système, entraînant un afflux d'air extérieur plus chaud par ses entrées supérieures. Nous

reviendrons en détail sur les fondements théoriques de ce processus dans le chapitre 2.

En théorie, toute accumulation sédimentaire composée de blocs "aérée" – comme des éboulis – peut voir un courant d'air circuler entre les interstices poreux du terrain. Les travaux de DELALOYE (2004), LAMBIEL (2006) et DORTHE & MORARD (2007) ont permis de valider l'hypothèse de la circulation d'air par effet de cheminée comme processus majeur expliquant le sur-refroidissement des parties inférieures des éboulis de basse et moyenne altitude, et dans certains cas l'existence possible de pergélisol sporadique (parfois aussi qualifié d'extrazonal) (par ex. SAWADA 2008, MORARD ET AL. 2010a). En conséquence de ce processus, une **importante anomalie thermique négative** (refroidissement) par rapport à la température moyenne annuelle de l'air est observée dans la partie inférieure d'éboulis ventilés de basse et moyenne altitude (ainsi que dans des glaciers rocheux fossiles et des dépôts d'éboulement), alors qu'une **anomalie thermique positive** (réchauffement) est observée dans leur partie haute (fig. 1.2). Un bilan d'énergie "classique" à composante uniquement vertical ne permet pas d'expliquer ces deux états de fait (DELALOYE 2004).

Ce même processus affecte également les éboulis de hautes altitudes, situés proche ou au-dessus de la limite régionale du pergélisol discontinu. Dans la partie supérieure de ces pentes éboulis, l'expulsion d'air chaud en hiver peut empêcher le gel du terrain et par conséquence le développement d'un pergélisol dans des secteurs où le bilan énergétique de surface vertical serait pourtant favorable à l'existence de sédiments gelés (DELALOYE & LAMBIEL 2005, LAMBIEL & PIERACCI 2008). En revanche, si la phase ascendante

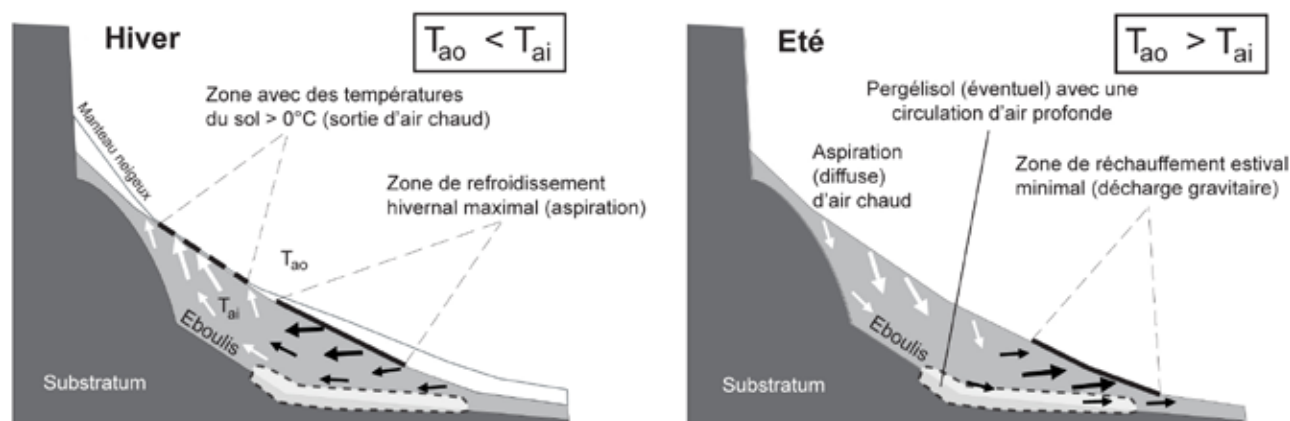


Fig. 1.1 - Représentation schématique du processus de circulation d'air par effet de cheminée dans un éboulis de basse altitude en mode hivernal (ventilation ascendante) et estival (décharge gravitationnelle d'air froid). Noter l'asymétrie du processus et la position différenciée des secteurs froids hivernaux et estivaux. T_{ao} = température de l'air extérieur ; T_{ai} = température moyenne de l'éboulis.

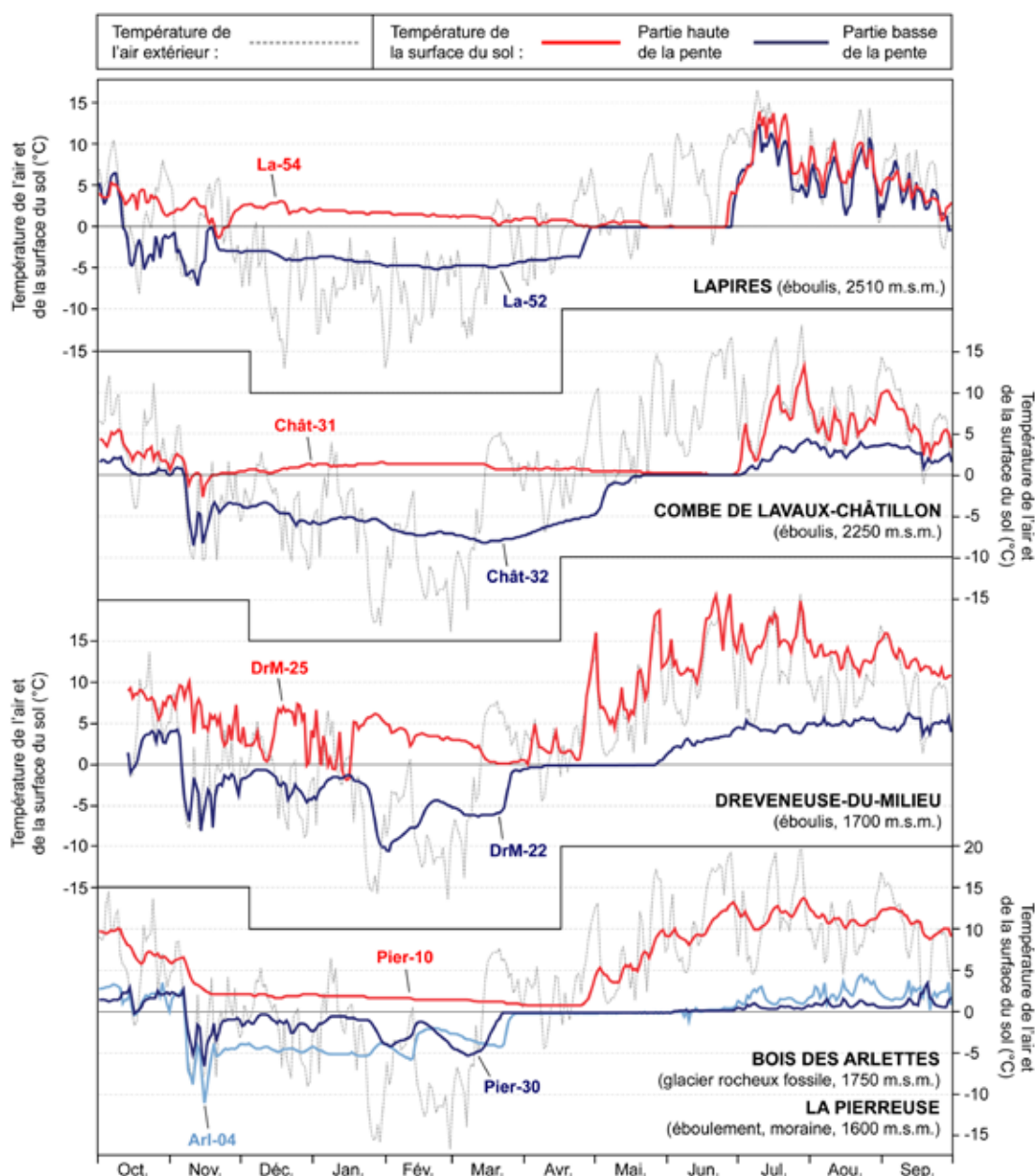


Fig. 1.2 - Régime thermique de la surface du sol dans les parties hautes (courbes rouges) et basses (courbes bleues) de différents éboulis ventilés entre octobre 2004 et septembre 2005 (données des Lapires entre octobre 2007 et septembre 2008). Ces éboulis sont situés dans la frange du pergélisol discontinu (éboulis des Lapires, 2510 m.s.m.), à la limite altitudinale du pergélisol discontinu (éboulis de la combe de Lavaux-Châtillon, 2250 m.s.m.) et à moyenne altitude (éboulis de Dreveneuse du Milieu 1700 m.s.m.). La ventilation par effet de cheminée entraîne un comportement thermique très différencié entre la partie supérieure et inférieure de la pente d'éboulis. Ce processus peut également affecter le régime thermique d'autres formations sédimentaires poreuses comme des glaciers rocheux fossiles (Bois des Arlettes), des dépôts d'éboulement (La Pierreuse), voire des moraines grossières (La Pierreuse). Les objets d'étude de notre recherche ne concernent que les accumulations sédimentaires poreuses (éboulis, glaciers rocheux fossiles) de basse et moyenne altitude.

hivernale est bien marquée, il n'en va pas de même de la phase descendante estivale (DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006, PHILIPPS ET AL. 2009, ABBET 2009) (fig. 1.2), ce qui laissait penser à DELALOYE (2004) que à haute altitude, les « variations de températures dans le sol sont cependant d'ordre secondaire. Elles s'inscrivent en addition de variations thermiques de plus grande

ampleur et de plus longue durée qui doivent résulter essentiellement d'échanges de chaleur en fonction du bilan d'énergie vertical entre le sol et l'atmosphère ». Relevons encore que des processus de ventilation par effet de cheminée auraient également été détectés dans le glacier rocheux inactif de l'Alpage de Mille (DELALOYE 2004).

1.3 LES ÉBOULIS FROIDS DANS LE CONTEXTE DES ENVIRONNEMENTS PÉRIGLACIAIRES ALPINS

Quelle est alors la place occupée par les éboulis froids de basse et moyenne altitude dans le contexte des recherches menées sur les environnements périglaciaires alpin et plus précisément sur le pergélisol de montagne? Avant de répondre à cette question, il est judicieux de rappeler brièvement quelques notions fondamentales relatives au pergélisol de montagne.

Dans les Alpes suisses, le pergélisol (ou permafrost) – portion de la lithosphère restant sous le point de congélation durant une année au moins, voire deux ans selon les définitions (DELALOYE 2004), et dont la teneur en glace peut varier de 0 à 100% – se retrouve en moyenne au-dessus de 2300 m.s.m. environ et concerne potentiellement 5 à 6% du territoire, une surface deux fois plus grande que celle couverte par les glaciers (PERMOS 2010). La zone de dégel (couche active) est de l'ordre de 2 à 5 mètres, mais varie annuellement selon la température de l'air ou l'épaisseur du manteau neigeux. L'épaisseur du pergélisol est en moyenne de 20 à 60 mètres. Une approximation très grossière utilise la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) comme indicateur d'existence de pergélisol : une quantité significative de ce dernier peut être attendue lorsque MAAT est inférieure à -3°C , alors qu'elle devient faible lorsque MAAT est de l'ordre de -1°C (HAEBERLI ET AL. 2010). Il existe cependant une **très forte variabilité spatiale** en raison d'une topographie mouvementée et de terrains de nature variée (sédiments fins, débris rocheux grossiers et aérés, roche en place, etc.).

Le principal facteur de contrôle d'un pergélisol est la **température moyenne annuelle de la surface du sol** (MAGST) qui dépend de plusieurs paramètres agissant à des échelles spatiales différentes (régionale > locale > objet). Le bilan d'énergie d'une portion de la lithosphère est ainsi dicté par deux groupes de facteurs : les facteurs topo-climatiques (échelle régionale et locale) regroupent la moyenne annuelle de la température de l'air fonction de l'altitude et de la latitude, le rayonnement solaire intercepté à la surface essentiellement dépendant de la topographie. Les facteurs de surface et les décalages thermiques agissent à l'échelle de l'objet. L'échange thermique entre l'atmosphère et le toit du pergélisol est ainsi contrôlé par les caractéristiques de la surface du terrain, de la couche active et du manteau neigeux (mise en place, épaisseur, durée). Si la plupart des

modèles de répartition actuelle du pergélisol de montagne se base essentiellement sur les résultats d'un échange de chaleur vertical entre le toit du pergélisol et l'atmosphère (par ex. RISEBOROUGH ET AL. 2008), les mécanismes influençant le bilan énergétique par une composante latérale (invasion glaciaire durant le Petit Âge Glaciaire (par ex. REYNARD ET AL. 2003), ventilation interne (par ex. DELALOYE & LAMBIEL 2005) peuvent affecter ou avoir affecté à peu près n'importe quel corps sédimentaire (DELALOYE 2004).

Les éboulis froids de basse et moyenne altitude – de par l'existence d'environnements sur-refroidis, voire de pergélisol isolé – font également partie au même titre que les parois rocheuses de haute montagne ou les glaciers rocheux de cette grande famille du pergélisol de montagne. Un bref coup d'œil sur la figure 1.3 devrait convaincre les plus sceptiques : sans rentrer dans les détails, on notera **qu'en 2003, la température moyenne annuelle de la surface du sol fut presque aussi froide dans les épicéas nains de l'éboulis du Creux-du-Van à 1'200 m d'altitude que dans la paroi rocheuse de la face nord de l'Eiger à 2860 m d'altitude** (courbe qui suit celle de la température de l'air) ! Autre constat : l'évolution de MAGST dans l'éboulis froid du Creux-du-Van présente de fortes divergences par rapport à celles mesurées dans les parois rocheuses et dans les couches actives de glaciers rocheux actifs. Le comportement thermique de l'éboulis du Creux-du-Van n'est également pas corrélé avec celui de la température de l'air atmosphérique, contrairement à celui des parois rocheuses. **L'évolution de MAGST diffère ainsi considérablement de ce qui est observé dans les sites de pergélisol de haute altitude** (DELALOYE 2004). On peut ainsi retrouver du (per)gélisol isolé dès 1000 m d'altitude dans des éboulis ventilés... alors qu'il est absent de parois raides et très ensoleillées situées au-dessus de 3500 m !

Depuis les thèses de DELALOYE (2004) et LAMBIEL (2006), le processus de circulation d'air, de marginal, est devenu de plus en plus accepté dans la communauté scientifique traitant du pergélisol de montagne, comme le montre par exemple l'inclusion du site de Dreveneuse d'en Bas dans le réseau suisse d'observation du pergélisol PERMOS (PERmafrost MONitoring Switzerland). Le dernier rapport PERMOS (2010) dédie également un chapitre spécial à l'éboulis froid de Dreveneuse d'en Bas. Dans l'article de synthèse le plus récent sur le pergélisol de montagne '*Mountain Permafrost : development and challenges*

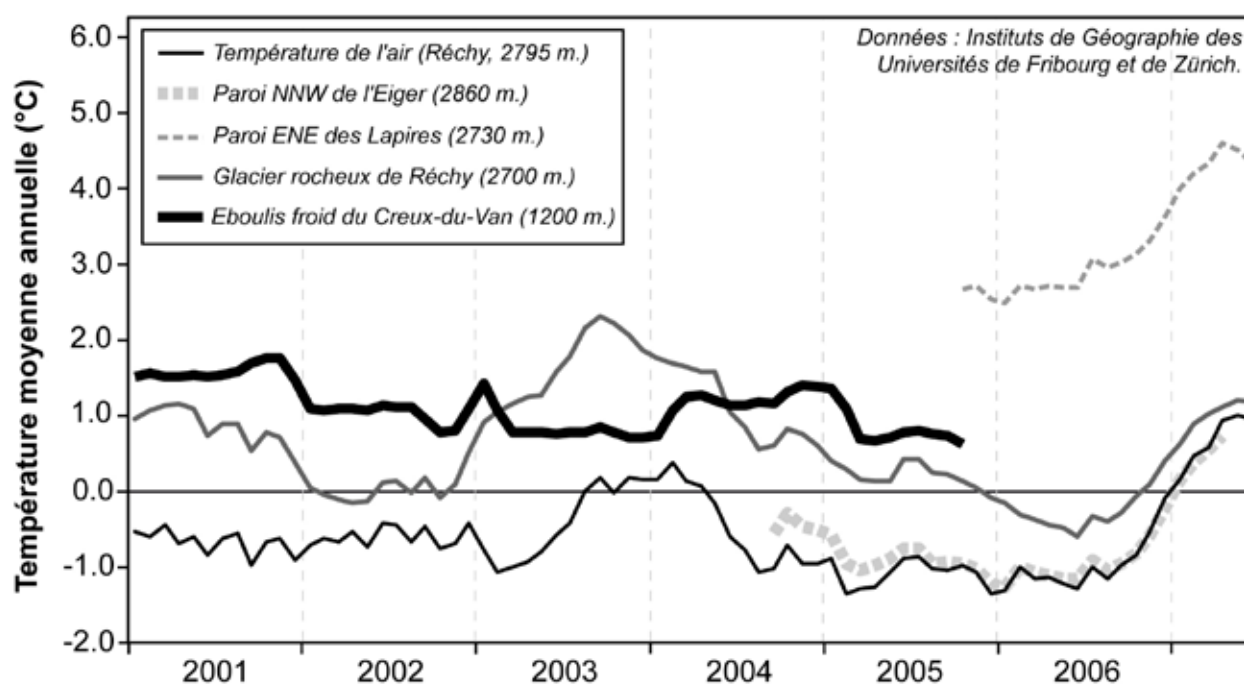


Fig. 1.3 - Evolution de la température moyenne annuelle de la surface du sol pour les trois différentes zones pouvant contenir du pergélisol (paroi rocheuse de haute altitude, glaciers rocheux actifs et éboulis froids ventilés de basse altitude) (la température du 1er janvier 2003 correspond à la moyenne entre le 1er janvier 2002 et le 1er janvier 2003). Ce graphique illustre bien la complexité des processus dictant l'occurrence et l'évolution du pergélisol alpin, et plus largement des phénomènes périglaciaires. Pour les faces nord des parois rocheuses raides, MAGST correspond grosso modo à MAAT. Ce n'est en revanche pas le cas pour les terrains peu inclinés où l'influence des facteurs de surface (décalages thermiques liés à l'enneigement et à la nature du terrain) est beaucoup plus importante.

of a young research field" de HAEERLI ET AL. (2010) publié dans le Journal of Glaciology, un paragraphe est consacré aux éboulis froids ventilés et aux grottes glacées situés en dessous de la limite inférieure du pergélisol discontinu dans les Alpes.

1.4 LES ÉBOULIS FROIDS VENTILÉS : OBJET D'ÉTUDE ET HYPOTHÈSE DE TRAVAIL

Les objets d'étude de notre recherche ne concernent que **les accumulations sédimentaires poreuses de basse et moyenne altitude dont la partie basse présente des indices de sur-refroidissement**, formations sédimentaires que nous qualifierons par le terme générique "d'éboulis froids ventilés". Nous avons fixé arbitrairement la limite supérieure de la "basse altitude" à 1'300 m.s.m., alors que la "moyenne altitude" prend fin à la limite supérieure de la forêt (vers 2000 – 2100 m.s.m.). Les terrains étudiés se situent ainsi entre environ 500 et 1100 mètres plus bas que la limite régionale du pergélisol discontinu (vers 2'300 m.s.m.). Les éboulis de hautes altitudes ne sont ainsi pas pris en compte dans le cadre de cette recherche, mais il vaut la peine de se souvenir qu'un

effet de cheminée semble aussi affecter – au moins partiellement – le régime thermique de ces terrains sédimentaires à forte déclivité de haute montagne (DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006).

Un éboulis peut être défini comme une « formation détritique mise en place progressivement sur un versant par suite du détachement successif de fragments rocheux d'une paroi rocheuse ou de toute pente inclinée à plus de 40-45° » (FRANCOU & HÉTU 1989, FRANCOU 1991). Les éboulis, versants d'origine gravitaire, présentent une morphologie originale : au pied d'une paroi, des débris grossiers forment une accumulation dont la pente est concave et qui présente un granoclassement de l'amont vers l'aval. La surface de l'éboulis présente une pente moyenne de 35° et peut avoir été remodelée par des processus de solifluxion, de gélifluxion, des coulées torrentielles, des coulées sèches... (FRANCOU & HÉTU 1989). Les formations étudiées durant ce travail se sont formées depuis le tardiglaciaire, une fois les glaciers locaux disparus (notamment décrits par SCHOENEICH 1998). Certains de ces éboulis sont en contact avec des glaciers rocheux fossiles d'âge tardiglaciaire, témoins de l'existence passée d'un pergélisol au moins discontinu (SCHOENEICH

1992, 1998). En raison de leur emplacement à l'intérieur d'arcs morainiques tardiglaciaires et suivant la séquence de retrait tardiglaciaire établie par SCHOENEICH (1998) pour les Préalpes vaudoises, les glaciers rocheux fossiles étudiés présenteraient au moins 3 générations distinctes dont les âges probables s'étaleraient entre le Steinach-Gschnitz (16'000 BP) et le Daun-Egesen (11'000 BP) (BP = *before present*, le présent étant fixé à 1950).

Les objets d'études précisés, l'hypothèse principale qui soutient cette thèse de doctorat peut être formulée de la façon suivante :

- *Dans les éboulis (et autres formations sédimentaires poreuses) de basse et moyenne altitude, situés aux moyennes latitudes et dans un climat à alternance de saison, un processus de circulation d'air réversible (l'effet de cheminée) permet le maintien d'environnements sur-refroidis dans les parties inférieures des pentes d'éboulis. L'origine du courant d'air est essentiellement thermique, liée aux différences de températures existant entre l'intérieur du système ventilé (l'éboulis) et l'extérieur (l'atmosphère libre). De ce fait, l'aérodologie des éboulis doit se rapprocher de celle des réseaux souterrains à plusieurs entrées dénivelés. Il en va de même pour l'évolution des conditions climatiques hypogées.*

- *Les transferts d'énergie peuvent s'effectuer très rapidement dans tout le milieu poreux et essentiellement par advection et convection d'air, avec une composante horizontale dominante. Les transferts de chaleur par conduction et radiation, bien qu'effectifs, ne jouent qu'un rôle secondaire dans le bilan d'énergie du système ventilé. Le régime thermique d'accumulations sédimentaires poreuses de basse et moyenne altitude peut ainsi fortement différer de celui des terrains situés dans la frange du pergélisol de montagne. Dans certains cas, il semble qu'un pergélisol azonale puisse se développer, dont l'existence ne peut ainsi pas correspondre au seul résultat d'un échange de chaleur vertical entre le sol et l'atmosphère*

1.5 OBJECTIFS DE LA THÈSE

L'objectif principal de cette thèse est une meilleure compréhension, essentiellement par le biais d'une approche "terrain", des effets du processus de circulation d'air par effet de cheminée à l'intérieur

des dépôts sédimentaires poreux de basse et moyenne altitude.

Un certain nombre de questionnements sous-tend à cette problématique générale, interrogations particulièrement nombreuses figurant dans les conclusions des thèses de R. DELALOYE (2004) et C. LAMBIEL (2006). Dans le détail, cette thèse souhaite ainsi répondre aux objectifs suivants :

- Le régime thermique de surface particulier décrit par DELALOYE (2004) pour l'éboulis du Creux-du-Van est-il généralisable à d'autres éboulis froids de région (Jura, Préalpes, Alpes), d'altitude, d'orientation et de conditions géologiques différentes ? Les anomalies thermiques annuelles observées sont-elles de même ampleur ? L'installation de capteurs autonomes de températures le long d'un profil longitudinal et la cartographie des températures de la surface du sol en hiver (méthode "BTS") sur différents sites doit permettre de répondre à cette première question (cf. chapitres 3 & 4).

- Le courant d'air est le principal vecteur de chaleur dans les éboulis froids ventilés. Cependant les connaissances de ses caractéristiques (vitesse, humidité, température, etc.) sont quasi-inexistantes. Des études préliminaires ont été menées par SONE (2005) et LAMBIEL (2006). Est-il possible de théoriser et d'expliquer – du moins partiellement – son comportement par l'intermédiaire d'équations mathématiques ? De même, l'effet de cheminée est un processus de circulation d'air réversible. Comment déterminer le seuil de réversibilité du courant d'air et quels facteurs peuvent expliquer sa valeur de température ? La mesure en continu du courant d'air dans des trous souffleurs a ainsi été menée sur les sites de Dreveneuse d'en Bas, du Creux-du-Van et du Gros Chadoua (cf. chapitres 3 & 4).

- La figure 1.3 le montrait clairement, l'évolution du régime thermique des éboulis froids diffèrent fondamentalement des terrains "classiques" à pergélisol de montagne. Quels sont alors les facteurs-clé de contrôle (variables météorologiques) déterminant l'évolution du régime thermique des éboulis froids ? Cette évolution est-elle similaire entre les différents sites d'étude ? L'étude détaillée du régime thermique de la surface du sol sur plusieurs sites et durant plusieurs années aux conditions météorologiques contrastées permettent d'édicter un certain nombre de principes d'évolution de ces terrains particuliers.

- Si des anomalies thermiques négatives ont été clairement identifiées dans de nombreux éboulis de basse et moyenne altitude, l'existence d'un pergélisol peut-il également être attestée de façon certaine ? Pour autant qu'il existe, qu'elles sont ces propriétés thermiques et géométriques ? Les données des deux forages de Dreveneuse d'en Bas équipés en novembre 2004 doivent permettre d'y répondre.

- Quelle est la part des processus d'évaporation/sublimation, de fonte et de condensation dans les différentes parties de l'éboulis ? Dans quelle mesure, ces processus de changements de phase de l'eau influencent-ils le bilan thermique général du système ventilé ? Pour tenter de répondre à cette question difficile, nous avancerons également par analogie, en nous basant sur les travaux réalisés dans des grottes glacées ventilées. Dès lors, l'hypothèse de l'existence de processus similaires entre les réseaux souterrains à entrées dénivelées et éboulis froid est-elle justifiée ? Afin de le déterminer, la glacière dynamique des Diablotins dans les Préalpes fribourgeoises a été équipée en 2009. Son régime thermique sera comparé à celui des éboulis froids (cf. chapitre 5).

- Peut-on définir l'ampleur et la façon dont se forme (puis se vide) le réservoir de froid constitué à l'intérieur d'un éboulis froid ventilé ? La répétition de mesures géophysiques en deux dimensions sur les éboulis de Dreveneuse d'en Bas (depuis octobre 2007) et du Creux-du-Van (depuis octobre 2008), ainsi que l'analyse des températures des forages de Dreveneuse d'en Bas sont les approches choisies pour tenter de répondre à cette question (cf. chapitre 6)

De nombreuses autres interrogations – que ce soit en termes méthodologiques ou processuelles – sont apparues au cours de ce travail de recherche. Elles seront présentées et discutées dans les chapitres suivants. Les mesures acquises durant ces 4 années de thèse ont également confirmé l'importance de la ventilation par effet de cheminée, et ont surtout permis de préciser ses effets, son mode de fonctionnement ainsi que sa complexité. L'importance d'autres paramètres et facteurs n'a pas été oubliée dans cette recherche et seront dans tous les cas présentés.

1.6 AXES STRATÉGIQUES DE LA RECHERCHE

L'étude détaillée des processus expliquant le sur-refroidissement de la base des éboulis de basse et moyenne altitude est relativement récente (par ex. WAKONNIG 1996, DELALOYE ET AL. 2003). Par conséquent la littérature traitant spécifiquement de ce sujet est peu fournie en comparaison des articles traitant des processus responsables de la répartition du pergélisol à haute altitude. De plus, les informations se limitent généralement à la surface du sol, il n'est en effet par évident de se faufiler à l'intérieur d'un éboulis ! Sur la base de ce constat, deux axes stratégiques de recherche ont été développés (fig. 1.4). Le premier se caractérise par la mise en place d'une **approche multi-méthodologique** regroupant observations de surface, analyse du régime thermique de surface et en profondeur par des forages, détermination des caractéristiques du courant d'air, répétition de mesures géophysiques, synthèse des travaux scientifiques de plusieurs domaines de recherche (écologie, pédologie, pergélisol...) et, dans une moindre mesure, essai de modélisation. Cette approche a été menée sur plusieurs sites d'altitude et d'orientations différentes en Suisse occidentale.

Le deuxième axe stratégique concerne l'étude – par le biais de la littérature scientifique et/ou de mesures originales in situ – **de systèmes ventilés analogues aux éboulis froids**, et dont les processus devraient ainsi être sensiblement identiques. S'éloigner ainsi quelque peu de l'objet principal de l'étude – les éboulis froids – nous a permis de mieux y revenir, armé d'une compréhension accrue des processus de refroidissement liés à la ventilation. Par analogie, nous avons ainsi considéré qu'une **glacière dynamique** pouvait être considéré comme un "éboulis simplifié", à l'intérieur duquel il est possible de pénétrer et de faire des observations et des mesures directes. De même, les **remblais constitués de débris rocheux secs** (terril de mine, ballast, gravières) dans les zones de pergélisol circumpolaire ou himalayen, ou les dépôts granoclassés de la gravière de Châtillon près de Fribourg (700 m.s.m.) étudiés par JONATHAN DORTHE, ont été considéré comme des "éboulis artificiels", dont certains paramètres (comme la granulométrie ou le volume) peuvent être contrôlés et déterminés précisément, exercice beaucoup plus difficile à réaliser dans la nature. Faisant référence aux articles de DELALOYE ET AL. (2003) (éboulis froids) et LUETSCHER ET AL. (2003) (glacière), ARENSON & SEGO (2006) ou encore GUODONG ET AL. (2007) rappellent que le régime thermique du sol sous-jacent aux constructions

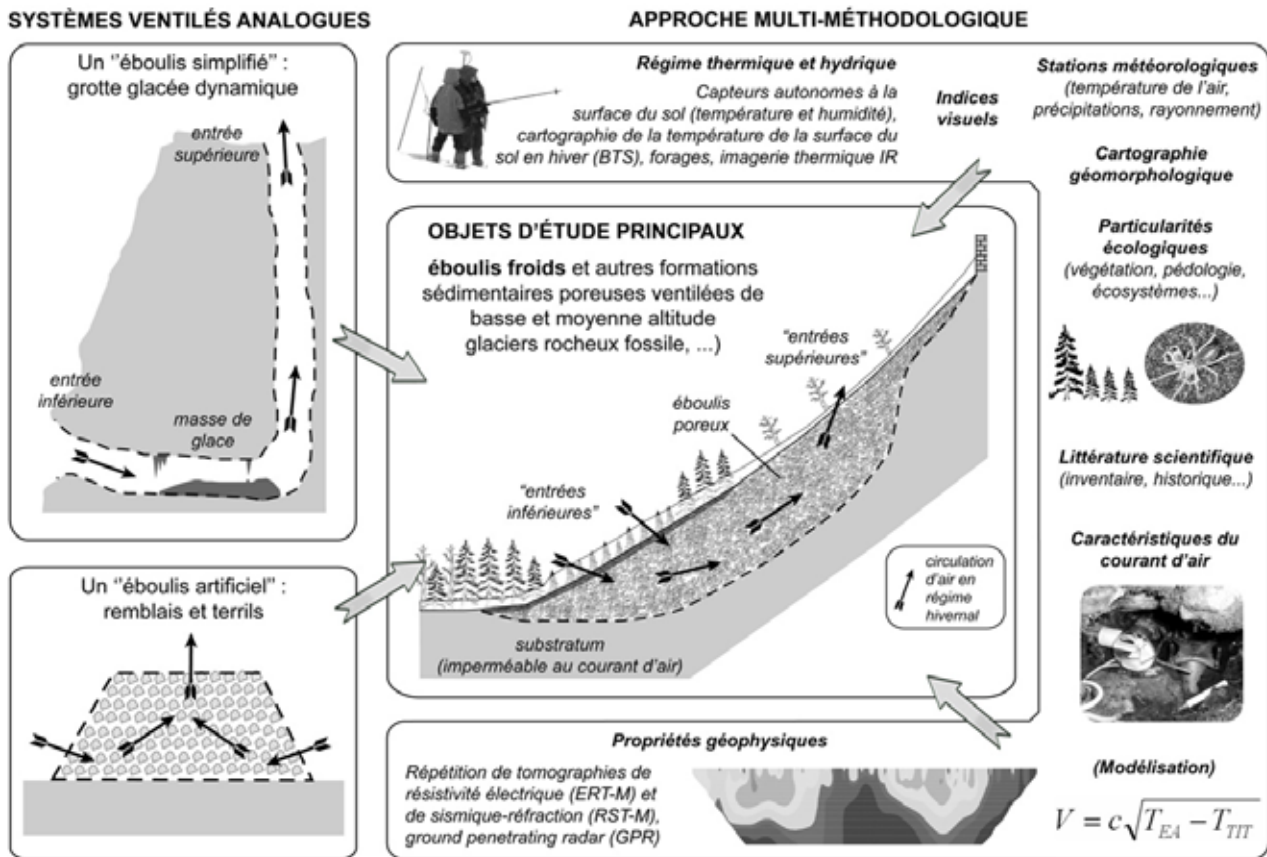


Fig. 1.4 - Aperçu de la stratégie employée dans l'étude des éboulis froids : approche multi-méthodologique avec une approche basée majoritairement sur des mesures de terrain, et analyse de systèmes ventilés analogues (glacière dynamique et remblais).

en milieu périglaciaires peut être très influencé par des mouvements d'air conduits dans les fondations de l'ouvrage. De la sorte « *il est possible de refroidir un sol qui aurait dégelé, en ajoutant une couche de protection très perméable à l'air sur les pentes d'un talus de remblai de route* » (ARENSEN & SEGO 2006).

1.7 STRUCTURE DE LA THÈSE

Le travail de thèse est rédigé selon la structure suivante :

Avant de présenter nos propres résultats de recherche, une synthèse de l'historique des recherches des éboulis froids est présentée au chapitre 2. Dans ce même chapitre, quelques notions de physiques traitant du processus de ventilation par effet de cheminée sont présentées, sur la base d'études menées dans l'aérodynamique des réseaux. Certaines caractéristiques abiotiques et leur influence sur la mise en place d'une circulation d'air interne et sur la formation de glace sont présentées en se basant sur les expériences menées dans les remblais ventilés.

Les différentes méthodes utilisées sont présentées dans le chapitre 3. Une attention particulière est portée sur la qualité des données récoltées. Certains problèmes méthodologiques seront également présentés.

Les chapitres 4, 5, 6 et 7 forment le corps de cette thèse. Nous avons pour simplifier choisi d'avancer en quatre étapes dans l'étude et la compréhension de la ventilation des éboulis. De façon simplifiée, l'idée est de passer de la surface du sol à l'intérieur de l'éboulis. Dans un premier temps (chapitre 4), l'intérêt est porté uniquement sur l'étude des propriétés du courant d'air (vitesse et direction, température, humidité) à l'intérieur de trous à vent au Creux-du-Van, à Dreveneuse d'en Bas et au Gros Chadoua. L'effet d'un épais manteau neigeux sur le fonctionnement de la ventilation en hiver y est également discuté. Dans le chapitre 5, le régime thermique de surface de 11 différents sites et durant plusieurs années sera comparé et analysé. Ce régime thermique de surface sera mis en relation avec les données de forage de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas. Dans les chapitres 6 (glacière des Diablotins) et 7 (répétition de mesures géophysiques), l'idée est de glaner des informations

à l'intérieur du terrain. Le chapitre 6 se concentre sur l'analyse d'un système ventilé analogue – la glacière dynamique des Diablotins – à l'intérieur duquel les effets du courant d'air ainsi que des processus d'évaporation/sublimation et condensation ont pu être étudiés directement. Le chapitre 7 se consacre à étudier en 2 dimensions les variations des propriétés des éboulis de Dreveneuse d'en Bas et du Creux-du-Van par le biais de répétition de mesures géophysiques. Les modifications de températures – et de contenu en glace – ont ainsi pu être mises en évidence. Dans les chapitres 4 à 7 les conditions thermiques enregistrées dans l'éboulis seront mises en relation avec les conditions météorologiques atmosphériques. Une synthèse générale reprenant les résultats des diverses approches entreprises est proposée dans le chapitre 8.

Une structure par site n'a pas été choisie pour cette thèse. J'assume ce choix et le justifie de la façon suivante : il m'a semblé qu'étudier les éboulis ventilés selon cette triple approche (surface – glacière – géophysique) permettait de mieux saisir les composantes du processus de circulation d'air par effet de cheminée et de comparer des données similaires entre différents sites. **D'autre part, les chapitres 2 à 7 peuvent être lus indépendamment les uns des autres.** Des éléments sont discutés dans chacun d'entre eux. **Le chapitre 8 synthétise les principaux enseignements apportés par cette thèse de doctorat** en reprenant les conclusions des chapitres 2 à 7 et en les mettant en relation dans le but d'améliorer grandement la compréhension du processus complexe de ventilation dans les éboulis froids.

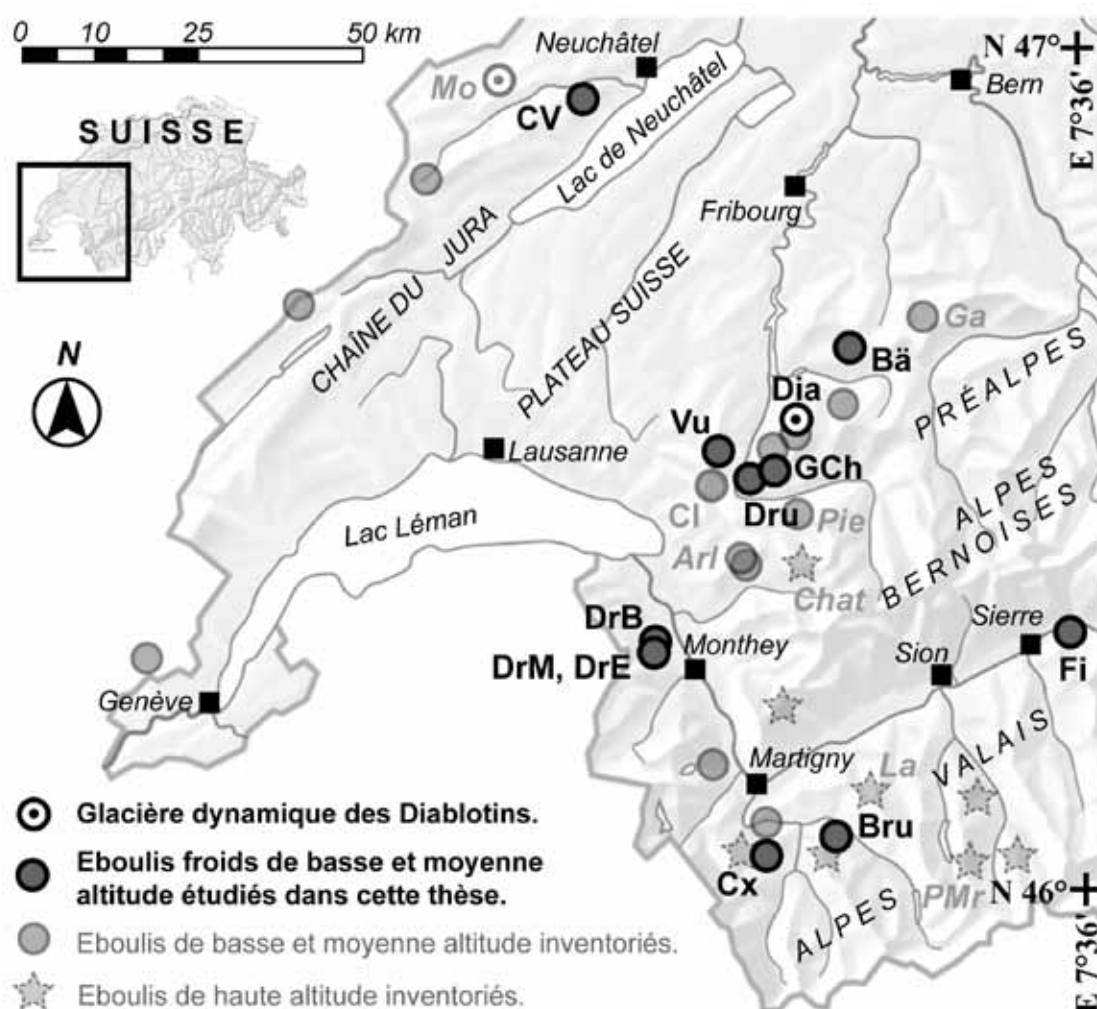


Fig. 1.5 - Localisation des sites prospectés en Suisse occidentale durant le travail de thèse. Les points en transparence indiquent l'emplacement d'autres éboulis froids ventilés inventoriés, étudiés par les Universités de Fribourg et de Lausanne. Les sites ne faisant pas partie des études de cas, mais dont des données sont présentées de façon succincte, sont signalés en transparence avec leur code d'identification en italique. Autres sites : Mo : glacière stato-dynamique de Monlési (LUETSCHER 2005) ; Ga : éboulis du Chânnel Gantrisch ; Cl : éboulis de la combe des Cloux (DELALOYE 2004) ; Pie : éboulis de la Pierreuse (DORTHE & MORARD 2007) ; Arl : éboulis du Bois des Arlettes (DORTHE & MORARD 2007) ; Chat : éboulis de la combe de Châtillon (DORTHE & MORARD 2007) ; La : éboulis des Lapires (DELALOYE 2004) ; PMr = Petit Mont Rouge (LAMBIEL 2006).

1.8 SITES PROSPECTÉS

Les résultats présentés dans cette thèse de doctorat concernent 12 sites, prospectés intensivement entre 2007 et 2011. A l'exception de la glacière dynamique des Diablotins (Préalpes fribourgeoises), il s'agit de 9 éboulis froids et de 2 complexes éboulis – glaciers rocheux fossiles répartis entre les Alpes et Préalpes valaisannes, les Préalpes fribourgeoises et le Jura neuchâtelois (fig. 1.5). De nombreux autres éboulis froids ventilés ont été inventoriés en Suisse occidentale et sont présentés dans les travaux de DELALOYE (2004), DORTHE (2006), LAMBIEL (2006), PIERACCI (2006) et DORTHE & MORARD (2007).

A l'exception de l'éboulis du Creux-du-Van, dont le début du monitoring thermique date de 1997 déjà (DELALOYE & REYNARD 2001), la prospection et l'équipement de la plupart des sites datent de 2004 à la suite de la publication de la thèse de R. DELALOYE (2004) et coïncident avec le début du travail de diplôme

de J. DORTHE & S. MORARD (2007). Certains terrains sont étudiés en collaboration avec d'autres instituts de recherche. C'est notamment le cas de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas dans le Chablais valaisan – site géré par les Universités de Fribourg et de Lausanne (C. LAMBIEL) – et du glacier rocheux fossile du Gros Chadoua dans les Préalpes fribourgeoises dont une partie des résultats ont déjà été exploitée dans la thèse de LAMBIEL (2006). La glacière dynamique des Diablotins (Préalpes fribourgeoises) est un projet de recherche associant les Unités de Géographie et des Sciences de la Terre (M. BOCHUD) de l'Universités de Fribourg, en collaboration avec le Spéléo-Club des Préalpes fribourgeoises.

Les différents sites, leurs caractéristiques (orientation, altitude, géologie, etc.) ainsi que les mesures effectuées sont synthétisés dans le tableau 1.1 et la figure 1.6. Leur localisation est indiquée sur la figure 1.5.

Site (canton) coordonnées	Ab	Ty	Alt.	Or.	Géol.	GSTM	BTS	F	IR	ERT (ERTM)	RST	GPR	CA	CI	N	An
Creux-du-Van (NE) 545.760 / 198.200	CV	Eb.	1180 1300	N	Calcaire, Marne.	14	3	-	5	25 (21)	1	1	x	x	x	1997-
Bärenloch (FR) 587.660 / 165.630	Bä	Eb.	1560 1660	N	Calcaire	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	2009
Diablotins (FR) 579.020 / 153.390	Dia	GD	2000 2100	NO	Calcaire	7	-	-	1	-	-	-	x	x	-	2009-
Gros Chadoua (FR) 574.250 / 150.200	GCh	Eb. GRF	1560 1780	NO- NE	Calcaire	10	1	-	2	4	2	6	x	x	-	2006- 2010
Drudzes (FR) 573.000 / 148.780	Dru	Eb.	1600 1700	N	Calcaire	3	-	-	3	-	-	-	-	-	-	2004-
Vudèche (FR) 566.240 / 150.250	Vu	Eb.	1630 1800	NE	Calcaire	9	5	-	-	-	-	-	-	-	-	2001-
Dreveneuse Bas (VS) 557.660 / 124.810	DrB	Eb.	1560 1680	E	Calcaire	6	1	2	1	33 (30)	2	2	x	x	-	2004-
Drev. Milieu (VS) 557.630 / 124.350	DrM	Eb. GRF	1600 1800	E	Calcaire	7	1	-	-	2	-	-	-	-	-	2004-
Drev. de l'Est(VS) 558.015 / 124.290	DrE	Eb. GRF	1650 1750	O	Calcaire	5	-	-	-	2	-	-	-	-	-	2009- 2010
Champex (VS) 574.310 / 097.640	Cx	Eb.	1490 1900	NE	Granite (rhyolite)	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2004-
Bruson (VS) 581.270 / 099.730	Bru	Eb.	1780 1950	NE	Calcaire	6	4	-	-	1	1	-	-	-	-	2004-
Finges (VS) 614.590 / 126.840	Fi	Eb.	770 900	N	Calcaire marmorisé	8	-	-	1	-	-	-	-	x	-	2007-

Tab. 1.1 - Principales caractéristiques des sites étudiés dans le cadre de cette thèse de doctorat. Ab. : abréviation du site (code) ; Ty. : type de terrain (éboulis, glacier rocheux fossile ou glacière dynamique) ; Atl. : altitude minimale et maximale du site ; Or. : orientation ; Géol. : géologie du site ; GSTM : monitoring de la température de la surface du sol (nombre de capteur) ; BTS : cartographie de la température de la surface du sol en hiver (nombre de campagne de mesure) ; F : nombre de forages ; IR : cartographie thermique infra-rouge (dates de mesure) ; ERT : tomographie de résistivité électrique et monitoring de tomographie de résistivité électrique (ERTM) (nombre de mesure, entre parenthèses nombre de mesure acquises le long d'un profil fixe) ; RST : tomographie de sismique réfraction (nombre de mesure) ; GPR : géoradar (nombre de mesure) ; CA : mesure des propriétés du courant d'air (vitesse, direction, humidité) ; CI : mesure in situ de la température de l'air et/ou du rayonnement solaire ; N : mât à neige ; An : période de mesure.

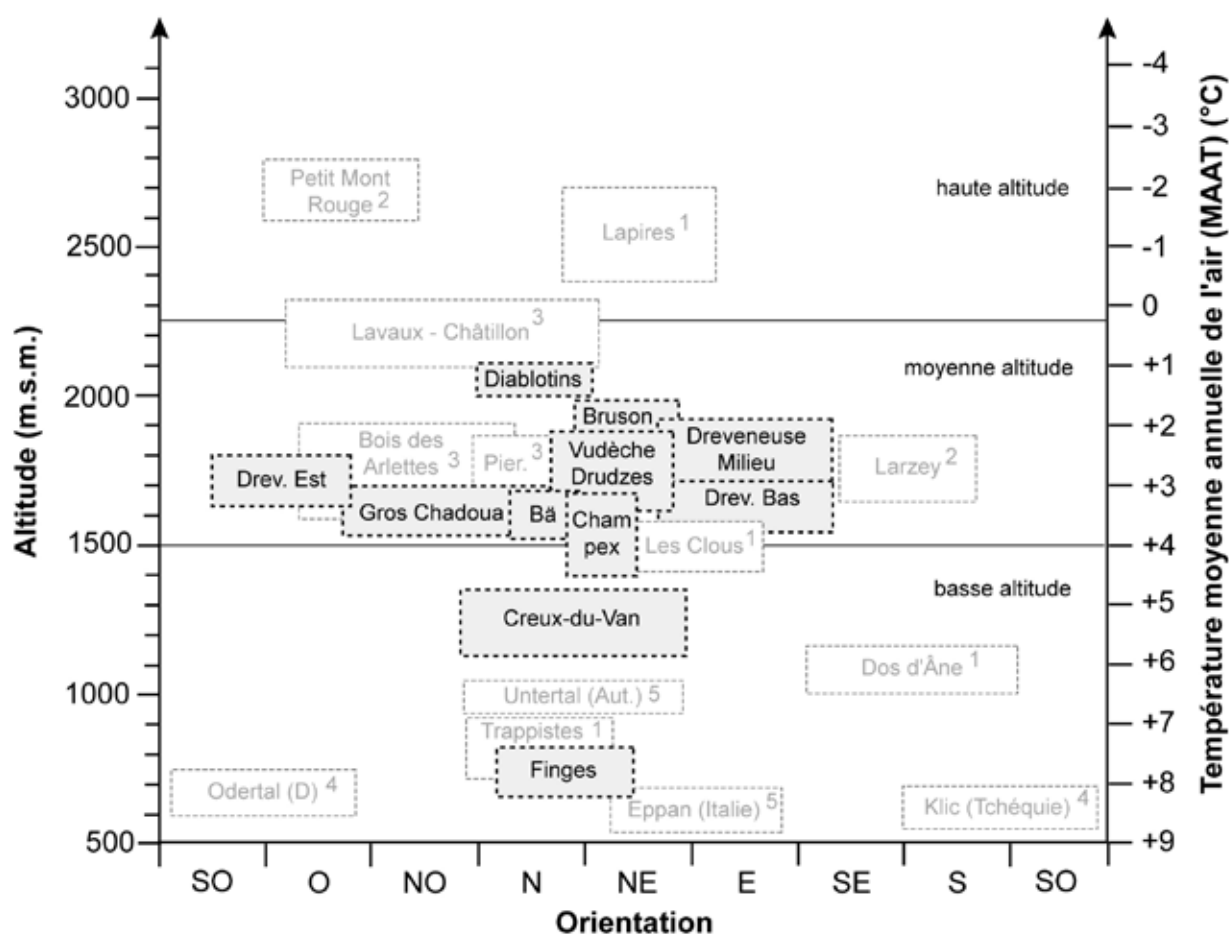


Fig. 1.6 - Répartition des sites étudiés (cases grises) en fonction de l'orientation, de l'altitude et de la température moyenne annuelle de l'air. Autres éboulis : 1 DELALOYE (2004), 2 LAMBIEL (2006), 3 DORTHE & MORARD (2007), 4 GUDE ET AL. (2003), 5 WAKONIGG (1996).

1.9 APERÇU DU CONTEXTE CLIMATIQUE ET MÉTÉOROLOGIQUE DURANT LES ANNÉES D'ÉTUDE

Durant la période d'étude de cette thèse de doctorat (débutée en février 2007), les conditions météorologiques à basse et moyenne altitude furent très diverses (fig. 1.7). Les deux hivers précédents furent froids, les mois de janvier et février 2005 ayant été les plus froids depuis 1997, alors que l'hiver 2005-2006 connut des minimas moins importants mais une persistance de conditions météorologiques froides durant tout l'hiver. A la suite de ces deux hivers très froids et bien enneigés pour la période 1997-2011 – l'année 2006-2007 allait se caractériser par la persistance d'un hiver doux et un très faible enneigement à basse et moyenne altitude. Cet hiver 2006-2007 fut d'ailleurs le plus chaud enregistré par MétéoSuisse depuis le début des mesures dans de nombreuses régions du Plateau et du Sud des Alpes.

L'hiver suivant fut également relativement doux et très ensoleillé. Un enneigement très important et des températures légèrement plus froides que la normale sévèrent durant l'hiver 2008-2009. Jamais autant de neige (plus de 2 mètres) n'avait été mesurée au Creux-du-Van depuis l'installation du mât à neige en 1998. L'hiver 2009-2010 connu également une longue période de temps froid à basse et moyenne altitude, similaire aux températures de l'hiver 2005-2006. Quant à l'hiver 2010-2011, il débuta rapidement par des conditions froides jusqu'à fin-janvier, avant que les températures douces n'occupent durablement la seconde moitié de l'hiver. Les conditions estivales connurent moins de variabilité. On relèvera toutefois les périodes caniculaires des étés 2003, 2006 et 2010.

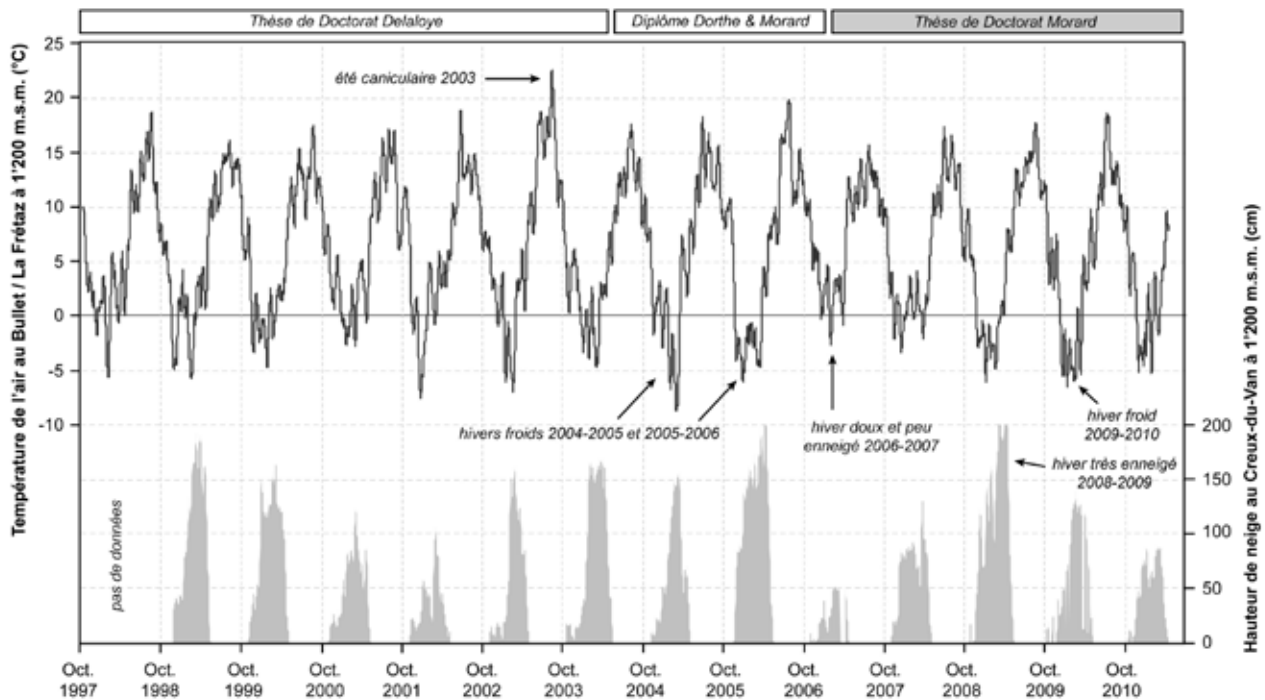


Fig. 1.7 - Evolution de la température de l'air à 1200 m.s.m. mesuré à la station Météosuisse Bullet / La Frétaz et du développement du manteau neigeux au Creux-du-Van (1200 m.s.m.) entre octobre 1997 et avril 2011.

1.10 NOTE IMPORTANTE

Afin de répondre aux divers questionnements présentés plus haut, l'approche "terrain" a été privilégiée. HENRI POINCARÉ, célèbre mathématicien, physicien et philosophe français du 19^{ème} siècle, disait que "la politesse du scientifique ce sont les preuves". Ce sont justement des preuves de l'effet de la ventilation par effet de cheminée que j'ai essayé d'amener dans le cadre de cette thèse. Dans ce but un nombre considérable de mesures, toutes originales, ont ainsi été acquises depuis février 2007 : 66 tomographies de résistivité électrique, 6 profils de sismique réfraction, 9 profils de géoradar, plusieurs centaines de mesures BTS, des données horaires de 4 stations météorologiques mesurant température de l'air, radiation, vitesse du courant d'air, température en forage, etc. Ces données sont encore enrichies de mesures bi-horaires prises par une soixantaine de capteurs de températures autonomes depuis 2007, auxquels il faut ajouter les données enregistrées depuis 1997 et surtout depuis 2004. J'ai pu bénéficier de l'expérience de REYNALD DELALOYE et d'un certain nombre de fichiers pré-existants pour la gestion et le traitement de cette information. J'ai pu ainsi modifier et adapter certaines feuilles de calcul pour mes propres besoins. Dans le même ordre d'idée,

j'ai également conçu des feuilles de calculs pour la gestion et le traitement des mesures de tomographie de résistivité électrique, répétées à intervalles réguliers. Toutes les données récoltées ne figureront pas dans ce travail, que ce soit de façon graphique ou statistique. Néanmoins, elles ont fortement contribué à une meilleure compréhension du processus de circulation d'air dans les éboulis de basse et moyenne altitude. Bien que peu étudié, ce phénomène est connu et décrit depuis quelques années. Cette thèse vient confirmer son fonctionnement et enrichir sa compréhension.

2 - SUR-REFROIDISSEMENT ET VENTILATION DES ÉBOULIS: ÉTAT DE LA QUESTION

Nous l'avons déjà annoncé dans l'introduction, c'est vers un processus de circulation d'air – l'effet de cheminée – qu'il faut se tourner pour comprendre le sur-refroidissement des éboulis froids de basse et moyenne altitude, dont la compréhension forme le cœur de cette thèse de doctorat. Mais à travers l'histoire, de nombreuses autres hypothèses furent proposées. Il nous a ainsi semblé judicieux de présenter une revue de l'historique des éboulis froids et des différentes théories avancées pour expliquer le (sur-)refroidissement rencontré dans les parties inférieures des éboulis de basses et moyenne altitude. En effet, la plupart des articles traitant du sujet ont été publiés avant que ne débute cette thèse. Leur lecture m'a ainsi nourri scientifiquement et permis de retracer l'évolution des idées pour la compréhension des éboulis froids.

La deuxième partie de ce chapitre s'intéressera plus particulièrement au processus de ventilation par effet de cheminée, pour lequel un certain nombre de concepts et d'équations seront développés. Les principes théoriques de fonctionnement ainsi que les multiples facteurs abiotiques propres aux formations sédimentaires aérées et influençant son efficacité seront présentés. Un détour par les travaux entrepris depuis plusieurs décennies dans les réseaux souterrains ou sur des remblais ventilés dans la zone de pergélisol circumpolaire et des hauts plateaux tibétains amènera également de précieux éléments. La présentation du régime thermique de surface caractéristique d'une formation sédimentaire ventilée ainsi que les manifestations visuelles liées conclura ce chapitre.

2.1 HISTORIQUE DES RECHERCHES

Mais revenons à nos moutons. La formule est en l'occurrence presque de circonstance, puisque HORACE BÉNÉDICTE DE SAUSSURE relevait en 1796 lors de son voyage autour des Alpes qu'un « *berger observa que pendant les grandes chaleurs, ses brebis allaient toutes mettre le nez contre terre de préférence sur certaines places, (...) au pied d'une montagne tout couvert de débris anguleux, d'où sortait un vent frais* ». De nombreux documents historiques datant des voyages scientifiques d'HORACE BÉNÉDICTE DE SAUSSURE (1796), de FERDINAND KELLER (1839) ou d'EDWIN SWIFT BALCH (1900) aux 18ème et 19ème siècles, rapportent ainsi déjà la présence d'éboulis sur-refroidis à basse altitude, même si les auteurs ne les présentent pas en ces termes. A cette époque, ils étaient essentiellement connus sous le terme de « trous à vent » (*windlöcher*, *wetterlöcher*) (KELLER 1839, BALCH 1900).

2.1.1 Les caves à lait : des frigos naturels

Ce courant d'air naturel a été exploité dans le passé pour la construction de caves à lait (Milchkeller, Milchhüttchen) dans lesquelles « le lait s'y conservait pendant trois semaines sans se gâter, la viande un mois, et les cerises d'une année à l'autre » (DE SAUSSURE 1796). Ces cabanons, dont certains étaient aussi dédiés à la conservation de la neige, étaient très répandus en Suisse centrale et orientale (CYSAT 1661, KELLER 1839) ainsi qu'au Tessin (DE SAUSSURE 1796) (fig. 2.1). Il est intéressant de noter que **les anciens attribuaient déjà le refroidissement à l'existence d'un courant d'air** et avaient déjà compris certaines caractéristiques fondamentales du processus, comme nous le verrons dans les chapitres suivants.

Dans son ouvrage « *Glacières or Freezing Caverns* » (1900), EDWIN SWIFT BALCH raconte ainsi sa visite du 6 août 1896 des ‘trous à vent’ et des caves à lait de Seelisberg au bord du Lac des Quatre Cantons. Quatre éléments importants – également reportés dans les ouvrages DE SAUSSURE (1796) et de KELLER (1839) – ressortent des échanges qu’il a avec les propriétaires des caves à lait :

1) Un courant d’air frais sort en été des parties basses d’un éboulis: « *At the back (of the Milkhouse) the detritus or geröll (éboulis) was built into a vertical, unplastered wall between most of the interstices of which, cool air come forth* ».

2) En été, le courant d’air est d’autant plus froid que la température extérieure est élevée, et que l’air est sec: « *She also said that the air coming from the clefts in summer was colder when the weather was warm, than when it was rainy* ».

3) La direction du courant d’air connaît une renverse entre l’été et l’hiver: « *During the winter the draughts (courant d’air) were reversed, and poured in instead of out of the openings, (...)* ».

4) La fraîcheur des courants d’air estivaux serait la conséquence du refroidissement hivernal: « *(...) and Herr Ziegler thought that at that time the interior of the rocks cracks became chilled (rafraichit), and that possibly ice formed in them which helped to chill the summer currents, when the draughts poured out from the holes* ».

L’utilisation des courants d’air frais sortant d’amas de blocs (éboulis) ou directement du rocher (grotte ?) a également donné naissance à d’ingénieuses installations, parfois très sophistiquées. DE SAUSSURE (1796) rapporte ainsi que dans la maison de DON GUISEPPE CESI en Italie, la fraîcheur d’un courant d’air provenant « *des crevasses d’un rocher, contre lequel la maison est bâtie* » était utilisée pour conserver des vins, des fruits et d’autres denrées alimentaires, mais « *encore en conduisant cet air frais par des tuyaux jusque dans les appartements. Des robinets placés à l’extrémité de ces tuyaux donnent à volonté la quantité de cet air frais qu’on désire. On a même poussé la recherche jusqu’à conduire cet air sous des guéridons dont le pied est percé, en sorte que les bouteilles posées sur ces guéridons sont continuellement rafraîchies par le vent qui en sort* ».

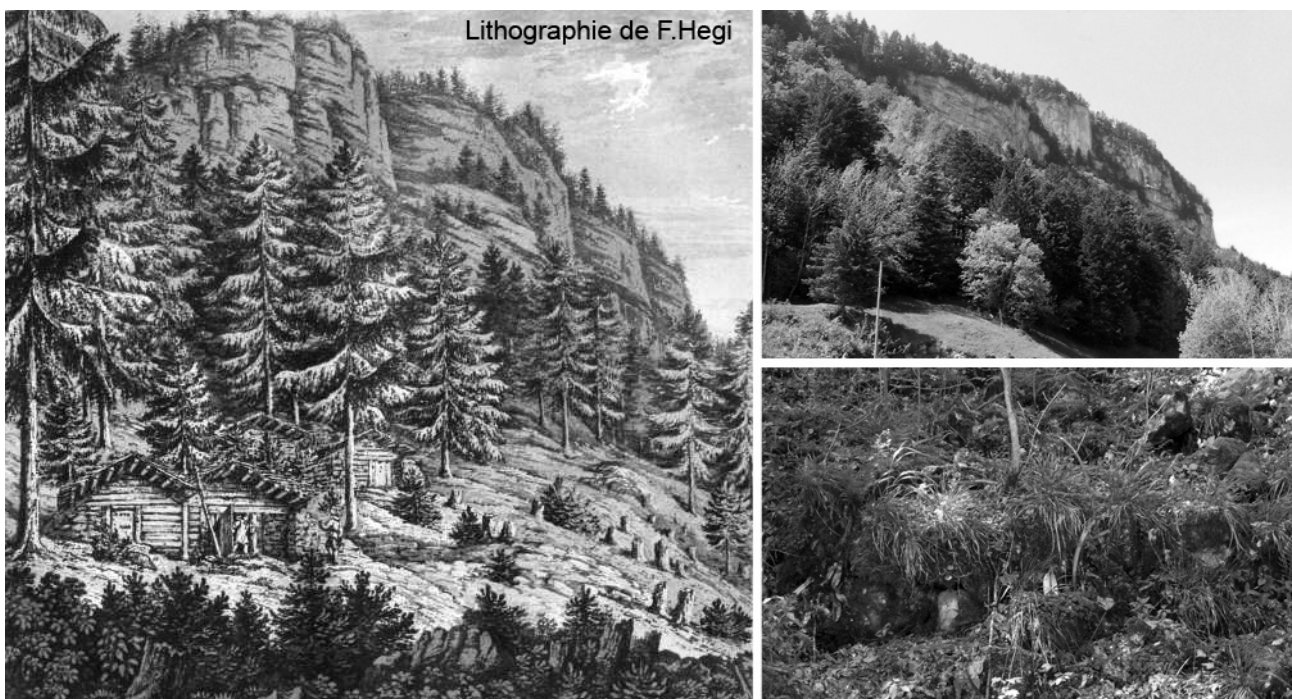


Fig. 2.1 - Caves à lait de Seelisberg (Lucerne) décrite par FERDINAND KELLER (1839) et représentées dans une lithographie de F. HEGI (Milchhäuschen an Wetterlöchern). Aujourd’hui les maisons en bois ont disparu, mais des murets de pierre formant un carré de 2 mètres de côté sont toujours visibles dans les parties basses de la pente d’éboulis. Il est possible que les caves à lait fussent construites à cet endroit.

La technique de préservation du froid provoquée par un système de ventilation naturelle semble ainsi avoir été largement répandue dans les populations occupant la périphérie des Alpes au 18^{ème} et 19^{ème} siècle, avant que l'invention et la démocratisation des réfrigérateurs modernes entre la fin du 19^{ème} et le début du 20^{ème} siècle ne les plongent dans l'oubli. Dans son remarquable ouvrage "L'eau de neige. Le tiède et le frais. Histoire et géographie des boissons fraîches", DE PLANHOL (1995) n'en fait pourtant pas mention. Seuls l'exploitation et le commerce de la glace des grottes glacées (comme la glacière de Monlési dans le Jura neuchâtelois) ou des glaciers alpins (le glacier du Trient y est présenté de manière précise) y sont reportés pour la Suisse.

2.1.2 Forêt de "sorcières" et écosystèmes boréo-alpins à basse altitude

En plus de préserver lait et victuailles et de rafraîchir certaines boissons, certains éboulis dont la partie basse était occupée par une forêt d'arbres nains ont aussi alimenté les légendes locales. Un exemple fameux se trouve au Brüeltobel dans l'Alpstein

(Appenzell) (1'200 m.s.m.), dont l'histoire de la "Forêt des Sorcières" (Hexenwäldi) est rapportée par BAECHLER (1946) (tab. 2.1).

2.1.2.1 Flore et faune des milieux froids

Ces **forêts d'arbres rabougris** (essentiellement des mélèzes et des épicéas nains ou des pins à crochet) dont certains individus sont d'âge centenaire (BAECHLER 1946, FURRER 1970/71, BERTINELLI ET AL. 1993, WEGMANN 1995, FREPPAZ ET AL. 2003, MÜLLER ET AL. 2007, DVORAK 2008) ont également très tôt intrigué botanistes et zoologistes (fig. 2.2). De nombreux chercheurs et naturalistes furent ainsi surpris de **rencontrer dans les parties inférieures d'éboulis de basse altitude un riche cortège floristique et faunistique typique des hautes altitudes et latitudes**, notamment des mousses sténothermiques se développant dans des milieux froids (RICHARD 1961, PROSSER 1992, BERTINELLI ET AL. 1993, CHRISTIAN 1993, MÖSELER & WUNDER 1999, MÜLLER & MOLENDEN 1999, RUZICKA 1999, GUDE & MOLENDEN 2000, 2003, SIEGHARDT ET AL. 2000, SAWADA ET AL. 2003, ZACHARDA ET AL. 2005). Des relevés végétaux dans le complexe

« Non loin du village de Brülisau, vivait le peuple bienveillant des nains dont l'entrée de la grotte s'ouvrait au milieu d'une paroi rocheuse de 80m de haut. L'intérieur de leur royaume étincelait de l'éclat de milles pierres précieuses, d'or et d'argent. Un jour, il se trouva que la reine des nains devait guérir un petit enfant. Ils firent ainsi appel à une « sage femme » du village de Brülisau. Et quelle ne fût pas la joie du couple royal lorsque l'enfant fut à nouveau d'humeur joyeuse ! En remerciement de son aide, les nains offrir à la femme un sac ficelé, avec l'instruction de ne pas l'ouvrir avant d'être rentrée chez elle. Mais la femme était curieuse, et quelle ne fut pas sa déception lorsqu'elle n'y découvrit que des feuilles mortes ! De rage, elle les abandonna sur place, mais quelques unes se glissèrent discrètement dans son tablier. De retour au village, ces dernières s'étaient transformées en pièces d'or. Elle se plaignit de ne pas avoir écouté le conseil des nains et de ne pouvoir jouir allègrement de cet or qui aurait éloigné bien des soucis quotidiens. Elle retourna à l'aplomb de la grotte pour quémander un nouveau salaire, en vain.

Le soir, elle en parla à son mari. Rapidement il réunit une douzaine d'hommes, avec la volonté de se faire justice et s'emparer du trésor des nains, par la force même s'il le fallait. Du haut de la paroi, le roi des nains les avertit que s'ils poursuivaient leur quête, la seule récompense de leur convoitise serait une catastrophe. Mais face à l'or et aux pierres précieuses, les hommes sont cupides et cinq d'entre eux commencèrent à escalader la paroi jusqu'à l'entrée de la grotte. C'est à cet instant, qu'une partie de la montagne volât en éclat, ensevelissant les assaillants, tandis que le reste de la troupe – effrayé – quittait à grandes enjambées les lieux du drame. Le roi des nains venait de lancer une terrible malédiction qui fit également disparaître la forêt alentour. Depuis ce tragique évènement, les arbres virent leur croissance entravée et ne retrouvèrent plus jamais leur taille d'antan, ne dépassant plus dès lors la taille d'un petit enfant. Croyant la forêt ensorcelée à tout jamais, les habitants de la région lui donnèrent le nom de "Forêt des Sorcières". »

Tab. 2.1 - Le légende de la "Forêt des Sorcières" du Brüeltobel (traduction libre d'après BAECHLER 1946).



Fig. 2.2 - Indices primaires d'un éboulis froid de basse et moyenne altitude: forêt d'épicéas nains au Chânel Gantrisch (Préalpes fri-bourgeoises) (image de gauche) ; tapis de mousse, épicéas nains, glace et courant d'air frais en été dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (Préalpes valaisannes) et du Creux-du-Van (Jura neuchâtelois).

sur-refroidi éboulis – glacier rocheux fossile du Bois des Arlettes (1'600 m.) avec le Dr. CLAUDE BÉGUIN le 9 juillet 2005 nous avaient également permis de montrer que des plantes typiques de milieux froids (cresson de chamois *Pritzelago alpina*, et dryade à 8 pétales *Dryas octopetalia*) et humides (grassette des Alpes *Pinguicula alpina*) se développaient dans les secteurs occupés par de nombreuses sorties d'air froid en été (DORTHE & MORARD 2007). Cette association à *Salicetum Retuso-Reticulatas* contrastait fortement avec la pessière à myrtilles environnante. Dans la zone de combat à l'étage alpin, le développement phénologique des plantes est dicté à la fois par les conditions froides des températures de l'air (feuilles) et du sol (racine). Dans les éboulis froids de basse et moyenne altitude, seul ce dernier paramètre influence leur – très lente – croissance (KÖRNER & HOCH 2006). DESCROIX (2001) signale également un jaunissement précoce des arbres sur l'éboulis à la fin de l'été par rapport à la végétation située sur ses marges.

2.1.2.2 Processus pédologiques

Outre la végétation, le sol (au sens pédologique du terme) sur éboulis froid présente également des caractéristiques propres. GOBAT ET AL. (2003) définit le sol sur l'éboulis froid du Creux-du-Van comme un Organosol insaturé constitué d'un hydromor à sphaignes. Dans le même éboulis, FREPPAZ ET AL. (2003) le catégorise comme Histosol gélif, alors

que dans l'éboulis de Pellafol (France), CÉCILLON ET AL. (2010) parle de Cryosol eutrique. Si la typologie diffère, tous s'accordent cependant sur un fait : **les caractéristiques et les processus pédologiques sont très sensiblement différents entre les zones froides de l'éboulis froid et les secteurs environnants.** En termes de dynamique pédologique, CÉCILLON (2008) et CÉCILLON ET AL. (2010) ont notamment pu montrer d'importantes différences entre les processus d'agrégation et de décomposition de la matière organique entre les sols sur éboulis froid et ceux d'environnements forestiers adjacents "normaux". De même, les nématodes sont en moindre abondance dans le sol des clairières de pinède à crochets de l'éboulis froid par rapport à la forêt climacique. Il en est de même pour les lombricidés, absents du sol de l'éboulis froid, mais très actif dans la hêtraie-sapinière environnante. Cette observation pourrait provenir d'une faible productivité de matériel par la végétation rabougrie qui est trophiquement peu favorable pour les organismes du sol (BINDSCHIEDLER & HEINIGER 2007).

La présence de fréquents tapis de mousses et de sphaignes est également un bon indicateur de milieux humides. L'hydromor que décrivaient GOBAT ET AL. (2003) indique une forme d'humus des sols acides (mor) se développant dans un milieu temporairement saturé d'eau. La forte humidité des parties basses des éboulis froids en été avait amené l'hypothèse de l'existence d'un marais propre à ces environnements, le

marais d'eau de condensation (*Kondenswassermoor*) (KELEMEN 1995, WAKONIGG 1996). La genèse serait à rechercher dans la condensation de l'air extérieur située aux sorties d'air froid soufflant de l'éboulis, ainsi qu'à la conservation des eaux de pluie et de ruissellement dans un milieu fortement refroidi, et dont la faible évaporation garantirait la permanence de zones humides (SCHAEFTLEIN 1962, ELLMAUER & STEINER 1992, OFEFP 1992). Cependant selon WAKONIGG (1996), ce phénomène ne pourrait avoir lieu qu'en présence d'un air déjà fortement chargé en humidité et uniquement dans un rayon décimétrique.

2.1.2.3 Des écosystèmes insulaires reliques des Grandes Glaciations?

Ces diverses constatations permettent ainsi de supposer des relations dynamiques importantes entre la faune, la flore, le sol (au sens pédologique du terme) et l'éboulis dans son entier. RUZICKA & ZACHARDA (2010) ont pu mettre en évidence de grandes différences entre les populations d'araignées vivant dans la partie haute – chaude et colonisée par des espèces thermophiles – et la partie basse sur-refroidie de la pente d'éboulis de Klic (République Tchèque). Dans la littérature, ces écosystèmes particuliers ont reçu le qualificatif d'enclaves boréo-alpines (CÉCILLON ET AL. 2007, DURET & KNUTTI 2008), d'écosystèmes insulaires (GUDE & MOLENDIA 2003), abyssaux (BERTINELLI ET AL. 1993) ou encore azonaux (RIST ET AL. 2003, DORTHE & MORARD 2007).

Certains auteurs (CÉCILLON ET AL. 2007, DURET & KNUTTI 2008) vont plus loin et considèrent que ces écosystèmes particuliers et extraordinaires peuvent faire office de "sentinelles", en raison de leur probable fragilité face aux changements climatiques. Inversement, les mêmes auteurs, ainsi que GUDE & MOLENDIA (2002), RUZICKA & KLIMES (2005) ou encore NEKOLA (1999) et ZACHARDA ET AL. (2005), leur octroient un rôle de "refuge", cette fois en raison de leur... **stabilité dans le temps**. Répétant des relevés floristiques de RICHARD (1961), DURET & KNUTTI (2008) n'ont en effet pas pu mettre en évidence de changements significatifs. Cette stabilité semble également ressortir d'analyses ADN menées sur plusieurs populations d'araignées ou de scarabées sans ailes – donc incapables de se mouvoir sur de grandes distances – provenant de différents éboulis de basse altitude d'Allemagne (par ex. GUDE & MOLENDIA 2002, RUZICKA & KLIMES 2005). Les résultats ont en effet montré que ces différentes populations avaient évolué séparément les unes des autres depuis plusieurs

milliers d'années (comme sur île isolée), évolution leur conférant une étiquette d'espèces reliques. Les niches écologiques auraient ainsi peut-être pu conserver un micro-climat périglaciaire stable depuis la fin de la Dernière Grande Glaciation, voire même durant tout le Pléistocène (GUDE & MOLENDIA 2002, ZACHARDA ET AL. 2005, RUZICKA ET AL. 2010) !

2.1.3 Présence et origine de glace interstitielle et/ou de pergélisol ?

L'observation de glace à proximité de la surface du sol au printemps et en été (par ex. WAKONIGG 1996, SAWADA ET AL. 2003, DORTHE & MORARD 2007), parfois même jusqu'en septembre (ZACHARDA ET AL. 2005), est un indice typique du sur-refroidissement des éboulis de basse et moyenne altitude. Cette "glace" va finir par intéresser les chercheurs impliqués dans la jeune science touchant aux environnements périglaciaires et au pergélisol de montagne. De biologiques, les études se tournent alors vers la compréhension du régime thermique et de la distribution de la glace des éboulis froids.

Dans certains cas, des excavations lors de la construction de routes forestières ou de percement de forages, ont pu relever l'existence de glace interstitielle plusieurs mètres sous la surface de l'éboulis (par ex. DESCROIX 2001, DELALOYE 2004). La toponymie d'un certain nombre d'éboulis de basse altitude fait d'ailleurs référence à la présence de glace : "Eisloch", "Eiskeller", "Glacière", "Glacier", etc. (par ex. WAKONIGG 1996).

Cependant la plupart du temps, de telles observations directes de l'intérieur de l'éboulis ne sont pas possibles, que ce soit pour des raisons financières ou liées à la préservation de ces milieux sensibles. Pour y remédier, la meilleure technique consiste à combiner des mesures de résistivité électrique et de sismique-réfraction (par ex. KNEISEL ET AL. 2000, GUDE ET AL. 2003) (cf. chapitre 6). Les résultats obtenus sur de nombreux éboulis froids (GUDE ET AL. 2003, DELALOYE ET AL. 2003, MARESCOT ET AL. 2003) tendent en effet à indiquer **la présence de sédiments gelés en été avec des contenus variables de glace interstitielle et distribués de façon hétérogène** (HAUCK & KNEISEL 2008, KNEISEL & SCHWINDT 2008), teneur en glace pouvant être importante dans les éboulis situés proche de la limite inférieure du pergélisol discontinu (KNEISEL & HAUCK 2003). De tels résultats ne sont cependant pas généralisables à tous les éboulis de basse altitude qui peuvent également demeurer "secs" (SCHROTT ET AL. 2000).

La glace rencontrée dans les éboulis froids est de la **glace de congélation**, formée à la suite du regel des eaux d'infiltration provenant de la fonte des neiges ou d'apports phréatiques latéraux (SAWADA 2003, 2008, SAWADA ET AL. 2003, BYUN ET AL. 2006). Contrairement aux terrains sédimentaires de haute altitude, les (très) faibles valeurs de résistivité électrique mesurées permettent de rejeter d'une part les hypothèses d'existence de glace massive dans le sous-sol (consécutive à l'enterrement de névé ou comme reliquat d'une époque glaciaire par exemple) (HAEBERLI & VONDER MÜHLL 1996, DELALOYE & REYNARD 2001). D'un point de vue thermique, ces mêmes valeurs indiquent probablement un état tempéré (0°C) du gélisol ou – pour autant qu'il existe – du pergélisol (KNEISEL ET AL. 2000, DELALOYE ET AL. 2003, KNEISEL & SCHWINDT 2008).

En plus de ces observations, l'ampleur des anomalies thermiques mesurées dans les parties inférieures d'éboulis de basse altitude ont permis à de nombreux auteurs de supposer la présence probable d'un pergélisol. Dans la littérature scientifique traitant des éboulis froids de basse et moyenne altitude, les termes de pergélisol sporadique (par ex. KNEISEL & HAUCK 2003, GUDE ET AL. 2003), en tache (*patchy*) (par ex. ZACHARDA ET AL. 2007), marginal (par ex. DELALOYE 2004), extra-zonal (par ex. SONE 2005, MORARD ET AL. 2008a), ou encore à court-terme ("pereletok") (par ex. GORBUNOV ET AL. 2004) sont couramment utilisés pour en qualifier le sol gelé. Une certaine confusion se retrouve parfois entre les termes de "glace de sol (*ground ice*)" et de "pergélisol". Si la présence de glace en été est dans la plupart des cas clairement démontrée, même de façon indirecte, tel n'est pas le cas pour l'existence d'un pergélisol – partie du sous-sol demeurant sous le point de congélation durant une année au moins et dont le contenu en glace peut varier de 0 à 100% (DELALOYE 2004). **De fait, la présence d'un sol gelé en permanence y est souvent incertaine, ou du moins rarement démontrée.** Dans ce type de terrain, elle n'a d'ailleurs pu être confirmée qu'à trois reprises : d'une part par SAWADA (2010) qui a pu dater par carbone 14 de la matière organique contenue dans une couche de glace vieille de 3'700 ans (éboulis de l'île Hokkaido au Japon, MAAT : 0.7 – 1.7°C) ; d'autre part grâce aux données du forage de Dreveneuse d'en Bas (LAMBIEL 2006, MORARD ET AL. 2010a) et du Val Bever (KNEISEL & SCHWINDT 2008), dont nous reparlerons en détail au chapitre 4.

2.1.4 Inventaire des éboulis froids

Le sur-refroidissement des parties inférieures d'éboulis de basse et moyenne altitude est un phénomène très répandu. Plus de 140 éboulis froids ont ainsi pu être recensés dans la littérature scientifique, désignés comme tel sous les termes « *éboulis froid* », « *éboulis gelé* », « *unterkühlten Schutthalden* », « *cold scree (talus) slope* » ou encore « *undercooled scree (talus) slope* », ou présentant l'un des indices classiques de sur-refroidissement à savoir : toponymie du lieu rappelant la présence de glace à basse altitude, description de glace et de courant d'air frais en été, existence de forêts d'arbres nains ou d'écosystèmes abyssaux, ou encore pour des textes plus anciens présence de caves à lait (Milchkeller). Les sites concernés sont pour la plupart localisés dans la partie basse de pentes d'éboulis (parfois d'éboulement ou de glaciers rocheux fossiles) et leurs dimensions varient de quelques centaines de mètres carrés à quelques hectares.

L'emplacement ainsi que les principales caractéristiques (végétation, types de mesures effectuées...) des sites répertoriés ont été introduit dans une base de données Excel et une base de données géographique au format KMZ de Google Earth. La quasi-totalité de ces terrains sédimentaires répertoriés dans la littérature se situe entre 44° et 52° de latitude nord. La grande majorité des sites connus sont dispersés tout autour des Alpes : 42 en Suisse occidentale (DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006, DORTHE & MORARD 2007), 37 en Suisse centrale et orientale (DE SAUSSURE 1796, WEGMANN 1995, RIST 2003, KNEISEL & HAUCK 2003), 7 en France (PINCHON 1989, BERTINELLI ET AL. 1993, CÉCILLON 2008), 1 dans les Ardennes belges (HACHTEL ET AL. 1999), 7 en Italie (PROSSER 1992, WAKONNIG 1996), 15 en Allemagne, 15 en Autriche et 7 en République Tchèque (par ex. WAKONNIG 1996, MÖSELER & WUNDER 1999, MÜLLER & MOLENDEN 1999, RUZICKA 1999, GUDE & MOLENDEN 2002). Si la plupart des éboulis froids connus sont essentiellement localisés en Europe, c'est notamment en raison du projet interdisciplinaire SCREECOS (SCREe ECOSystem) mené en Allemagne et en République Tchèque (GUDE ET AL. 2003), ou des recherches réalisées en Suisse occidentale par les Instituts de Géographie des Universités de Fribourg et de Lausanne. Hors de l'Europe, quelques éboulis font l'objet d'investigations poussées au Japon (TANAKA ET AL. 2000, SAWADA ET AL. 2003, SAWADA 2010) et dans la fameuse "Ice Valley" en Corée du Sud (TANAKA ET AL. 1999, 2000, BYUN ET AL. 2006). Un site est encore

décrit dans l'Etat de Iowa aux Etats-Unis (NEKOLA 1999, WITT 2005).

La figure 2.3 synthétise la répartition des éboulis froids en fonction de l'orientation et l'altitude, pour autant que ces deux paramètres soient précisés par les auteurs de la publication. Leur localisation présente un large déploiement altitudinal de 350 m.s.m. jusqu'à la limite inférieure du pergélisol discontinu dans les Alpes (vers 2'300 m.s.m.). Même si les sites recensés

se situent majoritairement dans un quadrant NE – NO en passant par le nord (75 sites sur 115 dans la figure 2.3), **on les retrouve à toutes orientations**. Ce déséquilibre tient peut-être simplement au fait que, comme les communautés de mousses et sphaignes se développent de préférence sur les versants ombragés et humides (RUZICKA 1999), l'œil des naturalistes ait été d'avantage attirés sur ces milieux particuliers exposés au nord.

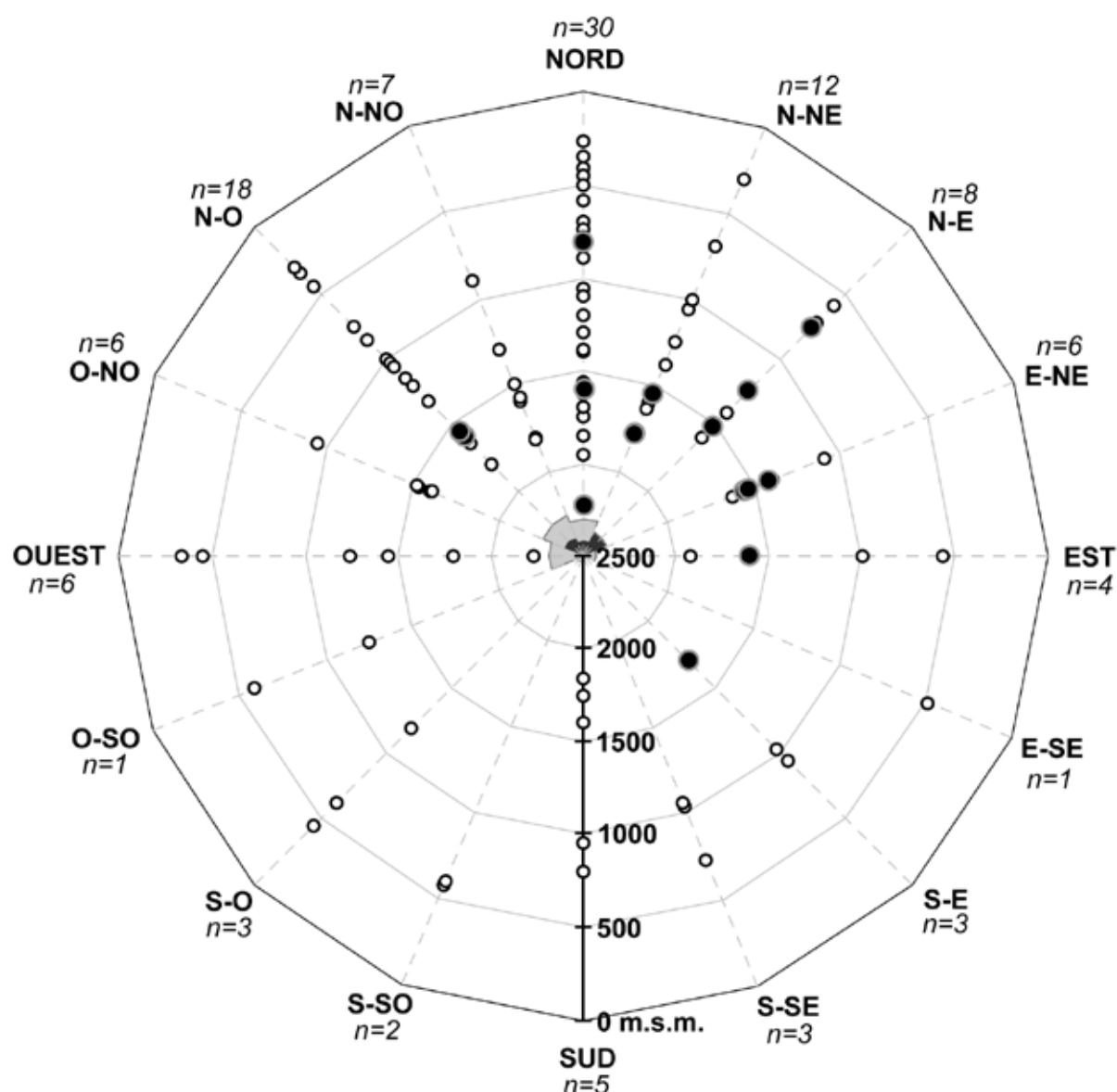


Fig. 2.3 - Répartition des éboulis froids alpins et péri-alpins européens décrits dans la littérature en fonction de l'altitude et de l'orientation. Les cercles noirs indiquent la position des sites d'étude de Suisse occidentale présentés dans la thèse et dans les travaux de DELALOYE (2004), LAMBIEL (2006) et DORTHE & MORARD (2007). La zone gris clair au centre du quadrant indique l'extension du pergélisol discontinu selon le modèle Haute-Alpes calcaires (IMHOF 1996), la zone gris foncé les limites définies par le modèle Entremont (DELALOYE & MORAND 1997). Tous les sites sont (largement) localisés en dessous de la limite régionale du pergélisol discontinu.

2.2 FACTEURS DE REFROIDISSEMENT DES ÉBOULIS FROIDS DE BASSE ET MOYENNE ALTITUDE

La découverte des éboulis froids et de leur courant d'air rafraîchissant est ancienne. La plus vieille mention date de l'ouvrage de DE SAUSSURE (1796), mais il y a fort à parier que ce mécanisme soit connu depuis beaucoup plus longtemps. On l'a vu, les éboulis froids sont fréquents sous nos latitudes. De nombreuses hypothèses furent avancées pour expliquer le sur-refroidissement observé. Cependant la première étude détaillée ne se limitant pas uniquement à des prises de mesures ponctuelles ne date que de 1997... avec l'installation d'une station météorologique autonome et de plusieurs capteurs de températures du sol dans l'éboulis du Creux-du-Van par R. DELALOYE et E. REYNARD (DELALOYE & REYNARD 2001, DELALOYE 2004, MORARD ET AL. 2010a).

2.2.1 Évaporation estivale et évaporation hivernale

Lors d'un changement de phase de l'eau, des quantités considérables de chaleur sont mis en jeu. Le principe de refroidissement par évaporation ou sublimation est bien connu de tous. C'est ce processus qui permet de maintenir les boissons ou les aliments frais lorsqu'ils sont plongés dans un récipient contenant de la glace. En fondant cette glace absorbe en effet une quantité importante de chaleur, maintenant son environnement immédiat dans la fraîcheur. L'hypothèse d'évaporation estivale fut ainsi proposée par de nombreux auteurs comme cause de l'anomalie thermique négative du sol observée durant l'été. Le premier à en faire mention est DE SAUSSURE en 1796 qui considère que la force réfrigérante de l'évaporation permet d'abaisser en partie la température des courants d'air (dans les fissures et dans les grottes) par rapport aux conditions atmosphériques extérieures. Sur la base d'expériences, ce processus entraînerait un refroidissement de l'ordre de 3°C. Or, « *je crois donc que l'évaporation ne suffirait pas pour expliquer un refroidissement de 7 ou 8 degrés au-dessous du tempéré* » (DE SAUSSURE 1796). Il émet une autre objection à cette théorie : « *si l'air renfermé dans ces cavernes était déjà humide, s'il était saturé d'humidité, il ne pourrait point produire d'évaporation, et par conséquent point de froid* ». En effet, un courant d'air à saturation, tel qu'il est observé en sortant des parties basses des éboulis en été, ne peut en théorie plus produire d'évaporation (LAW & DIJK 1994).

WAKONNIG (1996) et DELALOYE (2004) le rejoignent dans cette idée. DELALOYE (2004) proposait ainsi que « *s'il y a évaporation (sublimation) de l'humidité (glace) du sol, en profondeur, elle se produit durant l'hiver lorsque de l'air froid est introduit dans l'éboulis ; l'été est quant à lui caractérisé par la condensation de la vapeur d'eau contenue dans l'air chaud qui pénètre dans le terrain refroidi* ». Ce point de vue semble rejoindre les résultats des études des réseaux souterrains qui tendent également à montrer que les grottes s'assèchent en hiver, surtout proche de l'entrée où l'air froid de l'hiver pénètre dans la grotte (par ex. FORBES 1998, LISMONDE 2002a,b, LUETSCHER & JEANNIN 2004). L'évaporation et la sublimation à cette période contribueraient ainsi à refroidir l'entier du système ventilé. Durant l'été, la fonte de la glace absorberait de la chaleur latente et maintiendrait des conditions gelées et saturées dans les grottes glacées (par ex. DYSLI & LUETSCHER 2003). WAKONNIG (1996) et DELALOYE (2004), s'ils critiquent fortement l'idée d'un refroidissement majeur par évaporation estivale, admettent néanmoins que des processus de fonte, d'évaporation et/ou de sublimation peuvent tout de même avoir lieu durant l'été par l'accélération du courant d'air. Ce mécanisme expliquerait les variations secondaires des températures du sol, en particulier les faibles baisses des températures du sol durant les jours de grandes chaleurs.

Évaporation, sublimation, fonte, condensation... ces processus de changements de phase sont complexes. S'ils semblent affecter dans une certaine mesure le régime thermique des éboulis froids ventilés, leur mode de fonctionnement et leurs effets réels (que ce soit pour le refroidissement ou le réchauffement) n'ont jamais pu être déterminés clairement. Ils sont d'ailleurs toujours vivement discutés. Nous aurons l'occasion de reparler de ces processus dans le chapitre consacré à la glacière des Diablotins (chapitre 6) et dans la discussion générale (chapitre 8).

Les auteurs s'accordent cependant sur un fait : c'est le passage d'un courant d'air dont les propriétés thermiques et hydriques sont différentes du milieu traversé (l'intérieur de l'éboulis) qui semble initier ces processus d'évaporation et de condensation.

2.2.2 Déficit d'ensoleillement

L'étude du bilan radiatif fut une des premières approches utilisée pour déterminer les zones potentiellement affectées par du pergélisol en haute-montagne (HOELZLE ET AL. 2001, LUGON &

DELALOYE 2001, RISEBOROUGH ET AL. 2008). Une des premières hypothèses proposées par les chercheurs en environnements périglaciaires fut ainsi de considérer que du pergélisol sporadique pouvait exister à basse altitude, pour autant que le rayonnement solaire soit extrêmement réduit, comme c'est le cas au Creux-du-Van ou au Brüeltobel (HOELZLE & HAEBERLI 1995). Si une limitation de l'ensoleillement grâce à l'ombre portée des parois surplombantes peuvent amener une baisse locale du rayonnement solaire annuel et par conséquent peut influencer la température de la surface du sol (BERTINELLI ET AL. 1993, RIST ET AL. 2003), cette condition ne semble pour le moins pas être un facteur discriminant dans l'occurrence d'anomalies thermiques et de sur-refroidissement dans les parties basses de talus d'éboulis. A l'exception de KNEISEL ET AL. (2000), cette hypothèse a ainsi été écartée depuis plusieurs années, notamment par RUZICKA (1999), DELALOYE & REYNARD (2001) ou encore RIST ET AL. (2003).

L'inventaire des éboulis froids de basse et moyenne altitude réalisé selon de multiples sources bibliographiques et nos propres mesures de terrain, montre d'une part que le phénomène "éboulis froid" est fréquent et que ces sites peuvent occuper une large niche regroupant toutes les orientations et toutes les altitudes entre 300 et 2300 m.s.m. Se basant sur l'analyse de 36 sites d'éboulis froids en Suisse, RIST ET AL. (2003) ont pu montrer que la plupart des paramètres du bilan radiatif ne différaient que très peu entre l'éboulis froid et les zones environnantes dont la température du sol ne présente pas d'anomalies thermiques négatives. L'éboulis de Klic en République Tchèque en est une illustration parfaite : situé à 500m d'altitude et orienté vers le S-SO, le site – largement dénué de végétation – est généreusement ensoleillé. La partie basse de l'éboulis est pourtant sur-refroidie et la présence de glace est confirmée en été par des mesures géophysiques (GUDE ET AL. 2003). DELALOYE (2004) a également pu montrer que la partie haute de l'éboulis du Creux-du-Van – pourtant bien moins ensoleillée que la partie basse en raison de la proximité de la paroi rocheuse – présente des conditions thermiques anormalement chaudes, notamment en hiver. Enfin, en réalisant des cartes de bilan radiatif solaire potentiel à l'aide du module Solar Analyst (ArcView 3.x), DORTHE & MORARD (2006) en arrivaient à la même conclusion.

2.2.3 Effet parasol de la végétation

De nombreux éboulis froids recensés sont recouverts de végétation (arbustes, mousses) et d'un sol (au sens pédologique du terme) de quelques (dizaines) de centimètres dans leur partie basse. En plaçant des pyranomètres à 2m du sol et à la surface du sol, DELALOYE & REYNARD (2001) ont pu montrer que la strate arbustive des épicéas nains dans l'éboulis du Creux-du-Van absorbait ou réfléchissait jusqu'à deux tiers du rayonnement solaire incident en été lors des journées de beau temps après la disparition de la neige (fig. 2.4). En conséquence, la température à la surface du sol est plus basse que celle mesurée au-dessus de la strate arbustive : le 26 août 2010 à 17h, alors que la température de l'air à 1.5m de hauteur est encore de 20°C, celle mesurée à 2cm (surface du sol) est 6.5°C plus basse (fig. 2.4).

Dans ce même éboulis, la fine couche de mousse et de sphaigne qui recouvre le sol possède un exceptionnel pouvoir d'isolation thermique face aux chaleurs de l'été (fig. 2.4). Sur le profil thermique du 26 août 2010, une différence atteignant encore 7°C s'observe entre le sommet et la base du tapis de mousse. L'effet cumulé de ces deux filtres végétaux entraîne ainsi une diminution de 13.5°C entre l'air atmosphérique et le sol. Durant l'été 2010, ce gradient était d'autant plus grand que les journées étaient ensoleillées et (très) chaudes. Dans l'éboulis froid du Brüeltobel, BAECHLER (1946) relevait même qu'une différence dépassant 30°C pouvait être observée entre la surface et la base du niveau de mousse. L'effet inverse – à savoir une isolation du froid en début d'hiver avant la mise en place d'une épaisse couche de neige – ne semble en revanche pas être aussi efficace, les températures ayant tendance à s'homogénéiser entre l'air et le sol (fig. 2.4).

WAKONNIG (1996) ajoute enfin que l'humidité importante contenue dans le sol organique sous-jacent prévient également le réchauffement du terrain. KNEISEL ET AL. (2000) et SAWADA (2010) vont encore plus loin, puisqu'ils considèrent que l'accumulation de tourbe, de sphaigne ou de mousse peut contribuer à l'isolation et à la croissance graduelle de glace dans le sol et/ou d'un pergélisol. Observant l'initiation de fonte de glace interstitielle suite à la destruction du couvert végétal et pédologique, RUZICKA (1999) relevait également l'importance de la végétation dans la préservation de la glace des éboulis.

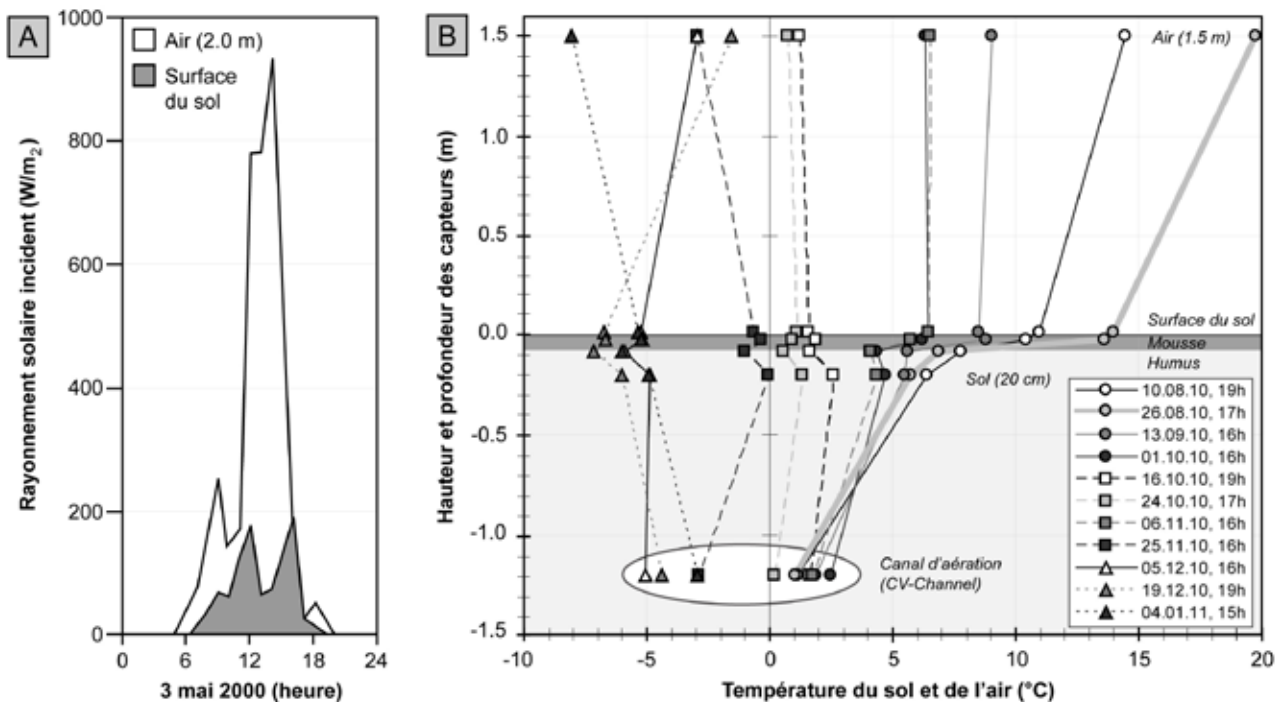


Fig. 2.4 - Effets filtrants de la végétation arbustive et des tapis de mousse dans l'éboulis froid du Creux-du-Van. A : rayonnement solaire incident à 2m du sol (au-dessus des épicéas nains) et à la surface du sol, mesuré le 3 mai 2000 (d'après DELALOYE & REYNARD 2001) ; B : Profil thermique du sol relevé dans l'éboulis froid entre le 10 août 2010 et le 4 janvier 2011.

Ces effets "parasols" de la végétation spécifique qui colonise un éboulis froid, s'ils contribuent de façon certaine à maintenir des conditions pédo-climatiques fraîches (DELALOYE 2004), ne peuvent cependant endosser le rôle de facteur principal du refroidissement du terrain. Preuve irréfutable, de nombreux éboulis froids de basse et moyenne altitude sont (presque) totalement dénués de végétation. Tel est le cas notamment des éboulis de Vudèche (1'700 m.s.m.) (DELALOYE 2004, DORTHE & MORARD 2007, MORARD ET AL. 2008A, cf. chapitre 4) ou de l'éboulis de Klic en République Tchèque (580 m.s.m., orientation S-SO). Dans ce dernier, la température moyenne annuelle du sol en 2000 était pourtant de $+0.1^{\circ}C$, celle de l'air environnant étant estimée à $+5.3^{\circ}C$ (GUDE ET AL. 2003) ! Au Creux-du-Van, les températures les plus froides dans le sol ne sont d'ailleurs pas enregistrées dans la forêt d'épicéas nains, mais dans une grande clairière où le couvert végétal est quasi inexistant (DELALOYE 2004) (cf. chapitre 4).

2.2.4 Le rôle de la neige

La neige joue un rôle capital dans le régime thermique des terrains à pergélisol, que ce soit à haute-altitude ou aux hautes latitudes (DELALOYE 2004, RISEBOROUGH 2005). Un enneigement tardif en début d'hiver permet au sol de se refroidir fortement, alors

que des chutes de neige précoces en automne vont limiter son refroidissement. Durant l'hiver, la neige est redistribuée spatialement par le vent et les avalanches (LERJEN ET AL. 2003, HEGGEM ET AL. 2005, RISEBOROUGH 2005). Le long des pentes d'éboulis, une accumulation importante a lieu directement à l'aplomb des parois rocheuses ainsi qu'en pied de pente. Latéralement, de la neige peut s'accumuler dans les dépressions situées par exemple entre deux cônes coalescents. Dès la fin de la période hivernale, les secteurs avec une couverture neigeuse plus importante seraient selon RISEBOROUGH ET AL. (2008) favorables à l'existence de pergélisol de basse altitude (*low-elevation permafrost*) ou au développement de petits glaciers situés en-dessous de l'altitude de la ligne d'équilibre. La neige préserverait en effet le (sous)-sol du rayonnement solaire durant le printemps et une partie de l'été. Par des études détaillées de l'enneigement de l'éboulis de la Flüela (2380-2600 m.s.m.), LERJEN ET AL. (2003) **avaient pourtant démontré que les zones occupées par de la neige tardive ne pouvaient en aucun cas servir d'indicateurs de présence de pergélisol**. Nos propres expériences ont montré que c'étaient les conditions froides du sol qui permettaient au manteau neigeux de subsister plus longtemps dans les parties inférieures des pentes d'éboulis, et non l'inverse (DELALOYE 2004, DORTHE & MORARD 2007) (cf. 2.4.1.4. et 3.2.1.2).

2.2.5 Circulation d'air

Les processus présentés ci-dessus (refroidissement par évaporation/condensation, déficit d'ensoleillement, effets parasols de la végétation, effet "isolant" de la neige) contribuent au régime thermique des éboulis froids. Mais aucun de ces processus ne semblent pouvoir expliquer à la fois l'anomalie thermique négative dans la partie basse des pentes d'éboulis, ainsi que l'anomalie positive rencontrée dans leur partie haute. Comme pour les brebis de DE SAUSSURE (1796), c'est donc vers un processus de circulation de l'air à l'intérieur de l'éboulis qu'il va falloir aller mettre son nez.

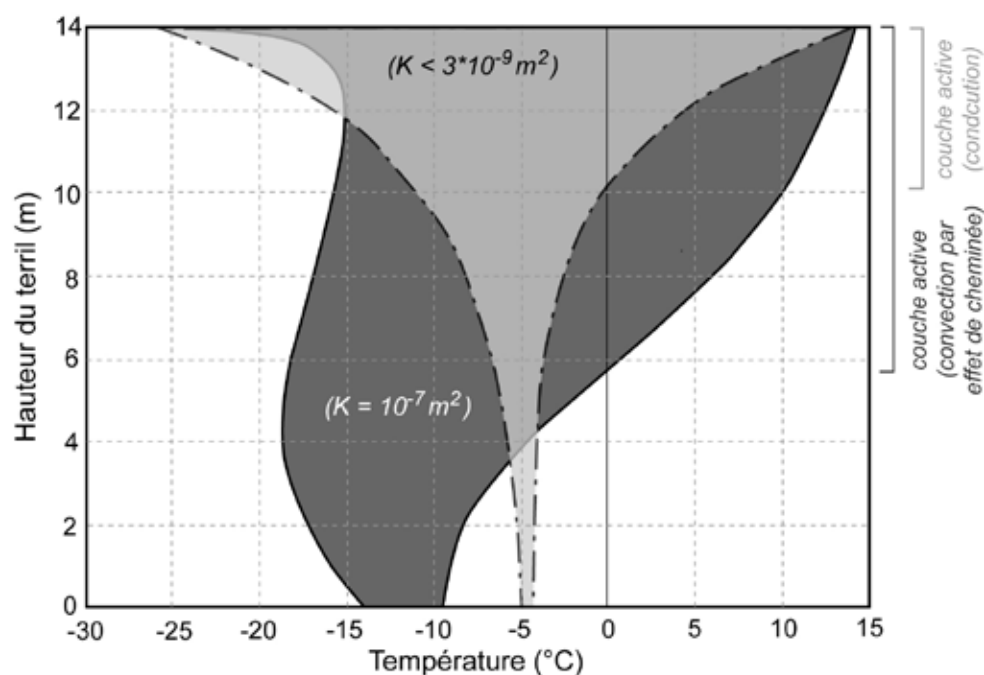
Si de la matière circule, par le biais de courant d'air ou de ruissellement d'eau, elle transporte avec elle de la matière : c'est le **phénomène d'advection** (LISMONDE 2002b). Selon cet auteur, ce processus couplé avec celui de la conduction constitue le phénomène que l'on appelle convection thermique. **Ce mode d'échange de chaleur est bien plus compliqué que la seule conduction thermique !**

Dans un environnement poreux, la conduction et la convection sont ainsi les deux processus de transferts de chaleur dominants. Alors que la conduction est généralement un processus lent dépendant de la conductivité thermique des matériaux, **les échanges de chaleur par convection et advection peuvent être beaucoup plus rapides** (ARENSEN ET AL. 2007b). Des expériences réalisées par PHAM ET AL. (2008b) montrent qu'en l'absence de couches peu perméables

à l'intérieur d'une accumulation artificielle de débris poreux de 14m de haut, **la température du corps du pergélisol était significativement plus froide (entre 5 et 10°C plus froide) lorsque les transferts de chaleur s'opèrent par convection d'air plutôt que par conduction**, en raison de l'aspiration d'air en hiver dans les parties inférieures du terril (fig. 2.5). En revanche, **l'épaisseur de la couche active est plus importante dans le remblai ventilé par effet de cheminée** (8m d'épaisseur au lieu de 4m), cette fois en raison de l'aspiration d'air chaud consécutive à la décharge gravitaire d'air froid durant la période estivale. Autrement dit, l'effet de cheminée augmente fortement le contraste thermique entre le haut et le bas (l'intérieur) du remblai. D'une façon plus générale, de nombreuses expériences montrent que le refroidissement du remblai poreux et du terrain sous-jacent est dans tous les cas bien plus efficace avec l'utilisation d'un système de ventilation (GOERING 1998, KUZMIN & ZHANG 2003, ARENSEN ET SEGO 2006, GUODONG ET AL. 2007) !

HOELZLE ET AL. (2001) attribuaient déjà aux flux d'énergie advectifs, et notamment aux circulations d'air, la responsabilité des déviations parfois observées sur des terrains sédimentaires de haute-altitude entre la température du sol réelle et celle calculée sur la base d'un bilan énergétique uniquement vertical, sans toutefois détailler leur fonctionnement. DELALOYE (2004) qualifie ces flux énergétiques d'atypiques. Dans les terrains sédimentaires aérés

Fig. 2.5 - Gamme de températures modélisées dans un terril de débris rocheux de 14m de haut après 650 jours selon 2 modes de transferts de chaleur dominant : par conduction lorsque le milieu présente une perméabilité (K) faible au courant d'air ($K < 3 \cdot 10^{-9} \text{ m}^{-2}$) et par convection (effet de cheminée) lorsque le milieu présente une perméabilité (K) élevée au courant d'air ($K = 10^{-7} \text{ m}^{-2}$) (adapté de PHAM ET AL. 2008b).



de basse et moyenne altitude, **ces processus dits "atypiques" sont en réalité largement dominants** (DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006, DORTHE & MORARD 2007). Après avoir omis pendant près de 10 ans le processus de circulation d'air par effet de cheminée dans le refroidissement du sol de l'éboulis de moyenne altitude du Val Bever (Haute-Engadine), SCHWINDT & KNEISEL (2010) et BAST ET AL. (2010) lui attribuent tout de même un rôle non négligeable sur le régime thermique froid et la distribution hétérogène de pergélisol riche en glace (sur la base de données géophysiques). Précédemment KNEISEL ET AL. (2000) ou KNEISEL & SCHWINDT (2008) expliquaient en effet ce sur-refroidissement uniquement par une combinaison d'un déficit d'ensoleillement, de la distribution de la neige et des caractéristiques de surface du sol, en insistant sur le rôle de la couche de mousse.

Ainsi les études menées par LISMONDE (2002a,b) et LUETSCHER & JEANNIN (2004b) dans l'aérodologie des réseaux souterrains, ou encore par ARENSON & SEGO (2006) et PHAM ET AL. (2008b) dans les accumulations de débris rocheux en zone de pergélisol circumpolaire montrent que les transferts de chaleur et de masse dans des milieux poreux **sont (très) complexes. Tous s'accordent cependant sur le rôle fondamental de la ventilation dans le sur-refroidissement du terrain**, état de fait également reporté par de nombreux auteurs (par ex. WAKONNIG 1996, DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006, ZACHARDA ET AL. 2007) en ce qui concerne les éboulis froids. Il existe cependant dans la littérature certaines divergences concernant le type et le mode de fonctionnement exact de cette circulation d'air à travers les accumulations sédimentaires poreuses. Les propriétés du courant d'air (vitesse, humidité...) sont abordées en détail dans le chapitre 3 par une approche théorique, vérifiée par des données acquises dans différents trous souffleurs.

2.3 FACTEURS PERMETTANT UNE CIRCULATION D'AIR DANS LES MILIEUX POREUX

Deux conditions doivent être réunies pour qu'un processus de circulation d'air puisse avoir lieu dans une formation sédimentaire. Premièrement, **le milieu doit présenter une porosité efficace suffisante de sorte à être perméable au passage d'un courant d'air**. Cette perméabilité est essentiellement fonction des caractéristiques abiotiques de la formation poreuse. La deuxième condition est l'existence d'une **instabilité de l'air afin d'en assurer sa mise en mouvement**.

Le "moteur" de la ventilation dans un milieu poreux (réseaux souterrains, éboulis...) peut cependant être de diverses origines. La présentation théorique qui suit est essentiellement basée sur des études de l'aérodologie des réseaux souterrains et des remblais ventilés.

2.3.1 Caractéristiques abiotiques

Même si peu d'études se sont penchées **sur l'influence réelle des paramètres abiotiques intrinsèques aux pentes d'éboulis sur le processus de circulation d'air, le refroidissement et/ou la formation de glace**, il tient d'en tenir compte lors de l'analyse et d'essayer de théoriser leur influence. Les constatations qui suivent sont essentiellement tirées des travaux fondateurs de RUZICKA (1999) ainsi que nos propres observations. L'ensemble de ces caractéristiques ne pouvant être qu'approximé et étudiées la plupart du temps que de façon indirecte en milieu naturel, la compréhension de leur influence s'est enrichi des expériences menées sur des modèles numériques ou en grandeur nature dans l'optimisation du refroidissement des remblais par des systèmes de ventilation passif dans les zones de pergélisol circumpolaire ou himalayen (par ex. GOERING 1998, ARENSON ET AL. 2007A, GUODONG ET AL. 2007).

Nous l'avons déjà annoncé, les terrils de mines (PHAM ET AL. 2008a), les remblais ventilés (GOERING 1998) et les tas de graviers (DORTHE ET AL. 2010) sont à l'image des éboulis naturels des accumulations de débris rocheux poreux au travers desquels de l'air peut circuler. Ces environnements que nous pourrions qualifier "d'éboulis artificiels" possèdent des caractéristiques abiotiques connues et peuvent être équipés à moindre frais de divers instruments de mesures placés in situ (ARENSON ET AL. 2007a, DORTHE ET AL. 2010). Cinq catégories de paramètres abiotiques – type de matériaux, taille des blocs et porosité, agencement des débris grossiers, agencement de niveaux peu perméables, dimension de l'éboulis – sont examinées.

2.3.1.1 Types de matériaux

Le refroidissement par un processus de circulation d'air est indépendant du type de roche composant l'éboulis. DE SAUSSURE (1796), puis KELLER (1839) rapportaient déjà que le refroidissement observé était indépendant de la roche, puisque des caves à lait étaient construites aussi bien sur des talus d'éboulis composé de granite, de calcaire ou de conglomérats. Des éboulis froids se sont aussi développés dans des

andésites, des basaltes, des gneiss, des marbres et des roches volcaniques (RUZICKA 1999, SAWADA 2003, DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006, DORTHE & MORARD 2007).

Le type de roche peut en revanche influencer la taille et la **forme des blocs**. Ainsi des blocs ronds offrirait moins de résistance au passage du courant d'air et par conséquent favoriserait le refroidissement du terrain. Cette hypothèse se base sur l'observation de RUZICKA (1999) qui relevait que le contenu en glace semblait plus important dans des éboulis composés de débris sphériques de basalte que dans des éboulis composés de pierres rectangulaires de phonolites (roche magmatique volcanique). Des débris rocheux rectangulaires disposés en "toit d'ardoise" semble également pouvoir fortement diminuer la ventilation, comme observé par DORTHE & MORARD (2007) dans les éboulis de calcaire marneux de la Varnerwald en Valais central.

2.3.1.2 Taille des blocs et porosité

La porosité d'une accumulation de blocs va influencer la perméabilité du milieu au passage d'un courant d'air, facteur le plus important contrôlant la convection (ARENSEN & SEGO 2006). Dans la nature, il est extrêmement difficile – voire impossible – de caractériser ce paramètre et ce pour plusieurs raisons. Premièrement la taille et l'agencement des blocs peuvent être très hétérogènes dans la formation sédimentaire. Dans certains cas, les éboulis peuvent présenter un granoclassement ou une stratification, des couches de sédiments plus fins peuvent également venir s'intercaler entre des couches de blocs plus aérées, etc. (FRANCOU & HÉTU 1989, FRANCOU 1991). Une approximation de la porosité peut être déterminée sur la base de coupes peu profondes, d'information de surface (taille des blocs), ou des valeurs de géophysiques.

Dans la gravière de Châtillon, DORTHE & MORARD (2007) et DORTHE ET AL. (2010) ont relevé des indices de ventilation de façon certaine avec une granulométrie supérieure à 3 cm. Il semble même que des granulats dont le diamètre est supérieur à 0.2 – 0.8 cm soient également suffisants, granulométrie somme toute relativement faible ! En examinant la taille des blocs de surface de plusieurs éboulis d'Europe centrale, RUZICKA (1999) avait proposé qu'une circulation d'air et qu'un sol gelé puissent se développer dans des éboulis de basse altitude dès 10 cm de diamètre de blocs, avec une taille idéale comprise entre 25 et

50 cm. Des simulations numériques menées par QUAN ET AL. (2005) ont montré que le refroidissement par convection était meilleur avec un diamètre de 9 cm, qu'avec un diamètre de 3 cm, 6 cm ou 15 cm. D'autres résultats obtenus par SUN ET AL. (2005) montrent que la température moyenne annuelle du sol sous une couche de roche broyée avec un diamètre de 40 à 50 cm était plus basse que celle avec un diamètre de 5 à 8 cm.

La littérature rapporte qu'une circulation d'air peut se dérouler dans des environnements composés de blocs beaucoup plus grands : entre 1.5 et 2 mètres (TANAKA ET AL. 1999), de 30 à 300 centimètres (SAWADA 2003), jusqu'à 3 – 4 mètres (GORBUNOV ET AL. 2004). RUZICKA (1999) note cependant que si les blocs composant l'éboullis deviennent trop imposants (pluri-métriques ?), ils peuvent potentiellement bloquer (ou dévier ?) l'écoulement du courant d'air. Inversement, le même auteur indique qu'avec de trop gros blocs, l'air froid s'écoule trop rapidement en dehors de l'éboullis et ne permet pas le sur-refroidissement des blocs, et en conséquence la formation de glace. Notons encore que JULIUSSEN & HUMLUM (2008) ont observés dans des accumulations de blocs horizontales (*felsenmeer*) en Norvège que la présence de gros blocs bien ancrés dans le terrain et l'extrémité resteraient hors de la neige pourraient faciliter la pénétration de froid par conduction, et supplanter la convection.

S'il n'y a pas à ce jour de réel compromis sur la taille idéale des débris pour obtenir une ventilation et un refroidissement optimal, on notera toutefois que l'air semble circuler de manière efficace avec des débris dont le diamètre est compris **entre 5 et 50 cm**.

2.3.1.3 Agencement des débris grossiers

On l'a dit, dans la nature, la porosité n'est pas constante d'un secteur à l'autre de l'éboullis. Dès lors, peut-on imaginer la trajectoire empruntée par le courant d'air dans le cas d'un éboullis entièrement poreux (ie. sans présence de fines ou de glace) mais dont la perméabilité du milieu varie d'un endroit à l'autre ? A l'image des écoulements d'eau souterrains dans les nappes phréatiques ou les réseaux karstiques (FORD & WILLIAMS 1989), on peut faire l'hypothèse que l'air va transiter de façon préférentielle et plus rapide au travers des secteurs les plus perméables (les plus poreux). Autrement dit, l'air doit circuler dans l'éboullis **par le biais de chenaux présentant une moindre résistance au courant d'air**. L'écoulement d'air n'est pas forcément rectiligne, mais peut ainsi être très sinueux, le courant cherchant les conduits

où les pertes de charges sont les plus réduites. L'agencement de ces canaux d'aération est en revanche quasi impossible à déterminer, et peut changer dans le temps suite au remplissage par un lessivage de fines depuis la surface ou par l'accumulation de glace. A contrario, si l'accumulation de blocs poreux est uniformément perméable (comme dans le cas des "éboulis artificiels") et en poursuivant la réflexion, on conclura que l'écoulement d'air se fera de façon uniforme dans toute la formation aérée. Un tel cas de figure est cependant peu probable en milieu naturel.

2.3.1.4 Agencement de niveaux peu perméables

Outre les paramètres concernant la forme des débris rocheux et la porosité, l'existence de couches peu perméables peut venir complètement modifier la dynamique de la circulation d'air. On distinguera les couches sous-jacentes, internes et disposées à la surface de l'accumulation sédimentaire poreuse.

Si la base de l'éboulis s'appuie sur le versant opposé d'un vallon ou qu'un surcreusement (par exemple glaciaire) ait conféré au substratum une forme en cuvette, l'air froid peut y être piégé par gravité selon RUZICKA (1999) et y demeurer durant la saison chaude (comme dans une grotte en piège à air froid). Si le substrat est très imperméable (marnes par exemple), une accumulation d'eau est également envisageable. Une telle configuration présenterait ainsi une situation aérologique particulière au sein du système global ventilé par effet de cheminée. De part son caractère plus stable en été, elle favoriserait la présence de conditions froides et de glace pérenne, même dans un éboulis de petit volume (RUZICKA 1999). ARENSON & SEGO (2006) en arrivent aux mêmes conclusions suite aux tests sur diverses configurations de couche poreuse pour le refroidissement de remblais (fig. 2.6). Les fins niveaux de glace datée entre 8411 – 3738 Cal BP par SAWADA (2008) semblent d'ailleurs être situés dans une telle morphologie, au fond d'un petit vallon.

L'existence de niveaux moins perméables à l'air à l'intérieur de l'éboulis joue également un rôle de première importance : en effet selon des expériences d'ARENSON ET AL (2007a,b), **des couches avec une faible perméabilité à l'air réduisent, voire empêchent le développement de cellules de convection.** Le transfert de chaleur au travers de ces niveaux peu perméables s'effectue alors par conduction, retardant le refroidissement à plus grande profondeur. Plus de telles couches sont nombreuses,

moins le remblai se refroidit (ARENSON ET AL. 2007a).

En parallèle, des niveaux peu perméables occupant une partie de l'éboulis **peuvent également influencer la trajectoire du courant d'air** (ARENSON ET AL. 2007a), et par là même déterminer les secteurs affectés par les effets de la ventilation, notamment la localisation des sorties d'air froid dans la partie inférieure de la pente, respectivement les sorties d'air chaud dans la partie supérieure. L'origine de tels niveaux plus compacts peut être diverse : cordon morainique latéral de la Dernière Grande Glaciation totalement ou partiellement recouverts par des éboulis postglaciaire, remontée de la roche en place (*bedrock*) proche de la surface, présence de matériaux fins coincés entre des niveaux plus poreux dans le cas d'un éboulis stratifié, voire présence de glace interstitielle ou de lentilles de glace massive.

Une couche peu perméable peut également se rencontrer à la surface du sol. Le rôle isolant de la végétation et d'un sol suffisamment épais (50cm) parfois couvert de sphaigne contribue à maintenir des conditions froides en été (cf. 2.2.3). L'existence d'un "couvercle plus ou moins imperméable" dans la partie basse des éboulis va également fortement influencer la trajectoire du courant d'air. En atteignant cette couche imperméable, l'air froid va dans un premier temps se diffuser à la recherche d'ouvertures, puis sortir de façon concentrée au travers de quelques "trous souffleurs" (aussi appelés "trous à vent"). Une couche imperméable peut ainsi retenir plus longtemps de l'air froid dans la formation sédimentaire poreuse et favoriser ainsi son refroidissement (RUZICKA 1999, ARENSON & SEGO 2006), de façon encore accentuée si le substratum présente une forme en cuvette (fig. 2.6). L'hypothèse est ainsi avancée **qu'une couverture**

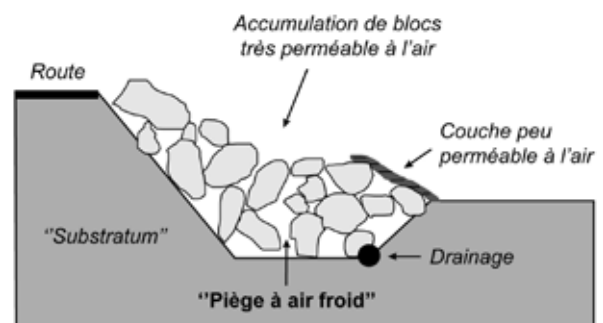


Fig. 2.6 - Création d'une accumulation de blocs ventilée en bordure d'un remblai de route pour un refroidissement optimal de la base du remblai (le "substratum"). La forme en cuvette permet la conservation d'air froid en été sur le modèle des glacières en piège à air froid (adapté de ARENSON & SEGO 2006).

peu perméable à la surface du sol agit comme un diffusant dans la partie basse. Si elle est absente, l'air ne circulerait principalement qu'au travers de conduits de ventilation et ne refroidirait que très peu les secteurs situés entre ces zones de drainage préférentielles. DELALOYE (2004) a relevé un comportement identique dans les parties hautes de l'éboulis de Vudèche en hiver : en l'absence de neige, un capteur enregistrerait une température du sol de -17°C . Une fois la neige de nouveau installée, la température est redevenue immédiatement positive, l'air chaud expulsé se diffusant à la base du manteau neigeux depuis un conduit de ventilation principal situé à proximité du capteur de température.

2.3.1.5 Dimension de l'éboulis

Le volume de sédiments est un paramètre pouvant demeurer très variable d'un site à l'autre. La profondeur de la couche poreuse ventilée peut être déterminée de façon fiable par des mesures géophysiques ou par des forages. Des observations de terrain et une cartographie géomorphologique permet de définir la surface occupée permettant ainsi une approximation du volume de sédiments. La dimension de l'éboulis déterminerait **la capacité du "réservoir d'air froid"** (RUZICKA 1999) **ou plus exactement du "réservoir de froid"** (cf. 2.3.2.4). Cette hypothèse sera étudiée et discutée dans les chapitres 5 et 7.

DORTHE ET AL. (2010) n'ont pas relevé d'indices de circulation d'air ascendante en hiver dans des tas de graviers coniques dont le volume était inférieur à 30m^3 , alors que les tas dont le volume excédait 900m^3 montraient des indices de ventilation (secteurs déneigés en raison de sorties d'air chaud). Selon RUZICKA (1999), plus la hauteur de l'éboulis est importante, plus le volume d'air est grand, augmentant en conséquence la possibilité de la mise en place d'un courant d'air. Si le volume "aéré" dépend aussi de la porosité de l'éboulis, la hauteur de l'éboulis influencera le tirage du système de ventilation (cf. 2.3.2.3). En conséquence, plus la dénivellation entre le pied et le haut de la pente est grande, plus le tirage de la cheminée – et donc le refroidissement – sera en théorie important (LISMONDE 2002b).

2.3.2 L'effet de cheminée : un processus de circulation d'air d'origine thermique

2.3.2.1 Origine des courants d'air

MASSEN ET AL. (1998) relèvent que les courants d'air peuvent être provoqués par des différences de température (drainage gravitationnel ou effet cheminée), par l'influence du vent extérieur, par un changement de la pression atmosphérique, par l'entraînement de l'air par des circulations d'eau ou par un changement du volume de la cavité lorsqu'elle est inondée. Nous allons maintenant passer en revue ces différentes origines en essayant de relever leur importance pour le mécanisme de ventilation des éboulis.

- LISMONDE (2002a) signale que **la plupart des courants d'air sont d'origine thermique**, par l'intermédiaire d'un effet de cheminée dans des cavités à entrées multiples ou par de petites cellules de convection créées par des différences locales de températures.

- La convection induite par les **vents extérieurs** peut être (très) importante lorsque les ouvertures du milieu poreux sont orientées dans le sens des vents dominants. Dans ce cas de figure, les vents soufflants directement dans la grotte peuvent ainsi affecter le climat hypogé en forçant l'air extérieur dans le système (SMITHSON 1991). Des adaptations utilisant ce processus ont été apportées aux remblais de la ligne de chemin de fer Qinghai-Xizang à travers les haut-plateaux du Tibet (WANG ET AL. 2003, GUODONG ET AL. 2007). HARRIS & PEDERSEN (1998) signalent également que d'une part l'échange d'air (vertical) entre l'atmosphère et l'éboulis peut être renforcé par les vents et que d'autre part un vent sec va renforcer les processus de refroidissement par évaporation (sublimation) de l'humidité du sol au printemps et en été. En revanche en région de montagne, où le relief est très accidenté, l'effet du vent dans la mise en route d'une circulation d'air dans les milieux poreux est beaucoup plus rare, sauf quand il crée des surpressions et des cisaillements au voisinage des orifices (LISMONDE 2002a). Quoi qu'il en soit, le rôle du vent dans le déclenchement d'une ventilation interne d'un éboulis semble très limité.

- La mise en charge de réseaux souterrains **lors de crues ou l'entraînement par des cascades** peut également mettre en mouvement des masses d'air souterraines. Une crue fait également monter le niveau piézométrique, réduisant ainsi le volume d'air de la grotte. Il s'en suit une surpression (comme dans

une marmite à vapeur) et une expulsion d'air parfois accompagnée de sifflements stridents (uniquement en soufflage).

- Des **fluctuations de la pression atmosphérique** provoquent un phénomène appelé "respiration des cavernes", si la grotte est de grand volume. Contrairement à la circulation induite par des différences de température, la respiration des cavernes est un phénomène périodique et non saisonnier, suivant très bien les variations de la pression atmosphérique (MASSEN ET AL. 1998). Ces trous sont couramment appelés des "soufflards". Dans les réseaux géants de Jewel Cave et Wind Cave (Dakota du Sud), lorsque la pression atmosphérique chute, les gouffres soufflent (par exemple, lors de l'approche d'un orage). Inversement lorsque la pression atmosphérique augmente, les gouffres aspirent, l'air étant un fluide compressible alors que la grotte est incompressible (LISMONDE 2002a). Selon MASSEN ET AL. (1998), la densité de l'air dépendrait principalement de la pression atmosphérique et dans une moindre mesure de la température de l'air.

2.3.2.2 Mode de fonctionnement des courants d'air d'origine thermique

La plupart des courants d'air sont liés à un déséquilibre thermique entre l'intérieur et l'extérieur du système ventilé. Il existe cependant plusieurs modes de fonctionnement de circulation, liés notamment à deux paramètres : **le nombre d'entrées du système** et **la dénivellation (et/ou la pente) entre ces entrées**. Ces différents modes de fonctionnement ont notamment été décrits pour les cavités souterraines (par ex. TROMBE 1965, LAURIOL ET AL. 1988, LISMONDE 2001, 2002a, b).

Dans le cas de formations sédimentaires poreuses, le nombre d'entrées est multiple, chaque interstice visible à la surface du sol pouvant potentiellement être considéré comme une ouverture vers l'intérieur. Ainsi les modèles de circulation d'air en piège à air froid avec une période ouverte et une période fermée (stratification thermique) ne peuvent être considérés comme le mode de fonctionnement principal. Dans le cas des éboulis froids, **du fait de la dénivellation et de la pente** entre leurs parties inférieures et supérieures, c'est le modèle de circulation d'air par effet de cheminée (ou tube à vent) qui est le processus dominant.

Suite à des expériences menées sur des remblais dans le cadre de la construction de la ligne de chemin

de fer du Qinghai-Xizang, GUODONG ET AL. (2007) ont notamment pu identifier deux types de circulation d'air (fig. 2.7) en fonction de la pente: dans les remblais fermés (ou imperméable) ou ouverts mais dont la surface est à l'horizontale, le refroidissement est attribué à une convection de type Rayleigh-Bénard caractérisée par de multiples petites cellules de convection, alors que dans **les remblais ouverts (perméables à la circulation d'air) et inclinés entre 15° et 80°, ce sont à la fois l'effet de cheminée et/ou la convection induite par les vents dominants qui deviennent les processus majeurs**. Dans les éboulis selon RUZICKA (1999) citant MOLENDI (1996), plus l'angle est important, plus la prédisposition à la mise en place d'une circulation d'air ascendante est importante. Selon eux, un angle minimal de 25° est nécessaire pour qu'un ébouli soit sur-refroidi efficacement.

Ainsi dans des terrains plus plats – champ de blocs ou surface d'un glacier rocheux actif (couche active) – la mise en place d'une ventilation est possible, mais ne concerne pas l'ensemble de la formation sédimentaire, sauf exception (comme dans le cas du glacier rocheux inactif de l'Alpage de Mille en Valais, DELALOYE 2004). Cette ventilation s'effectue essentiellement par l'entremise de petites cellules de convection (Balch Effect) (par ex. HARRIS & PEDERSEN 1998, HOELZLE ET AL. 2010), dont l'efficacité réelle dans le refroidissement de la couche active ne fait cependant pas l'unanimité (JULIUSSEN ET AL. 2008). La mise en place d'une convection dans une couche poreuse horizontale peut être déterminée par le calcul du nombre de Rayleigh (Ra^*) (GUODONG ET AL. 2007) (équation 2.1).

$$Ra^* = g * \frac{\alpha(pc)_f}{\nu} * \frac{K}{\lambda^*} * \Delta TH \geq 4\pi^2$$

(équation 2.1)

Avec : Ra^* = nombre de Rayleigh.

g = accélération de la pesanteur.

α : coefficient d'expansion thermique.

$(pc)_f$ = capacité calorifique du fluide.

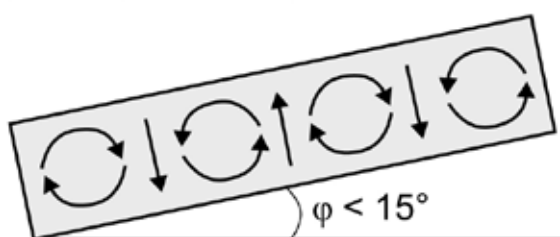
ν = viscosité cinématique du fluide.

K = perméabilité.

λ^* = conductivité thermique du milieu poreux saturé avec un fluide immobile.

ΔT = différence de température entre deux surfaces séparées par une distance H .

A. Multiples cellules de convection (Rayleigh-Bénard)



B. Cellule unique (effet de cheminée)

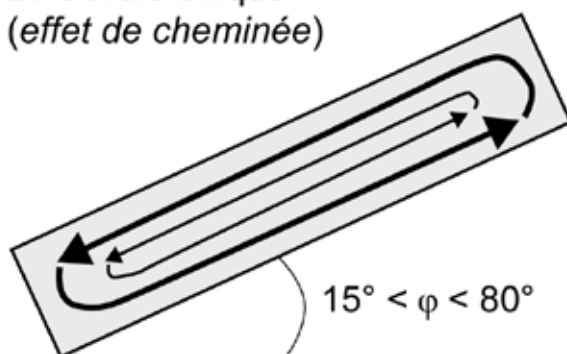


Fig. 2.7 - Deux modes de circulation d'air dans les remblais de pierres concassées : lorsque la base du remblai – que l'on peut se représenter comme une couche imperméable (substratum) – forme un angle compris entre 0 et 15°, la circulation d'air se fait selon un mode de nombreuses petites cellules de convection. Lorsque le remblai devient plus incliné - entre 15° et 80° - une unique cellule de convection se met en place dans l'ensemble du matériel poreux (adapté de GUODONG ET AL. 2007).

2.3.2.3 L'effet de cheminée

L'effet de cheminée est expliqué par la poussée d'Archimède. En effet, celle-ci fait monter dans la cheminée l'air chaud, dont la masse volumique est plus petite que celle de l'air froid. **Le tirage de la cheminée (l'appel d'air) est d'autant plus fort que la différence thermique est élevée et que la dénivellation entre les deux entrées est importante.** Les grottes dont l'aérogologie est dictée par un effet de cheminée sont les plus fréquentes dans les Alpes (LUETSCHER & JEANNIN 2004b). Relevons cependant que de tels circuits de circulation d'air peuvent également se développer dans des cavités en forme de U, pour laquelle la dénivellation entre les entrées est nulle (LISMONDE 2001). Ce type de morphologie est typique des cavités de plaine. Dans ce cas, l'initiation de l'effet de cheminée est provoquée par une rupture de symétrie, parfois due au hasard (LISMONDE 2001) ou la plupart du temps en raison d'une taille différente des

ouvertures. Dans le cas de la glacière stato-dynamique de Monlési par exemple, un effet de cheminée se met en place en hiver avec une évacuation d'air chaud par les plus petits puits, et une descente d'air extérieur froid par le puits principal (LUETSCHER & JEANNIN 2004a). En été en revanche, la configuration de la grotte avec des entrées situées à la même altitude isole efficacement la cavité des influences extérieures, cette dernière se comportant alors comme un piège à air froid.

Le moteur de la circulation d'air par effet de cheminée est le gradient de pression motrice. En considérant l'absence de concentration de CO₂ dans l'atmosphère de la cavité, une approximation du gradient de pression motrice est donnée par l'équation (2.2) LISMONDE 2002a, LUETSCHER 2005) :

$$\Delta P_m = \rho_0 * \frac{p * g}{p_0 * 273} * (T_{int} - T_{ext}) * h \quad (\text{équation 2.2})$$

Avec : ΔP_m = pression motrice (Pa).

ρ_0 = densité moyenne de l'air (1,293 kg m⁻³ à 273 K).

p : pression moyenne de la colonne d'air dans la cavité (Pa).

p_0 = pression moyenne de la colonne d'air à l'extérieur (Pa).

g = accélération de la pesanteur (9.81 m s⁻²)

T_{int} = température moyenne de la colonne d'air de la grotte (°C).

T_{ext} = température moyenne de la colonne d'air à l'extérieur (°C).

h = différence d'altitude entre les deux entrées (m).

Pour une pression atmosphérique égale à 1 bar, le tirage de la cheminée s'exprime alors par la relation numérique approchée (2.3) (LISMONDE 2001) :

$$\Delta P_m \approx \frac{(T_{int} - T_{ext})}{T_0} \rho_0 g h \quad (\text{équation 2.3})$$

Avec : T_0 = valeur de température pour la même pression que pour ρ_0 , par exemple pour la température moyenne (LISMONDE 2001).

Dans un tube à vent, cette différence de pression est à l'origine du courant d'air dont la direction et la vitesse dépendent du signe de la différence des températures extérieure et intérieure. Lorsque la température extérieure est inférieure à la température du système ventilé, l'air de la cavité monte dans la cheminée et est expulsé par l'ouverture supérieure. En conséquence, de l'air froid extérieur est aspiré par l'entrée basse. On parle de régime "hivernal". Le principe est donc identique à celui du poêle à bois, où la différence de pression explique pourquoi l'air entre violemment par la prise d'air inférieur (LISMONDE 2001). Lorsque la température extérieure est plus élevée que la température du système ventilé, la direction de la ventilation est renversée. On parle de régime "estival". Ce principe fonctionne à l'identique dans les éboulis froids de basse et moyenne altitude (CHRISTIAN 1993, DELALOYE 2004)

2.3.2.4 Vitesse du courant d'air

Selon les équations (2.2) et (2.3), **plus le contraste thermique est important (variable) et/ou plus la dénivellation entre les entrées inférieure et supérieure est importante (paramètre fixe), plus le gradient de pression motrice est important, et en conséquence plus le courant d'air sera fort.** LISMONDE (1981), ATKINSON ET AL. (1983) et OHATA ET AL. (1994a) propose l'équation suivante pour lier vitesse et direction du courant d'air avec la différence de température (2.4) :

$$V = c\sqrt{T_{ext} - T_{tsi}} \quad (\text{équation 2.4})$$

Avec : V = vitesse du courant d'air (m/s).
 c = coefficient de structure défini empiriquement (ATKINSON ET AL. 1983).
 T_{ext} = température de l'air extérieur (°C).
 T_{tsi} = température du seuil d'inversion de la direction du courant d'air (°C).

L'intensité et la direction du courant d'air dépendent en effet de la valeur (positive ou négative) du gradient de température (SONE 2005). Un tel cas de figure est particulièrement possible dans un climat à alternance de saisons. Dans les réseaux souterrains, le courant d'air peut s'accélérer dans les rétrécissements des galeries.

2.3.2.5 Seuil thermique de réversibilité de la direction du courant d'air

En fonction des équations (2.2) à (2.4), le gradient de pression motrice ainsi que la vitesse du courant d'air seront égal à zéro lorsque la température de l'air extérieur sera identique à la température moyenne de l'intérieur du système ventilé. Il existe donc un

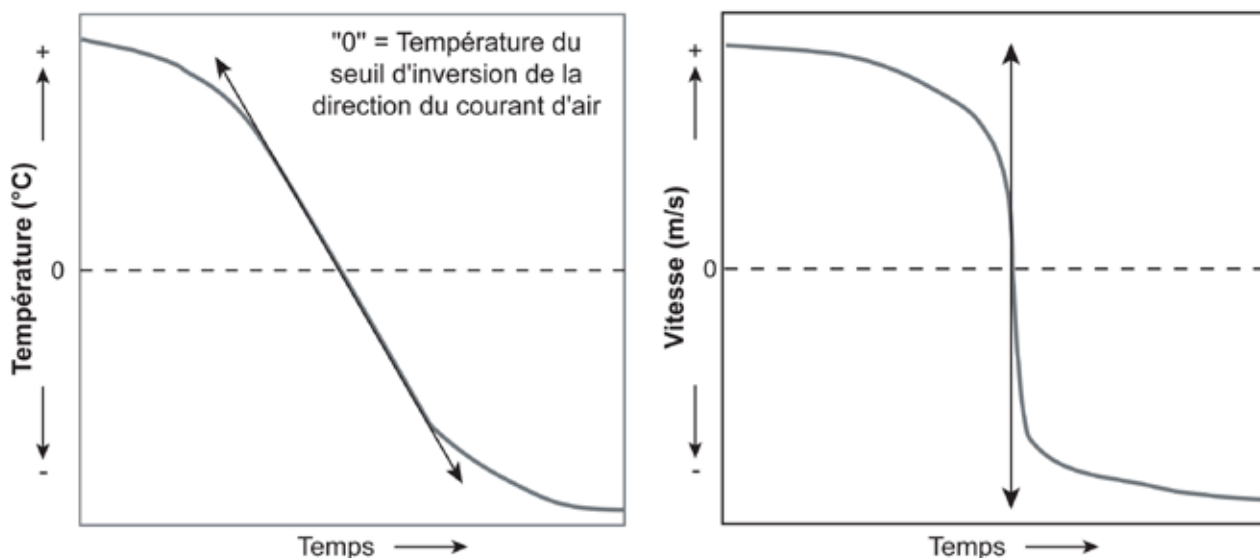


Fig. 2.8 - Renversement brutal du courant d'air en fonction du gradient de température entre l'intérieur et l'extérieur du système ventilé (adapté de LISMONDE 1981).

seuil thermique de réversibilité de la direction du courant d'air, expliquant le passage d'une ventilation de régime "hivernal" au régime "estival", et vice-versa. Dans les réseaux souterrains à plusieurs entrées, l'inversion du courant d'air se produit quand **la température profonde du système ventilé** est égale à celle de l'air extérieur environnant (LISMONDE 2002a). Dans les grands réseaux souterrains, la direction, voire la force du courant d'air observé un jour donné, peut également dépendre de la température des semaines précédentes. LISMONDE (2002a) parle de système ventilé "à mémoire".

Selon LISMONDE (1981, 2002a), la renverse du courant d'air dans un système à deux ouvertures dénivelées est **un phénomène rapide et son renversement est plus fréquent que son annulation pure et simple** (fig. 2.8). Un arrêt brutal de la circulation d'air peut cependant être observé dans les cavités souterraines lorsqu'un bouchon est établi sur le parcours d'écoulement du courant d'air, par exemple par le remplissage d'un siphon suite à un orage, par la fermeture d'une porte ou d'un éboulement.

2.4 INDICES VISUELS ET THERMIQUES D'UN ÉBOULIS FROID VENTILÉ

La ventilation par effet de cheminée influence à la fois spatialement et temporellement le régime thermique des éboulis de basse et moyenne altitude. Ces comportements thermiques (fig. 2.9) ainsi que les indices visuels (fig. 2.10) qui leur sont associés – définis par DELALOYE (2004) et DORTHE & MORARD (2007) – servent de base à l'identification d'un processus de circulation d'air par effet de cheminée dans une formation sédimentaire poreuse. Le régime thermique sera également comparé au régime thermique typique dans les terrains à pergélisol de haute altitude, tel qu'il a été établi par DELALOYE (2004) ou encore ISHIKAWA (2003) sur des sites dont l'altitude est assez haute pour empêcher une humidification du couvert neigeux par la pluie durant l'hiver.

2.4.1 Phases saisonnières

Sur la base de mesures de température de la surface du sol (GST) par DELALOYE (2004), LAMBIEL (2006) et DORTHE & MORARD (2007), MORARD ET AL. (2008b) ont défini 4 phases saisonnières principales pour décrire le régime thermique d'accumulations sédimentaires aérés, en prêtant une attention particulière aux anomalies thermiques par rapport aux températures de

l'air extérieur (fig. 2.9). Une distinction est faite entre la partie basse de la pente (symbole "'-") et haute de la pente (symbole "'+"). Les numéros attribués à chacune de ces phases saisonnières sont liés à la classification de DELALOYE (2004) pour des terrains sédimentaires de haute-montagne avec du pergélisol (glacier rocheux, marge proglaciaire).

2.4.1.1 Phase saisonnière 1 : conditions estivales

Durant l'été, une décharge gravitaire d'air froid et dense permet à la **GST de demeurer fraîche** (en dessous de +6°C environ) dans la partie basse de l'accumulation sédimentaire (phase 1a-). De plus, une **relation inverse** relativement bien établie existe entre GST et la température de l'air extérieur : GST se rapproche d'autant plus du 0°C que les conditions atmosphériques sont chaudes. Des sorties d'air froid, de la végétation azonale, de la glace ou encore des taches de neige persistante peuvent être observées dans ce secteur durant la saison estivale. **Vers la fin de la période estivale (août – septembre), GST peut subitement augmenter de quelques degrés** (phase 1b-), tout en conservant un comportement inverse avec les températures extérieures. Cette phase correspond à la vidange du réservoir de froid emmagasiné durant l'hiver.

Dans la partie haute et médiane des pentes d'éboulis, les variations de GST sont identiques à celles de l'air extérieur (phase 1+). Cette phase correspond à l'accumulation de chaleur dans la partie haute de l'éboulis. Dans les secteurs situés en dehors de l'accumulation sédimentaire ventilées, ce type de GST peut être considéré comme normal : les fluctuations sont légèrement atténuées et dépendantes de l'évolution des conditions météorologiques.

2.4.1.2 Phase saisonnière 2 : automne et début d'hiver

Située avant la mise en place d'un épais manteau neigeux, cette période est caractérisée par de fréquents renversements de la direction de la circulation d'air. Si le temps demeure doux, la décharge gravitaire d'air froid initiée en été se poursuit. En revanche, lorsque la température extérieure descend sous le seuil thermique d'inversion de la ventilation, de l'air est aspiré dans les parties basses du système (y compris les fronts de glaciers rocheux fossiles). Suite aux premières neiges, l'aspiration peut s'opérer au travers de **trous d'aspiration** d'aspect "sec" (sans givre). **Un gel intense** du terrain peut ainsi avoir lieu, avec

une GST suivant de façon synchrone la température de l'air extérieur (phase 2b-). Si le sol est épais et humide, **une période de zero curtain** (phase 2a-) plus ou moins longue peut s'initier. Ainsi l'effet de cheminée fonctionne avec ou sans neige, ce qui contredit HARRIS & PEDERSEN (1998) qui affirmait qu'un couvert neigeux important était nécessaire pour qu'un tel processus se mette en place. Des glaçons

peuvent aussi se former en début d'hiver dans la partie basse des éboulis suite à des précipitations ou à une fonte des premières couches de neige (fig. 2.14a). Néanmoins la morphologie de ces glaçons semble indiquer que ces structures de glace sont rapidement sublimées après leur formation lorsque de l'air froid et sec pénètre à nouveau par les trous aspirateurs.

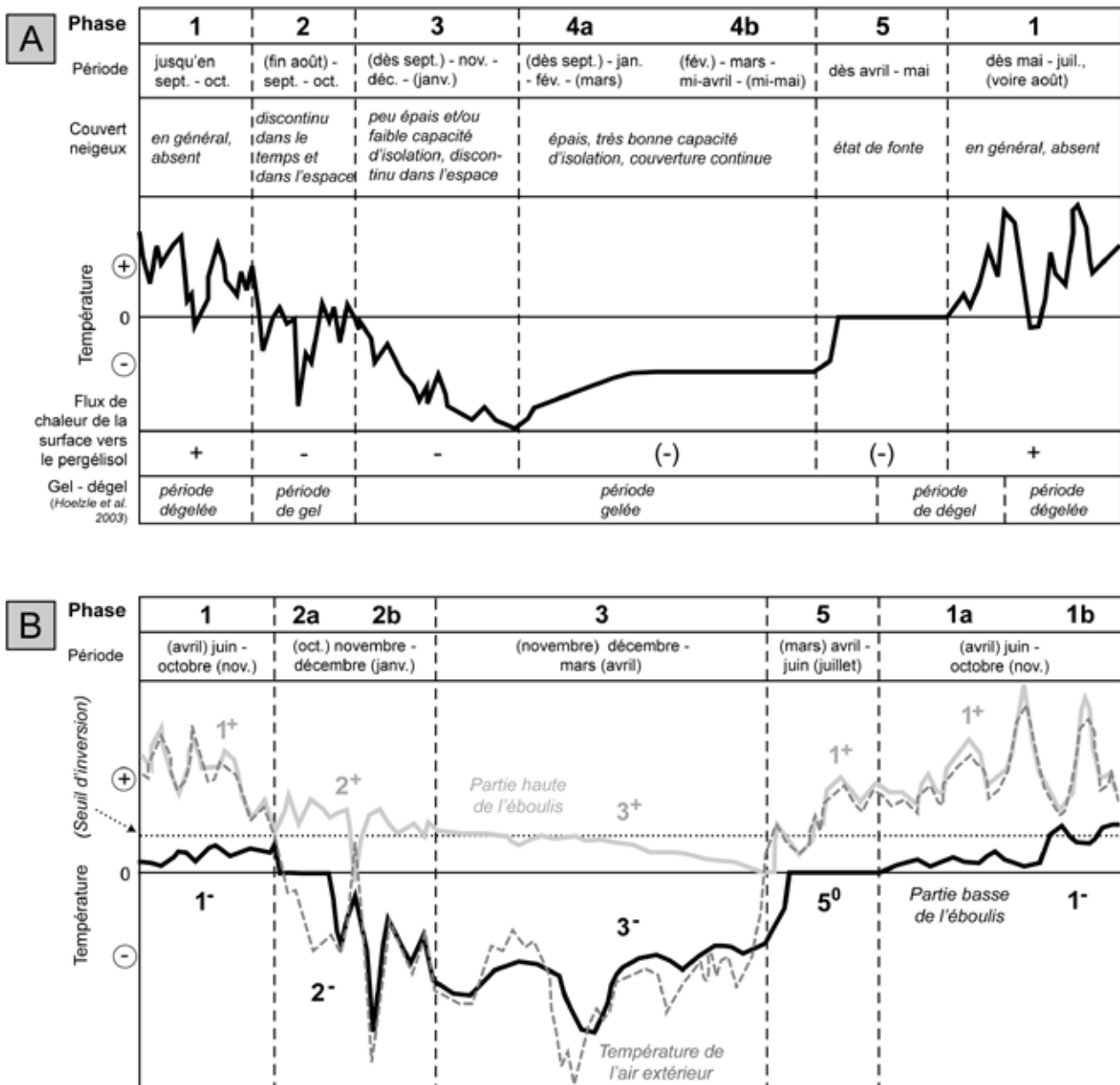


Fig. 2.9 - Principales phases saisonnières du comportement thermique de la surface du sol mesurées par des capteurs de température autonomes. A : En présence d'un pergélisol dans des terrains sédimentaires de haute-montagne (glacier rocheux, marge proglaciaire) (adapté de DELALOYE 2004) ; B : Pour une formation sédimentaire poreuse ventilée située en dessous de la limite régionale du pergélisol discontinu (adapté de DORTHE & MORARD 2007). Dans le graphique B, une distinction est faite entre le régime thermique de la partie haute et basse de la pente d'éboulis, et leur variation par rapport à l'évolution de la température de l'air extérieur est présentée. Noter l'absence de phase 4 (équilibre thermique hivernal) pour les éboulis ventilés de basse altitude (graphique B).

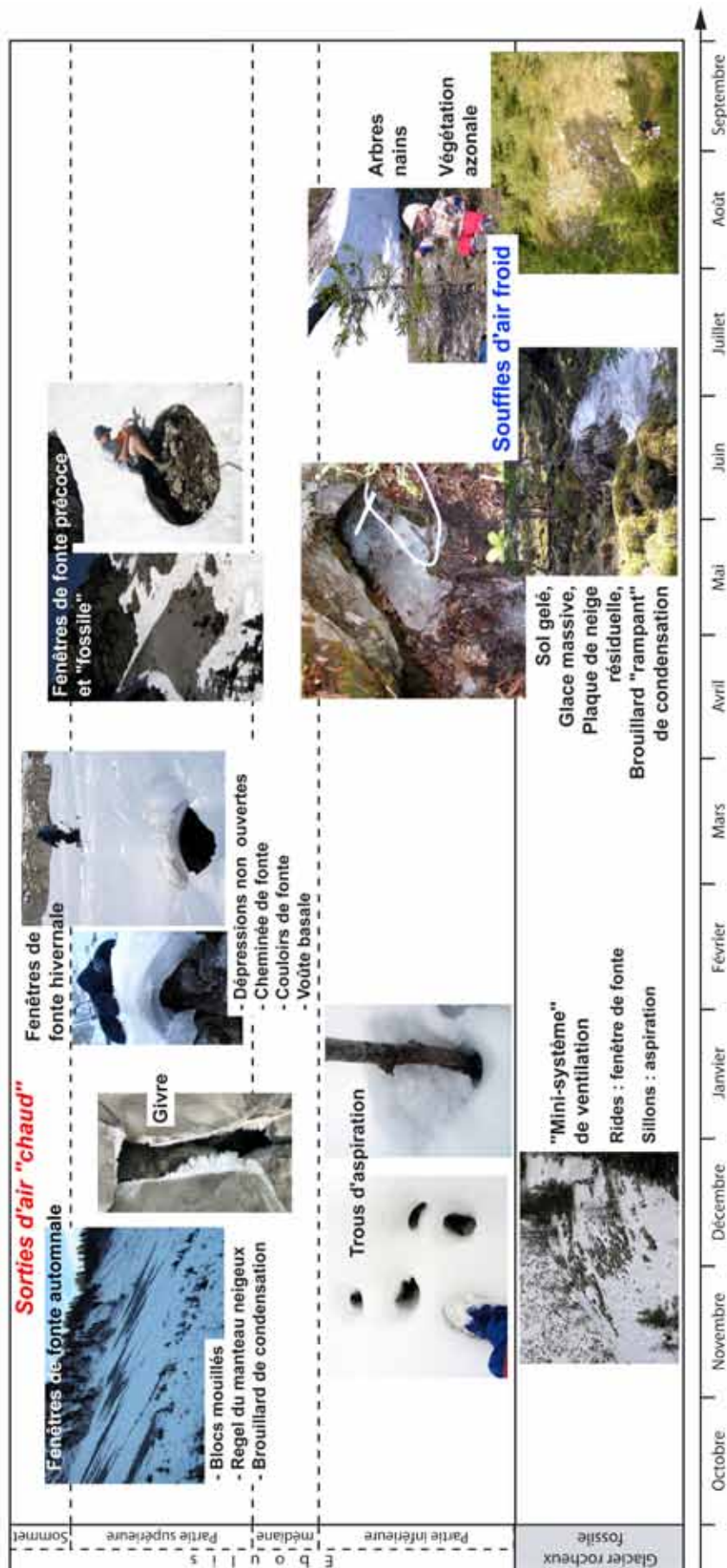


Fig. 2.10 - Synthèse des différents indices visuels caractérisant un complexe éboulis – glacier rocheux fossile ventilé de basse et moyenne altitude, selon leur emplacement et la période de l'année (adapté de DORTHE & MORARD 2007). Noter que selon les conditions locales (altitude, présence/absence de sol, type de végétation), certains indices visuels de fonctionnement peuvent ne pas être clairement identifiés (absence de végétation arbustive naine, de courants d'air perceptibles).

Dans la partie haute de la pente, GST reste généralement au-dessus du point de congélation, avec des relations inverses par rapport aux températures de l'air extérieur. Les fenêtres de fonte automnales, la présence de givre, de blocs humides, de fonte basale du manteau neigeux ou de brouillard de condensation sont les indices visuels de ce processus. Lors d'une période de temps doux, GST peut descendre sous 0°C suite à l'affaiblissement de la ventilation ascendante et provoquer le regel basal du manteau neigeux précédemment humidifié par l'expulsion d'air chaud.

Les fenêtres de fonte ne se forment généralement

pas en bandes linéaires, de même qu'elles ne se situent souvent pas directement à l'aplomb de la paroi, mais quelques (dizaines) de mètres en contrebas. Des observations réalisées dans la combe de Dreveneuse depuis 2004 – dont le développement de fenêtres de fonte des premiers froids automnaux jusqu'au printemps est spectaculaire (fig. 2.11) – montrent que **l'emplacement des zones déneigées est extrêmement constante d'année en année**. De telles manifestations ont aussi été observées et reportées pour plusieurs éboulis de haute altitude (DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006).

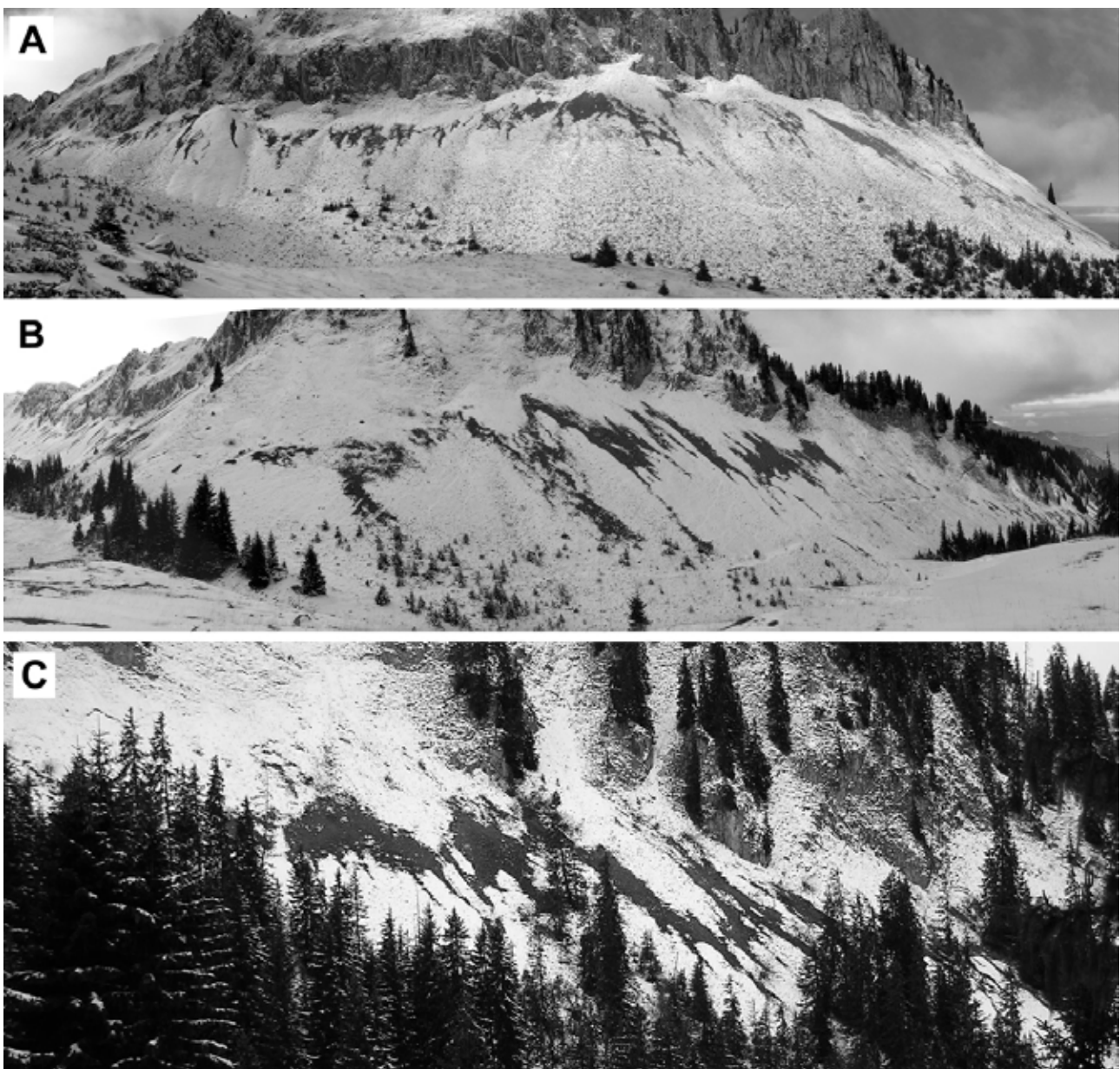


Fig. 2.11 - Fenêtres de fonte de la neige (indices d'expulsion d'air chaud) dans la partie haute des éboulis de la combe de Dreveneuse (Chablais valaisan). A : Dreveneuse d'en Haut, B : Dreveneuse du Milieu, C : Dreveneuse d'en Bas. Photo : R. DELALOYE, novembre 2004.

2.4.1.3 Phase saisonnière 3 : conditions hivernales

L'hiver se caractérise par la présence d'un manteau neigeux épais (plus de 1m) et continu ainsi que par des conditions météorologiques froides. Quelques trous d'aspiration peuvent néanmoins subsister quelques temps proche de certains blocs ou contre le tronc des arbres. La circulation d'air est ascendante durant cette période. Aux basses et moyennes altitudes, la surface du sol ne devrait pas geler sous un épais manteau neigeux, comme cela a été mesuré en dehors d'accumulation sédimentaire poreuse (DELALOYE 2004, MORARD ET AL. 2008B).

Dans les parties basses des pentes d'éboulis, **GST demeure pourtant sous le point de congélation durant tout l'hiver** (phase 3-) ! Le régime thermique suit également l'évolution des températures de l'air extérieur mais de façon légèrement atténué et décalé dans le temps. Ce décalage semble augmenter vers la fin de la période hivernale. Cependant et contrairement au comportement thermique observé à haute altitude, il n'existe pas de phase d'équilibrage hivernale (phase 4 chez DELALOYE 2004) pour les éboulis ventilés de basse et moyenne altitude.

Dans les parties supérieures des pentes d'éboulis, **GST demeure positive et chaude** (entre +0.5 et +5°C) durant tout l'hiver sauf en cas de périodes de temps doux (phase 3+). Une tendance décroissante

est également caractéristique liée à la vidange du réservoir de "chaud" constitué durant l'été. Sur ce trend général, des relations inverses entre GST et la température de l'air extérieur sont également visibles. Ces sorties d'air chaud sont facilement perceptibles en hiver par l'entremise de diverses formes de fonte de la neige. Les zones d'évacuation d'air chaud peuvent prendre la forme de dépressions non ouvertes dans le manteau neigeux ou de cheminées ouvertes. Selon LAMBIEL (2006), ces dernières peuvent évoluer en cheminées coalescentes puis en couloir de fonte si un temps froid et sec sévit durant plusieurs semaines (fig. 2.12a). À l'aplomb des principales sorties, une voûte peut se développer entre la surface du sol et la base du manteau neigeux (DORTHE & MORARD 2007) (fig. 2.12b).

L'état de la température du sol en hiver peut également être cartographié en utilisant des sondes "BTS" (cf. chapitre 3.1.2). L'objectif est de mettre en évidence l'étendue spatiale et l'efficacité d'un système de ventilation. La répétition de mesures sur plusieurs sites a montré qu'un système ventilé est caractérisé, lorsqu'il fonctionne efficacement, par l'existence d'une zone froide à l'aval (pouvant remonter jusque dans les parties médianes du versant), passant rapidement à l'amont à une zone chaude, où la température de surface est souvent positive (DORTHE & MORARD 2007). Sur les glaciers rocheux fossiles, les valeurs BTS sont généralement plus basses dans les

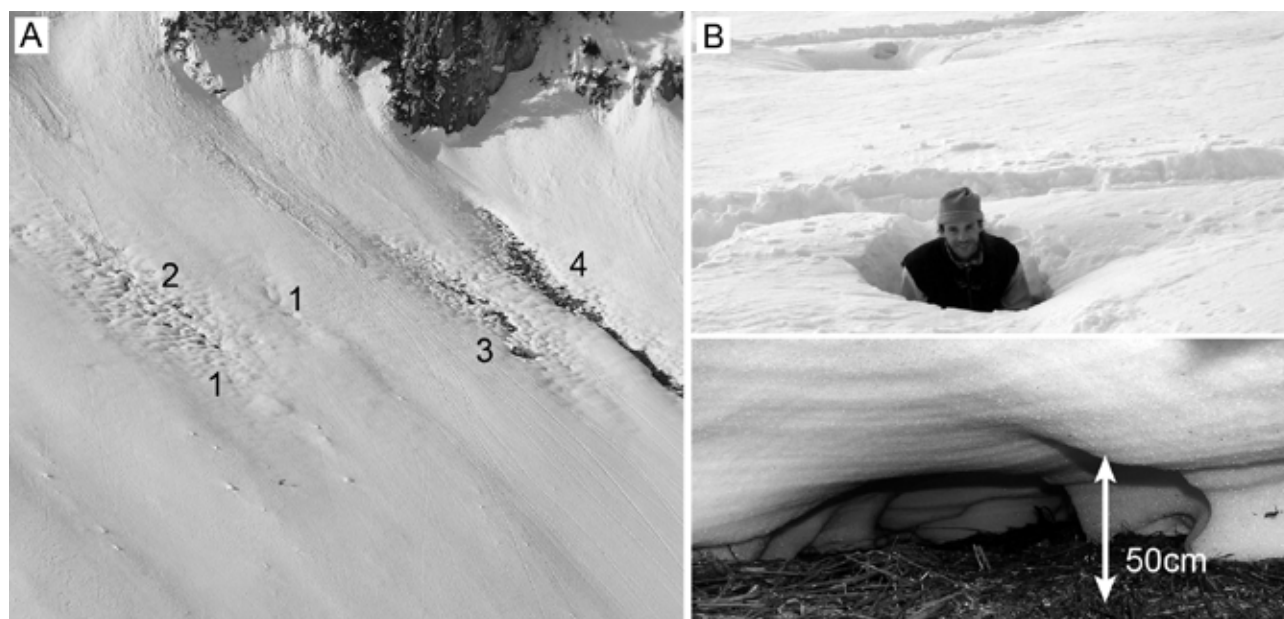


Fig. 2.12 - Différentes formes de fonte hivernale. A. Stades de développement de cheminées de fonte dans l'éboulis de Dreveneuse du Milieu (10.02.2005) selon LAMBIEL (2006) : (1) dépressions non ouvertes dans le manteau neigeux, (2) cheminées ouvertes, (3) cheminées coalescentes, (4) couloirs de fonte. B. Puits à air chaud et voûte basale dans l'éboulis de Vudèche (08.02.2005). Photos : R. DELALOYE & J. DORTHE.

sillons et au front du glacier rocheux que sur les rides. La cartographie BTS a également permis de montrer l'existence possible de systèmes ventilés adjacents, mais apparemment indépendants l'un de l'autre comme sur le site de la Pierreuse (fig. 2.13a). Un tableau identique a également été décrit sur des éboulis de haute altitude situés dans la zone d'extension du pergélisol discontinu (fig. 2.13b) (LAMBIEL 2006, LAMBIEL & PIERACCI 2008, ABBET 2009).

2.4.1.4 Phase saisonnière 5 : période printanière de fonte de la neige

La fonte généralisée du manteau neigeux débute entre mars et avril. Dans la partie basse, GST augmente rapidement à 0°C et reste stable durant plusieurs semaines tant que la glace ou la neige n'ont pas complètement disparu. Une partie de l'eau de fonte s'infiltré dans le sol et regèle. 3 types de

glace s'observent durant cette période : (1) dans les sédiments fins, le sol gelé devient dur comme du béton (fig. 2.14b), (2) de la glace plus massive se forme dans les canaux proches de la surface et probablement aussi en profondeur (fig. 2.14c). La base humidifiée du manteau neigeux regèle également (3) dans les secteurs qui ont été affectés par le sur-refroidissement hivernal, transformant selon les cas, les parties basses des éboulis en véritables patinoires (fig. 2.14d). La neige a aussi tendance à y demeurer plus longtemps. A contrario dans les secteurs non ventilés, le manteau neigeux ne présente pas de regel basal, caractéristique typiques des basses et moyennes altitudes où les températures demeurent légèrement supérieures à 0°C sous le manteau neigeux. Dans la partie haute de la pente d'éboulis, la phase durant laquelle la GST demeure à 0°C (*zero curtain*) est quasi inexistante ou ne dure que quelques jours.

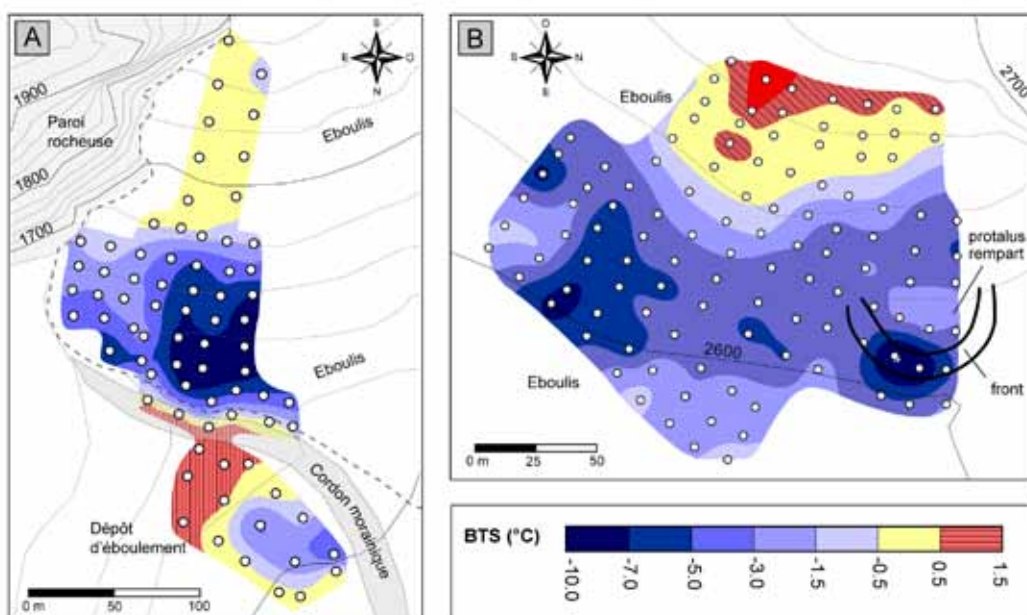


Fig. 2.13 - Répartition typique des températures de la surface du sol en hiver sur des éboulis ventilés. Interpolation par krigeage simple de mesures BTS. A: Eboulis et dépôt d'éboulement de la Pierreuse (Préalpes vaudoises, 1700 m.s.m.) (11 février 2005), B: Eboulis de haute altitude du Petit Mont-Rouge (Alpes valaisannes, 2600 m.s.m.) (2 mars 2004, données C. LAMBIEL, Université de Lausanne).



Fig. 2.14 - Différents types de glace se rencontrant dans un éboulis froid. A : glaçon en phase de sublimation en début d'hiver ; B : béton de glace ; C : glace massive dans un trou à vent ; D : glace à la base du manteau neigeux.

2.4.2 Cinq types de comportement thermique annuel

La ventilation par effet de cheminée dans une formation sédimentaire poreuse produit de grandes différences dans le régime thermique de secteurs distants uniquement de quelques (dizaines de) mètres. Suivant son emplacement sur l'éboulis et les conditions météorologiques (température de l'air, neige), la température du sol peut suivre de façons diverses la chronologie proposée ci-dessus. Des phases saisonnières peuvent ainsi être absentes. Le régime thermique du sol peut également passer d'un état (+) à un état (-) de la même phase et vice versa.

Ainsi ces phases saisonnières peuvent être regroupées en 5 types de comportement thermique annuel de la surface du sol (MORARD ET AL. 2008B) (Tab. 2.2). Basée sur l'analyse de 11 capteurs dans l'éboulis de basse altitude du Creux-du-Van (DELALOYE 2004) (fig. 2.15), cette typologie a aussi été identifiée par DORTHE & MORARD (2007) sur d'autres éboulis de moyenne altitude.

- **Type I** : *chaud en hiver, « normal » en été*. Ce comportement correspond aux parties supérieures de l'éboulis, où la température hivernale reste généralement supérieure à 0°C, sauf localement

en cas de redoux (affaiblissement de l'expulsion d'air) ou de grand froid en l'absence de neige. Le mouvement ascendant d'air chaud n'affecte cependant pas (avec la même intensité) l'intégralité de la partie supérieure de l'éboulis. La configuration de la roche en place, la géométrie de l'éboulis ou des variations granulométriques peuvent expliquer cette particularité.

- **Type II** : *froid en hiver, « normal » en été*. Il correspond à l'amont du secteur le plus froid, non concerné par l'écoulement gravitaire estival.

- **Type III** : *froid en hiver, froid en été*. Ce type est associé à la partie la plus froide de l'éboulis. Le sol reste généralement gelé en hiver en raison de l'aspiration d'air. Un réchauffement au-delà du point de congélation peut cependant se produire lorsque l'air extérieur aspiré est supérieur à 0°C (période de redoux sans neige). Durant l'été, la température ne dépasse que très rarement les +5°C.

- **Type IV** : *« normal » en hiver, frais en été*. Ce secteur se situe à l'aval de la zone la plus froide et est soumis à l'écoulement gravitaire estival. Un refroidissement hivernal peut cependant y avoir lieu si le temps est très froid et que la neige est absente ou peu épaisse

- **Type 0** : *normal en hiver, normal en été*. La température ne s'abaisse pas en dessous du 0°C en présence de neige (> 20-30 cm) et est proche de celle de l'air extérieur durant l'été.

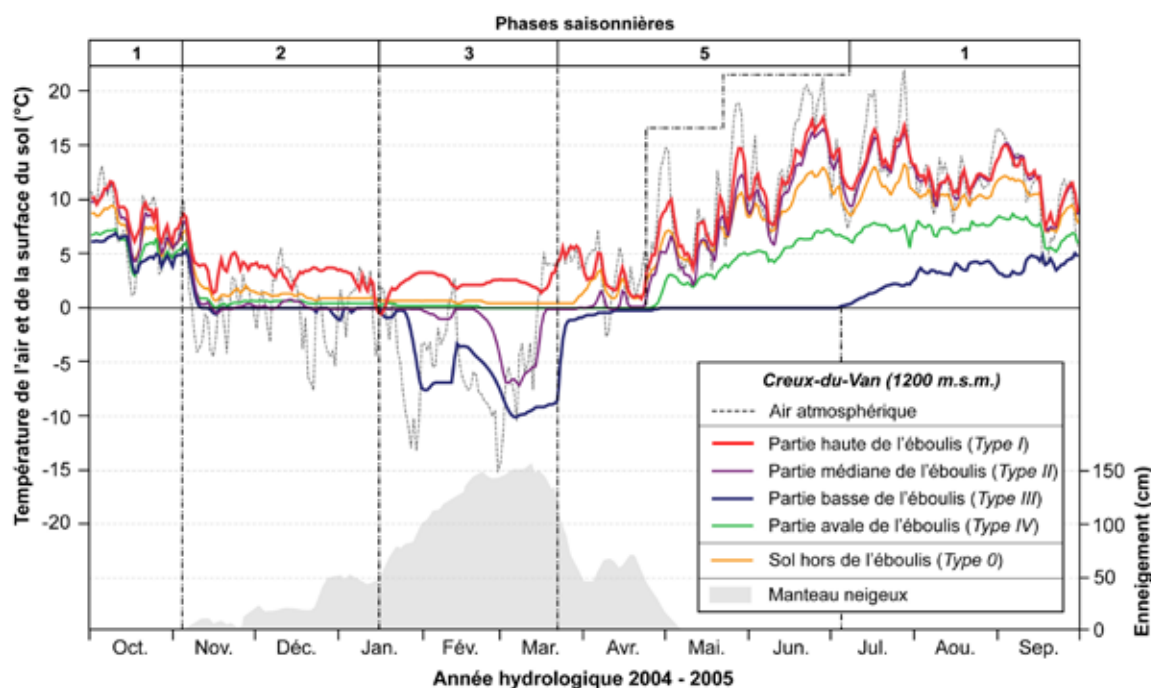


Fig. 2.15 - Régime thermique typique de la surface du sol dans un éboulis froid ventilé, mesuré le long d'un profil longitudinal traversant l'éboulis de référence du Creux-du-Van durant l'année hydrologique 2004-2005. La hauteur du manteau neigeux mesurée in situ est également présentée. Noter la non-concordance entre les secteurs les plus froids en hiver (partie médiane et basse de l'éboulis) et en été (partie basse et avale de l'éboulis).

Type annuel	Phases saisonnières	Remarques
I (<i>chaud en hiver, normal en été</i>)	1 ⁺ , 2 ⁺ (2 ^{-*}), 3 ⁺ (3 ^{-**}), 1 ⁺	* peut se produire dans la partie supérieure lors de grand froid et si le capteur n'est pas situé directement sur une sortie d'air chaud. ** peut se produire lors d'une phase de redoux hivernal provoquant l'arrêt ou l'affaiblissement de l'expulsion d'air chaud.
II (<i>froid en hiver, normal en été</i>)	1 ⁺ , 2 ⁺ , 3 ⁺ , 5, 1 ⁺	
III (<i>froid en hiver, froid en été</i>)	1 ⁻ (1 ^{+***}), 2 ⁺ , 3 ⁺ , 5, 1 ⁻	*** la température reste froide, mais une aspiration d'air peut avoir lieu si la température de l'air descend sous le seuil de réversibilité (lors d'une période de froid).
IV (<i>normal en hiver, froid en été</i>)	1 ⁻ , (2 ⁻), 5	
0 (<i>normal en hiver, normal en été</i>)	1 ⁺ , 5****, 1 ⁺	**** la température reste légèrement supérieure à 0°C durant tout l'hiver, sauf en cas de grand froid et de couvert neigeux peu épais.

Tab. 2.2 - Succession des phases saisonnières pour les différents types de comportement thermique annuel d'un éboulis ventilé.

Un point important à noter et facilement décelable sur la figure 2.15 ou sur les cartes BTS (fig. 2.13) concerne la **migration spatiale des secteurs froids** entre l'hiver et l'été. Ainsi la partie médiane de la pente d'éboulis – froide en hiver – n'est pas affectée par la décharge gravitationnelle d'air froid estivale. L'écoulement gravitaire d'air froid en été s'évacue de préférence au point les plus bas de l'éboulis. Cette migration des secteurs froids hivernaux et estivaux est typique des éboulis ventilés et facilement observable par l'installation des plusieurs capteurs de température le long d'un profil longitudinal de l'aval à l'amont de l'éboulis (DELALOYE 2004, MORARD ET AL. 2008a). Le régime thermique détaillé ci-dessus est similaire à celui présentée par SAWADA ET AL. (2003), BYUN ET AL. (2006) ou encore ZACHARDA ET AL. (2007).

2.5 SYNTHÈSE

Ce chapitre – essentiellement basé sur des recherches bibliographiques et sur les résultats préliminaires des thèses de DELALOYE (2004), LAMBIEL (2006) et du travail de diplôme de DORTHE & MORARD (2007) a permis de faire une synthèse des connaissances et des processus traitant du phénomène de sur-refroidissement des éboulis de basse et moyenne altitude. Le régime thermique saisonnier et annuel ainsi que les indices visuels attendus pour un éboulis froid ventilé ont également été présentés. On retiendra notamment que :

- Le sur-refroidissement des éboulis est un **phénomène très largement répandu** sous nos latitudes, et plus généralement dans les climats à alternance de saisons. Les éboulis froids se

développent à toute orientation, dans tout type de roche et présentent un fort déploiement altitudinal.

- Les parties basses des éboulis forment de petites niches écologiques pour des organismes typiques des hautes altitudes et latitudes. Des analyses ADN ont montré que certaines populations habitant ces environnements périglaciaires pouvaient dater de la Dernière Grande Glaciation. Autrement dit, il semble que le milieu éboulis froid présente **une grande stabilité**.

- Si plusieurs théories ont été avancées pour expliquer ce sur-refroidissement (force réfrigérante de l'évaporation en été, déficit d'ensoleillement, effet parasol de la végétation, isolation de la neige au printemps), c'est un **processus de circulation d'air** affectant l'ensemble de la formation sédimentaire poreuse qui en porte la responsabilité. Les autres causes peuvent cependant sans aucun doute accentuer ou réduire l'effet de la ventilation.

- En effet pour autant que le milieu soit **perméable**, et que les interstices de l'éboulis ne soient pas complètement obstrués par de la glace, comme cela peut être le cas dans les éboulis de haute altitude (DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006) ou par la présence importante de fines, le transit d'un courant d'air est possible dans toute la formation ventilée.

- Parmi différents modes possibles de circulation d'air, c'est le processus par effet de cheminée (ou tube à vent) qui est dominant dans les remblais composés de débris rocheux présentant une pente supérieure à 15°. Le courant d'air est **d'origine thermique**, même si l'influence du vent extérieur peut dans certains cas initier la ventilation.

- La direction et la vitesse du courant d'air sont dépendantes du gradient thermique existant entre l'intérieur et l'extérieur de la formation ventilée. **Cette renverse est rapide** de part est d'autre d'un seuil thermique.

- Divers paramètres abiotiques, intrinsèques à chaque pente d'éboulis, peuvent influencer significativement la trajectoire et l'efficacité du passage d'un courant d'air, ainsi que le refroidissement. Une morphologie **en cuvette** semble être propice à la formation de glace de congélation et au maintien de conditions froides en été. On comprendra que le degré de formation et préservation de glace et/ou de pergélisol peut fortement varier d'un site à l'autre.

- Différents **indices thermiques** (GST et BTS) et **visuels** servent à l'identification d'une accumulation sédimentaire ventilée. Dans ce sens, la disposition de capteurs de température le long d'un profil longitudinal est fondamentale pour la détection des régimes thermiques hétérogènes d'un système ventilé.

- L'existence de **relation thermique inverse avec la température de l'air** extérieur aux endroits où le courant d'air est expulsé (dans la partie haute du système ventilé en hiver, respectivement dans la partie basse en été) est certainement l'indice clé le plus évident de l'existence d'une ventilation par effet de cheminée (LISMONDE 2002b, DELALOYE 2004, MORARD ET AL. 2008a).

L'ensemble des connaissances présentées dans ce chapitre nous servira de base à l'interprétation de nos propres mesures présentées dans les chapitres suivants. Nous essayerons notamment de déterminer dans quelles mesures certains de ces paramètres peuvent expliquer certaines différences observées entre nos différents sites.

2ÈME PARTIE

METHODES

3 - MÉTHODES

La circulation d'air par effet de cheminée est un processus complexe. Afin d'améliorer sa compréhension, de nombreuses méthodes ont été testées et utilisées – parfois de façon innovante pour les éboulis froids de basse et moyenne altitude – dans le cadre de cette étude (tab. 3.1). Ce chapitre a pour but de les présenter brièvement, en insistant sur les implications pour la compréhension du processus de ventilation et sur la qualité des données récoltées. Ainsi, la présentation théorique des méthodes utilisées se limitera au strict nécessaire. Une formulation plus précise – notamment mathématique – peut être trouvée dans différents ouvrages, pour les méthodes thermiques chez DELALOYE (2004) par ex., pour la géophysique chez MEYER DE STADELHOFEN (1991) ou chez HAUCK & KNEISEL (2008).

Les études précédentes de DELALOYE (2004), LAMBIEL (2006) et DORTHE & MORARD (2007) avaient largement fait usage du suivi des températures de la surface du sol en continu (GSTM) par l'utilisation de capteurs autonomes, des mesures instantanées en hiver à l'aide de sondes BTS, ainsi que de la géoélectrique essentiellement en 1 dimension (sondages verticaux et trainés). LAMBIEL (2006) et DELALOYE & LAMBIEL (2007) avaient déjà réalisé des mesures en continu des propriétés du courant d'air (vitesse, direction, humidité) dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas, mesures que nous avons étendu à l'éboulis du Creux-du-Van, au complexe éboulis-glacier rocheux fossile du Gros Chadoua, et à la glacière dynamique des Diablotins. Dans le cadre de cette thèse, la répétition de mesures de tomographie de résistivité électrique (ERT) et de sismique réfraction (RST) a été initiée avec succès sur plusieurs sites dans le but de détecter les changements de températures et de contenu en glace dans une coupe en deux dimensions de l'éboulis. Une observation géomorphologique sous-tend également chacune de nos études de terrain.

3.1 MÉTHODES THERMIQUES

Les températures du sol (en forage), de la surface du sol (GST, BTS), de la surface (imagerie IR) et de l'air à l'intérieur et l'extérieur d'une accumulation sédimentaire poreuse ont été enregistrées depuis 2004 sur de nombreux éboulis de basse et moyenne altitude, et même depuis 1997 pour l'éboulis du Creux-du-Van. Le meilleur moyen de déterminer les caractéristiques thermiques d'un terrain sédimentaire (et d'un pergélisol) est de mesurer la température directement en forage. Ces derniers sont néanmoins coûteux et ne fournissent qu'une information spatiale ponctuelle. Limitées à la surface du sol, les méthodes GST et BTS sont des méthodes indirectes de détection du régime thermique du sous-sol. Contrairement aux forages, elles sont faciles à mettre en œuvre et permettent de fournir une information spatiale et temporelle à haute résolution (DELALOYE 2004).

3.1.1 Monitoring de la température de la surface du sol

Nous l'avons déjà vu au chapitre 2.4, des mesures de la température à la surface du sol (GST), continues ou instantanées, permettent de déterminer plus précisément le régime thermique d'une formation sédimentaire poreuse ventilée. Celui-ci se caractérise par de forts contrastes longitudinaux, ainsi que des relations marquées et saisonnièrement variables avec le comportement de la température de l'air (DELALOYE 2004, MORARD ET AL. 2008b). **La disposition de capteurs de température le long d'un profil longitudinal est donc fondamentale pour la détection des régimes thermiques hétérogènes d'un système ventilé.** Le placement judicieux des capteurs nécessite des observations de terrain en été (détermination des sorties d'air froid, végétation

azonale...) et si possible en début d'hiver (fenêtre de fonte automnale indiquant des sorties d'air chaud) (cf. indices visuels, chapitre 2.4). Une cartographie BTS (cf. 3.1.2) ou la prise d'image infrarouge (cf. 3.1.4) recouvrant toute la pente d'éboulis fournit aussi une très bonne base pour déterminer les emplacements adéquats des capteurs autonomes.

Dans le cadre de cette thèse de doctorat, 4 types de capteurs ont été utilisés pour mesurer en continu la GST. La plupart sont des UTL-1 (Geotest AG) dont la plage de mesure est située entre -30°C et $+40^{\circ}\text{C}$, avec une précision de $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ et une résolution de 0.25°C (HOELZLE ET AL. 1999). Une mesure est prise chaque 2 heures. Des i-buttons Thermochron et Hygrochron (précision $\pm 1^{\circ}\text{C}$, résolution de 0.5°C) (Maxim Integrated Products), des UTL-3 (précision $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$ et résolution $< 0.1^{\circ}\text{C}$) (Geotest AG) ou des capteurs reliés à des stations météorologiques MADD (capteur

T30E, précision de $\pm 0.1^{\circ}\text{C}$) (Etrelec JDC, Yverdon) ont aussi été utilisés. Les capteurs sont placés entre 20 et 50 cm de profondeur soit dans des trous à vent, soit directement dans le sol.

Deux variables sont déterminantes pour l'analyse saisonnière de l'évolution des GST : d'une part la **valeur absolue mesurée** (en $^{\circ}\text{C}$) de la température et d'autre part la **différence (ou l'anomalie) thermique entre les températures du sol et de l'air extérieur**.

L'effet de la ventilation interne sur le régime thermique annuel de la surface du sol peut être quantifié par différents indicateurs, couramment utilisés dans les recherches sur le pergélisol alpin : la température moyenne annuelle de la surface du sol (MAGST), l'anomalie thermique annuelle par rapport à la température moyenne annuelle de l'air extérieur (MAAT), l'indice de gel (GFI) et de dégel du sol (GTI) représentant la somme des degrés jours négatifs

Méthodes	Instruments	Objectifs
Surface du sol		
GST monitoring	UTL1-3, iButton, capteur T30E (MADD)	Détermination et évolution du régime thermique de surface.
BTS	Sondes graduées Markasub	Cartographie des températures de surface du sol en hiver.
Image IR	Caméra Fluke TiR	Détection de zones chaudes et froides à distance.
Courant d'air		
Vitesse et direction	Anémomètre sonique et à ailettes (MADD), anémomètre portable (JDC Electronics)	Mesures directes de la ventilation.
Température	UTL1-3, iButton, capteur T30E (MADD)	Détermination et évolution du régime thermique des trous à vent.
Humidité	capteur T40E (MADD), hygroButton	Phases d'évaporation (sublimation) et de condensation.
Manteau neigeux		
Hauteur de neige	Mât à neige (UTL)	Evolution et régime thermique dans le manteau neigeux.
Pression différentielle	Capteurs PD41C et PR41X (MADD)	Variation de pression entre le sommet et la base de la neige.
Intérieur de l'éboulis		
Forages	Capteurs T30E (MADD)	Détermination et évolution du régime thermique, détection de pergélisol.
ERT	Syscal (Iris Instruments)	Détermination et suivi des modifications des propriétés géophysiques du sous-sol
RST	Geode Seismic Module (Geometrics Inc.)	(englacement), détection de pergélisol.
GPR	Ramac RTA	
Conditions météorologiques		
Variables météorologiques (température et humidité de l'air, rayonnement, ...)	UTL (placé sur un arbre), stations MADD, stations Meteosuisse	Conditions météorologiques sur les sites de mesures.

Tab. 3.1 - Aperçu des différentes méthodes utilisées dans le cadre de cette étude.

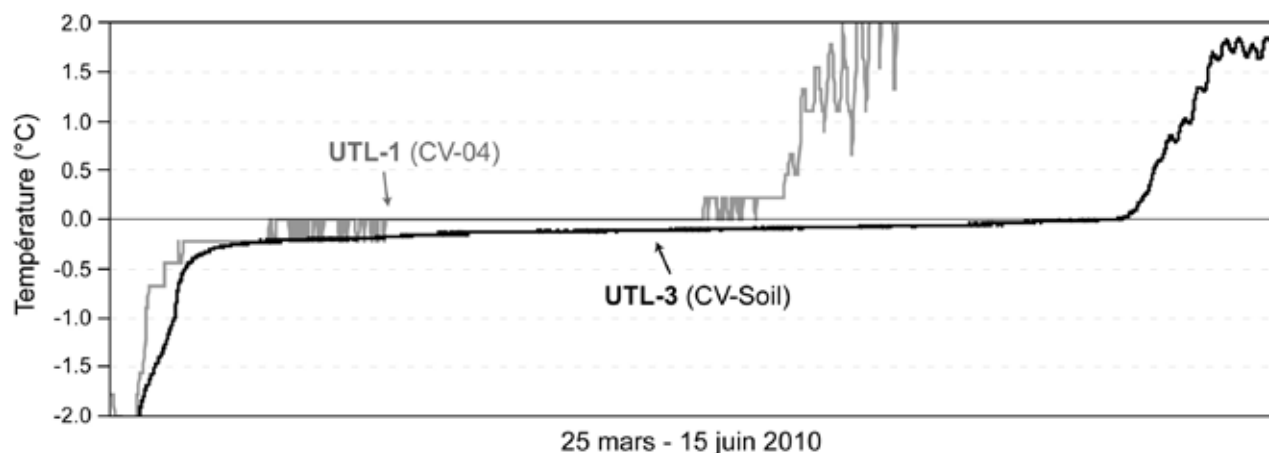


Fig. 3.1 - La phase zéro (*zero curtain*) dans l'éboulis du Creux du Van enregistrée par un capteur UTL-1 (résolution 0.25°C) et un capteur UTL-3 (résolution < 0.1°C). Noter que la phase zéro se caractérise par une lente remontée des températures jusqu'à 0°C.

– respectivement positifs – calculée sur une période de temps déterminée (en général l'année hydrologique), le nombre total de jours gelés, ou encore la date d'initiation et de fin de la phase zéro printanière (*zero curtain*), période durant laquelle GST est généralement considérée exactement égale à 0°C. Cette période permet de calibrer les capteurs de températures (DELALOYE 2004). Néanmoins, l'utilisation de capteurs UTL-3 à haute précision montre que cette phase zéro n'est pas constante, mais se traduit par une remontée lente et continue des GST vers la valeur 0°C (fig. 3.1). Ce comportement peut être lié aux échanges de chaleur latente : dans un premier temps, une remontée brutale de GST est liée au regel des eaux d'infiltration, processus libérant de la chaleur latente. Par la suite, la fonte graduelle de la glace – processus absorbant de la chaleur latente – maintiendrait la température du milieu légèrement sous 0°C.

3.1.2 Cartographie de la température de la surface du sol en hiver ("BTS")

L'état de la température du sol en hiver peut être cartographié en utilisant des sondes "BTS" (HAEBERLI 1973), méthode consistant à mesurer la température de la surface du terrain à l'aide d'un thermistor (précision +/- 0.25°C) installé à l'extrémité d'une sonde (Markasub AG) en fibres de verre de 3m, graduée, que l'on enfonce à travers la couche de neige (DELALOYE 2004). L'objectif est de mettre en évidence **l'étendue spatiale et l'efficacité d'un système de ventilation**. Les mesures "BTS" n'avaient pas comme objectif la prospection d'un pergélisol éventuel, mais la **recherche d'anomalies thermiques**, autrement dit la recherche et la répartition des zones "froides" et de zones "chaudes". Ainsi dans les éboulis ventilés

en raison de l'absence d'une phase d'équilibrage thermique hivernal (phase 4 chez DELALOYE 2004) (cf. fig. 2.9) consécutive du rôle isolant de la neige ne permet pas de confirmer la présence d'un pergélisol sur la base des classes définies par HAEBERLI (1973). Cette clé d'interprétation – fréquemment utilisée à tort ou à raison par de nombreux auteurs pour détecter la présence d'un sol gelé – n'est ainsi pas applicable (ISHIKAWA 2003, DELALOYE 2004). Une GST moyenne (à défaut d'être stable) de plusieurs degrés sous le point de congélation en février – mars n'est pas suffisante pour confirmer la présence d'un pergélisol dans un éboulis ventilé.

La répétition de mesures sur plusieurs sites a montré qu'un système ventilé est caractérisé, lorsqu'il fonctionne efficacement, **par l'existence d'une zone froide à l'aval (pouvant remonter jusque dans les parties médianes du versant), passant rapidement à l'amont à une zone chaude**, où la température de surface est souvent positive (LAMBIEL 2006, DORTHE & MORARD 2007) (cf. figure 2.13). La cartographie BTS étant une bonne méthode d'identification, de nombreuses campagnes ont été réalisées, avec l'aide d'étudiants de l'Unité de Géographie de l'Université de Fribourg (tab. 3.2). Les mesures sont répétées chaque année sur les sites de Bruson, Vudèche et Les Clous.

La mise en œuvre détaillée de la méthode "BTS" est présentée chez HAEBERLI (1973), DELALOYE (2004) ou encore LAMBIEL (2006). Nous rappellerons ici seulement les étapes indispensables : vérification du danger d'avalanches et de l'équipement, réalisation d'un test des sondes et des multimètres avant et après les mesures, mesures selon un intervalle de

Sites	Années de mesure	# pts	Source
Creux-du-Van	2001, 2003, 2010	70	
Dreveneuse d'en Bas	2005	39	LAMBIEL (2006)
Dreveneuse du Milieu	2005	131	DORTHE & MORARD (2007)
Gros Chadoua	2006	347	
Bruson	2005, 2008 – 2010	34	
Vudèche	2001 – 2003, 2005, 2010	145	DELALOYE (2004)
Bärenloch	2009	48	
Les Clous	2001, 2010	51	DELALOYE (2004)
Bois des Arlettes	2005	185	DORTHE & MORARD (2007)
La Pierreuse	2005	77	DORTHE & MORARD (2007)
Le Larzey	2005	99	LAMBIEL (2006), DORTHE & MORARD (2007)
Van d'en Haut	2003, 2005	30	LAMBIEL (2006)

Tab. 3.2 - Dates des mesures BTS effectuées sur différents éboulis de basse et moyenne altitude en Suisse occidentale.

10 à 25 mètres suivant la morphologie du terrain et enregistrement de la position des points de mesures par GPS, réalisation de profil de neige pour déterminer l'état thermique du manteau neigeux (humidification), puis une fois de retour du terrain, mise au propre des données et correction des valeurs de résistance électrique en fonction des calibrations et des tests préalablement effectués (un exemple est donné chez DORTHE & MORARD 2007). Les résistances mesurées sont en dernier lieu converties en températures. Les cartes BTS sont réalisées avec le logiciel Surfer en utilisant une interpolation par krigeage.

3.1.3 Température en forage

Le pergélisol est un phénomène caché, dissimulé sous une couche active de quelques mètres d'épaisseur. Ainsi le meilleur moyen d'attester son existence (ou son absence) ainsi que ses caractéristiques thermiques est de mesurer la température en continu à l'intérieur d'un forage. Les forages fournissent aussi de précieuses informations sur la nature du sous-sol, notamment la profondeur de l'accumulation de blocs, la teneur éventuelle en glace ainsi qu'une première idée de la porosité.

Les forages installés dans les éboulis froids se comptent sur les doigts d'une main. Deux forages peu profonds (1.57m) ont été installés en 1999 au Japon par SAWADA ET AL. (2003). En novembre 2004, deux forages ont été percés dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (LAMBIEL 2006, DELALOYE & LAMBIEL 2007, MORARD ET AL. 2010a). Le forage F1 profond de 14.5m se trouve dans la partie médiane de l'éboulis, à l'amont d'une zone d'épicéas nains, secteur où l'air est sensé circuler entre le bas et le haut de la pente d'éboulis. La base de l'éboulis poreux se situe à 11m

de profondeur. Long de 5m, le forage F2 traverse l'éboulis sur environ 4m dans la moitié inférieure de la forêt d'épicéas nains. Un dernier forage de 8m a été percé en 2006 dans la partie inférieure de l'éboulis froid du Val Bever (KNEISSEL & SCHWINDT 2008).

Relié à une station météorologique MADD (Etrelec JDC, Yverdon), le forage F1 de Dreveneuse d'en Bas mesure la température du sol depuis novembre 2004. Les 9 capteurs initiaux ont été retirés pour calibration en novembre 2006 et remplacés par 12 capteurs. En raison de problèmes techniques, aucune donnée n'a été enregistrée entre février et mai 2005, ainsi qu'entre juillet et novembre 2006. Le forage F2 est composé de 8 capteurs UTL-1, relevés chaque année en automne. La série de données est presque complète depuis novembre 2004. Les principes de traitement et d'analyse statistique (indicateurs) sont identiques à ceux utilisés pour la température de la surface du sol.

3.1.4 Imagerie thermique infrarouge

La méthode de télédétection par imagerie thermique infrarouge a été utilisée dans le but d'essayer de **détecter rapidement et à distance** si une accumulation de blocs poreux est ventilée. Ainsi comme pour la méthode BTS, l'objectif de l'imagerie IR était de déterminer la répartition spatiale de secteurs "chauds" et "froids" et de se faire une idée de leur température (fig. 3.2).

La caméra utilisée est une Fluke TiR IR fusion Technology de résolution thermique 160x120, avec une caméra optique intégrée de résolution 640x480px permettant de réaliser des images mixtes. Il est néanmoins conseillé de prendre une image de meilleure qualité de la zone investiguée avec

un appareil photo. La température de surface est directement dérivée en °C en fonction de la chaleur émise par un corps dans l'infrarouge. La précision thermique est de +/- 5°C. Cette température dépend essentiellement de l'émissivité du corps (qui peut varier selon la nature du matériau) ainsi que de façon plus modérée de la température de l'air au moment de la mesure (*background temperature*). Ces deux variables peuvent être ajustées avec le logiciel SmartView 2.1. L'émissivité est toujours inférieure à 1.0, et généralement supérieure à 0,9 pour la plupart des corps naturels (manuel du logiciel SmartView 2.1). Une valeur fixe d'émissivité de 0.95 a été adoptée pour nos images, valeur théorique proche de celle du sol nu (0.96), du calcaire (0.95-0.96), du granite (0.96), de la glace (0.97) ou du sol gelé (0.93).

Contrairement au GSTM ou au BTS, l'imagerie thermique IR permet de **caractériser la température de surface** (et pas forcément de la surface du sol). Ainsi en présence d'un épais manteau neigeux continu, la méthode IR ne permet pas forcément de détecter des zones chaudes ou froides, seule la surface de la neige sera enregistrée (fig. 3.2). La température absolue doit

être ainsi considérée avec prudence. L'avantage de la méthode est qu'elle permet de positionner de façon judicieuse des capteurs de températures autonomes. L'utilisation de cette méthode est particulièrement efficace en début d'hiver et en été.

3.1.5 Température de l'air extérieur

Sur les sites du Gros Chadoua et du Creux-du-Van, la température de l'air est mesurée à environ 2m de hauteur et enregistrée toute les heures ou toutes les deux heures par des stations météorologiques MADD (Etrelec, Yverdon). Les données des stations sont relevées et contrôlées plusieurs fois par an. Malheureusement, il est arrivé à plusieurs reprises que des inconvénients surgissent, le plus fréquent étant un problème de calendrier entraînant la prise de mesure chaque 10 heures au lieu de chaque heure. Tous les autres capteurs reliés à la station (capteurs de température et d'humidité, anémomètres, capteur de pression différentielle, etc.) étaient également concernés. Sur une partie des autres sites, la température de l'air a aussi été enregistrée par des UTLs attachées à 2m de hauteur sur des arbres et placés sur le côté nord abrité du soleil.

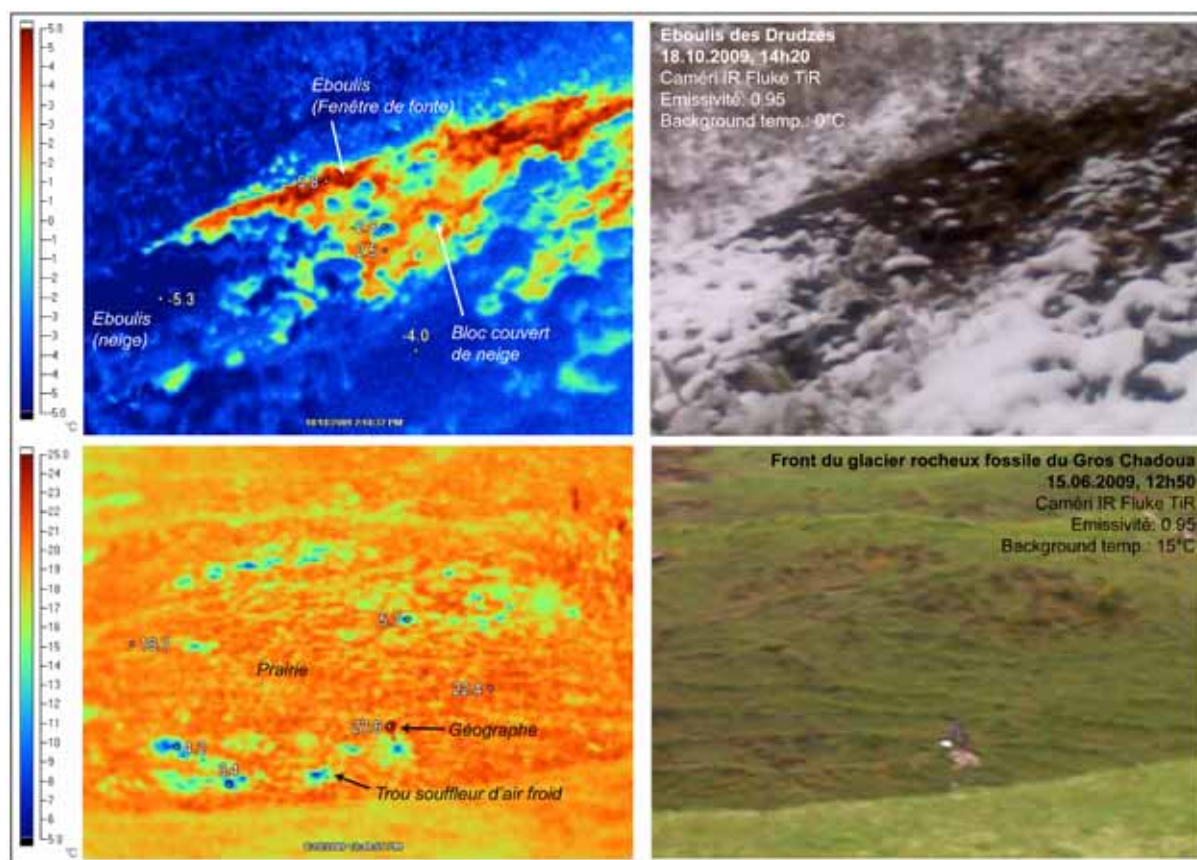


Fig. 3.2 - Détermination de zones chaudes en début d'hiver (éboulis des Drudzes) et froides en été (front du glacier rocheux fossile du Gros Chadoua) par imagerie thermique IR.

Les températures de l'air enregistrées ont été comparées à celles stations météorologiques du réseau Météosuisse, dont les données sont accessibles via le serveur Climap. Les données de températures de la station du Moléson (1950 m.s.m.) ou de celle de Bullet – La Frétaz ont montré une excellente corrélation ($r^2 > 0.9$) avec nos propres enregistrements pour les sites des Préalpes et du Jura. La station de Viège a été utilisée pour dériver la température de l'air de l'éboulis du Bois de Finges. Ces données Météosuisse ont ainsi servi à combler les séries manquantes, à dériver les températures de l'air pour l'altitude de nos sites en utilisant un gradient thermique de $0.55^\circ\text{C}/100\text{m}$, ou à reconstruire l'évolution passée des températures de l'air.

3.2 PROPRIÉTÉS DU COURANT D'AIR

Différentes caractéristiques du courant d'air ont été mesurées proche de la surface : température, humidité relative, pression différentielle, vitesse et direction du courant d'air. Ces mesures ont été effectuées à l'intérieur de trous à vent suffisamment grands pour accueillir des instruments (env. 20-40cm de diamètre) et dans la grotte glacée des Diablotins. Les mesures se font ainsi directement dans le volume d'air interstitiel, et non dans ou en contact direct avec les matériaux fins composants le sol. Les résultats de ces mesures sont présentés au chapitre 4.

▪ Comme pour la GST, la **température de l'air à l'intérieur d'un trou à vent** est mesurée par un capteur autonome (type UTL-1, ou relié à une station

MADD) placé à l'envers ou suspendu à l'intérieur d'un trou à vent, de sorte que la mesure soit effectuée dans l'air du chenal d'aération et non dans le sol.

▪ **L'humidité relative de l'air à l'intérieur d'un trou à vent** a été mesurée à l'aide d'une sonde T40E configurée par MADD Technologies (Etrelec, Yverdon) (résolution 0.01%), ou par des i-buttons Hygrochron (résolution de 0.5%) (Maxim Integrated Products). Ces derniers types de capteurs ont bien fonctionné dans la glacière des Diablotins, mais ont été sujets à certains problèmes dans l'éboulis Creux-du-Van (en 2010-2011). Sur ce site, l'humidité relative restait constamment à 100% en raison de la fixation d'une goutte d'eau sur le capteur, même sur celui placé en atmosphère libre.

▪ Dans le cadre de cette étude, des mesures de la **vitesse et direction du courant d'air** ont été réalisées à l'aide d'un anémomètre à ailettes (MADD-T59 E, seuil de sensibilité de 0.2 m/s, précision +/- 0.1 m/s) bidirectionnel (aspiration ou soufflage) et d'un anémomètre sonique (MADD-T58 C, seuil de sensibilité de 0.1 m/s, précision +/- 0.1 m/s) donnant la direction du courant d'air sur 360° ont été utilisés (fig. 3.3). Les appareils ont été placés à environ 50 - 100 cm de profondeur dans des trous à vent suffisamment grand, situés dans la partie basse des systèmes ventilés. Ces mesures "en continu" ont été complétées par des relevés instantanés à l'aide d'un anémomètre portable Skywatch GEOS N°11 (JDC Yverdon) (précision +/- 2%), appareil qui donnait de bons résultats et permettait le cas échéant de compléter ou corriger les données enregistrées en continu. En effet, réaliser des mesures en continu de la vitesse du courant d'air dans une accumulation de blocs aérée



Fig. 3.3 - *Equipement du trou à vent du Gros Chadoua avec anémomètres à ailettes et sonique, capteur de température et d'humidité en juillet 2007. A droite, le même trou en début d'hiver après une phase d'aspiration de neige profonde à l'intérieur du trou, et au printemps lors du regel des eaux de fonte de la neige.*

représente un véritable challenge méthodologique. Les anémomètres sont généralement conçus pour fonctionner en atmosphère libre ou dans des espaces suffisamment volumineux. A l'exception de la glacière des Diablotins, ces conditions ne sont évidemment pas remplies dans nos terrains sédimentaires. De plus l'appareil doit être capable de supporter à la fois des phases de gel intense, l'accumulation de neige aspiré dans le trou en début d'hiver, ainsi que la formation de glace interstitielle au printemps (fig. 3.3).

- Le courant d'air peut s'apparenter à la propagation d'une perturbation de pression (LISMONDE 1993). Un capteur de **pression différentielle** (modèle MADD-PD41C, et modèle MADD-PR-41X) a également été installé pour tenter de caractériser les différences de pression entre l'intérieur du terrain et l'extérieur en hiver lorsque le trou souffleur n'est plus en contact direct avec l'atmosphère. Le manteau neigeux empêche en effet la plupart du temps les anémomètres de fonctionner correctement.

3.3 MÂT À NEIGE

L'évolution du manteau neigeux est enregistrée par un **mât à neige** depuis 1998 dans la forêt d'épicéas nains au Creux-du-Van à 1200 m.s.m. (cf. chapitre 1.8). L'appareil est composé d'un piquet en bois de 2m de haut auquel sont attachés 6 capteurs de température UTL-1 au niveau du sol, puis à 0.3, 0.6, 1.0, 1.4 et 1.8m de hauteur (fig. 3.4). Le développement du manteau neigeux peut être reconstruit en comparant les oscillations thermiques à l'intérieur de la neige (atténuées en présence de neige) avec celles de l'air extérieur (pour plus d'informations : DELALOYE 2004, LEWKOWICZ 2008). Outre son prix très bon marché, cette instrumentation à l'avantage de fournir également des données **sur le régime thermique du manteau neigeux** (cf. chapitre 4).

3.4 MÉTHODES GÉOPHYSIQUES

3.4.1 Principes et objectifs

Les résultats des différentes mesures thermiques présentées ci-dessus ont livré de précieux enseignements sur les effets d'une circulation d'air dans les éboulis de basse et moyenne altitude (GUDE & MOLENDI 2000, TANAKA ET AL. 2000, SAWADA ET AL. 2003, DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006, DORTHE & MORARD 2007, ZACHARDA ET AL. 2007). Les données se limitent cependant à la surface du sol ou en forage

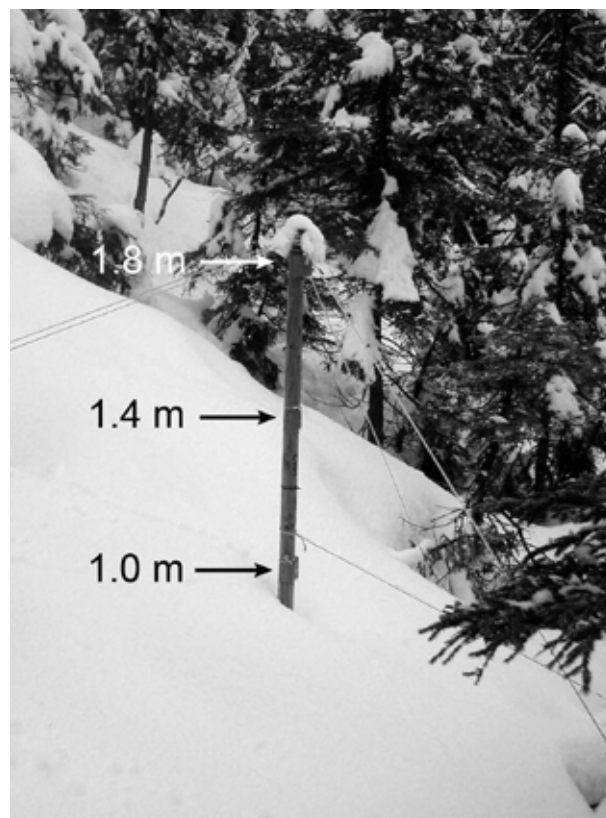


Fig. 3.4 - Mât à neige du Creux-du-Van avec un couvert neigeux épais de 90cm le 23 février 2011.

de façon ponctuelle. Dès lors est-il possible d'obtenir des informations pour l'ensemble de l'éboulis ? Ces dernières années, l'application de l'imagerie électrique et sismique en deux dimensions, ainsi que du géoradar a connu un important essor dans la recherche des environnements périglaciaires (par ex. HAUCK ET AL. 2003, MARESCOT ET AL. 2003, HAUCK & KNEISEL 2008). Peu coûteuses et relativement rapides à mettre en œuvre, ces trois méthodes géophysiques sont donc particulièrement appropriées pour **préciser de façon indirecte certaines caractéristiques du sous-sol** (type de matériaux, porosité, contenu en eau liquide, teneur en glace, température) (HOEKSTRA & MCNEILL 1973, HAUCK 2001, DELALOYE 2004, HAUCK & KNEISEL 2008) ainsi que **leurs éventuelles modifications dans le temps** (HILBICH ET AL. 2008). L'utilisation de ces méthodes avait aussi comme objectif de préciser **l'épaisseur et la géométrie des dépôts sédimentaires**, facteurs abiotiques dont l'importance a été précisée au chapitre 2.

En raison de la grande hétérogénéité des terrains sédimentaires se rencontrant dans l'espace alpin et péri-alpin (DELALOYE 2004, HAUCK & KNEISEL 2008), une interprétation correcte d'une séquence unique de mesures géophysiques peut s'avérer délicate.

Ainsi, **l'utilisation commune de plusieurs types de méthodes géophysiques est encouragée**, chacune présentant des avantages et des limitations spécifiques (par ex. HAUCK & KNEISEL 2008, KNEISEL ET AL. 2008, HAUCK ET AL. 2011), ainsi que des valeurs physiques différentes selon les types de matériaux (fig. 3.5). De même, il existe pour chaque méthode des batteries de **tests d'incertitude et de sensibilité** à mener pour évaluer la qualité d'un jeu de données géophysiques (par ex. HAUCK & VONDER MÜHLL 2003, MARESCOT ET AL. 2003, HILBICH ET AL. 2009).

3.4.2 Répétition des mesures

Plus récemment, certains auteurs ont également montré que **la répétition des mesures à des intervalles de temps rapprochés** (chaque mois par exemple) sur des profils fixes facilite grandement l'interprétation des résultats (par ex. HAUCK 2001, HILBICH ET AL. 2008, HILBICH 2010). Cette dernière approche permet notamment de différencier les variations spatiales de propriétés du sous-sol provoquées par des différences géologiques (stables dans le temps) de celles causées par des **modifications de la teneur en glace ou de la température liées à des processus de gel et de fonte**

(beaucoup plus variables). La répétition de mesures géophysiques (notamment ERT et RST) permet de calculer un index d'anomalie, exprimé sous la forme de ratio ou de pourcentage de changement entre deux séquences acquises à des dates différentes.

Dans le cadre de cette étude, c'est essentiellement la méthode géoélectrique qui a été utilisée : 66 tomographies de résistivité électrique (ERT) ont été acquises entre 2007 et 2010, dont 51 sur des profils fixes installés dans les éboulis de Dreveneuse d'en Bas et du Creux-du-Van (ERTM) (cf. chapitre 7). En complément, 6 profils de sismique réfraction (RST) et 9 profils de géoradar (GPR) ont aussi été réalisés. Différents exemples d'application de ces méthodes et de certains problèmes méthodologiques rencontrés sont présentés ci-dessous. Pour la tomographie de résistivité électrique, les exemples sont tirés des sites du Creux-du-Van et de Dreveneuse d'en Bas, éboulis sur lesquels des profils fixes ont été installés pour effectuer un monitoring des variations des résistivités électriques. Facile d'accès et dénué de végétation, différents tests multi-méthodologiques ont également été réalisés sur le complexe éboulis froid – glacier rocheux fossile "à vaches" du Gros Chadoua.

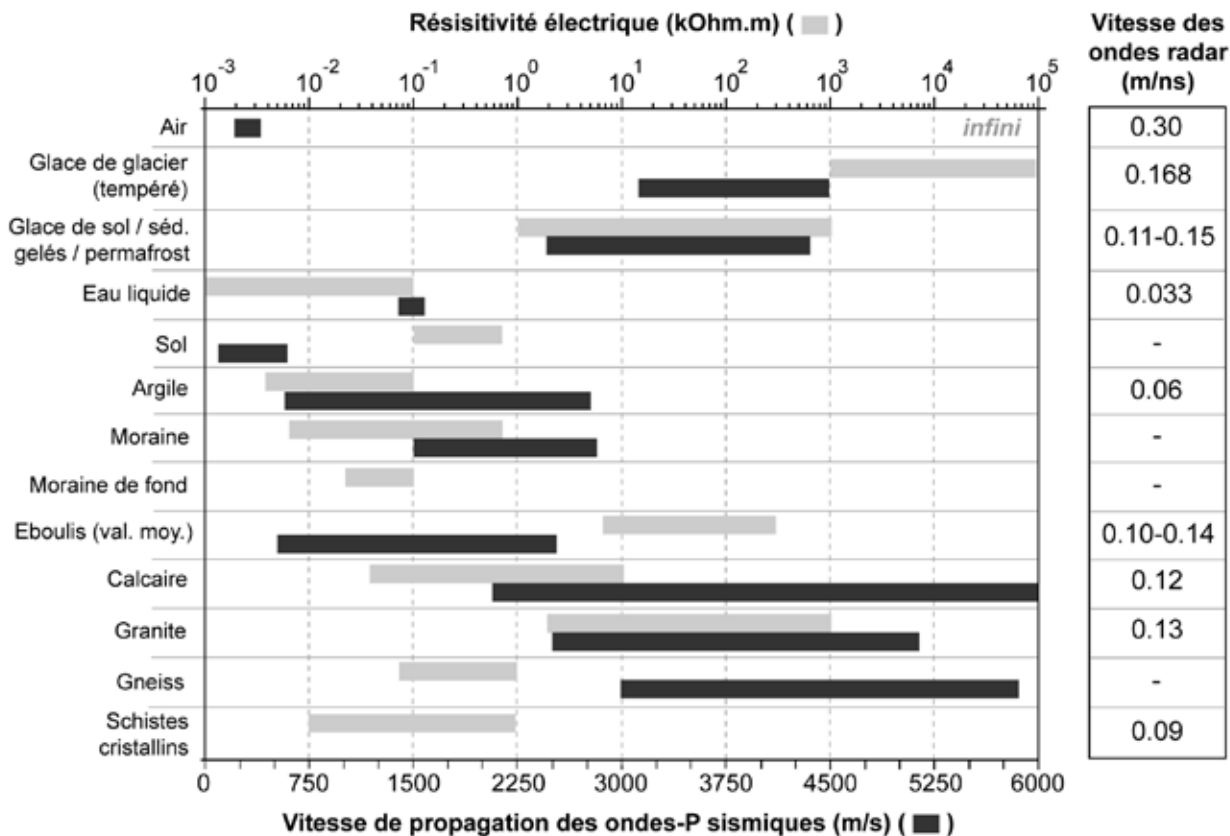


Fig. 3.5 - Valeurs de résistivité électrique (kOhm.m), de vitesse de propagation des ondes sismiques (m/s) et des ondes radar (m/ns) pour différents types de matériaux (d'après MEYER DE STADELHOFEN 1991, HAUCK 2001, SASS & WOLLNY 2001 et HAUCK & KNEISEL 2008).

3.4.3 Tomographie de résistivité électrique

3.4.3.1 Principe

Lorsqu'un courant électrique d'intensité I [mA] est injecté entre deux électrodes de courant (de A positive vers B négative) placés sur le sol, deux champs électriques d'allure demi-sphérique sont générés dans le sol et dans l'air (infiniment résistant). Les filets de courant sont affectés par la résistivité (inverse de la conductibilité) des différentes couches du sous-sol, d'autant plus profondément que la distance entre les deux électrodes de courant augmente. La profondeur d'investigation est approximativement de $AB/5$, « valeur qui décroît sensiblement dans les terrains très résistants, une situation fréquente pour les terrains à pergélisol » (DELALOYE 2004). Deux électrodes de potentiel (M et N) mesurent la différence de potentiel (ΔV) [mV] due à l'émission par les électrodes de courant (I) [mA]. La résistance électrique R [Ohm] obtenue ($R = \Delta V/I$) est multipliée par un facteur géométrique k dépendant du dispositif utilisé et de la position de A, M, N et B pour obtenir la **résistivité apparente** du sol (ρ_a), dépendant de toute l'épaisseur de terrain traversé par le courant électrique.

Chacune des couches du sous-sol possède une **résistivité spécifique** (ou vraie) (ρ_s). Dans un terrain électriquement homogène, les valeurs de résistivité apparente mesurées sont très proches des résistivités vraies (MEYER DE STADELHOFEN 1991). En revanche, lorsque le courant électrique traverse des couches de résistivités différentes (ρ_1 et ρ_2 par exemple), les valeurs de résistivité apparente mesurées sont comprises entre ρ_1 et ρ_2 et doivent être « inversées ».

L'étude de la résistivité électrique du sous-sol permet ainsi d'estimer ses propriétés physiques ainsi que la répartition verticale et latérale des différentes couches qui le composent. Dans le sous-sol, la présence d'eau (quantité et qualité, ie. sa minéralisation) conditionne presque toujours la conductibilité électrique (inverse de la résistivité électrique), relation décrite par la loi d'Archie (HAUCK 2001). Une absence totale d'eau entraîne en effet des résistivités infinies (MEYER DE STADELHOFEN 1991, HAUCK 2001). **La résistivité des sédiments gelés (mélange de roche, d'air, d'eau et de glace) varie dans une large fourchette de valeurs (<10 à >500 kΩm)** en fonction de la température des matériaux, du contenu en glace et en eau liquide, du type de glace, ainsi que de la porosité du milieu (contenu en air interstitielle) (DELALOYE 2004). La glace sédimentaire ou de congélation massive (ségrégation, regel)

comprend des résistivités généralement supérieures à 1'000 kΩm. Les résistivités des matériaux rocheux sont souvent inférieures à 10 kΩm, à l'exception des roches granitiques ou si la roche en place est très fracturée (fig. 3.5).

Une difficulté de l'interprétation des mesures géoélectriques dans les accumulations de blocs poreux (avec ou sans pergélisol) réside dans la non-unicité des matériaux provoquant des résistivités élevées. Si le contraste de résistivité électrique entre la glace et l'eau liquide est important, il n'en va pas de même entre la glace, l'air interstitielle et certains types de roches, tous les trois étant des isolants électriques (HAUCK & KNEISEL 2008) (fig. 3.5). De même dans les terrains sédimentaires, la résistivité dépend du mélange de glace (0-100%), du type de glace, de la température, du contenu en eau liquide et d'air interstitielle (DELALOYE 2004). L'application de mesures de sismique réfraction permet en revanche de les distinguer, les vitesses de propagation des ondes sismiques étant rapides dans la glace (env. 3500 m/s) et lentes dans l'air (env. 330 m/s).

3.4.3.2 Relation entre résistivité électrique et température

La température influence la résistivité d'un terrain, particulièrement au-dessous du point de congélation. **La résistivité électrique peut ainsi servir de "proxy" à la température du sous-sol** (HOEKSTRA & MCNEILL 1973) et fournir une information complémentaire aux données thermiques enregistrées en forage ou à la surface du sol. En effet, de part et d'autre du point de gel (généralement -0.2 ou -0.3°C), le lien entre résistivité et température montre des comportements très différents (HAUCK 2003).

Au-dessus du point de gel, une diminution de la température augmente la viscosité de l'eau, limitant la mobilité des ions dans l'eau, augmentant ainsi proportionnellement (**linéairement**) la résistivité (équation 3.1) :

$$\rho = \frac{\rho_0}{1 + \alpha(T - T_0)} \quad (\text{équation 3.1})$$

Avec : ρ_0 = résistivité mesurée à la température de référence (de gel) T_0 .
 α = coefficient thermique de la résistivité, dont la valeur est environ 0.025 par °C pour la plupart des électrolytes.

L'influence de la température d'un terrain sur sa résistivité électrique est particulièrement marquée sous le point de gel, en raison notamment du manque croissant d'eau liquide, la conduction électrique se produisant justement par transport ionique dans la phase liquide. Une augmentation **exponentielle** de la résistivité s'observe ainsi avec une baisse de la température sous le point de congélation (équation 3.2). Cette augmentation a lieu autant dans des matériaux fins que grossiers.

$$\rho = ae^{-bT} \quad (\text{équation 3.2})$$

Avec : a, b = constantes. La constante 'a' correspond à la résistivité mesurée à la température de référence (de gel).

En se basant sur la loi d'Archie et l'équation 3.2 (HAUCK 2001), il est également possible de déterminer **la fraction d'eau demeurant liquide** (S) lorsque les températures descendent sous le point de congélation (équation 3.3) :

$$S = \exp\left(\frac{b(T_f - T)}{1 - n}\right) \quad (\text{équation 3.3})$$

Avec : T_f = température du point de gel en °C (correspondant à $S = 1$).
 b = constante déterminée sur la base de l'équation 5 et contrôlant le taux de décroissance de S.
 n = constante contrôlant le taux d'augmentation des résistivités lorsque la teneur en eau liquide diminue. Sa valeur est estimée sur la base de tests en laboratoire à 2 pour les roches, entre 2 et 3 pour les sables, entre 2.5 et 4 pour les silts, et entre 5 et 8 pour les argiles (HAUCK 2001).

Selon différents acquis par des tests en laboratoire par HOEKSTRA & McNEILL (1973) et HAUCK (2001), et en fonction de l'équation 3.3, on retiendra également que l'augmentation exponentielle des résistivités ne se fait pas directement à 0°C, mais à une température légèrement inférieure (vers -0.5°C environ) en raison de la présence d'eau liquide sous le point de congélation. De plus le taux de croissance des résistivités dépend

du type de matériaux (matériaux fins ou grossiers) et de son état de saturation (matériaux secs ou humides).

La double relation de part et d'autre du point de congélation est bien visible dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (fig. 3.6). **Lorsque la température dans le forage F1 passe sous -0.5°C** durant l'hiver (fin octobre – fin avril), **les résistivités augmentent fortement**. La répétition de tomographies de résistivité électrique permet ainsi d'obtenir une image en 2D des modifications de températures, surtout durant l'hiver. Ces deux équations liant résistivité et température constitueront ainsi la base théorique nécessaire à l'interprétation des répétitions de tomographies de résistivité électrique présentées au chapitre 7.

3.4.3.3 Acquisition et traitement

Le principe de l'imagerie électrique du sous-sol se décline en 3 étapes majeures successives (MARESCOT 2005). Dans un premier temps, il s'agit de collecter des données de terrain en injectant un courant électrique au travers d'un certain nombre d'électrodes (48 dans notre cas) en acier inoxydable de 30cm (ou d'éponges imbibées d'eau salée) de long suivant une configuration Wenner-Schlumberger et comportant 529 points de mesures. Le dispositif Wenner-Schlumberger a été préféré au dispositif Wenner (sensible aux structures horizontales) et Dipôle-dipôle (sensible aux structures verticales) car il présente une sensibilité moyenne aux variations verticales et horizontales (MARESCOT 2005). Dans les éboulis, des variations des propriétés du sous-sol à la fois verticales et horizontales sont en effet courantes (DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006). La profondeur d'investigation dépend du type de dispositif utilisé ainsi que du nombre d'électrodes et de leur écartement. Plus ce dernier est important, plus le courant électrique injecté pénétrera profondément, mais la résolution du sous-sol sera moins bonne.

Il faut absolument s'assurer d'un **bon contact** entre le sol et l'électrode, la qualité de l'acquisition influençant de façon primordiale le résultat final. Un contrôle du couplage (résistance de contact) des électrodes avec le sol doit être effectué lors de chaque mesure. Les mesures ont été réalisées avec un résistivimètre à commutation de tension automatique Syscal Junior Switch 48 (Iris Instruments) en mode multi-électrode. Les données acquises sont représentées sous la forme de pseudo-section (ou panneau électrique) correspondant à une coupe électrique du sous-sol en résistivités apparentes. Les

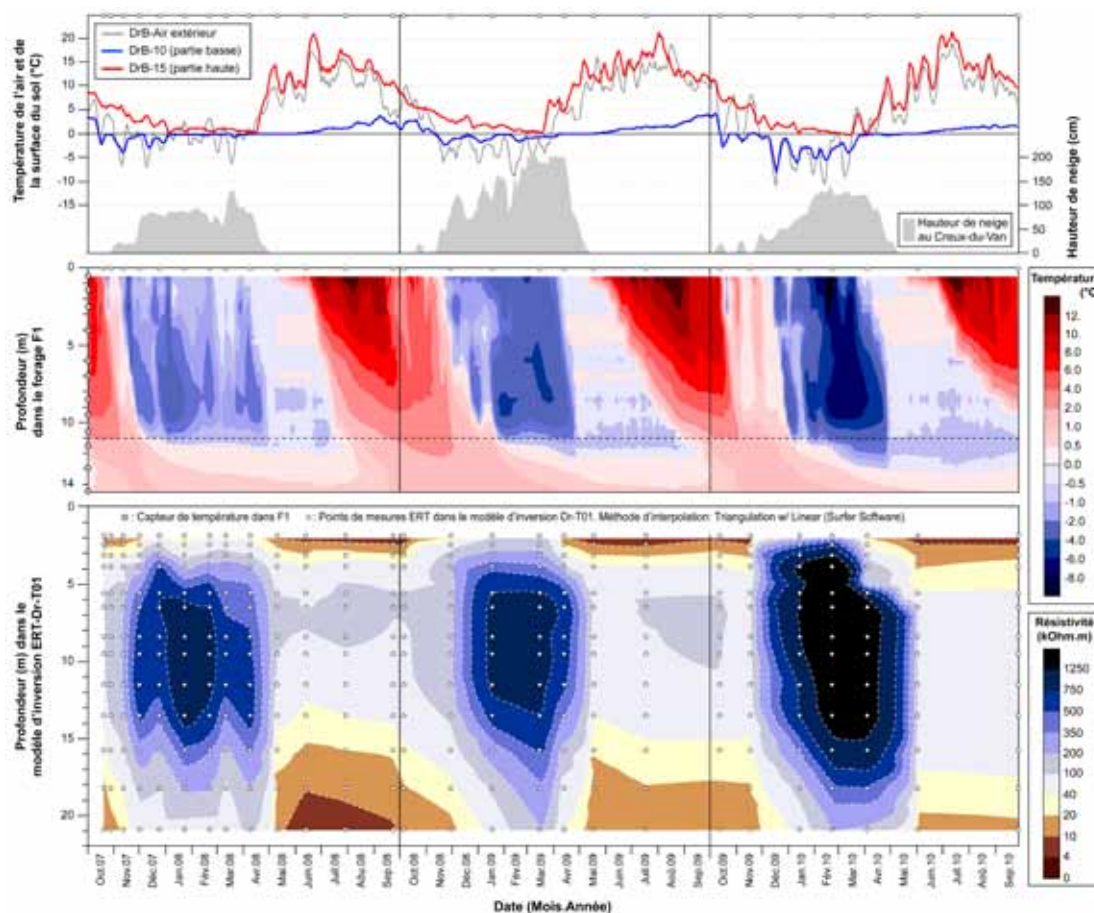


Fig. 3.6 - Comparaison des modifications des températures et de la résistivité dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas entre octobre 2007 et septembre 2010. En haut : évolution des températures de l'air et de la surface du sol, de l'enneigement ; au milieu : évolution des températures dans le forage F1 ; en bas : évolution des résistivités électriques inversées au niveau du forage F1. Interpolation des données par méthode Triangulation w/ Linear avec le logiciel Surfer.

différents niveaux d'acquisition sont placés à une certaine pseudo-profondeur – ne correspondant pas à la profondeur réelle d'investigation (sauf pour un milieu homogène) – proportionnelle à la distance séparant les électrodes. Les points de mesure présentant des valeurs très éloignées des points de mesure voisins ou des valeurs irréalistes (mauvais points) sont supprimés.

La deuxième étape est un processus itératif appelé **inversion** et cherchant à minimiser la somme des carrés à l'erreur (liée à la mesure, au bruit) entre les données mesurées et les données calculées (prédites) sur le modèle (MARESCOT 2005). L'objectif de l'inversion réside dans la **détermination des paramètres du modèle de terrain** (en résistivités spécifiques), le décrivant de manière plausible et expliquant le mieux possible les résistivités apparentes mesurées, notamment par la recherche d'hétérogénéités conductrices ou résistantes ayant influencées la répartition du champ électrique dans le sous-sol. Le modèle du sous-sol est représenté sous la forme de cellules discrètes de résistivités constantes,

dont on essaie de déterminer les résistivités vraies inconnues en minimisant l'erreur entre les résistivités apparentes mesurées (sur le terrain) et calculées (sur un modèle théorique défini dans le logiciel d'inversion). L'opération est répétée de manière itérative jusqu'à ce que le processus converge, convergence atteinte lorsque la différence (l'erreur RMS) ne diminue plus de manière significative. Une erreur RMS inférieure à 5% est considérée comme bonne. L'inversion des pseudo-sections de résistivité apparente a été réalisée à l'aide du logiciel Res2Dinv (LOKE & BARKER 1996). On trouvera la formulation mathématique de cette étape en détail chez LOKE & BARKER (1996), LOKE (2001), HAUCK (2003), LOKE ET AL. (2003), MARESCOT (2005, 2006) ou encore HILBICH ET AL. (2009).

En soi, l'obtention d'une image des résistivités du sous-sol est toujours possible et rapidement effectuée dans un logiciel comme Res2Dinv. Mais qu'elle est la fiabilité de ce résultat ? La troisième étape – indispensable – réside dans l'évaluation de la qualité et de la fiabilité du modèle d'inversion produit.

3.4.3.4 Tests de qualité

Dans les études géoélectriques des dépôts sédimentaires poreux, les résultats sont souvent limités par la profondeur à laquelle le modèle d'inversion fournit des données fiables ainsi que par la difficulté d'inverser des valeurs de résistivité très contrastées. La comparaison de plusieurs modèles produits par différents paramètres d'inversion, la répétition de mesures à différentes périodes, ainsi que des tests de fiabilité doivent permettre de **distinguer les parties du modèle contraintes par les données** – pouvant être interprétées comme structure géologique/géomorphologique – **et les artéfacts d'inversion** – secteurs non contraints par les données et ne traduisant pas une situation réelle. Dans tous les cas, il s'agit également de comparer systématiquement les résultats de tomographie électrique aux paramètres de terrain connus a priori (géologie, géomorphologie, forage, autres méthodes géophysiques...).

Les principales méthodes utilisées sont décrites ci-dessous. Des exemples de difficulté d'interprétation de tomographies de résistivité électrique tirés des profils longitudinaux de Dreveneuse d'en Bas et du Creux-du-Van seront présentés dans un deuxième temps. Cette démarche d'évaluation de la fiabilité – qui nécessite un investissement en temps important – permet d'éviter une mauvaise interprétation et/ou une surinterprétation du modèle d'inversion. Elle a été appliquée à l'ensemble de nos tomogrammes.

▪ Variations des paramètres d'inversion

De nombreux paramètres d'inversion peuvent être modifiés. La suppression de mauvais points est également un processus itératif, qui peut selon les cas, demander de nombreuses étapes. Un test éprouvé concerne les facteurs d'amortissement (*damping factors*, μ_0 et μ_{\min}) (HAUCK ET AL. 2003). Ces derniers ont une influence capitale sur le modèle d'inversion, en octroyant un lissage (ou amortissement) plus ou moins fort des cellules (paramètres du modèle) à chacune des itérations. Il semble que le lissage (amortissement) lors de l'inversion soit principalement contrôlé par le facteur d'amortissement final μ_{\min} . **Seules les formes qui apparaissent dans tous les tomogrammes peuvent être considérées dans l'analyse, surtout celles qui sont reproduites dans le modèle sur-lissé** (HAUCK ET AL. 2003). Dans ce cas en effet, le "bruit de fond" est filtré. Ainsi, on peut considérer que ces parties du sous-sol sont bien contraintes par les données et non pas un artéfact d'inversion, produit en fonction du choix du facteur d'amortissement.

Différents paramètres d'inversion ont été testés afin de rendre compte au mieux la réalité du sous-sol. Les éboulis présentent **des zones de résistivités très contrastées**, avec dans la plupart des cas la présence d'une zone très résistante (glace, pergélisol, matériaux poreux...) recouvrant une couche sous-jacente plus conductrice (moraine, substratum rocheux, aquifère...) (HAUCK & VONDER MÜHLL 2003, DELALOYE 2004). Les inversions ont ainsi été réalisées avec un algorithme d'inversion robuste, un maillage étroit (demi-cellule), une correction topographique, et des facteurs d'amortissement μ_0 0.250 et μ_{\min} 0.010. La convergence était atteinte entre la troisième et la cinquième itération selon les sites.

▪ Tests de sensibilité et d'incertitude du modèle inversé

Plusieurs techniques d'évaluation de la qualité d'une tomographie de résistivité électrique sont disponibles dans les logiciels d'inversion (par ex. Res2Dinv) (LOKE 2001). Leur application a été décrite dans des environnements à gros blocs et à pergélisol caractérisés par de forts contrastes de résistivité et de grande résistance de contact (HAUCK & VONDER MÜHLL, 2003, MARESCOT ET AL. 2003, HILBICH ET AL., 2009).

L'**indice DOI** (Depth Of Investigation) sert à évaluer la profondeur optimale sous laquelle les données ne sont plus sensibles aux paramètres physiques du sous-sol (MARESCOT ET AL. 2003). Le principe de la méthode est de mener deux inversions avec le même jeu de données, mais en utilisant des modèles de référence avec des résistivités différentes. Un indice normalisé entre 0 et 1 est extrait de la comparaison des deux modèles d'inversion. On considère en général qu'une valeur de **DOI < 0.2**, valeur ayant tendance à augmenter avec la profondeur, indique une bonne qualité des données. MARESCOT ET AL. (2003) ont montré que lorsque de larges gradients de résistivité existent, la fiabilité des résultats d'inversion sous une couche résistante est grandement limitée.

Le calcul du degré de **sensibilité** relative (HAUCK ET AL. 2003) est une mesure de la quantité de courant électrique traversant chacune des cellules du modèle. En général, moins de courant électrique traverse les zones résistantes. Si la sensibilité devient très faible sous une zone de résistivité maximale, cela signifie que la limite entre le corps résistant et le niveau sous-jacent n'est pas bien contrainte par les données. Une matrice d'incertitude des cellules du modèle peut

également être calculée. Une nouvelle approche par matrice de résolution est en cours de développement (HILBICH ET AL. 2009). Enfin la réalisation de modèle synthétique peut être effectuée à l'aide du logiciel Res2Dmod (HILBICH ET AL. 2009) (cf. 3.4.3.5.).

La figure 3.7 illustre l'application de tests au modèle longitudinal Dr-T01 à Dreveneuse d'en Bas. On peut noter que les cellules situées sous et/ou à l'intérieur du corps résistant ne présentent généralement pas un haut degré de fiabilité, la sensibilité étant basse et l'incertitude plutôt élevée par rapport aux autres cellules du modèle (fig. 3.17a,b). Le DOI indique également que les couches profondes (dès 15m environ dans le modèle d'inversion) ne sont pas bien contraintes (fig. 3.17c), surtout lorsque l'éboulis devient très résistant en hiver (fig. 3.17d). Ces secteurs devront donc être considérés avec prudence lors de l'interprétation.

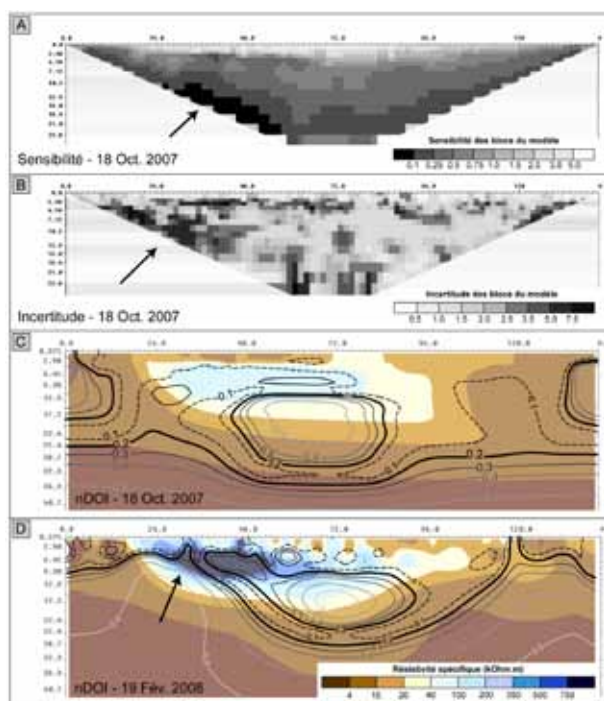


Fig. 3.7 - Tests de qualité sur le modèle longitudinal Dr-T01 à Dreveneuse d'en Bas. A : sensibilité des cellules du modèle ; B : incertitude des cellules du modèle ; C : isolignes représentant les valeurs du DOI normalisé (nDOI) sur le modèle d'inversion du 18 octobre 2007 ; D : isolignes représentant les valeurs du DOI normalisé (nDOI) sur le modèle d'inversion du 19 février 2008. Noter que la zone située sous et dans le corps résistant présente une fiabilité moindre.

▪ Les courbes de sondages verticaux comme aide à l'interprétation

Avant le développement et la diffusion de l'imagerie électrique en deux dimensions, les sondages verticaux en 1 dimension (VES) étaient largement utilisés pour étudier la structure électrique du sous-sol (VONDER MÜHLL 1993, HAEBERLI & VONDER MÜHLL 1996, DELALOYE 2004). Contrairement aux tomographies, les résultats finaux sont moins 'accessibles visuellement', ces derniers étant présentés dans un graphique bi-logarithmique par une succession de points qu'il s'agit de relier par une courbe modélisée exprimant les résistivités spécifiques. Contrairement aux modèles inversés en 2 dimensions, **cette démarche a le grand avantage d'éviter de sur-interpréter les résultats**. De plus, l'analyse qualitative de la forme de la courbe permet de fournir de précieux renseignements sur la nature du terrain prospecté (DELALOYE 2004, DELALOYE & LAMBIEL 2008).

MARESCOT (2005) allait dans la même direction : « si le sondage électrique nous fournit les mêmes informations de surface, il n'en est pas de même en profondeur. Le modèle obtenu par tomographie ignore en effet l'influence du corps conducteur à la base du profil. Cet exemple illustre donc bien la perte de résolution de cette méthode (la tomographie électrique) en fonction de la profondeur. En effet, elle n'arrive pas à imager la structure et à en trouver la vraie résistivité (moins de points en profondeur, taille des blocs (cellules du modèle) importante). On constate alors qu'un sondage est ici plus qu'indispensable afin de donner une interprétation judicieuse des résultats ainsi qu'une vraie profondeur au modèle ».

Les deux variables nécessaires à la production d'une courbe de sondage symétrique (résistivité apparente et distance O-A) peuvent facilement être extraites des données des pseudo-sections ERT. Une feuille Excel a été créée dans ce but pour une configuration Wenner-Schlumberger à 529 points de mesure. Les niveaux superficiels (1-2 mètres de profondeur) ne sont pas mesurés par la tomographie. Les données ne commencent qu'avec une distance OA = 4.5m et plus généralement dès OA = 10m en fonction de l'espacement inter-électrode défini. L'applicabilité de cette méthode dans l'évaluation de la qualité de données de tomographies est présentée au point 3.4.3.5.

3.4.3.5 Eboulis du Creux-du-Van : pergélisol ou artéfact d'inversion ?

En septembre 2001, un premier profil de tomographie électrique fut réalisé le long de la pente d'éboulis du Creux-du-Van (DELALOYE ET AL. 2003, MARESCOT ET AL. 2003). Une zone résistante (env. 10 kOhm.m) débutant dans le secteur des épicéas nains dans la partie inférieure de la pente et s'étendant à l'amont plus en profondeur fut détectée, avec un secteur dont la résistivité atteignait les 30-50 kOhm.m (zone 'b' sur fig. 3.8a). L'épaisseur de l'éboulis diminue vers le haut du profil (amont de la zone 'c'

sur fig. 3.8a), probablement en raison d'une remontée de la roche en place vers la surface (DELALOYE 2004). Une configuration identique fut mesurée en 2007. Cette anomalie très résistante fut interprétée comme un pergélisol tempéré avec une faible résistivité électrique (DELALOYE ET AL. 2003, DELALOYE 2004), résultat que nous avons accepté au début de cette étude et qui soyons honnêtes nous convenait parfaitement ! Les matrices de sensibilité et d'incertitude, ainsi que le DOI (MARESCOT ET AL. 2003) montraient que ce modèle d'inversion semblait bien contraint par les données. De plus les valeurs de résistance de contacts des électrodes avec le sol sont excellentes.

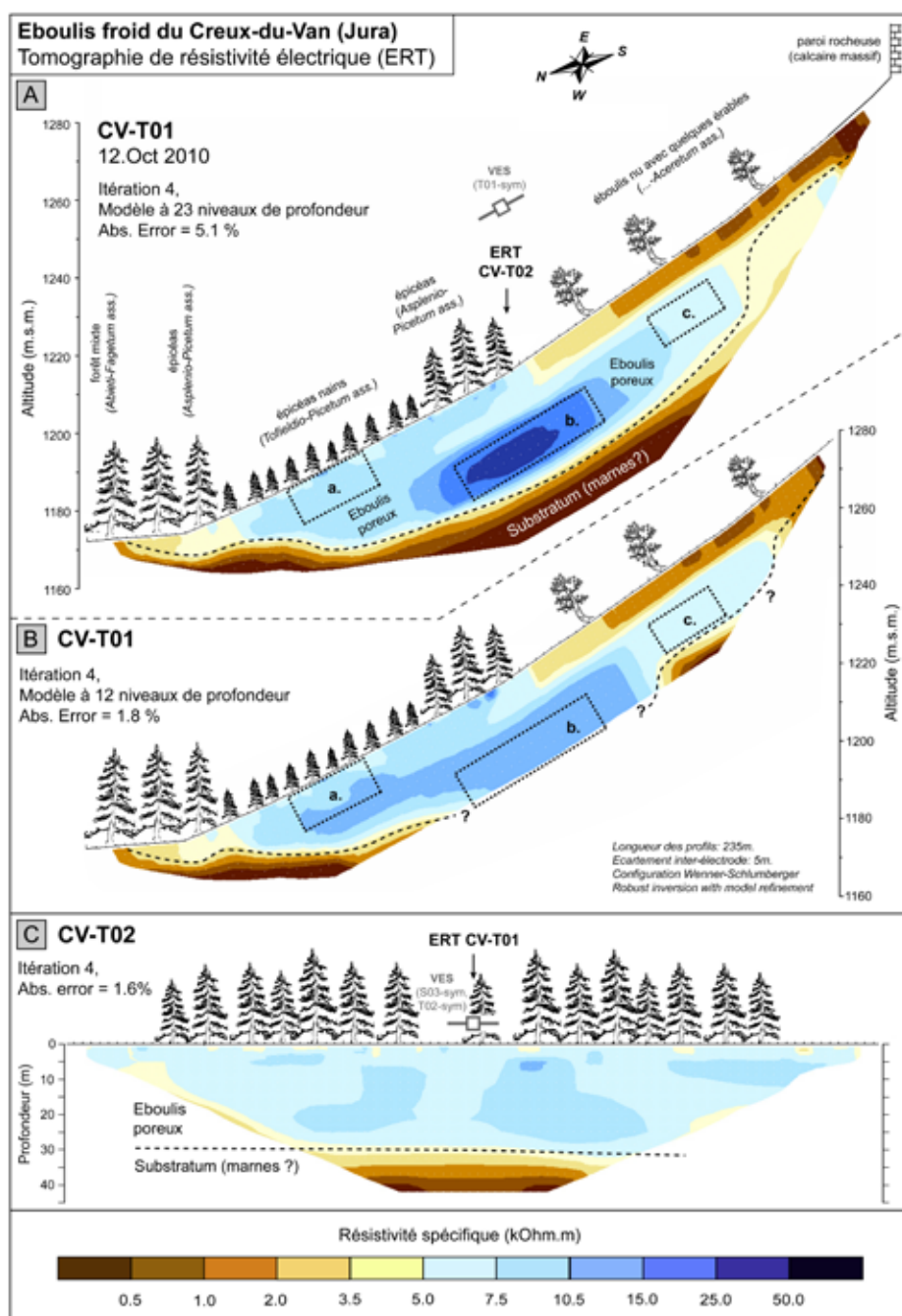


Fig. 3.8 - Tomographie de résistivité électrique de l'éboulis du Creux-du-Van (12 octobre 2010). A : profil longitudinal CV-T01 inversé sur la base d'une pseudo-section de résistivité apparente avec 23 niveaux de profondeur ; B : profil longitudinal CV-T01 inversé sur la base d'une pseudo-section de résistivité apparente avec 12 niveaux de profondeur ; C : profil transversal CV-T02. Explications dans le texte.

Fig. 3.9 (page de droite) - Courbes de sondages verticaux (VES) et modèle d'inversion en 1 dimension extraites des pseudo-sections des éboulis du Creux-du-Van (profil longitudinal CV-T01, profil transversal CV-T02) et de Dreveneuse d'en Bas (profil longitudinal Dr-T01, profil transversal Dr-T02). Position des centres des sondages verticaux sur les figures 3.8 et 3.12.

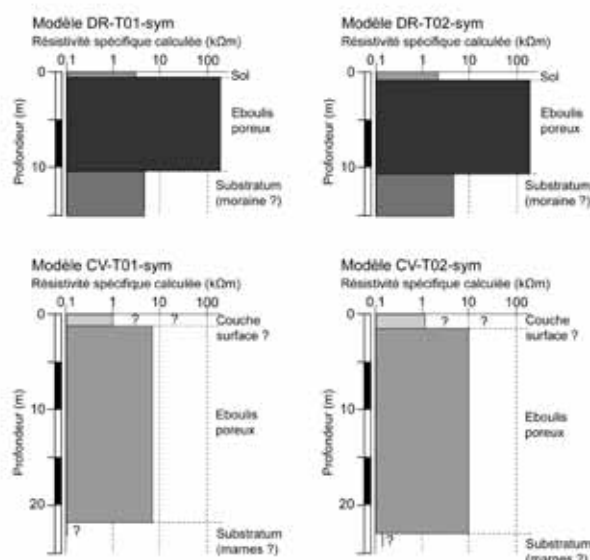
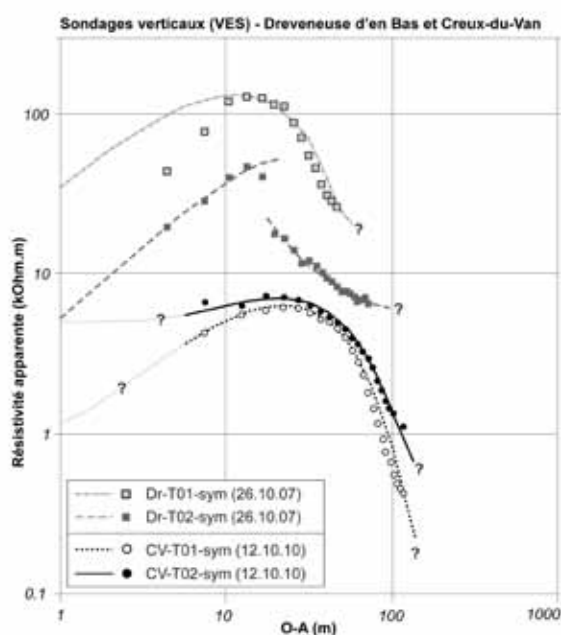
En octobre 2010, un profil transversal (CV-T02) fut réalisé à l'aplomb de cette zone de "pergélisol" afin d'en déterminer l'extension latérale (fig. 3.7c). Or le modèle CV-T02 se caractérise par une zone relativement homogène de résistivité comprise entre 5 et 15 kOhm.m, zone passant très rapidement vers environ 20 mètres de profondeur à une couche plus conductrice (< 2 kOhm.m). On ne retrouve **aucune trace de la zone très résistante !** Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce résultat a priori surprenant : soit le corps très résistant se situe plus à l'aval et n'a pas été traversé transversalement par le courant électrique, soit cette zone est un pur artéfact dont la résistivité est exagérée durant le processus d'inversion du modèle CV-T01. Trois approches furent alors développées : analyse des courbes de sondages verticaux, inversion sur un modèle ne prenant pas en compte les couches profondes et étude des changements de résistivité spécifique pour les 18 jeux de données acquis entre octobre 2008 et octobre 2010, et enfin modélisation synthétique (*forward modeling*).

▪ 1^{ère} étape : analyse des courbes de sondages

Les courbes de sondage situées au niveau de l'anomalie résistante présentent une forme en cloche caractéristique d'un modèle de sous-sol à trois couches (fig. 3.9) : un niveau superficiel surmontant une couche (très) résistante, à laquelle succède un substratum plus conducteur. Les résistivités spécifiques de la deuxième couche (l'éboulis poreux) avec le programme SCHLUMY (Aquaphys) (DELALOYE 2004) donnent

des valeurs d'environ 9-10 kOhm.m, soit des valeurs bien inférieures à celles déterminées dans le modèle ERT CV-T01. La profondeur de la limite éboulis – substratum semble en revanche relativement bien contrainte : elle avoisine les 25 - 28 mètres dans les deux profils ERT CV-T01 et CV-T02, et est comprise entre 22 et 23 mètres dans les modèles des sondages verticaux.

L'analyse plus détaillée des courbes de sondages fournit également quelques indices pour expliquer ces résultats contradictoires. Une différence notable apparaît entre les courbes de sondage dérivée du profil longitudinal CV-T01 et transversal CV-T02 : les deux courbes ont une forme en cloche dont le sommet est situé vers OA = 22.5m. Dès ce point, les résistivités apparentes décroissent de façon identique jusqu'à la distance OA = 62.5m, puis plongent de façon beaucoup plus marquée pour CV-T01 que pour CV-T02. Ce cas de figure peut être assimilé à une sur-pente finale. Les niveaux inférieurs semblent devenir plus conducteurs chez CV-T01 dès ce moment. **Il est ainsi possible que l'anomalie résistante trouve son origine dans l'existence d'un contraste de résistivité trop élevé entre la couche résistante (l'éboulis) et la couche inférieure (le substratum composé vraisemblablement de marnes argoviennes très conductrices).** Cette conclusion rappelle que des contraintes d'interprétation sont inévitables lorsque de forts contrastes de résistivité entre des couches existent, en raison du principe d'équivalence qui veut que « *des variations inversement proportionnelles de l'épaisseur et de la résistivité d'une couche intermédiaire s'annulent* » (DELALOYE 2004).



▪ 2^{ème} étape : suppression de niveaux inférieurs

Que se passerait-il si ce contraste de résistivité pouvait être supprimé ou diminué ? Un nouveau modèle d'inversion a été réalisé dans ce but en ne conservant que les 12 premiers niveaux de résistivité apparente, en lieu et place des 23 niveaux de la pseudo-section originelle (fig. 3.8b). Les couches inférieures très conductrices ne sont ainsi pas prises en compte lors de l'inversion. Le résultat est d'ailleurs flagrant : l'anomalie très résistante disparaît, laissant place à une zone dont la résistivité est comprise entre 10 et 15 kOhm.m, valeur se rapprochant des modèles d'inversion en 1 dimension.

Une évaluation de la sensibilité de ces deux modèles sur les variations de résistivité dans le temps fut alors nécessaire afin d'éviter une mauvaise interprétation de ces données qui doivent servir à estimer les changements de température dans l'ensemble de l'éboulis (fig. 3.10). Les résistivités spécifiques entre octobre 2007 et octobre 2010 pour les modèles à 23 couches et à 12 couches ont ainsi été comparées. Les valeurs moyennes de 3 zones ont été extraites : dans la partie basse de l'éboulis dans la forêt d'épicéas nains (zone 'a' sur fig. 3.8), dans la zone concernée par l'anomalie résistante (zone 'b' sur fig. 3.8), et dans la

partie haute de l'éboulis (zone 'c' sur fig. 3.8).

Dans les 2 modèles, les résistivités de la partie basse de l'éboulis (zone 'a') augmentent fortement (+80 à +140%) en hiver par rapport aux valeurs du profil initial d'octobre 2007. Ce comportement est lié au gel du terrain comme le montre la GST enregistrée dans la zone des épicéas nains et est en accord avec la théorie et les mesures de Dreveneuse d'en Bas (cf. 3.4.3.2). Dans la partie haute (zone 'c'), les résistivités demeurent relativement stables tout au long de l'année.

L'évolution des résistivités spécifiques dans la zone occupée par l'anomalie résistante (zone 'b') dans la moitié inférieure de la pente d'éboulis indique en revanche un comportement pour le moins particulier : **dans le modèle à 23 niveaux de profondeur, la résistivité a tendance à diminuer (-20%) durant l'hiver, alors qu'elle augmente de 20 à 100% dans le modèle à 12 niveaux de profondeur !** Selon l'hypothèse de refroidissement des éboulis ventilés durant la période hivernale et les mesures de Dreveneuse d'en Bas, le comportement inverse observé dans le modèle à 23 niveaux de profondeur ne semble pas cohérent. Le modèle à 12 niveaux de profondeur sera donc utilisé pour l'interprétation de ces changements au chapitre 7.

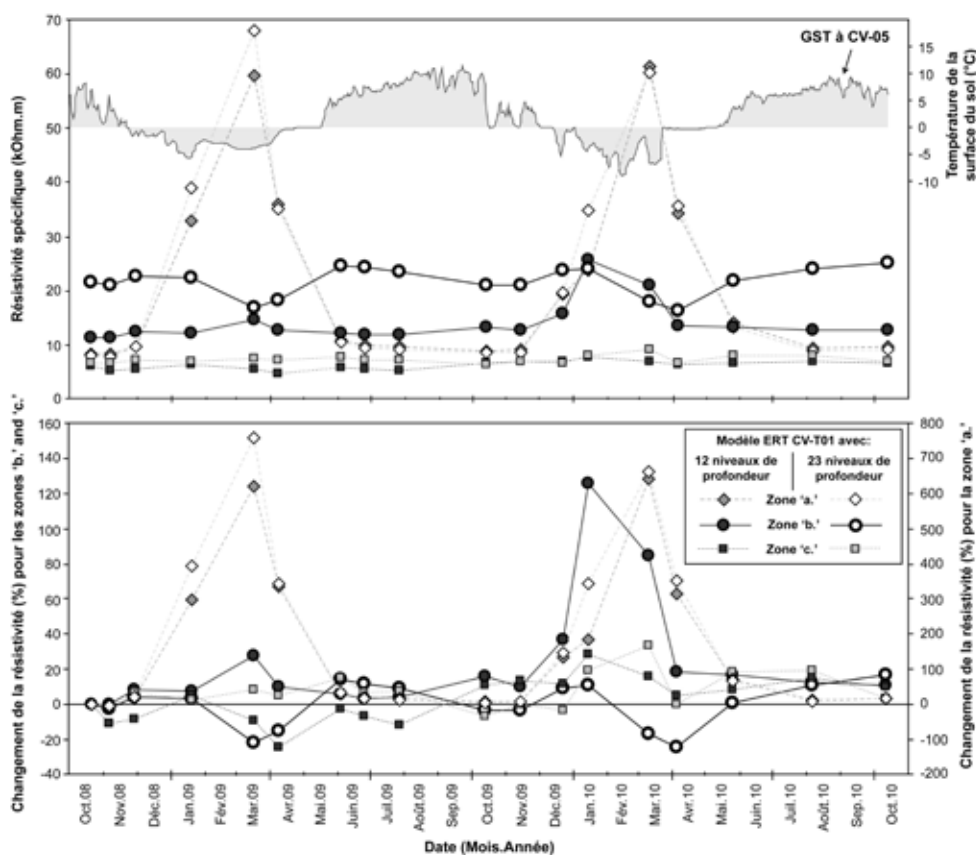


Fig. 3.10 - Evolution des résistivités spécifiques (kOhm.m et %) pour 3 zones de l'éboulis du Creux-du-Van dans les modèles à 23 et 12 niveaux de profondeur. En haut : évolution des températures de la surface du sol dans la zone des épicéas nains. Explications dans le texte.

▪ 3^{ème} étape : modélisation synthétique

Les premiers tests montrent que l'anomalie résistante peut être considérée avec confiance comme un artefact d'inversion. L'analyse des courbes de sondages semble indiquer que le contraste de résistivité entre l'éboulis résistant et le substratum conducteur puisse en être la cause. Néanmoins pourquoi ce contraste exagéré n'apparaît-il pas sur le modèle transversal CV-T02, dont l'éboulis repose également sur un substratum conducteur identique ?

Afin de tenter de répondre à cette question, des modélisations synthétiques ont été réalisées à l'aide du logiciel Res2Dmod. Dans **l'approche par modélisation synthétique**, un modèle du sous-sol en résistivités spécifiques est créé par l'utilisateur, puis après injection d'un courant fictif par l'ordinateur, une pseudo-section de résistivité apparente est calculée. Cette dernière est inversée dans le logiciel Res2Dinv, puis le résultat final est comparé au résultat acquis sur le terrain (fig. 3.11). Différentes situations très courantes dans les milieux périglaciaires (comme l'influence du gel des couches superficiels sur la résistivité des niveaux plus profonds, etc.) sont présentées par HILBICH ET AL. (2009). Dans notre cas, **l'objectif principal de cette approche était d'essayer de reproduire une zone d'anomalie résistante sans que l'éboulis ne présente un tel secteur résistant**.

De nombreux modèles synthétiques ont ainsi été réalisés en faisant varier les résistivités, l'agencement des couches, la répartition des corps résistant et

conducteur, etc. en s'appuyant sur les données acquises au Creux-du-Van. Le modèle synthétique retenu au final est présenté à la figure 3.11 (modèle A). Les 30 premiers mètres à gauche du modèle sont occupés par une couche de 10m d'épaisseur et de résistivité 2.5 kOhm.m, valeur enregistrée à l'aval de l'éboulis du Creux-du-Van. Un niveau de même résistivité occupe la surface du modèle entre 140 et 235 m. Un corps résistant de 10 kOhm.m et épais de 29 mètres débute à la distance de 30 mètres. Cette zone correspond à l'éboulis poreux. En dessous, se situe un substratum conducteur (0.5 kOhm.m). Dans le modèle de la figure 3.11 (modèle B), la même configuration a été conservée à l'exception de l'inclusion d'une petite encoche conductrice dans le corps résistant entre 160 et 190 mètres de distance. Des pseudo-sections de résistivité apparente ont été calculées selon une configuration Wenner-Schlumberger avec un écartement inter-électrode de 5m. Un bruit de 1% a finalement été ajouté.

L'inversion a été réalisée selon les mêmes modalités que pour les profils CV-T01 et CV-T02. Les résultats d'inversion sont très différents entre les deux modèles. Dans le résultat dérivé du modèle synthétique A, la résistivité spécifique est comprise entre 9 et 11 kOhm.m dans l'éboulis, à l'exception de quelques cellules dont la résistivité est proche de 15 kOhm.m dans la partie gauche du profil à la limite entre l'éboulis et le substratum conducteur. Dans ce secteur, le modèle d'inversion semble ainsi accentuer le contraste de résistivité, contraste encore augmenté par l'utilisation d'un algorithme d'inversion robuste.

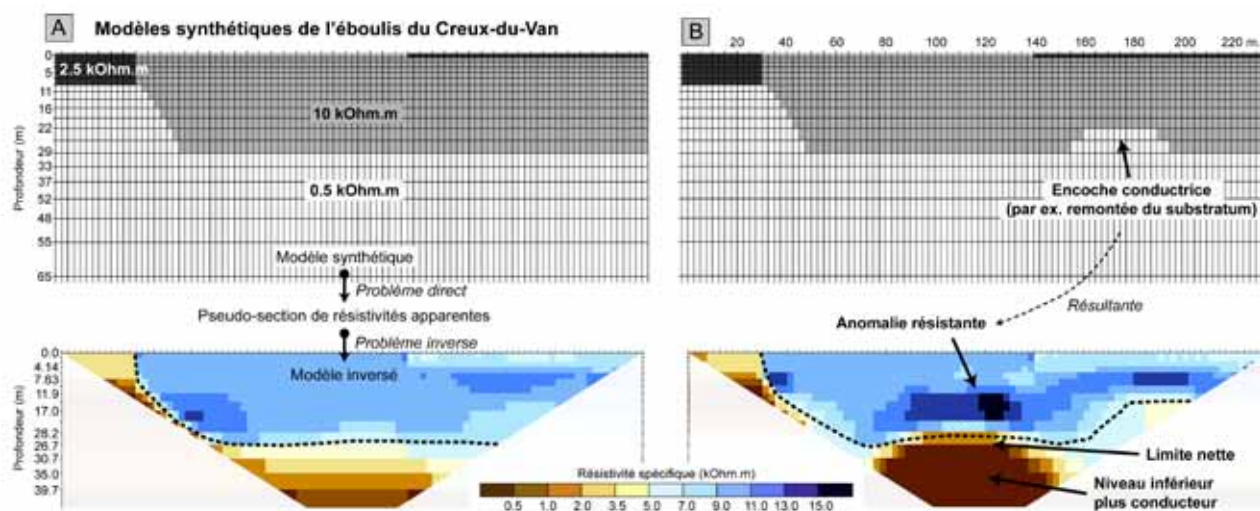


Fig. 3.11 - Modèles synthétiques et inversés de l'éboulis du Creux-du-Van. A : Modèle synthétique avec une limite éboulis – substratum régulière ; B : modèle synthétique avec présence d'une encoche conductrice dans le corps résistant.

Sous le corps résistant dans le milieu du profil, les résistivités décroissent entre 3.5 et 0.5 kOhm.m en 4 couches de cellules. Un tel gradient dans le substratum est de même ordre que celui enregistré dans le profil transversal CV-T02.

Le modèle B est beaucoup plus perturbé, et se rapproche grandement du modèle d'inversion enregistré dans le profil longitudinal CV-T01. Une anomalie résistante (> 15 kOhm.m) apparaît entre 90 et 130 mètres au-dessus de la limite éboulis résistant – substratum conducteur. Cette valeur n'est cependant pas aussi élevée que dans le modèle CV-T01, où elle avoisinait les 30-40 kOhm.m. Sous cette anomalie résistante, les résistivités du substratum sont inférieures à 0.5 kOhm.m. Le contraste des résistivités entre l'éboulis et le substratum est donc fortement accentué. En effet selon HAUCK (2003) et DELALOYE (2004), des couches avec de fortes résistivités situées sous de couches avec de faibles résistivités (et vice-versa) sont souvent perçues dans le résultat final d'inversion comme des zones de très forts contrastes de résistivité. Cet état de fait s'explique par le principe d'équivalence : **une valeur de résistivité anormalement élevée (ou faible) peut produire une anomalie (un ratio) du signe opposé sous cette couche, sans qu'un changement réel des résistivités apparentes soit existant.**

Ainsi – et cela a de quoi surprendre au premier abord – **l'inclusion d'une zone conductrice dans le corps résistant entre 160 et 190 mètres de distance (ie. à l'amont de la pente d'éboulis), provoque une anomalie résistante (et conductrice en dessous) au milieu du profil entre 90 et 130 mètres !** Le courant électrique venant de la partie droite du profil est ainsi dévié par cette encoche conductrice, s'engouffre probablement dans le niveau conducteur sous-jacent et n'atteint pas la partie de l'éboulis poreux situé à sa gauche. En conséquence les résistivités augmentent dans l'éboulis et diminuent dans le substratum situé en dessous. Dans le cas du Creux-du-Van, une **telle encoche correspond très probablement à une remontée du bedrock (marnes)** proche de la surface dans la partie amont de l'éboulis. Cette géométrie avait déjà été déterminée par DELALOYE (2004) qui observait que les sorties d'air chaud ne se situaient pas dans la partie sommitale de l'éboulis mais dans l'érablaie (au niveau de la zone 'c' dans la figure 3.8). Cette cause explique aussi pourquoi, l'anomalie n'apparaît pas sur le modèle transversal CV-T02 : la remontée du substratum conducteur se situant une quarantaine de mètres à l'amont.

3.4.3.6 Eboulis de Dreveneuse d'en Bas : influence d'une zone de résistivité électrique élevée ?

La détermination nette de la base d'une zone très résistante n'est pas évidente, à moins que le profil ERT s'étende dans régions plus conductrices pour permettre au courant électrique de circuler sous le corps très résistant (HILBICH ET AL. 2009). Ainsi, des niveaux sous-jacents plus conducteur peuvent être masqués et invisibles pour la géoélectrique (DELALOYE 2004). Un tel cas de figure a été identifié à Dreveneuse d'en Bas dont la résistivité de l'éboulis poreux avoisine les 150-200 kOhm.m. A titre de comparaison, ces valeurs sont plus de 15 fois supérieures à celles de l'éboulis du Creux-du-Van, indiquant probablement d'une part une porosité plus importante et d'autre part un état général plus "sec" de l'éboulis.

• 1^{ère} étape : modèle transversal vs. longitudinal

Divers tests (matrice d'incertitude et de sensibilité, DOI) (HAUCK ET AL. 2003, MARESCOT ET AL. 2003, HILBICH ET AL. 2009) ont été appliqués sur le modèle Dr-T01 et montrent que les résistivités de ce dernier sont dans l'ensemble bien contraintes, à l'exception des cellules situées sous le corps résistant (fig. 3.7). Cette zone de faiblesse se traduit notamment par **une exagération de la profondeur de la transition entre le corps résistant (éboulis poreux, 150-200 kOhm.m) et des zones plus conductrices sous-jacentes (sédiments fins, 5-7 kOhm.m) située à 26m de profondeur dans le modèle Dr-T01 par rapport à la profondeur exacte de 11m déterminée dans le forage F1 (fig. 3.6 & 3.12).** La courbe de sondage Dr-T01 présente une sur-pente initiale (fig. 3.9), situation typique de masquage de niveaux conducteurs situés sous un corps résistant (DELALOYE 2004). Dans le logiciel Res2Dinv, l'utilisation d'une limite de couche connue ou la définition de zones de résistivités connues a priori ont été testés. Le résultat de cette démarche s'étant révélé peu satisfaisant, le modèle original a été conservé.

La correspondance avec les profondeurs de forages est en revanche presque parfaite dans les modèles transversaux Dr-T02 et Dr-T03 (fig. 3.12). Dans ces deux cas, la présence d'une part importante de terrain conducteur à gauche du profil **permet au courant électrique de passer sous le corps résistant** et donc de fournir une information plus exacte sur la profondeur de la transition éboulis poreux et sédiments fins. Cette forte discontinuité latérale s'exprime par une rupture nette de la courbe de sondage Dr-T02 (fig. 3.9).

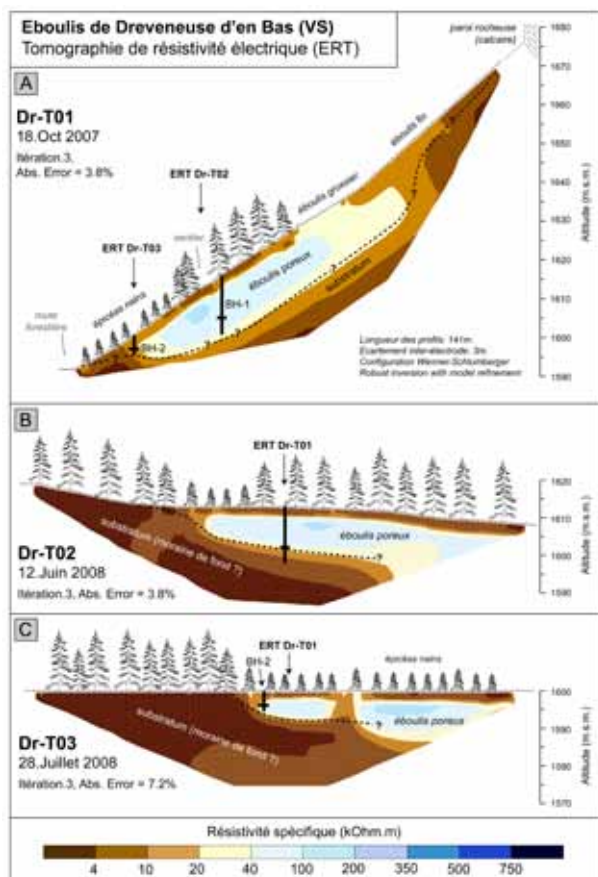


Fig. 3.12 - Tomographie de résistivité électrique de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas. A : profil longitudinal Dr-T01 du 18 octobre 2007; B : profil transversal Dr-T02 du 12 juin 2008 réalisé le long du sentier à l'aval du forage F1 ; C : profil transversal Dr-T03 du 28 juillet 2008 réalisé au niveau du forage F2. Explications dans le texte.

▪ 2^{ème} étape : influence d'une zone résistante sur le courant électrique ?

En géoélectrique, le courant injecté va s'écouler de préférence dans les régions conductrices, entravant la détermination de la résistivité des zones plus résistantes (HAUCK 2001), situation fréquente dans les terrains sédimentaires poreux. Afin d'évaluer l'influence d'une zone résistante sur la trajectoire du courant électrique, un petit test a été réalisé en utilisant les données de résistivité apparente mesurées à plusieurs reprises le long des profils ERT fixes dans les éboulis du Creux-du-Van et de Dreveneuse d'en Bas. La figure 3.13 compare ainsi les valeurs mesurées au sommet de la cloche formée par les courbes de résistivités apparentes dérivées sur la base des pseudo-sections (cf. figure 3.9), avec les quatre dernières valeurs de cette même courbe (ie. couches profondes).

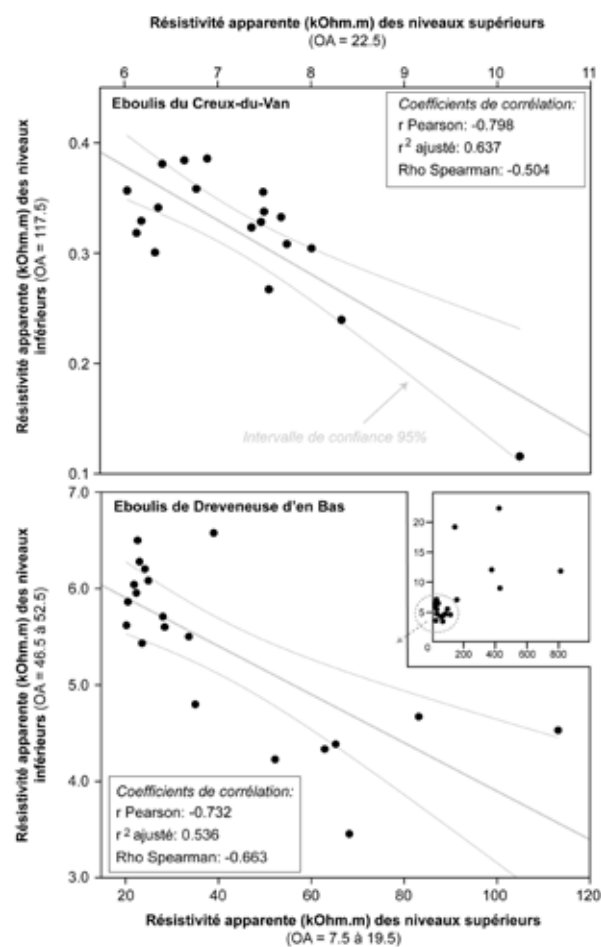


Fig. 3.13 - Influence de l'évolution de la résistivité apparente d'un niveau supérieur résistant sur la résistivité apparente d'une couche sous-jacente conductrice. Données extraites des courbes de sondages verticaux sur les éboulis du Creux-du-Van et de Dreveneuse d'en Bas.

Les coefficients de corrélation (r Pearson, Rho Spearman) indiquent une bonne relation inverse entre les résistivités apparentes des niveaux supérieures et celles des couches plus profondes. D'une façon générale, **plus la résistivité apparente des niveaux supérieurs (l'éboulis poreux) est élevée, plus les niveaux inférieurs (le substratum) deviennent conducteurs**. Comment l'expliquer ? A petite échelle, quand un sédiment saturé en eau commence à geler, les électrolytes dans la solution migrent de l'eau en train de geler vers l'eau liquide, réduisant la résistivité de la partie non-gelée (HAUCK 2001). **A l'échelle de l'éboulis, lorsque certains secteurs deviennent plus résistants en raison du gel du terrain, le courant électrique les contourne, expliquant partiellement**

l'augmentation de la conductivité des niveaux inférieurs.

Il faut cependant relever que lorsque les valeurs de résistivités apparentes à Dreveneuse d'en Bas devenaient très élevées en hiver (ie. supérieures à 200 kOhm.m), les résistivités apparentes des niveaux inférieures augmentaient également de façon significative (fig. 3.13). Dans ce cas de figure, l'hypothèse proposée est que le terrain étant devenu ultra-résistant, le courant électrique n'arrivait plus à pénétrer profondément. **Les résistivités de ces couches profondes (dès 15m environ dans le modèle d'inversion) ne sont ainsi pas bien contraintes, surtout lorsque l'éboulis devient très résistant en hiver comme indiqué également par le DOI (fig. 3.7).** Contrairement au Creux-du-Van, les extrémités du profil longitudinal de Dreveneuse d'en Bas ne sortent pas suffisamment de l'éboulis poreux pour que le courant électrique puisse à coup sûr pénétrer sous le corps résistant.

▪ 3^{ème} étape : ajustement des profondeurs

Cette mauvaise détermination des profondeurs dans le modèle Dr-T01 est gênante. La figure 3.6 montrait qu'une diminution des températures sous le point de gel s'accompagnait d'une augmentation exponentielle des résistivités. Cependant **afin de pouvoir appliquer la formule liant la température à la résistivité,**

il est indispensable de pouvoir faire coïncider la profondeur des capteurs de température dans le forage F1 (profondeur réelle) avec la profondeur des cellules du modèle d'inversion. Sur la base de ce constat, un ajustement de la profondeur des cellules du modèle ERT Dr-T01 a été réalisé par rapport aux profondeurs réelles, en utilisant à la fois les valeurs et les variations des résistivités en fonction des variations de températures le long du forage.

Comme illustrés à la figure 3.14, les changements de résistivité spécifique entre octobre et décembre 2007 concordent relativement bien avec les modifications de la température du sol lorsque cette dernière descend sous le point de congélation, mais à des profondeurs différentes. Ainsi l'hypothèse d'une relation pré-existante entre température et résistivité est donc utilisée pour le calage des profondeurs. Les valeurs retenues sont indiquées dans le tableau 3.3.

Sur la base de ces différentes considérations, les valeurs des niveaux inférieurs (dès 15m de profondeur dans le modèle d'inversion) seront traitées avec prudence lors de l'interprétation de ces relations en termes de processus (cf. chapitre 7). La qualité des données à la base et sous le corps résistant ne présente en effet pas une grande fiabilité. Afin de limiter l'erreur liée à cet ajustement, une valeur moyenne de résistivité a également été extraite pour les profondeurs entre 4.0 et 10.5m.

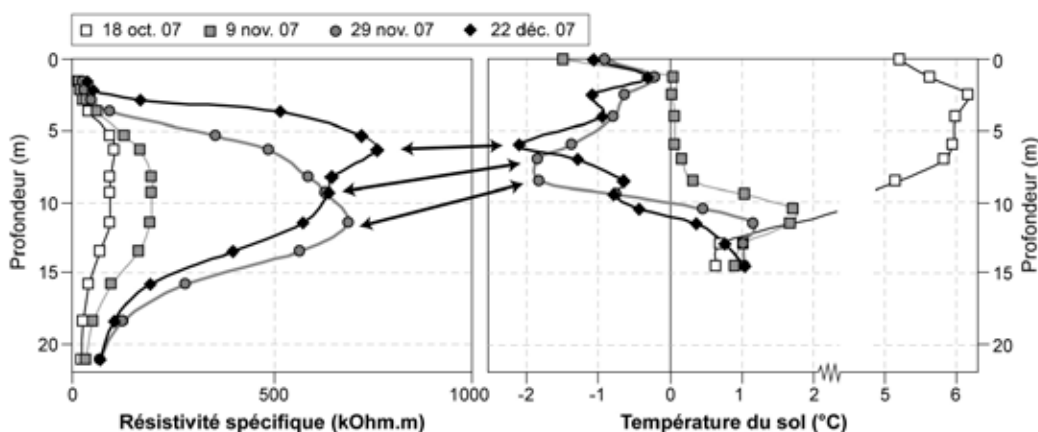


Fig. 3.14 - Comparaison des variations des résistivités spécifiques des modèles Dr-T01 et des températures du sol au niveau du forage F1 entre octobre et décembre 2007. Cette analyse est utilisée pour ajuster les profondeurs des cellules du modèle d'inversion.

Modèle ERT Dr-T01	1.48	2.83	3.61	5.34	8.26	9.39	11.43	15.80	18.36	21.08
Forage F1	1.20	2.50	4.00	6.00	7.00	8.50	9.50	10.50	13.00	14.50

Tab. 3.3 - Correspondance des profondeurs des cellules du modèle d'inversion Dr-T01 et des profondeurs exactes mesurées dans le forage F1.

3.4.4 Tomographie de sismique réfraction

Les accumulations sédimentaires poreuses se composent d'air interstitiel, de débris rocheux, d'eau et parfois de glace. Alors qu'il est parfois difficile de distinguer un matériau contenant de l'air ou de la glace avec les méthodes basées sur la résistivité électrique (tous les deux étant très résistants électriquement), l'utilisation de la sismique réfraction (RST) permet de les différencier (HAUCK & KNEISEL 2008). Les ondes-P se déplacent en effet lentement dans l'air (330 m/s), alors que leur propagation est beaucoup plus rapide dans la glace ou le pergélisol (2400 – 4500 m/s), ainsi que dans des matériaux plus fins (moraine, 1500 – 2700 m/s) ou dans la roche en place (généralement > 2000 m/s). **La répétition de RST permet ainsi notamment d'apprécier l'aggradation ou la dégradation de glace dans le sol** (HILBICH 2010). La sismique réfraction est aussi une bonne méthode pour caractériser l'épaisseur des éboulis (HOFFMANN & SCHROTT 2003) et la profondeur du substratum, pour autant que les matériaux des couches profondes présentent une vitesse de propagation supérieure à ceux des niveaux situés au-dessus.

Le détail de la méthode de sismique réfraction est donné par exemple par HAUCK & KNEISEL (2008) ou HILBICH (2009). En bref, le principe est de produire de l'énergie en frappant une plaque de métal à l'aide d'une masse. L'énergie produite sous la forme d'onde de compression est transmise au sous-sol, est réfractée sur une ou plusieurs discontinuités, et retourne vers la surface où elle est perçue par des géophones. Le matériel utilisé dans notre étude est un Geode Seismic Module (Geometrics Inc.) Les données ont été acquises le long d'un profil de 24 géophones séparés de 10, 5 ou 3m se situant sur la même ligne que les profils de tomographie électrique avec le logiciel Seismodule Control (Geometrics Inc.). Lors de nos mesures, le sol a été frappé entre 15 et 20 reprises au même endroit afin d'optimiser la qualité du signal. Le premier point de frappe était réalisé en dehors du profil constitué des 24 géophones, puis entre chaque 2 géophones. 6 profils de sismique réfraction (RST) ont été réalisés entre juin 2009 et octobre 2010 dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (2), du Creux-du-Van (1), du Gros Chadoua (2) et des Mayens de Bruson (1).

Le traitement des données a été réalisé à l'aide du logiciel ReflexW (Sandmeier Software). Les temps d'arrivées des premières ondes aux géophones sont tout d'abord notés pour chaque point de frappe (*picking*). Ces données sont par la suite inversées,

en utilisant un modèle du sous-sol uniforme dont les vitesses augmentent de façon linéaire depuis la surface du sol (vitesse de 300 m/s). La topographie du profil est également ajoutée à ce modèle initial. La convergence était atteinte selon les cas après 12-15 itérations. Un exemple de résultat de tomographie de sismique réfraction est donné à la figure 3.17.

3.4.5 Ground Penetrating Radar

3.4.5.1 Principe

Le géoradar (ou Ground Penetrating Radar GPR, radar géologique) est une méthode d'imagerie électromagnétique, dont le principe est de mesurer les temps de propagation et de réflexion d'ondes électromagnétiques de haute fréquence dans le sol (MONNIER ET AL. 2009). L'objectif de cette méthode est de représenter **l'architecture interne du sous-sol** (par ex. BRISTOW & JOL 2003, HAUCK & KNEISEL 2008) et en particulier l'épaisseur et l'agencement des couches dans les accumulations sédimentaires poreuses comme les éboulis (par ex. SASS & WOLLNY 2001, SCHROTT & SASS 2008) et les glaciers rocheux fossiles (par ex. MONNIER ET AL. 2008, 2009). Le GPR permet aussi de déterminer la présence de glace dans le sol, la position d'interfaces thermiques ainsi que les variations spatiales du contenu en eau liquide dans la couche active (MOORMAN ET AL. 2003). La méthode est également adéquate pour détecter des cavités souterraines (BERES ET AL. 2001).

Le principe du GPR est d'envoyer une impulsion électromagnétique par une antenne transmetteur, puis de mesurer le temps de retour de l'onde par une deuxième antenne récepteur. Les courants de déplacement sont sensibles à la permittivité diélectrique des matériaux, dont les valeurs varient de 1 (air) à 80 (eau) (MONNIER ET AL. 2008). Une forte teneur en eau liquide du terrain atténue le signal. Les mesures GPR sont ainsi de préférence effectuées durant la saison "sèche". Cette caractéristique rend le GPR particulièrement adapté aux mesures sur des éboulis et des glaciers rocheux, terrains présentant la plupart du temps une faible conductivité électrique. La profondeur d'investigation ainsi que la résolution dépendent de la fréquence utilisée (MONNIER ET AL. 2008, SCHROTT & SASS 2008) : une basse fréquence permet aux ondes de pénétrer profondément dans le terrain et de détecter plus efficacement les réflecteurs importants situés en profondeur, mais la résolution du sous-sol sera moindre. Une plus haute fréquence donnera plus de détails sur la structure du sous-sol, mais uniquement dans les couches superficielles.



Fig. 3.15 - Ramac Rough Terrain Antenna à 25 MHz de Mala Geosciences. L'impulsion est donnée chaque 50cm par un opérateur. La distance entre l'antenne (boîtes blanches sur la photo) transmetteur et récepteur est fixe.

Le matériel utilisé dans le cadre de cette étude est un GPR Ramac RTA (Rough Terrain Antenna) de Mala Geosciences, dont la distance entre les antennes transmetteur et récepteur demeure fixe (fig. 3.15). Des fréquences de 25, 50 et 100 MHz ont été utilisées. Les fréquences de 25 et 50 MHz sont les plus couramment utilisées dans les études des éboulis et des glaciers rocheux fossiles (SASS & WOLLNY 2001, MONNIER ET AL. 2008), fréquence permettant une pénétration du signal de plusieurs dizaines de mètres dans ce type de terrain (MONNIER ET AL. 2009). Lors de l'acquisition, une mesure était effectuée par l'envoi d'une impulsion tous les 50cm le long des profils de tomographie de résistivité électrique.

3.4.5.2 Post-traitement

Suite à l'acquisition, les données GPR brutes nécessitent plusieurs étapes de post-traitement. Après assemblage des données et suppression des éventuelles mauvaises traces, plusieurs filtres et corrections ont été apportés suivant un ordre précis (BERTHLING & MELVOLD 2008).

Dans un premier temps, un filtre-passe haut (*dewow*) et une suppression de l'arrière plan ont été appliqués. Après cette étape, la démarche classique est de procéder à une migration classique ou topographique, opération « visant à éliminer les écarts éventuels entre le pendage représenté et le pendage réel des réflecteurs » (MONNIER ET AL. 2009). Cependant, cette étape avait souvent tendance à "brouiller" l'image radar, probablement en raison d'anomalies comme le suggèrent MONNIER ET AL. (2009) dans une étude menée sur des glaciers rocheux fossiles dans le massif de la Vanoise (France). Les profils radar n'ont donc la plupart du temps pas été migrés.

L'étape suivante consiste à améliorer l'image radar par l'application de contrôle de gain automatique (AGC). Ce filtre a pour but de renforcer les réflecteurs en fonction de l'amplitude du signal et d'une fenêtre temporelle d'application variant dans notre étude entre 20 et 200 ns. Une fenêtre large (200 ns) permet de mettre en évidence les réflecteurs principaux situés en profondeur, alors qu'une fenêtre restreinte renforce l'ensemble des réflecteurs (fig. 3.16). Les glaciers rocheux et éboulis étant composés de nombreux blocs – tous des réflecteurs potentiels générant des hyperboles de diffraction (MOORMAN ET AL. 2003) – un AGC de 200 ns est préféré pour l'interprétation.

Des corrections topographiques ont ensuite été appliquées au modèle, puis en dernier lieu les temps de propagation des ondes ont été convertis en profondeur métrique avec une vitesse uniforme supposée pour l'ensemble du profil. Cette vitesse a été déterminée en pointant des hyperboles formées par la diffraction des ondes sur une cible, comme un bloc de taille importante (MOORMAN ET AL. 2003) (fig. 3.16). Cette procédure donnait généralement des vitesses de l'ordre de 0.10 – 0.12 m ns⁻¹, valeur typique pour les accumulations de blocs calcaires avec un faible contenu en eau liquide (HAUCK & KNEISEL 2008, MONNIER ET AL. 2008). Des explications approfondies du processus de traitement des images radar sont données par MOORMAN ET AL. (2003), WOODWARD ET AL. (2003), BERTHLING & MELVOLD (2008) ou encore MONNIER ET AL. (2009).

3.4.5.3 Détection de réflecteurs selon la gamme de fréquence

L'effet de la fréquence sur la profondeur d'investigation et la résolution a été testé sur le glacier rocheux fossile du Gros Chadoua en juin 2009 (fig. 3.17). Avec l'utilisation d'une fréquence de 25MHz, **un réflecteur important est clairement identifié sous le glacier rocheux fossile du Gros Chadoua vers 25-30m de profondeur.** Ce dernier apparaît moins

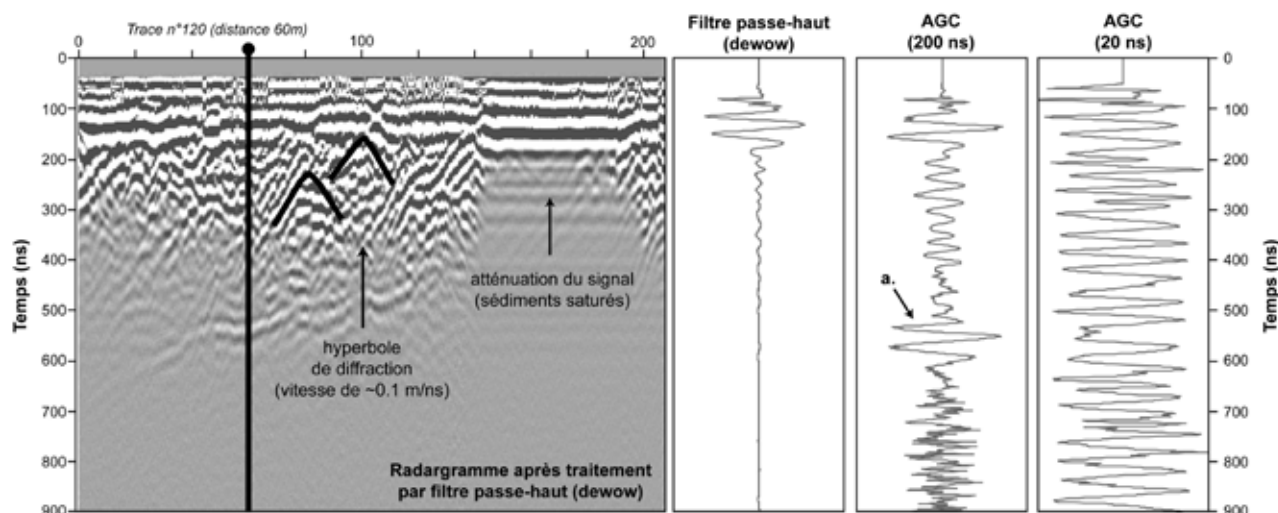


Fig. 3.16 - Image radar du glacier rocheux fossile du Gros Chadoua après application d'un filtre passe-haut (dewow). De nombreuses hyperboles de diffraction peuvent être relevées dans la moitié gauche du profil, alors qu'une forte atténuation du signal radar a lieu entre 140 et 200m, distance occupée par une petite dépression marécageuse très humide. Noter l'effet de l'application d'un contrôle de gain automatique (AGC avec une fenêtre restreinte (20ns) et large (200ns)) sur le signal enregistré : un réflecteur important peut être mis en évidence à 550 ns avec un AGC de 200 ns (flèche a.).

clairement sur les données mesurées avec l'antenne à 50 MHz, et n'est pas visible avec l'antenne à 100 MHz. Ce réflecteur correspond très probablement à la limite entre la base de la formation sédimentaire poreuse et le substratum. Notons qu'à la fois la profondeur et la géométrie du sommet du substratum (qui présente des "plissements" vers le front, peut-être causé par la topographie de surface) sont relativement proches entre les images radar et le résultat de tomographie de résistivité électrique, et de façon moins marquée sur la tomographie de sismique réfraction. Vers l'amont du profil (gauche), le GPR semble mieux adapté que la tomographie électrique pour déterminer la géométrie de la base du glacier rocheux fossile, les données de résistivité électrique étant souvent de mauvaise qualité en bordure de profil.

Différentes structures internes apparentes ont également pu être identifiées, mais nous ne nous risquons pas à les interpréter en détail. Relevons néanmoins que des structures obliques semblent apparaître dans le corps du glacier rocheux à l'amont des rides situées proches du front, alors que des couches laminaires se retrouvent dans la cuvette marécageuse. Dans cette zone, les ondes radar sont fortement atténuées en raison de la présence de sédiments argileux avec une forte teneur en eau.

3.5 SYNTHÈSE

Une **approche multi-méthodologique** a été privilégiée dans le cadre de cette étude. Ce chapitre s'est essentiellement consacré à déterminer les particularités de chacune de ces méthodes pour la détermination des propriétés d'un système ventilé par un effet de cheminée. L'importance de l'application de tests de qualité pour éviter une sur- ou une mauvaise interprétation des résultats a également été discutée. On retiendra notamment que :

- La cartographie BTS et l'imagerie thermique IR permettent dans un premier temps de détecter les zones "chaudes" et "froides" d'une accumulation sédimentaire poreuse, ainsi que la localisation plus exactes des principales sorties d'air chaud ou froid. Cette information sert à placer judicieusement des capteurs de températures autonomes, dont la **disposition le long d'un profil longitudinal** est fondamentale pour la détection des régimes thermiques hétérogènes d'un système ventilé.

- L'utilisation et la **répétition de mesures géophysiques** le long de profil fixe permettent de déterminer indirectement les modifications de la teneur en glace ou de la température liées à des processus de gel et de fonte dans une vue en deux dimensions de tout le système ventilé.

- La qualité des modèles du sous-sol produit déterminés par la géophysique doit absolument être validée par l'entremise de différents tests. Cette approche permet ainsi de distinguer les artéfacts d'inversion des propriétés réelles du sous-sol. Un tel exemple très pédagogique a été identifié sur l'éboulis du Creux-du-Van, où une zone initialement interprétée comme un "pergélisol" n'est en fait qu'un artéfact.

- Pour la géoélectrique, l'analyse des courbes de sondages verticaux est un bon contrôle de qualité pour éviter une sur-interprétation des résultats des tomographies électriques.

Les principes énoncés ci-dessus dans la détermination de variables (par ex. température du seuil d'inversion du courant d'air) seront utilisés pour améliorer la compréhension du processus de ventilation par effet de cheminée dans les chapitres 4, 5, 6, 7. Il faut néanmoins conserver à l'esprit que les données présentées ont fait l'objet d'une évaluation de leur qualité et si nécessaire de corrections.

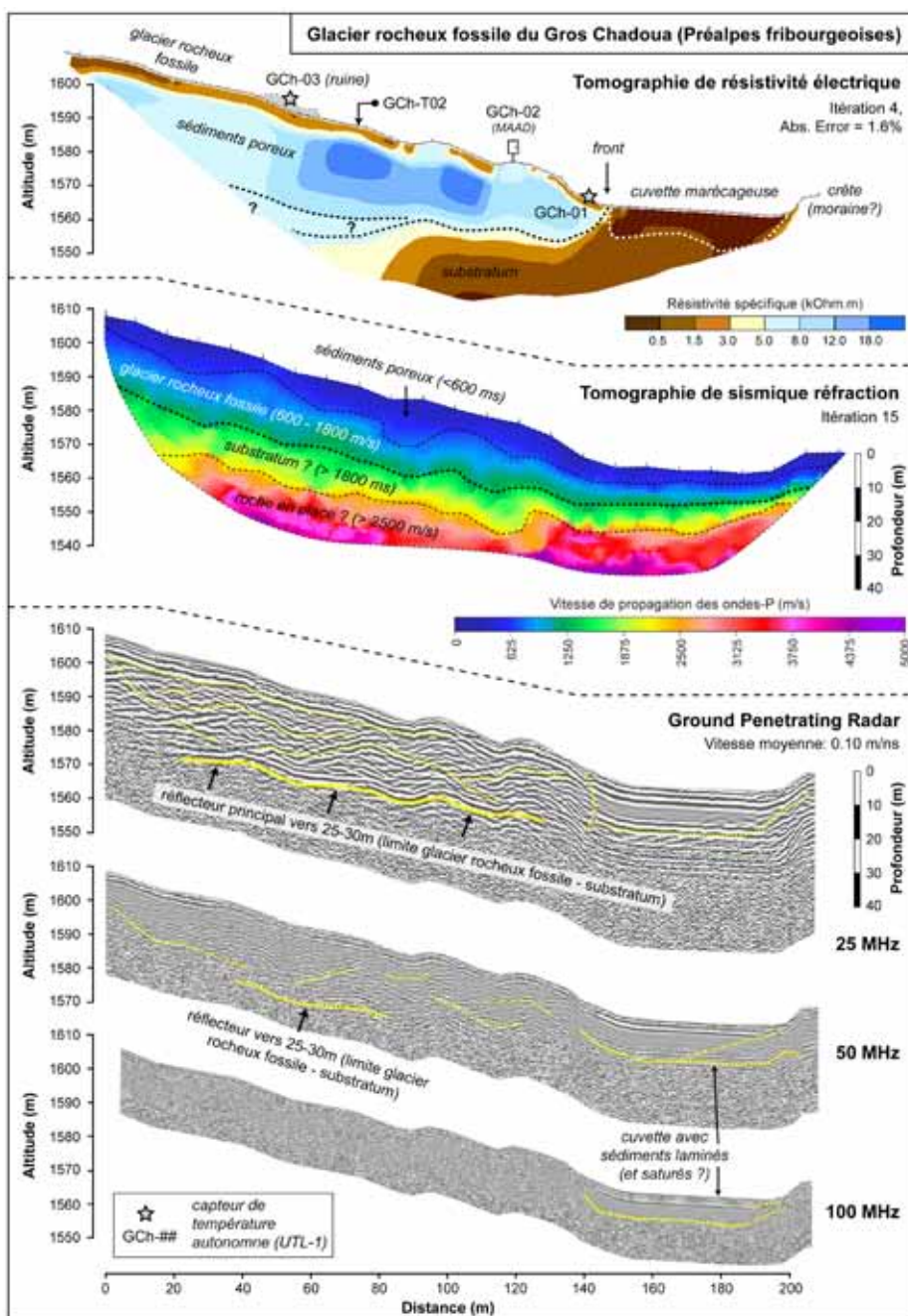


Fig. 3.17 - Prospection géophysique le long d'un profil transversal recoupant le glacier rocheux fossile du Gros Chadoua et une cuvette marécageuse située à l'aval. En haut : tomographie de résistivité électrique ; au milieu : tomographie de sismique réfraction ; en bas : 3 images radar acquises avec des fréquences de 25, 50 et 100 MHz. Explications dans le texte.

3ÈME PARTIE

ETUDES DE CAS

4 - PROPRIÉTÉS DU COURANT D'AIR

4.1 INTRODUCTION

Ce chapitre a pour but de déterminer les principales propriétés du courant d'air (vitesse et direction) et/ou de l'air interstitiel (température, humidité relative) à l'intérieur de différents trous à vent. Des mesures en continu ont ainsi été réalisées dans les parties basses des éboulis du Creux-du-Van et de Dreveneuse d'en Bas (LAMBIEL 2006, DELALOYE & LAMBIEL 2007), au front du glacier rocheux fossile du Gros Chadoua, ainsi que dans la galerie inférieure de la glacière des Diablotins (cf. chapitre 6). La figure 4.1 montre l'emplacement

des sites de mesures utilisés pour l'étude des propriétés du courant d'air. Une présentation détaillée de ces sites peut être trouvée aux chapitres 5 et 6.

Les appareils utilisés ont été présentés au chapitre 3.2. En raison de nombreux problèmes de diverses origines (alimentation électrique, appareils endommagés...), les séries de données ont malheureusement souvent été interrompues. Ce chapitre s'intéresse également aux transferts de chaleur dans le manteau neigeux, par l'installation d'un mât à neige au Creux-du-Van (cf. 3.3) et de capteurs de pression différentielle.

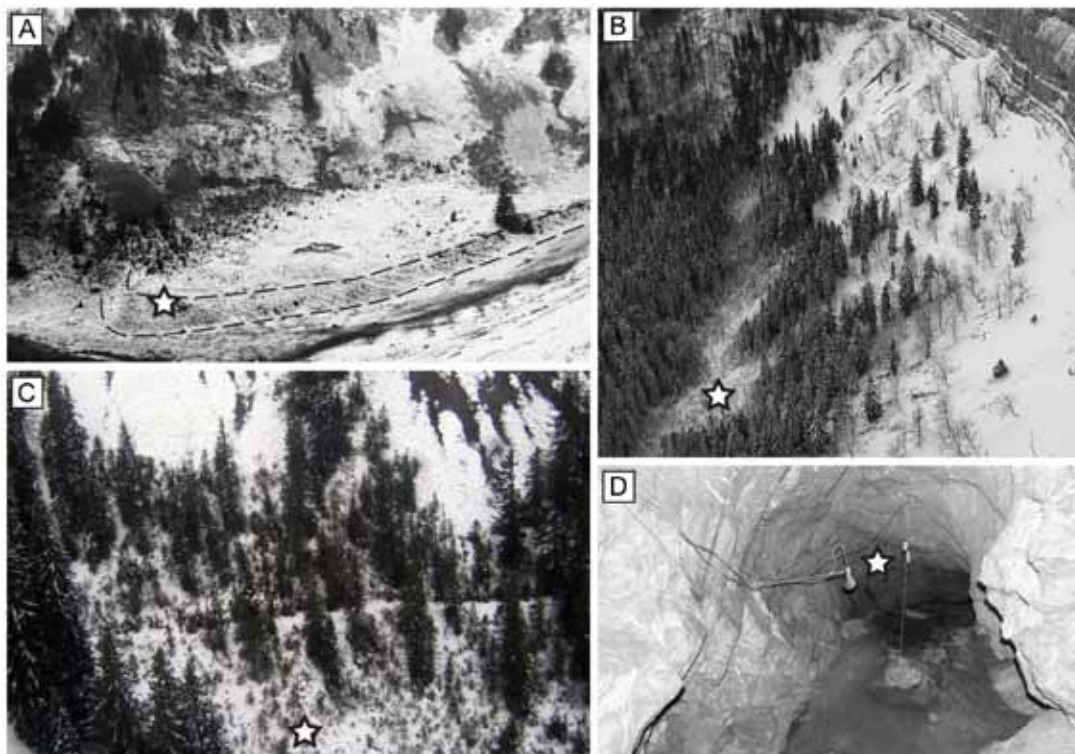


Fig. 4.1 - Emplacement des sites de mesures des propriétés du courant d'air. A : front du glacier rocheux fossile du Gros Chadoua ; B : clairière à épicéas nains du Creux-du-Van ; C : clairière à épicéas nains de Dreveneuse d'en Bas ; D : galerie inférieure de la glacière des Diablotins. Une présentation détaillée de ces sites peut être trouvée aux chapitres 5 et 6.

4.2 TEMPÉRATURE, VITESSE ET DIRECTION DU COURANT D'AIR

Les premières mesures en continu fructueuses de vitesse et de direction de courant d'air ont été réalisées à Dreveneuse d'en Bas (anémomètre à ailettes) entre le 29 mai et le 15 octobre 2005 (LAMBIEL 2006, DELALOYE & LAMBIEL 2007). L'anémomètre à ailettes utilisé fut cependant bloqué en juillet et août sans que l'on en connaisse la raison exacte, puis pris dans la neige dès la mi-octobre. Durant l'hiver 2005-2006, un anémomètre sonique fut placé suffisamment en profondeur dans le trou à vent du Creux-du-Van (CV-14 ou CV-Channel).

Durant l'été et l'hiver 2007-2008, une étude plus détaillée a été menée au Gros Chadoua sur le trou à vent GCh-02, équipé des **deux anémomètres sonique et à ailettes**, de capteur d'humidité et de température (cf. 3.2). En raison de divers problèmes de la station météorologique (perte de tension, instruments endommagés...), la série de données est malheureusement discontinue. La qualité des données acquises par les deux anémomètres jusqu'en novembre 2007 sont excellentes, avec des vitesses et des directions du courant d'air très semblables entre les deux appareils (fig. 4.2). Après leur enterrement dans la neige en novembre, les capteurs de l'anémomètre

sonique ont malheureusement été détruits par la formation de glace à la fin de l'hiver 2007-2008, alors que le boîtier de contrôle de l'anémomètre à ailettes a été inondé lors de la fonte des neiges en raison d'un joint défectueux. Ce dernier a été réparé et remplacé en 2008-2009 dans l'éboulis du Creux-du-Van (trou à vent CV-21), puis dès octobre 2009 dans la galerie inférieure de la glacière des Diablotins.

L'installation d'anémomètres dans des trous à vent est un procédé coûteux dont le fonctionnement sur le long terme ne peut être assuré de façon satisfaisante. En revanche, les données de vitesse et de direction du courant d'air peuvent être comparées aux données de températures de l'air enregistrées dans les trous à vent, et de façon plus large aux températures de la surface du sol (GST). Dans ce sens, l'enregistrement en continu de GST, notamment à l'intérieur de trous souffleurs et aspirateurs, permet également de caractériser le mode de fonctionnement de la ventilation. **La recherche de comportements inverses est alors déterminante** (LISMONDE 2002A,B, DELALOYE 2004) : si le système est ventilé, une relation thermique identique entre l'éboulis et l'atmosphère indique un régime d'aspiration, alors qu'une relation thermique inverse correspond à un régime de soufflage.

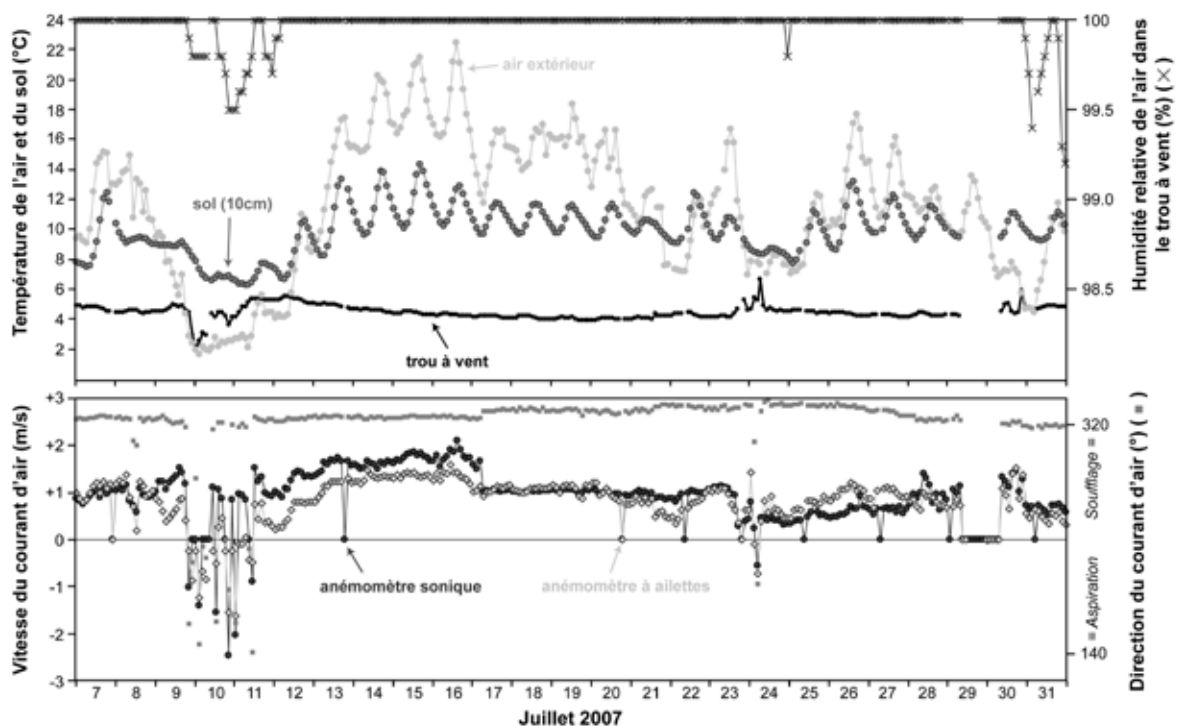


Fig. 4.2 - Evolution des conditions thermiques du trou à vent du Gros Chadoua entre le 7 et le 30 juillet 2007. En haut : évolution de la température de l'air extérieur, de la température du sol à 10cm de profondeur, et de la température et de l'humidité de l'air dans le trou à vent GCh-02. En bas : vitesse et direction du courant d'air dans le trou à vent mesurées par un anémomètre sonique et à ailettes.

4.2.1 Une forte expulsion d'air froid et saturé durant l'été

4.2.1.1 Vitesse et direction du courant d'air

Au Gros Chadoua entre le 7 et le 31 juillet 2007, la température dans le trou à vent oscille autour de $+5^{\circ}\text{C}$, avec des relations inverses par rapport à l'évolution de la température de l'air extérieur (EAT). Un courant d'air frais est expulsé à une vitesse comprise entre **0.3 et 2 m/s, avec des vitesses maximales enregistrées entre le 13 et 17 juillet, période où la température de l'air extérieur (EAT) est la plus chaude ($+20^{\circ}\text{C}$)**. Des phases d'affaiblissement et/ou de renverse du courant d'air ont lieu entre les 9 et 11, le 24 et le 30 juillet, lorsqu'EAT descend sous une valeur d'environ 4°C .

Un courant d'air froid est ainsi facilement perceptible sortant des parties basses des éboulis durant l'été. ELLMAUER & STEINER (1992) ont mesuré des vitesses de courant d'air oscillant entre 1000 et 6500 m/h ($0.28 - 1.8$ m/s) dans différents trous souffleurs sur un cycle journalier le 31 août 1987. Les vitesses maximales étaient enregistrées entre 12h et 16h, période durant laquelle la différence entre la température de l'air extérieur et dans le trou à vent est la plus élevée. MÖSELER & WUNDER (1999) ont mesuré des courants d'air allant jusqu'à 2 m/s en septembre. MÜLLER & MOLENDIA (1999) signale également une stagnation du courant d'air à la fin de l'été et en automne. Dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (1600 m.s.m.), DELALOYE & LAMBIEL (2007) ont pu mesurer des vitesses maximales de 0.3 à 0.4 m/s ($1.1-1.4$ km/h) dans un trou souffleur en été. Pour comparaison, ces courants d'air d'origine thermique peuvent couramment atteindre des vitesses de 1 m/s (3.6 km/h) dans les resserrements des cavités dénivelées de montagne et 0.1 m/s dans les cavités de plaine (LISMONDE 2002a). Les courants d'air peuvent cependant atteindre les 10 m/s (36 km/h), principalement lorsqu'ils sont engendrés par des cascades. Le 11 août 1970, BAKALOWICK a mesuré des vitesses record de 166 km/h (46 m/s) dans un rétrécissement de la grotte de Pinargözü en Turquie (LISMONDE 2002a)

4.2.1.2 Température de l'air dans le trou à vent

Durant l'été, la tendance générale de la température de l'air dans un trou à vent est à la stabilité, mais il existe cependant des variations de faibles amplitudes **inversement proportionnelles** à l'évolution de la

température de l'air extérieur. Un tel phénomène est particulièrement visible dans le trou à vent du Creux-du-Van (CV-14) où **le rapport entre l'évolution de la température de l'air et CV-14 vaut 9 :-1 durant l'été 2009** (fig. 4.3). DELALOYE (2004) trouvait un rapport de 7 :-1 durant l'été 2001.

Dans le trou à vent du Gros Chadoua, des variations synchrones peuvent s'observer lors d'épisodes de temps plus frais en raison d'une renverse de la direction du courant d'air (fig. 4.2). Les températures de l'air dans le trou à vent se trouvent alors modifiées de la façon suivante : dans un premier temps une brève augmentation puis une baisse de la température dans le trou à vent s'observent. Une légère baisse de l'humidité relative (de 100 à 99.5%) y est également enregistrée. Nous verrons ci-dessous que le renversement de la direction du courant d'air et son influence sur la température de l'air dans un conduit d'aération est encore plus évident durant la période automnale.

Environ 50 cm au-dessus du trou à vent du Gros Chadoua, une sonde (GCh-sol10cm) a également été placée à 10cm de profondeur dans le sol pâturé (fig. 4.2). Durant le mois de juillet 2007, la température du sol (10cm) est d'environ 10°C et suit les variations journalières de la température de l'air extérieur, avec une amplitude moyenne de 3 à 5°C . On peut noter que la différence entre EAT et la température du sol (10cm) est d'autant plus grande qu'EAT est élevée ! Elle atteint ainsi 9°C le 16 juillet (EAT de 23°C), mais descend à 1°C le 25 juillet (EAT de 11°C). **La température du sol à 10cm de profondeur semble donc être influencée par deux flux d'énergie** : le premier étant un flux descendant venant de l'atmosphère (EAT et rayonnement solaire), le deuxième un flux ascendant venant du trou à vent (courant d'air frais) qui a comme effet un refroidissement des températures du sol par rapport à la température de l'air extérieur, refroidissement d'autant plus marqué qu'EAT est élevée.

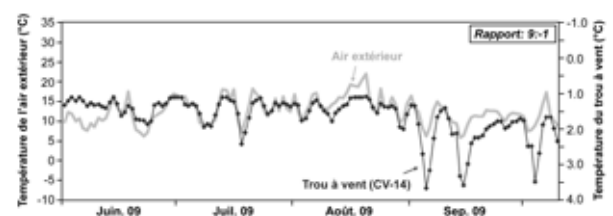


Fig. 4.3 - Evolution de la température de l'air extérieur (courbe grise) et du trou à vent (courbe noire) durant l'été (juin – octobre 2009). Noter le saut brutal des températures intervenant début septembre à CV-14. L'échelle des températures de CV-14 est inversée.

4.2.2 Renverse principale de la direction du courant d'air en automne

4.2.2.1 Vitesse et direction du courant d'air

Au Gros Chadoua, entre le 28 octobre et le 5 novembre 2007, la direction du courant d'air change rapidement et à plusieurs reprises lorsque la température de l'air extérieur est inférieure à une valeur de $+3.5^{\circ}\text{C}$ (fig. 4.4). A cet emplacement, les vitesses d'aspiration et de soufflage sont relativement fortes (environ 1.5 m/s) et similaires à celles enregistrées durant le mois de juillet. Cette valeur de $+3.5^{\circ}\text{C}$ correspond à **la température du seuil d'inversion de la direction du courant d'air** en automne dans le trou à vent du Gros Chadoua. Des renverses du courant d'air peuvent ainsi être relevés de façon évidente durant la période automnale dans les éboulis de basse et moyenne altitude.

Dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas, entre fin septembre et début octobre 2005, avant la mise en place d'un manteau neigeux, l'anémomètre à ailettes indiquait que de l'air froid était aspiré à une vitesse d'environ 0.6 - 0.8 m/s avec une forte relation vis-à-vis des températures de l'air extérieur (plus ce dernier était froid, plus la vitesse était importante) (LAMBIEL

2006). Contrairement au Gros Chadoua, le courant ascendant mesuré à Dreveneuse d'en Bas était environ deux fois plus important que le courant descendant à l'emplacement des mesures. Ces résultats pourraient expliquer pourquoi l'expulsion d'air froid en été est difficilement perceptible à plus haute altitude. Il est également possible que ces valeurs traduisent l'asymétrie des zones d'aspiration hivernale et de décharge gravitaire estivale (cf. 2.4.2).

4.2.2.2 Température de l'air dans le trou à vent

Pour un même capteur, le passage d'un comportement inverse à synchrone (ou vice-versa) entre la température de l'air dans le trou à vent (et plus généralement à la surface du sol) et la température de l'air extérieur (EAT) permet de **déterminer indirectement le seuil d'inversion thermique de la direction du courant d'air** (DELALOYE 2004, DORTHE & MORARD 2007). Des renverses du courant d'air peuvent ainsi être relevés essentiellement durant la période automnale dans les éboulis de basse et moyenne altitude. Les figures 4.4 et 4.5 le passage d'un régime de soufflage à un régime d'aspiration pour un trou à vent situé au front du glacier rocheux fossile du Gros Chadoua et pour l'entrée inférieure de la glacière dynamique des Diablotins.

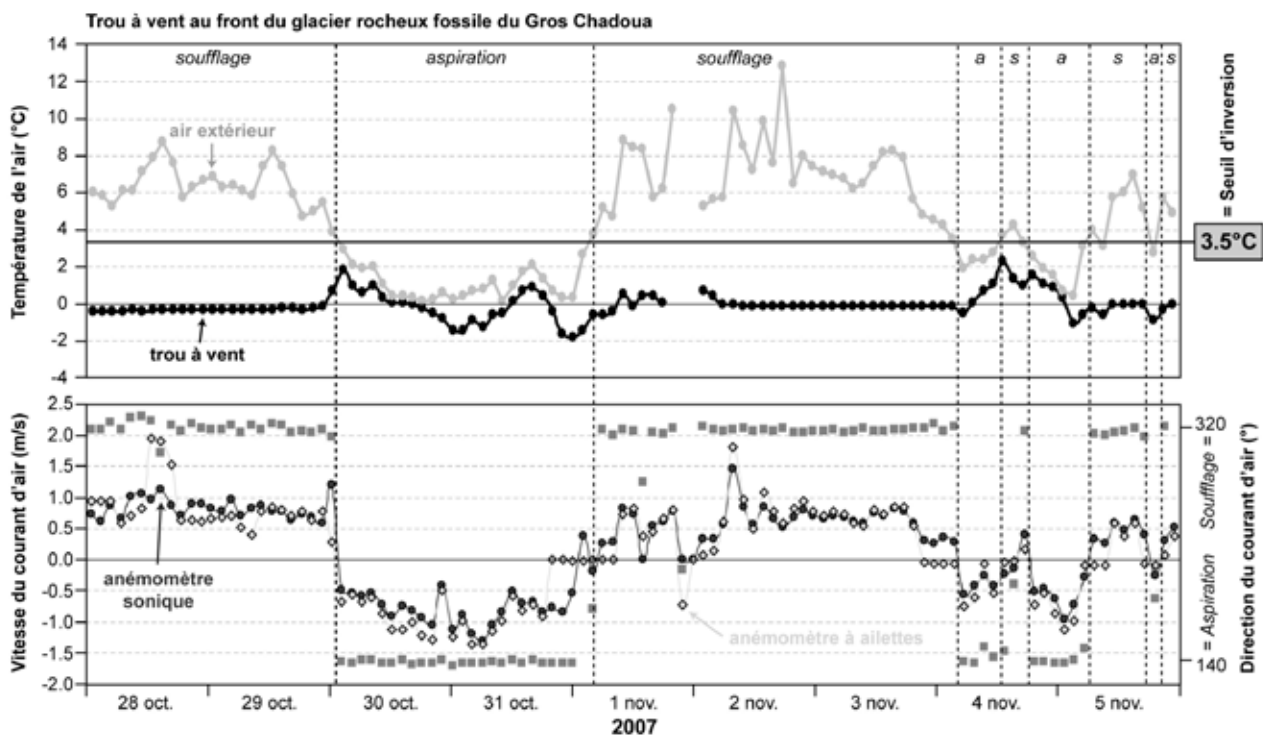


Fig. 4.4 - Détermination de la température du seuil d'inversion de la direction du courant d'air dans le trou à vent situé au front du glacier rocheux fossile du Gros Chadoua. En haut : analyse des variations de la température extérieure et dans le trou à vent, exprimant un régime d'aspiration ou de soufflage. En bas : validation de l'analyse thermique par des mesures directes de la direction et de la vitesse du courant d'air, acquises par un anémomètre sonique et à ailettes.

Lorsque le courant d'air est soufflant, la température de l'air dans le trou à vent ou dans la grotte est stable ou présente une relation inverse avec EAT. **Le passage à un régime d'aspiration se traduit dans un premier temps par une augmentation de la température de l'air dans le trou à vent ou dans la grotte, l'air aspiré ayant une température plus élevée que l'air soufflé hors du système ventilé.** Comme le montrent les mesures acquises par des anémomètres dans le trou à vent du Gros Chadoua (fig. 4.4), la renverse du courant d'air est rapide, conformément à la théorie (cf. équation 2.4 et fig. 2.8, chapitre 2.3.2.4). EAT à cet instant donné correspond à la température du seuil thermique de renverse de la direction du courant d'air. Ce seuil vaut environ $+3.5^{\circ}\text{C}$ au Gros Chadoua à fin octobre et $+2.5^{\circ}\text{C}$ dans la glacière dynamique des Diablotins (fig. 4.5). Dans un deuxième temps, pour autant qu'EAT continue de diminuer, la température du système ventilé connaît une baisse avec une relation synchrone par rapport à EAT. Un cycle d'aspiration se termine de la même manière qu'il avait débuté. Ce comportement thermique particulier est typique du renversement de la direction du courant d'air.

Sur la figure 4.4, on peut relever que durant la phase d'aspiration du 30-31 octobre, la température dans le

trou à vent reste inférieure à celle mesurée à 2m de hauteur (air extérieur). L'explication la plus probable est que l'air extérieur situé à quelques centimètres au-dessus de la surface du sol (température non mesurée) est plus froid que l'air à 2m de hauteur (température mesurée). Fin octobre, une fine couche de neige recouvre le site et le temps est clair, conditions qui accentuent probablement le refroidissement des couches d'air situées proche de la surface par perte de rayonnement infra-rouge.

Cette procédure – qui s'applique également à l'analyse des GST – a ainsi pu être validée par des mesures de vitesses et direction du courant d'air dans les réseaux souterrains (LISMONDE 2002B) et dans des trous souffleurs situés dans les parties basses d'accumulation sédimentaire poreuse par nos propres mesures présentées ci-dessus (fig. 4.4). La période la plus propice pour la détection du seuil d'inversion à l'aide des données de températures de la surface du sol se situe en automne lorsque le système de ventilation passe d'un régime saisonnier estival à hivernal. Les données acquises indiquent également clairement l'existence d'un processus de circulation d'air bidirectionnelle par effet de cheminée.

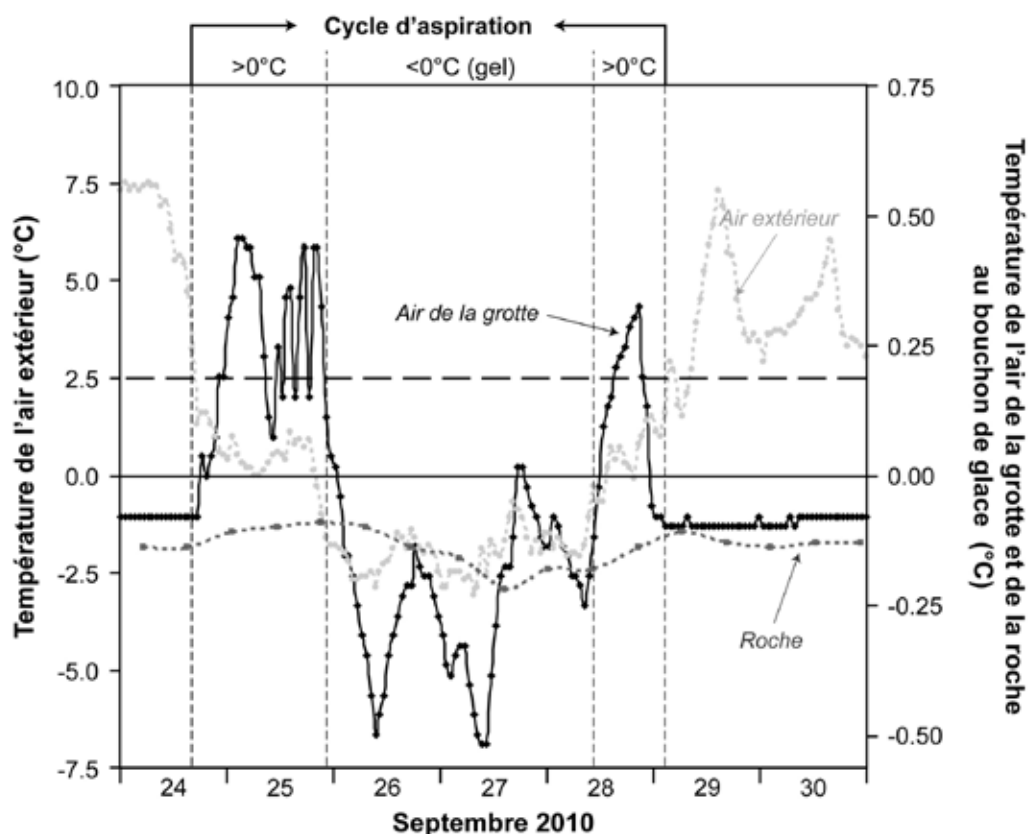


Fig. 4.5 - Détermination de la température du seuil d'inversion de la direction du courant d'air par l'analyse des variations de la température de la cavité des Diablotins. Dans l'exemple ci-dessus, la ventilation passe d'un régime de soufflage à un régime d'aspiration lorsque la température de l'air extérieur passe sous un seuil de $+2.5^{\circ}\text{C}$. Explications dans le texte.

4.2.3 Maintien d'un courant d'air en hiver sous la neige

4.2.3.1 Vitesse et direction du courant d'air

Dans les trous à vent du Gros Chadoua et de Dreveneuse d'en Bas, les anémomètres ont cessé de fonctionner en hiver. La raison invoquée est qu'en raison de la géométrie du trou à vent, ils ne purent être placés suffisamment profondément pour éviter d'être obstrués par l'aspiration de neige poudreuse (cf. fig. 3.3). Aucune donnée hivernale n'a malheureusement pu être récoltée sur ces deux sites. En revanche, **des vitesses d'un courant d'air aspirant (0.2 - 0.4 m/s) furent mesurées avec succès sous plus d'1m de neige durant l'hiver 2005-2006 par un anémomètre sonique au Creux-du-Van (fig. 4.6), placé suffisamment profondément dans le trou à vent !** Les valeurs enregistrées de ce dernier ont

cependant nécessité un filtrage, les données initiales étant significativement bruitées. La raison invoquée est que certains capteurs de l'anémomètre sonique – déposé à l'horizontal – touchaient le sol.

4.2.3.2 Température de l'air dans le trou à vent

Si les mesures directes de vitesse et direction du courant d'air en hiver sont difficiles à effectuer, il n'en va pas de même pour l'enregistrement des variations thermiques. Durant l'hiver, les températures dans le trou à vent du Creux-du-Van (CV-14) montrent de fortes et rapides variations directement couplées avec celles de l'air extérieur (fig. 4.7). **Le rapport entre l'évolution de la température de l'air et celle de CV-14 vaut 10 :9, soit une correspondance presque parfaite.** Il en va de même au Gros Chadoua ou à Dreveneuse d'en Bas (LAMBIEL 2006).

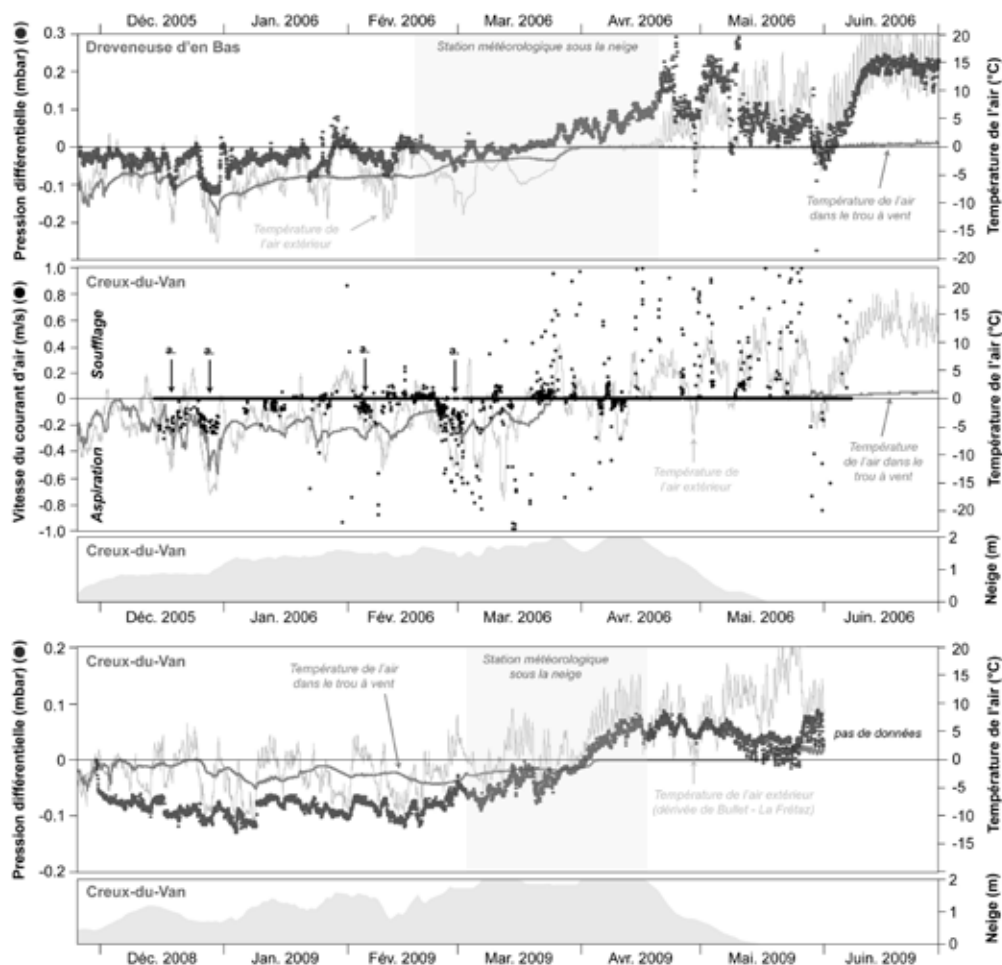


Fig. 4.6 - Evolution de la pression différentielle entre un capteur placé à l'extérieur de l'éboulis (dans le boîtier d'une station météorologique MADD) et un deuxième capteur situé dans un trou à vent sur les éboulis de Dreveneuse d'en Bas (décembre 2005 à juin 2006) (en haut) et du Creux-du-Van (décembre 2008 – mai 2009) (en bas). Le graphique du milieu montre la vitesse et la direction du courant d'air dans le trou à vent du Creux-du-Van entre décembre 2005 et juin 2006. Flèches 'a.' : phases d'aspiration d'air en hiver mesurées sous le manteau neigeux. Explications dans le texte.

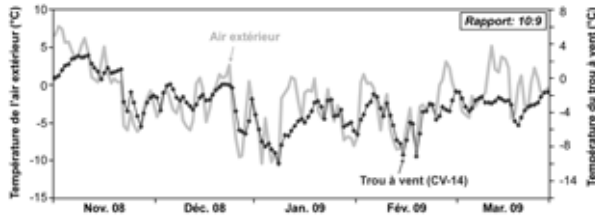


Fig. 4.7 - Evolution de la température de l'air extérieur (courbe grise) et du trou à vent (courbe noire) durant l'hiver (novembre 2008 – mars 2009).

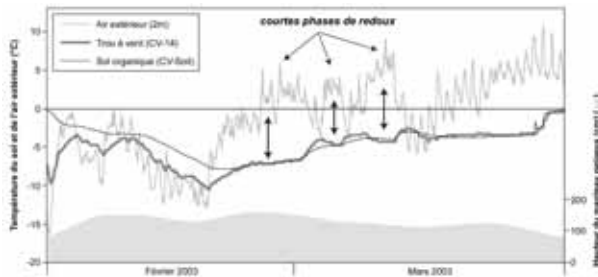


Fig. 4.8 - Variations secondaires inverses dans le trou à vent du Creux-du-Van durant de courtes phases de redoux hivernales.

Si l'évolution des températures dans le trou à vent est la plupart du temps synchronisée à celle des températures extérieures, de faibles variations secondaires inverses peuvent également parfois être identifiées. En effet **durant de courtes périodes de temps doux en hiver (redoux), des relations secondaires inverses entre la température dans le trou à vent et la température de l'air extérieur peuvent venir se superposer à la tendance générale au refroidissement.** Un tel cas de figure est notamment observé entre la fin février

et la mi-mars 2003 à CV-14 (flèches doubles sur fig. 4.8). Durant ces courtes phases de redoux, la direction de la ventilation se renverse probablement et de l'air froid (inférieur à 0°C) en provenance de l'intérieur de l'éboulis s'écoule par le trou à vent. Cet air froid reste cependant bloqué dans le trou à vent en raison de la présence d'une couche de neige de 1.4m d'épaisseur en mars 2003.

4.2.4 Vitesse et direction du courant d'air liées à l'évolution des températures extérieures

Les données de vitesse et direction acquises durant l'été et l'automne 2007 dans le trou à vent du Gros Chadoua, ainsi que celles mesurées dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas en 2004-2005 (LAMBIEL 2006, DELALOYE & LAMBIEL 2007) ont été comparées aux températures de l'air extérieur (fig. 4.9). Une bonne relation non linéaire apparaît entre ces deux variables, avec une renverse rapide du courant d'air de part et d'autre d'un seuil thermique de la température de l'air extérieur. Ce seuil d'inversion vaut 3.5°C au Gros Chadoua et 5.5°C à Dreveneuse d'en Bas. En appliquant la formule présentée au chapitre 2.3.2.4 et décrivant la relation racine carrée entre vitesse du courant d'air et différence de température entre l'intérieur et l'extérieur d'un système ventilé, **on notera que les données mesurées correspondent de façon remarquable à la théorie d'une circulation d'air bidirectionnelle par effet de cheminée !** Sur la base de ce résultat et des équations 2.2 à 2.4 présentées au chapitre 2, on peut conclure que **le courant d'air**

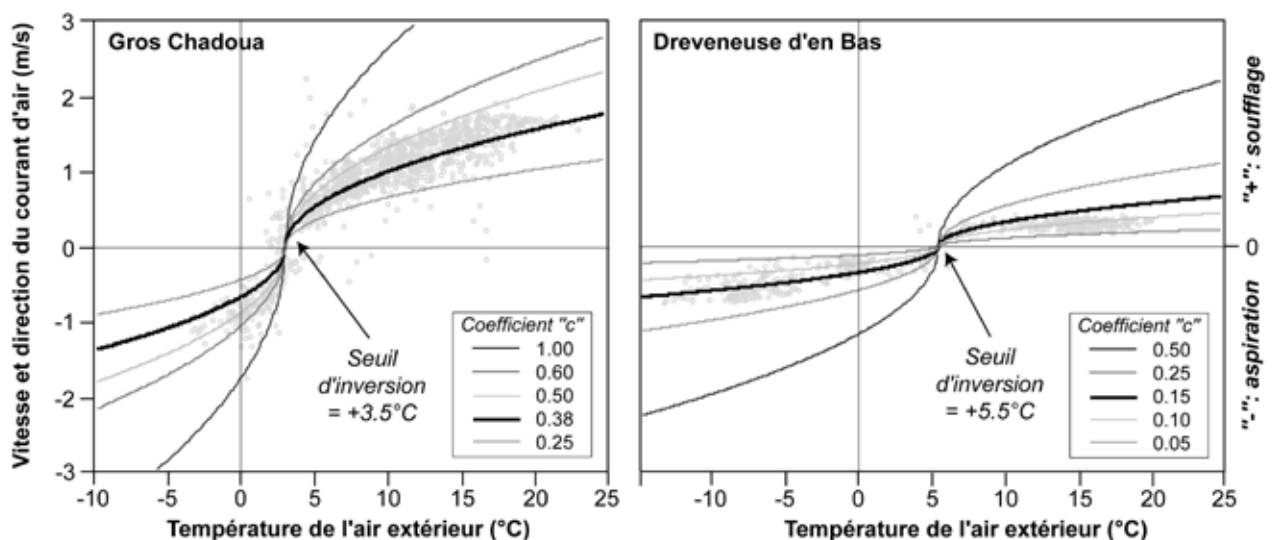


Fig. 4.9 - Relation entre la température de l'air extérieur et la vitesse du courant d'air dans le trou à vent du Gros Chadoua (à gauche) et dans la partie basse de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (à droite). Les courbes théoriques sont calculées avec la formule présentée au chapitre 2.3.2.4.

dans le glacier rocheux fossile du Gros Chadoua et dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas **est maintenu par une relation simple déterminée par un gradient de pression motrice résultant d'une différence de température** entre l'intérieur et l'extérieur du système ventilé.

Il existe cependant une différence notable entre le trou à vent du Gros Chadoua et l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas. Premièrement les vitesses mesurées sont plus élevées dans le trou à vent du Gros Chadoua (0.8 à 2 m/s) que dans la partie basse de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (0.2 – 0.8 m/s). Deuxièmement, le coefficient de structure "c" de l'équation 2.4 (cf. 2.3.2.4) avoisine une valeur de 0.38 au Gros Chadoua, alors qu'il n'est que de 0.15 à Dreveneuse d'en Bas. Cette constante vaut 0.60 dans la grotte du Trou qui Souffle en Isère (LISMONDE 1993), 0.52 dans la glacière stato-dynamique de Monlési (LUETSCHER ET AL. 2008), et 0.34 dans la glacière statique du Mont-Fuji au Japon (OHATA ET AL. 1994A).

Comment expliquer cette différence ? Plusieurs hypothèses peuvent être avancées. La première – et probablement la plus plausible – réside dans l'agencement des trous à vent. Au Gros Chadoua, le front est entièrement recouvert d'un sol imperméable à l'exception d'une vingtaine de trou à vent (cf. fig. 3.2). A Dreveneuse d'en Bas en revanche, la couche de sol est beaucoup plus fine et discontinue, et il existe une multitude de trous dans la partie basse de l'éboulis. Ainsi **l'hypothèse peut être émise que le courant d'air traversant le glacier rocheux du Gros Chadoua vient buter contre le sol imperméable, puis se concentre au travers d'un nombre limité de trous à vent, dont le courant d'air est extrêmement puissant. A contrario, le courant d'air bénéficie d'un plus grand nombre d'échappatoires dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas, diminuant la concentration du flux d'air et en conséquence sa vitesse.** L'agencement de niveaux peu perméables proche de la surface influencerait donc la dynamique du courant d'air, comme cela avait été supposé au chapitre 2.3.1.4. Le coefficient de structure "c" exprime ainsi peut-être le rapport entre la surface totale empruntée par le courant d'air pour sortir du système ventilé (ie. le nombre de trou à vent) et le total du volume poreux de l'entier du système ventilé traversé par ce même courant d'air (ie. le volume d'air contenu dans le glacier rocheux fossile ou l'éboulis par exemple). Il est ainsi probable que la résistance aérodynamique des conduits sont plus importante dans l'éboulis de

Dreveneuse d'en Bas qu'au Gros Chadoua. D'autres hypothèses – impossibles à vérifier – concerneraient la sinuosité ou l'agencement des conduits d'aération dans le milieu poreux ou encore la hauteur (et donc le tirage) de l'éboulis. Une phase de modélisation devra être entreprise dans le futur pour tenter de répondre à ces interrogations.

4.2.5 Temps de résidence d'une particule d'air dans l'éboulis

Les vitesses de courant d'air mesurées dans différents trous à vent laissent penser que **le temps de résidence d'une particule d'air dans les éboulis ventilés semble être très court.** A Dreveneuse d'en Bas, avec des vitesses de l'ordre de 0.3 m/s, on peut supposer qu'il faut moins d'une heure pour que l'air traverse l'entier de la formation poreuse longue d'environ 200m (DORTHE & MORARD 2007). Sauf exceptions locales en cas de morphologie en cuvette, l'air n'est ainsi pas stocké dans l'éboulis. Il faut donc parler de **"réservoir de froid"** (en lieu et place de "réservoir d'air froid" comme le proposait RUZICKA 1999), le courant d'air étant un vecteur de froid, lui-même probablement stocké sous forme de glace (chaleur latente) ou dans les blocs et le terrain peu perméable sous-jacent aux éboulis (chaleur sensible) comme c'est le cas dans les glaciers (LUETSCHER & JEANNIN 2004, LUETSCHER ET AL. 2008).

4.3 HUMIDITÉ RELATIVE DE L'AIR DANS UN TROU À VENT

Un des objectifs principaux de la mesure de l'humidité relative est de pouvoir déterminer **l'effet d'un courant d'air dans l'assèchement (par évaporation et/ou sublimation) ou l'humidification (par condensation)** du terrain (ou de la roche) proche des entrées inférieures d'un système ventilé. Les mesures se sont concentrées dans des trous à vent dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas en 2004-2005 (LAMBIEL 2006), au front du glacier rocheux fossile du Gros Chadoua en 2007-2008, dans l'éboulis du Creux-du-Van en 2008-2009 et en 2010-2011, puis dans la galerie inférieure de la glacière des Diablotins dès octobre 2009. Aucune mesure n'a été réalisée dans les parties hautes des éboulis, soumises à une évacuation d'air chaud en hiver et une aspiration d'air chaud en été.

4.3.1 Détermination de phases d'évaporation et de condensation

Les processus d'évaporation (sublimation) et de condensation sont complexes. Ils nécessitent en effet la connaissance de l'humidité relative et de la température de l'air ainsi que du milieu environnant au contact de l'air (le sol ou la roche dans notre cas) en différentes sections du chenal d'aération (ou de la galerie) par lesquelles transitent le courant d'air. Un jeu de données aussi complet n'est malheureusement pas disponible pour nos éboulis. Nous ferons ainsi l'hypothèse que l'éboulis est humide (humidité relative à 100%) entre le printemps et l'automne, en raison d'une part de l'infiltration des eaux de fonte de la neige et d'autre part de l'existence d'un courant d'air saturé et froid sortant des parties basses de l'éboulis (WAKONNIG 1996).

Malgré ces limitations, une méthode relativement simple pour détecter si un assèchement ou une humidification a lieu dans l'éboulis est de comparer la température et l'humidité relative de l'air à l'intérieur d'un trou à vent en mode d'aspiration avec les valeurs mesurées à l'extérieur par des stations météorologiques environnantes du réseau Météosuisse. Sur la base des valeurs de température et d'humidité relative, et en connaissant la pression atmosphérique, il est aussi possible de calculer aisément **l'humidité spécifique** de l'air (en g/kg), autrement dit la quantité d'eau comprise dans un kg d'air, en utilisant un diagramme psychrométrique, un convertisseur numérique basé sur les équations de la thermodynamique (LISMONDE 2002b, DIMCLIM 2011), ou les équations 4.1 et 4.2 (GILL 1982) :

$$q_a = \left(\frac{0.622e_a}{p_a - 0.378e_a} \right) * 1000 \quad (\text{équation 4.1})$$

Avec : q_a = humidité spécifique de l'air (g/kg)
 p_a = pression de l'air (Pa) (1 hPa = 100 Pa)
 e_a = pression de vapeur de l'air (Pa)

$$e_a = rh * 10^{\left[\frac{(0.7859 + 0.03477 * T_a)}{(1.0 + 0.00412 * T_a)} + 2 \right]} \quad (\text{équation 4.2})$$

Avec : rh = humidité relative (de 0 à 1)
 T_a = température de l'air (°C) (compris entre -40 et +40°C)

Si cette quantité d'humidité spécifique varie entre l'extérieur et l'intérieur de l'éboulis, on peut en déduire que de l'humidité est échangé entre l'air, le matériel rocheux (sol, débris) et éventuellement la glace interstitielle. S'il y a changement de phase, des flux de chaleur latente viennent également s'ajouter au flux de chaleur sensible (LISMONDE 2002b). Nous reviendrons en détail sur ces processus complexes d'évaporation (sublimation) et de condensation dans la partie consacrée à la glacière des Diablotins, où des mesures de meilleure qualité sont disponibles.

4.3.2 Evolution de l'humidité relative de l'air dans le trou à vent du Creux-du-Van

La figure 4.10 illustre l'état de l'humidité relative et de la température de l'air atmosphérique et à l'intérieur du trou à vent CV-21 du Creux-du-Van entre septembre 2008 et juillet 2009. On relèvera que l'humidité de l'air extérieur est la plupart du temps inférieure à 100%, avec une forte variabilité. Dans le trou à vent, l'humidité relative baisse à plusieurs reprises de 100% à 95-90% lorsque la température de l'air extérieur descend sous un seuil d'environ +7°C. Cette valeur correspond au seuil d'inversion de la direction du courant d'air, déterminé selon la méthode proposée au point 4.2.2.2.

Au Creux-du-Van vers le 20 novembre 2008, alors que le manteau neigeux n'est pas trop important et que le trou à vent est en contact direct avec l'air extérieur, la température dans ce dernier descend à -4.5°C alors que la température extérieure se maintient entre -6 et -7°C. En parallèle, l'humidité relative dans le trou à vent atteint les 85-90%, valeur légèrement supérieure à celle de l'air extérieur (env. 80%). L'humidité spécifique calculée est de 2.19 $g_{\text{eau}} / kg_{\text{gas}}$ pour l'air extérieur, et de 2.68 $g_{\text{eau}} / kg_{\text{gas}}$ dans le trou à vent.

En l'absence d'échange d'humidité avec le milieu environnant (LISMONDE 2002b), une augmentation de la température d'une particule d'air de -6.5°C à -4.5°C avec une humidité relative initiale de 80% (dans notre cas entre l'extérieur et l'intérieur du trou à vent) devrait s'accompagner d'une baisse de son humidité relative jusqu'à 67%. Or l'inverse est mesuré ! **Ainsi l'augmentation d'humidité relative (et spécifique) observée est un probable indice d'évaporation de l'humidité du sol** (considéré comme humide en fonction de nos observations de terrain) entourant le trou à vent et transmise au courant d'air. En résumé, **les secteurs de l'éboulis où de l'air froid et sec est aspiré ont tendance à s'assécher par le passage du courant**

d'air. Un état sec du terrain a également été confirmé par des observations visuelles des trous aspirateurs en début d'hiver. Ce processus s'accompagne également d'une absorption de chaleur latente, augmentant le refroidissement du terrain durant l'hiver.

Notons encore que dans la partie basse de l'éboulis du Creux-du-Van, **cet assèchement du terrain est d'une part plus important en début de période hivernale** (probablement en raison de l'absence de neige à traverser par le courant d'air), **et d'autre part plus prononcée durant les périodes de temps froid** lorsqu'un gradient thermique important augmente l'efficacité de la ventilation. Durant l'hiver lorsque la température de l'air extérieur est supérieure à 0°C, l'humidité relative demeure la plupart du temps à 100%, quelque soit le degré d'humidité relative de l'air extérieur ! Durant la période douce (env. +2 à +5°C) mais sèche (humidité relative de l'air extérieur proche de 40%) de mi-janvier 2009, l'air dans le trou à vent demeure à saturation (double flèche sur fig. 4.10).

L'humidité relative de l'air dans le trou à vent demeure également à **un état de saturation (100%)**

dès le mois de mars, puis durant le début de la période estivale (mai – juillet). Dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas, LAMBIEL (2006) a cependant détecté un comportement estival légèrement différent avec une baisse notable de l'humidité de l'air entre mai-juin (100%) et mi-septembre 2007 (95%). Il avançait deux explications : la première est liée au lent réchauffement de l'air de la cavité (entre +0.7°C et +4°C) qui provoque son assèchement. Sans échange d'humidité avec le milieu, cette augmentation de +3.3°C avec une humidité relative initiale de 100% entrainerait une valeur finale de 79%, soit un écart de 16% par rapport à la valeur mesurée. Le courant d'air se charge donc d'humidité à l'intérieur de l'éboulis en été. La deuxième hypothèse pour expliquer cette baisse de 100% à 95% serait la diminution des processus de fonte et de sublimation durant le courant de la saison estivale qui empêcherait le courant d'air de s'humidifier autant que durant les mois de mai – juin dans cet éboulis. L'éboulis de Dreveneuse d'en Bas semblant selon les mesures géophysiques (cf. chapitre 7) plus "sec" que l'éboulis du Creux-du-Van, cette dernière hypothèse semble adéquate.

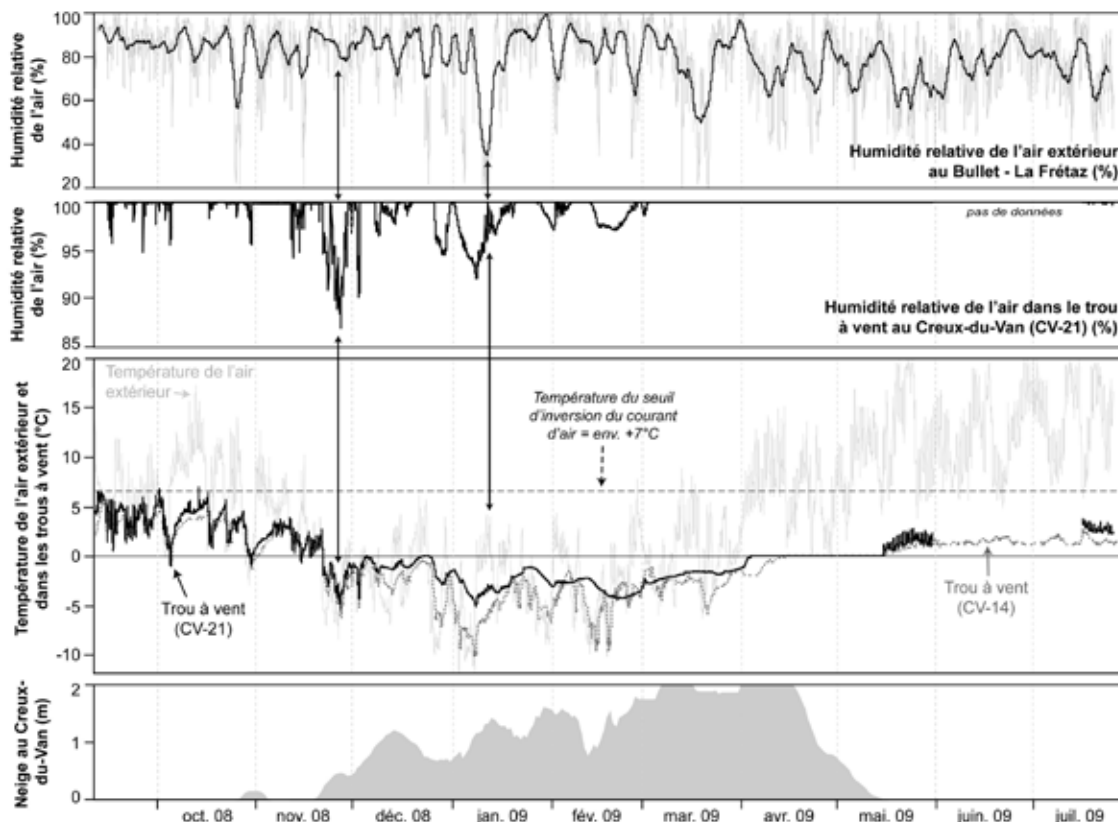


Fig. 4.10 - Evolution de la température de l'air et de l'humidité relative de l'air extérieur à la station Bullet – La Frétaz (1200 m.s.m.) et dans le trou à vent CV-21 du Creux-du-Van (1200 m.s.m.) entre septembre 2008 et juillet 2009 (valeurs horaires). Une moyenne mobile de 3 jours est appliquée aux données horaires d'humidité relative de l'air extérieur. La hauteur du manteau neigeux est déterminée au Creux-du-Van sur la base d'un mât à neige.

4.4 CIRCULATION D'AIR À TRAVERS LE MANTEAU NEIGEUX

Les mesures directes de vitesse et direction du courant d'air en hiver, ainsi que les variations thermiques et hydriques dans les trous à vent indiquent que de la ventilation peut se produire même en présence de neige. Afin de tenter de caractériser les phénomènes complexes ayant lieu à travers le manteau neigeux dans les parties basses d'un éboulis ventilé, l'utilisation conjointe de mâts à neige (cf. 3.3) et de capteurs de pression différentielle a été opérée au Creux-du-Van et à Dreveneuse d'en Bas.

4.4.1 Régime thermique du manteau neigeux dans un éboulis ventilé

Le régime thermique de la neige entre la partie basse de l'éboulis ventilé du Creux-du-Van et le glacier rocheux inactif de l'Alpage de Mille (2400 m.s.m., soit à l'intérieur de la ceinture alpine du pergélisol discontinu) (données : R. DELALOYE) durant l'hiver 2008-2009 est comparé à la figure 4.11. A l'Alpage de Mille, les températures du manteau neigeux varient peu lorsque ce dernier est épais de plus de 80cm dès

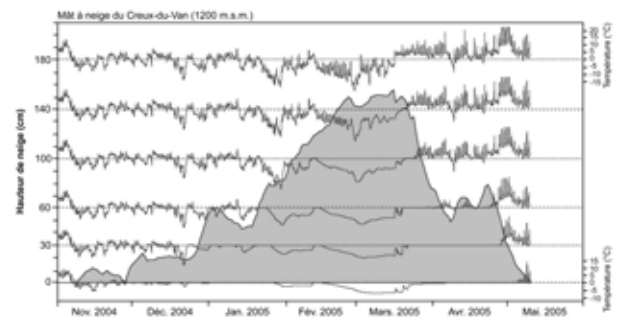


Fig. 4.12 - Evolution de la couverture neigeuse durant l'hiver 2004/2005 au Creux-du-Van estimée à partir des variations de température mesurées par des UTL fixés à différentes hauteurs. Noter la pénétration aisée de la vague de froid de fin janvier / début février, puis de mars 2005 dans une couche de neige épaisse de 1.4m !

la mi-février 2009. La température de la surface du sol se stabilise à -4°C en mars 2009, température qualifiée de température d'équilibre hivernal (DELALOYE 2004). Comme le montrent les profils du 24 février et du 21 mars 2009 (fig. 4.11), les températures sont plus basses à la surface du manteau neigeux qu'à la surface du sol, écart qui indique qu'une perte de chaleur doit probablement avoir lieu du sol en direction de la neige (DELALOYE 2004).

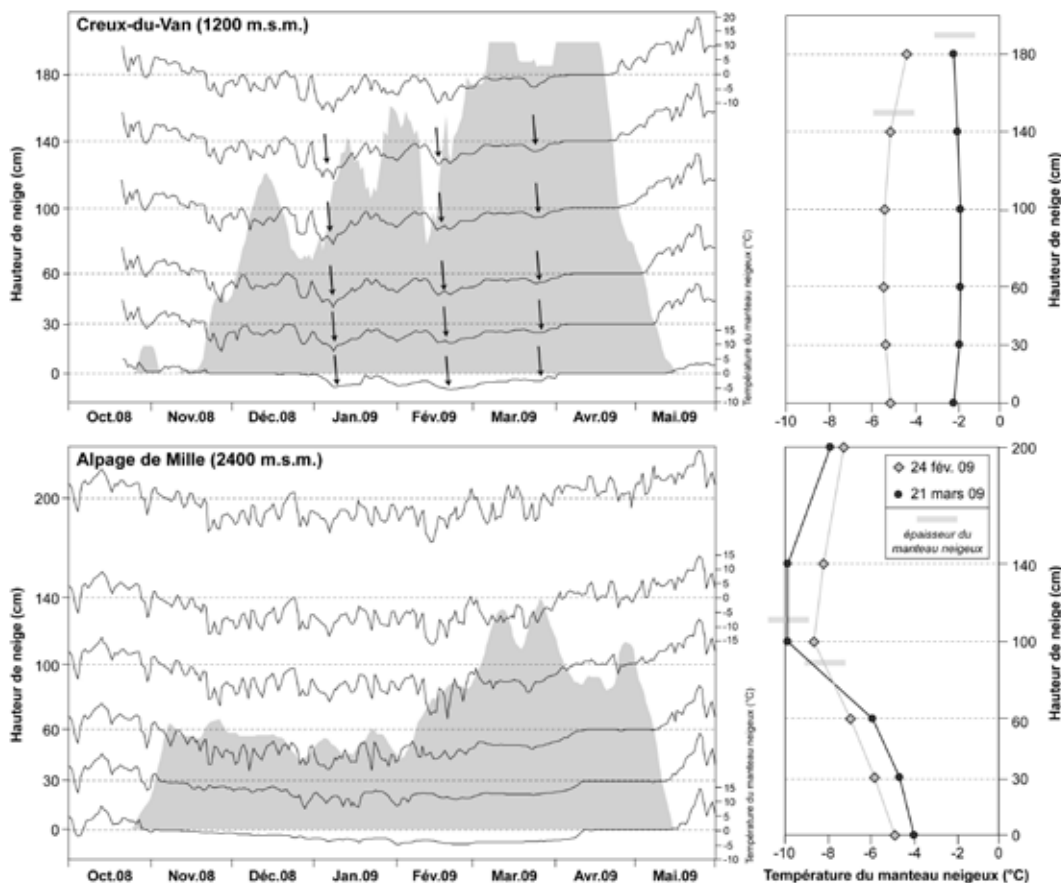


Fig. 4.11 - Evolution de la couverture neigeuse durant l'hiver 2008/2009 au Creux-du-Van (en haut) et sur le glacier rocheux inactif de l'Alpage de Mille (données : R. DELALOYE). A droite, profil des températures à travers le manteau neigeux le 24 février et le 21 mars 2009. Noter la pénétration aisée des vagues de froid (flèches noires) ainsi que les profils isothermes dans l'épaisse couche de neige du Creux-du-Van.

Le comportement thermique du manteau neigeux est significativement différent dans l'éboulis ventilé du Creux-du-Van (figs. 4.11 & 4.12). En effet, durant toute la période hivernale, **de fortes et rapides variations thermiques sont enregistrées dans l'ensemble du manteau neigeux**, même lorsque ce dernier est à 0°C, température pouvant indiquer que le manteau neigeux est partiellement humidifié. Le 24 février et le 21 mars 2009 contrairement à l'Alpage de Mille, **les profils des températures à travers le manteau neigeux sont presque isothermes au Creux-du-Van indiquant un transfert rapide de chaleur depuis la surface de la neige jusqu'au sol**. Cet échange de chaleur semble d'autant plus effectif durant les périodes de temps très froid. Dans l'éboulis du Creux-du-Van, force est de conclure que le manteau neigeux n'isole pas complètement le sol des conditions météorologiques extérieures, la vague de froid intervenant de fin février - mars 2005 ne met par exemple que quelques jours pour faire descendre la température de la surface du sol de 0°C à -8°C ! En conclusion, on retiendra que dans un éboulis ventilé de basse altitude, **la neige ne provoque pas une isolation thermique totale du sol par rapport aux variations des températures de l'air atmosphérique** ! DELALOYE (2004) avait déjà montré que l'effet bloquant attribué par la plupart des chercheurs à un manteau neigeux suffisamment épais (dès 80cm - 1m, comme c'est le cas sur le glacier rocheux inactif de l'Alpage de Mille) ne permettait pas

d'expliquer le comportement thermique particulier de la neige et du sol enregistré durant l'hiver au Creux-du-Van. Quelle peut en être la cause ?

4.4.2 Pression différentielle entre la base et le sommet du manteau neigeux

L'objectif de la mesure de la pression différentielle entre la base et le sommet du manteau neigeux était ainsi de vérifier l'hypothèse de DELALOYE (2004) qui proposait que « *le mouvement ascendant de l'air (dans l'éboulis) induit des différences locales de pression entre l'air situé à la base du manteau neigeux et l'air extérieur. Ces différences qui sont positives dans la partie amont de l'éboulis et négatives dans la partie aval, accentuent à leur tour la potentialité pour l'air de traverser la couche de neige (dans un sens ou dans l'autre)* ». Comme en météorologie, un vent peut ainsi se créer de la haute pression en direction de la basse pression.

Le capteur de pression différentiel utilisé est relié à une station MADD (Etrelec, Yverdon). Le dispositif est composé d'un capteur placé à l'extérieur de l'éboulis (sur ou dans le boîtier de la station météorologique) et relié par un tube de plusieurs mètres de long à un deuxième capteur placé dans le terrain (fig. 4.13). La mesure (en mbar) donne la différence entre ces deux capteurs : une valeur positive indique une haute

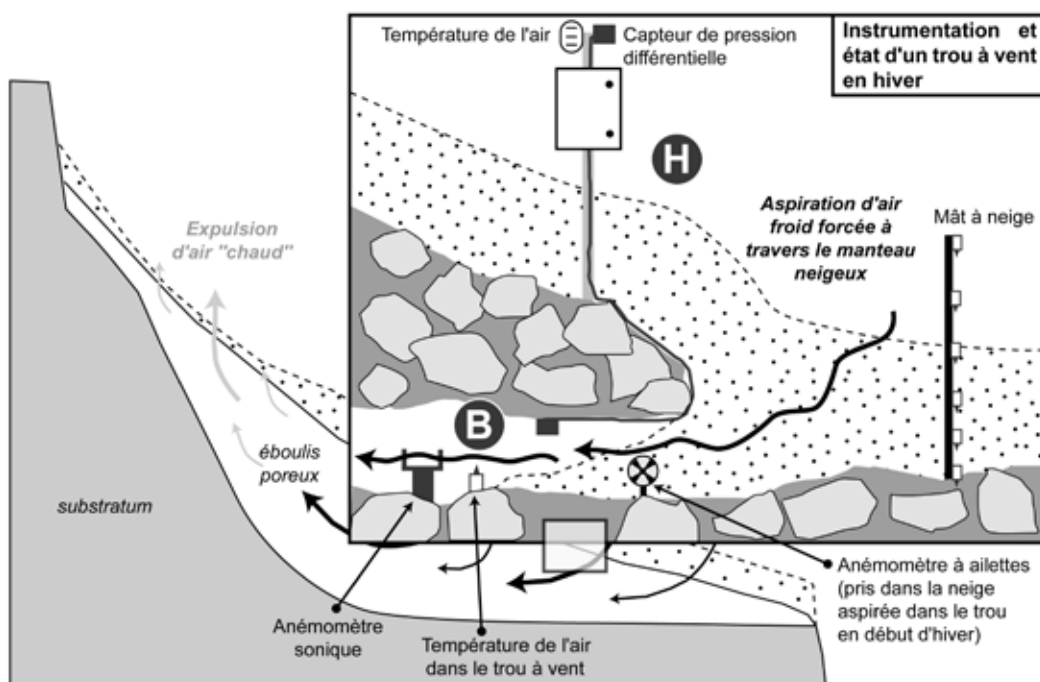


Fig. 4.13 - Aperçu de l'instrumentation et de l'état d'un trou à vent en hiver dans la partie basse d'un éboulis ventilé. Noter que de la neige peut être aspirée en début d'hiver à l'intérieur du trou, aspiration qui se maintient même en présence d'un épais manteau neigeux en conséquence de l'expulsion d'air chaud dans les parties hautes de la pente d'éboulis. Un gradient de pression est ainsi créé entre la base et le sommet du manteau neigeux (H : "haute" pression ; B : "basse" pression).

pression locale dans le trou à vent, alors qu'une valeur négative indique une pression plus basse qu'à l'extérieur. Un tel dispositif (modèle MADD-PD41C) fut placé sur l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas en 2005-2006 (DELALOYE & LAMBIEL 2007). Le 29 novembre 2008, un nouvel appareil (modèle MADD-PR-41X) fut installé au Creux-du-Van, alors que le trou à vent était déjà recouvert de 60cm de neige. Le trou fut ouvert, puis rebouché, ce qui se traduit dans les données de pression différentielle par une première mesure à 0 mbar, puis une chute rapide à -0.06 mbar en l'espace d'un jour (fig. 4.6). Le capteur installé au Creux-du-Van présentait une légère dérive (de -0.000082 mbar/heure) entre chaque mesure qu'il a fallu corriger.

Les résultats sont assez similaires entre les données enregistrées dans les parties basses de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas et du Creux-du-Van (fig. 4.6). **La différence de pression révèle pour toute la saison hivernale d'une part que la pression est plus basse à l'intérieur de l'éboulis sous le manteau neigeux qu'au dessus, et d'autre part que le contraste de pression est dépendant de la température extérieure**, avec une différence plus importante durant les périodes de temps très froid. En conséquence, un gradient de pression s'observe entre la surface et la base du manteau neigeux. Ce gradient de pression se rapproche de 0 en fin d'hiver, probablement en raison d'une neige devenue plus compacte, limitant de la sorte son pouvoir convectif suite à la diminution du nombre de pores.

4.4.3 Une circulation d'air forcée à travers le manteau neigeux

La neige est une interface complexe, dont différents paramètres influencent l'échange d'énergie entre le sommet du manteau neigeux et le sol : (micro-)structure de la neige, densité, perméabilité, vieillissement, état d'humidification (fonte) (HOELZLE ET AL. 1999, GRUBER & HOELZLE 2001, ALBERT & SCHULTZ 2002). Une neige compacte augmente ainsi sa conductivité thermique, mais diminue son pouvoir convectif en raison de la diminution du nombre de pores. Les flux de chaleur au travers du manteau neigeux se produisent ainsi à la fois par conduction (contact moléculaire entre les cristaux de glace), mais également par convection (ventilation).

Aux vues des résultats acquis dans les trous souffleurs de différents éboulis – à savoir un courant

d'air aspirant détecté par l'anémomètre sonique en hiver, des variations thermiques et hydriques sous la neige durant toute la période hivernale, ainsi que les modifications rapides des températures à l'intérieur du manteau neigeux – force est de conclure que dans un éboulis ventilé la présence d'un épais manteau neigeux n'empêche pas l'air extérieur de pénétrer dans le terrain. Ainsi l'hypothèse émise par DELALOYE (2004) se trouve vérifier : **la neige est un matériel poreux à travers lequel l'air peut circuler. Dans un système ventilé par effet de cheminée, cette aspiration est forcée, et ne nécessite pas la persistance de petites ouvertures dans le manteau neigeux**, même si ces dernières peuvent évidemment faciliter la pénétration d'air froid dans la partie basse des éboulis, en début d'hiver essentiellement (trous d'aspiration). Comme pour les glaciers dynamiques ventilés par un effet de cheminée, l'air est aspiré en conséquence de la montée d'air chaud à l'intérieur du milieu poreux (LISMONDE 2002a,b, DELALOYE 2004). Comme le proposait DELALOYE (2004), la basse pression mesurée à la base du manteau neigeux pourrait être causée dynamiquement par une ascension de l'air à l'intérieur de l'éboulis, air expulsé dans ses parties hautes (fig. 4.13). Ainsi **c'est l'ascendance d'air « chaud » vers les parties supérieures de l'éboulis qui est bel et bien la cause (et non la conséquence) de la pénétration (aspiration) d'air froid dans ses parties inférieures**. De même, cette aspiration forcée consécutive à l'ascension d'air chaud explique pourquoi le manteau neigeux – interface poreuse – n'isole pas le sol dans les parties basses des éboulis froids.

En conséquence, la théorie qui considérait que l'air chaud dans l'éboulis était déplacé par la pénétration d'air extérieur plus froid (BERTINELLI ET AL. 1993, WAKONIGG 1996, HARRIS & PEDERSEN 1998, ISHIKAWA 2003) n'est pas correcte dans les pentes d'éboulis. De même GUODONG ET AL. (2007) ne parlent pas d'aspiration d'air, mais considèrent qu'en hiver, l'évacuation d'air chaud provoque la formation de petites dépressions ouvertes dans le manteau neigeux par lesquelles l'air froid peut pénétrer par gravité. Certains chercheurs expliquent en effet les baisses spectaculaires de la température du sol en hiver par l'existence d'une strate arbustive, les arbres pouvant maintenir de petits trous ouverts durant une grande partie de l'hiver (par ex. SAWADA ET AL. 2003, SCHWINDT & KNEISEL 2010). Ces trous permettraient au sol d'être en contact direct avec l'extérieur (mais sur une très petite surface) et à de l'air froid d'y pénétrer. S'il est vrai que de tels passages ont

été observés sur plusieurs de nos éboulis, cette dernière condition n'est cependant pas nécessaire. Aucun arbres ou cailloux ne dépassent des éboulis froids de Vudèche, du Bois des Arlettes ou de la Pierreuse, et des éboulis de haute altitude (DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006, DORTHE & MORARD 2007), l'éboulis se refroidit cependant de la même manière qu'au Creux-du-Van durant tout l'hiver... Dans ce même éboulis, aucun trou ne se situe à proximité immédiate du mât à neige où la pénétration aisée des vagues de froid à travers le manteau neigeux a été enregistrée à plusieurs reprises.

4.5 SYNTHÈSE

L'étude détaillée et en continu de différentes propriétés du courant d'air et du manteau neigeux dans les parties basses d'un éboulis ventilé a livré de précieux enseignements. On retiendra notamment que :

- Les mesures de la vitesse et de la direction du courant d'air menées sur les éboulis du Creux-du-Van, de Dreveneuse d'en Bas (LAMBIEL 2006, DELALOYE & LAMBIEL 2007) et au front du glacier rocheux fossile du Gros Chadoua ont permis de montrer que **la ventilation est continue durant l'année entière**. Une bonne relation non linéaire lie vitesse du courant d'air et température de l'air extérieur.

- **Le courant d'air traversant ces accumulations de blocs aérés est maintenu par une relation simple déterminée par un gradient de pression motrice résultant d'une différence de température entre l'intérieur et l'extérieur du système ventilé.** Un effet de cheminée a bien lieu dans les éboulis et glaciers rocheux fossiles de basse et moyenne altitude. La vitesse du courant d'air dépend à la fois du gradient de température entre l'intérieur et l'extérieur de l'éboulis, ainsi que de la géométrie et la densité des chenaux d'aération qui détermine la concentration du flux d'air (cf. 4.5.3). Des phases de fort soufflage ou d'aspiration d'air se produisent lorsque le gradient thermique entre l'intérieur et l'extérieur de l'éboulis est important. La vitesse du courant d'air s'atténue en revanche lorsque la température de l'air est proche de celle du seuil d'inversion de sa direction, ou en présence d'un épais manteau neigeux. Ce dernier n'empêche cependant pas l'air de circuler ni le terrain de se refroidir en hiver.

- L'analyse commune du comportement des températures du sol et de l'air extérieur permet de **déterminer le régime de ventilation (aspiration ou**

soufflage) ainsi que le seuil de réversibilité de la direction du courant d'air. Cette approche a été validée par des mesures directes de la vitesse et la direction du courant d'air dans des trous souffleurs et des réseaux souterrains.

- L'aspiration d'air froid et sec en hiver entraîne un **assèchement des parties basses du terrain**. Dans le même secteur, le courant d'air se maintient à saturation durant l'été, s'humidifiant en traversant l'éboulis refroidi durant l'hiver et rendu humide par la fonte des neiges.

- **La présence de neige en hiver n'empêche pas l'air de pénétrer dans le sol. Un gradient de pression** se forme entre la base et le sommet du manteau neigeux, en raison de l'ascension d'air "chaud" à l'intérieur de l'éboulis. En conséquence, une aspiration forcée est initiée à travers les pores du manteau neigeux. Au Creux-du-Van, des vitesses de 0.2 à 0.4 m/s ont ainsi pu être enregistré en hiver sous 1.5m de neige par un anémomètre sonique placé suffisamment profondément dans un trou à vent.

5 - RÉGIME THERMIQUE

La circulation d'air par effet de cheminée se caractérise par un régime thermique de la surface du sol très hétérogène. Nous avons vu au chapitre 2.4 que ce dernier peut être détaillé en différentes phases saisonnières et en 5 types annuels. L'objectif principal de ce chapitre est de déterminer quels sont les principaux facteurs – variables météorologiques et paramètres abiotiques – qui en contrôlent l'évolution et la répartition spatiale à l'intérieur d'un même éboulis. Dans un premier temps, l'accent sera porté sur les particularités intrinsèques à chaque site. Certains aspects seront discutés directement dans les paragraphes consacrés au site en question. Dans un deuxième temps, le régime thermique de 11 accumulations de débris grossiers (éboulis et glaciers rocheux fossiles) sera également comparé. A l'exception du Creux-du-Van, dont les premières mesures datent déjà de 1997, la plupart des séries de données utilisées débutent en automne 2004.

5.1 EBOULIS DU CREUX-DU-VAN

L'éboulis du Creux-du-Van est l'**éboulis froid de référence**. En effet, des mesures en continu des températures de la surface du sol (GST) y ont été initiées par R. DELALOYE et E. REYNARD (DELALOYE & REYNARD 2001, DELALOYE 2004) en octobre 1997, ce qui constitue la plus longue série de donnée jamais enregistrée sur un éboulis froid de basse altitude.

5.1.1 Description du site

Situé au sud du village de Noiraigue dans le Val de Travers, le Creux-du-Van est une entaille d'érosion régressive dans le premier anticlinal de la chaîne du Jura. Le cirque prend une forme en fer à cheval ouvert vers le NNE. Au pied de hautes parois verticales de

calcaire massif (Kimméridgien), de nombreux éboulis granoclassés se sont développés entre 1310 et 1200 m.s.m. (fig. 5.1). Ces derniers reposent en partie sur des alternances marno-calcaires (Argovien) dans leur partie haute et sur des marnes plus imperméables dans leur partie inférieure (DELALOYE 2004). La température moyenne annuelle de l'air, mesurée sur le site par une station MADD, est d'environ + 6°C.

Les parties hautes des talus d'éboulis sont raides, très mobiles et essentiellement dénuées de végétation arbustive, à l'exception de quelques érables. La moitié inférieure de la pente présente une granulométrie plus grossière, avec parfois des blocs de taille métrique. Ce secteur est recouvert d'une couche de sol (au sens pédologique) de plusieurs dizaines de centimètres et d'un épais tapis de myrtilles, de mousse et de sphaigne. Les épicéas prennent le relais des érables avec une forêt climacique de grands épicéas (*Pessière à Asplénium*). La principale particularité botanique du Creux-du-Van est l'existence de 8 clairières à épicéas nains (*Pessière à Tofieldie*) reposant sur un substrat particulier, un organosol insaturé de type hydromor (GOBAT ET AL. 2003). Cette végétation rabougrie a été l'objet de diverses études de la part des botanistes et des pédologues (par ex. RICHARD 1961, KÖRNER & HOCH 2006). Dans ces clairières, des courants d'air froid et de la glace s'observent fréquemment proche de la surface en été (fig. 5.3). A l'aval des éboulis, une hêtraie à sapin s'est développée sur des dépôts fins apparemment d'origine morainique (glaciaire local) (DELALOYE 2004).

Les investigations menées sur le site se sont concentrées dans la clairière "d" (fig. 5.1). Une station MADD y a été installée en octobre 1997 pour mesurer le rayonnement solaire incident, la température de l'air extérieur et la température du sol

organique à environ 50cm de profondeur (CV-Soil). Un mât à neige (cf. 3.3) enregistre l'évolution de la température et de la hauteur du manteau neigeux depuis 1998. A proximité de la station, deux trous à vent (CV-14/CV-Channel et CV-21) ont été équipés de capteurs de température, et de façon plus ponctuelle de capteurs d'humidité relative, d'anémomètres et de capteurs de pression différentielle (cf. chapitre 4). Les températures ont aussi été mesurées le long d'un profil vertical traversant la couche de mousse (cf. 2.2.3) et dans les racines d'un épicéa nain. A l'est de la station MADD, un profil longitudinal de 11 capteurs UTL-1 (dès octobre 1999), un profil fixe de tomographie de résistivité électrique (CV-01 à CV-11, dès octobre 2008), un profil de sismique réfraction ont également été installés. Le capteur CV-12 est situé une vingtaine de mètres à l'aval de la station MADD, alors que CV-13 est situé dans la clairière "f" dans une zone dénuée de végétation.

Selon des mesures de tomographie de résistivité électrique (fig. 5.2, cf. chapitre 3.4.3.5) et de sismique

réfraction (fig. 5.3), l'éboulis est épais d'environ 30 mètres dans sa partie médiane et de 15-20 mètres dans la clairière à épicéas nains. Les valeurs géophysiques indiquent que l'éboulis est essentiellement poreux (vitesse sismique < 1000 m/s et résistivité électrique comprise entre 6 et 15 kOhm.m). L'idée de RICHARD (1961) – certes très attirante – de **l'existence d'un ancien lambeau du glacier würmien du Creux-du-Van sous la surface est donc fautive**. En revanche, on distingue sur le profil sismique du 6 août 2010, une possible légère anomalie présentant des vitesses d'environ 2000 m/s qui indiquerait peut-être l'existence d'un niveau gelé persistant vers 5m de profondeur durant l'été. Cette interprétation est cependant à prendre avec prudence, tant l'anomalie sismique concernée est de petite taille et peut-être simplement le reflet d'un problème méthodologique. En revanche une petite lentille de glace a été observée dans la partie inférieure de la forêt d'épicéas nains à 80 cm sous la surface du sol, lors de l'ouverture d'une coupe par JEAN-MICHEL GOBAT le 25 juin 2009 (fig. 5.3).

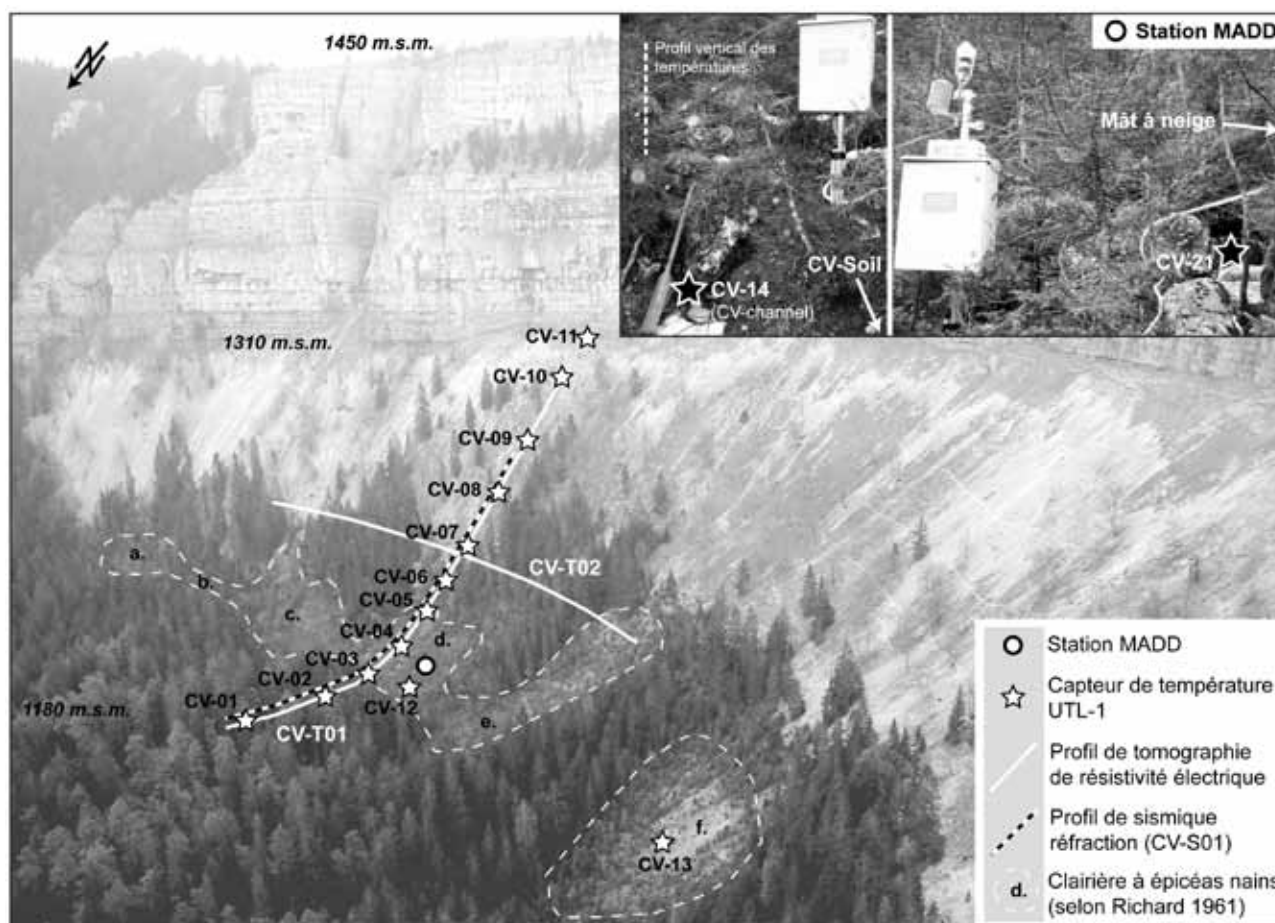


Fig. 5.1 - Aperçu de l'éboulis du Creux-du-Van et emplacement des divers instruments placés sur le site. Les investigations se sont concentrées dans la clairière à épicéas nains "d".

Si de la glace est observée durant la période estivale dans l'éboulis du Creux-du-Van, l'existence d'un pergélisol est en revanche plus discutable. En effet en se basant sur des mesures de tomographie électrique réalisées en septembre 2000, DELALOYE ET AL. (2003) ont proposé l'hypothèse de l'existence d'un pergélisol tempéré à faible résistivité ($> 6.4 \text{ k}\Omega\text{m}$) remontant jusque dans les parties médianes de la pente d'éboulis, avec un secteur plus résistant ($> 12 \text{ k}\Omega\text{m}$) au

milieu de l'éboulis (fig. 5.2). La même configuration électrique du terrain a été détectée en octobre 2007. Néanmoins, nous avons pu montrer que l'anomalie résistante était essentiellement due à un artéfact d'inversion (cf. chapitre 3.4.3.5). De plus le résultat de la tomographie de sismique réfraction (fig. 5.3) indique que la grande majorité de l'éboulis est poreux. Seul un forage permettrait d'attester définitivement la présence ou l'absence d'un sol gelé en permanence.

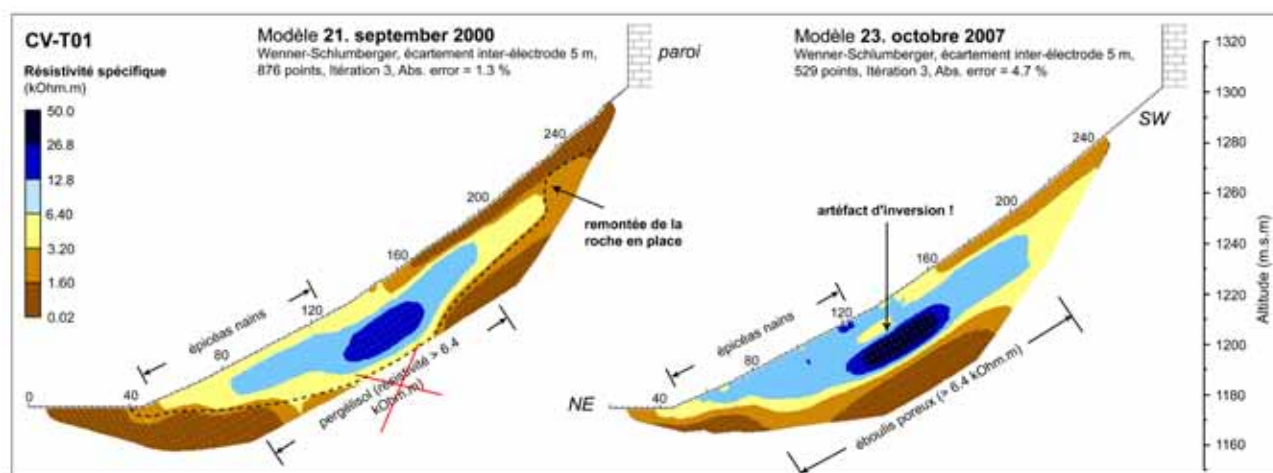


Fig. 5.2 - Tomographie de résistivité électrique de l'éboulis du Creux-du-Van le 21 septembre 2000 (DELALOYE ET AL. 2003) et le 23 octobre 2007. Noter la remontée de la roche en place proche de la surface dans la partie haute de l'éboulis et l'existence d'une anomalie résistante dans la partie médiane interprétée comme un artéfact d'inversion.

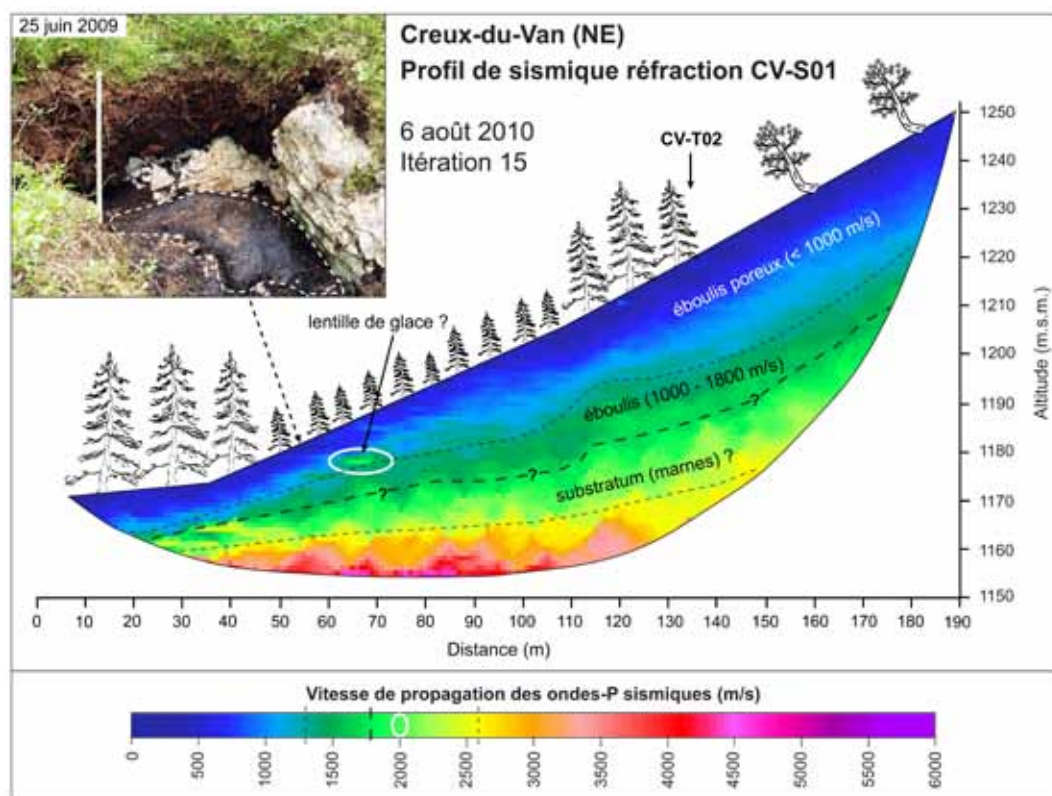


Fig. 5.3 - Modèle de sismique réfraction CV-S01 du 6 août 2010 pour l'éboulis du Creux-du-Van. Noter la présence possible d'une petite zone de vitesse élevée (2000 m/s) dans la partie basse de l'éboulis (cercle blanc sur le profil sismique et l'échelle des valeurs). Une lentille de glace était également visible après excavation de 80cm de sol à l'aval de la clairière à épicéas nains le 25 juin 2009 (photo : FRÉDÉRIC CUCHE).

5.1.2 Régime thermique

Le régime thermique de l'éboulis du Creux du Van se caractérise par de **fortes hétérogénéités entre l'amont et l'aval de la pente d'éboulis** (DELALOYE 2004). C'est sur cet éboulis que DELALOYE (2004) a décrit 5 types de régime thermique annuel d'un éboulis froid soumis à une circulation d'air par effet de cheminée (cf. chapitre 2.4.2). L'analyse du régime thermique de l'éboulis du Creux-du-Van se portera sur deux thématiques : la variabilité intra-site et la variabilité interannuelle des GST.

5.1.2.1 Hétérogénéité latérale du régime thermique en hiver

Afin de caractériser les variations spatiales des températures de la surface du sol en hiver, deux campagnes de cartographie BTS ont été effectuées le 28 février 2003 (données : R. DELALOYE) puis le 10 mars 2010. Dans les deux cas, les mesures furent précédées d'une période de temps froid et l'indice du gel du sol (GFI) dans le sol organique (CV-Soil) atteignit des valeurs basses avec $-272^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ durant l'hiver 2002-2003 et $-372^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ en 2009-2010 (tab. 5.5).

La répartition longitudinale des BTS mesurée le 10 mars 2010 illustre de façon très pédagogique le régime thermique hétérogène d'un éboulis froid ventilé (fig. 5.4) : **en hiver une zone froide se développe de la zone à épicéas nains jusque dans la partie médiane de la pente, puis la température de surface passe très rapidement à l'amont à des températures positives ($> +1^{\circ}\text{C}$)**. Dans la partie sommitale de

l'éboulis, les BTS sont à nouveau négatives (-0.5°C). Comme le montrent les profils de tomographie électrique, une **remontée de la roche en place proche de la surface forcerait l'expulsion d'air chaud à cet endroit** et expliquerait pourquoi les principales sorties d'air chaud ne sont pas localisées tout à l'amont de l'éboulis.

La campagne de 2003 s'est concentrée dans la partie basse de l'éboulis entre les clairières "e" et "f", séparées par une zone de grands épicéas. Les BTS sont comprises entre -1 et -6°C dans les secteurs à épicéas nains, alors que les valeurs sont plus élevées dans la forêt intermédiaire à grands épicéas, entre 0 et -1°C (flèche blanche sur fig. 5.4). Des températures légèrement positives (entre 0 et 0.5°C) sont présentes dans la ligne située le plus à l'aval, dans la hêtraie à sapin hors de l'éboulis. **Une discontinuité latérale** s'observe aussi le 10 mars 2010. Alors que les BTS sont très froides dans les clairières à épicéas nains ($< -4^{\circ}\text{C}$), des valeurs plus faibles (entre -0.5 et -1°C) sont enregistrées entre la clairière "d" et "e" (flèche blanche sur fig. 4.4). Des mesures de trainés géoélectriques réalisées par des étudiants du collège de la Tour-de-Peilz (R. DELALOYE, comm. pers.) ont permis de relever que les résistivités spécifiques du sol étaient plus élevées dans les clairières à épicéas nains que dans les secteurs à grands épicéas intermédiaires. Ainsi il est possible d'envisager que les différentes BTS enregistrées latéralement soient causées par des variations des propriétés du sous-sol dans la forêt séparant les clairières à épicéas nains (flèche blanche sur fig. 5.4), comme la présence de matériaux plus fins ou d'une remontée de la roche en place proche de la surface.

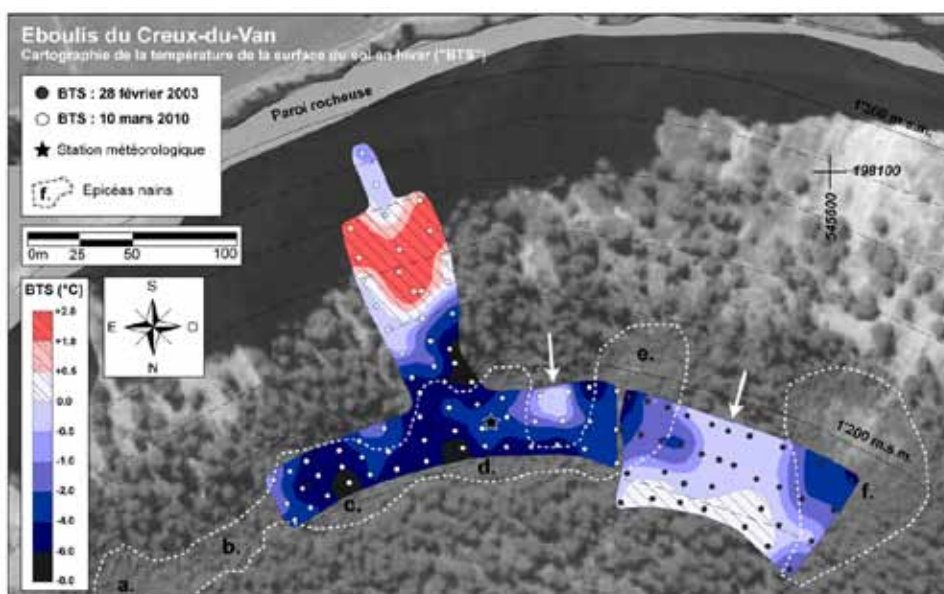


Fig. 5.4 - Carte des températures de la surface du sol en hiver (BTS) sur l'éboulis du Creux-du-Van le 28 février 2003 (points gris) et le 10 mars 2010 (points blancs). Interpolation par krigeage.

5.1.2.2 Variabilité intra-site entre capteurs de type I et de type III

Dans l'éboulis du Creux-du-Van, plusieurs capteurs de température présentent le même type de régime thermique. Ainsi CV-08, -09, -10 et -11 sont tous de type I (chaud en hiver, normal en été), alors que CV-Soil, -14 (Channel), -04, -12 et -13 sont tous de type III (froid en hiver, froid en été). Dans quelle mesure le régime thermique de ces différents emplacements varie-t-il spatialement et temporellement par rapport aux autres emplacements de même type ? La figure 5.5 compare l'évolution de plusieurs régimes thermiques de type I et III entre novembre 2005 et octobre 2006, seule année où aucun des capteurs n'a connu de panne. Les tableaux 5.1 et 5.2 indiquent l'amplitude moyenne de chaque emplacement de mesure pour l'hiver et l'été, ainsi que l'amplitude moyenne entre les différents emplacements de mesure présentant un même type de régime thermique.

Pour les régimes thermiques de type I, la GST demeure positive durant l'hiver. Les températures sont plus chaudes à CV-09 et CV-08 que dans la partie sommitale de la pente (CV-10 et CV-11). Durant cette période, les GST varient peu avec une amplitude de 4.29°C à CV-08, 4.20 à CV-09, 2.21 à CV-10 et 1.34 à CV-11 (tab. 5.1). En été, les GST sont quasi identiques entre les 4 emplacements, mais connaissent de plus fortes variations, directement liées à l'évolution des températures de l'air extérieur. **Ainsi la variabilité individuelle des divers emplacements présentant un régime thermique de type I est plus prononcée durant les mois d'été, alors que l'amplitude moyenne entre ces derniers est plus élevée durant l'hiver.**

L'inverse est vrai pour les emplacements présentant un régime thermique de type III. Les GST sont presque identiques entre les 5 capteurs durant l'hiver. Individuellement, elles varient également beaucoup

Tab. 5.2 - Amplitude thermique de différents emplacements au Creux-du-Van présentant un régime thermique de type III, et amplitude moyenne entre ces emplacements pour l'hiver (1er décembre 2005 – 31 mars 2006) et l'été (1er juillet – 31 octobre 2006). *amplitude moyenne calculée sans le capteur CV-14 (trou à vent).

	CV-04	CV-12	CV-13	CV-14	CV-Soil	TYPE III	TYPE III***
Déc.-Mars.	8.14	7.48	8.88	11.49	6.05	2.50	1.85
Juil.-Oct.	6.64	2.42	4.11	4.18	2.49	3.84	3.84
Différence	1.50	5.06	4.78	7.31	3.56	-1.34	-1.99

entre décembre et mars en fonction de l'évolution des températures de l'air extérieur (tab. 5.2). L'amplitude est de 11.49°C dans le trou à vent CV-14, mais seulement de 6.05°C dans le sol organique (CV-Soil). Entre juillet et octobre, l'amplitude est en revanche beaucoup plus faible, avec 2.49°C à CV-Soil et 4.18°C à CV-14. L'évolution des GST durant l'été est inverse à celle de l'air extérieur pour tous les emplacements, avec cependant quelques différences notables. Si tous ont tendance à se réchauffer légèrement durant l'été, l'augmentation des GST intervient de deux façons différenciées : dans le sol organique (CV-Soil) et à CV-13, les GST connaissent une rapide remontée à la fin de la période zéro printanière puis restent relativement stables ou se réchauffent légèrement au fur et à mesure que l'été avance (flèche 'a' sur fig. 5.5).



Fig. 5.5 - Evolution de la température de la surface du sol entre différents emplacements présentant un régime thermique de type I et de type III entre novembre 2005 et octobre 2006. Explications dans le texte.

	CV-08	CV-09	CV-10	CV-11	TYPE I
Déc.-Mars.	4.20	4.29	2.21	1.34	3.54
Juil.-Oct.	11.36	7.30	11.20	7.13	2.39
Différence	-7.15	-3.01	-8.99	-5.79	1.15

Tab. 5.1 - Amplitude thermique de différents emplacements au Creux-du-Van présentant un régime thermique de type I, et amplitude moyenne entre ces emplacements pour l'hiver (1er décembre 2005 – 31 mars 2006) et l'été (1er juillet – 31 octobre 2006).

Dans le trou à vent (CV-14), ainsi qu'à CV-04 et CV-12, le comportement est différent. Les GST évoluent en effet par palier, avec différentes remontées brutales des températures (flèches 'b' sur fig. 5.5). En résumé, **la variabilité individuelle des divers emplacements présentant un régime thermique de type III est plus prononcée durant l'hiver, alors que l'amplitude moyenne entre ces derniers est plus élevée durant l'été.**

Comment expliquer ces différences de variabilité du régime thermique de type I et de type III ? Pour essayer de le comprendre, il faut relier l'évolution des GST avec la direction générale du système de ventilation. Selon cette analyse, les zones soumises à une aspiration d'air (hiver pour le type III et été pour le type I) connaissent une forte variation des GST, directement liée à l'évolution des températures de l'air. En revanche **l'aspiration d'air a tendance à homogénéiser les températures du sol entre les différents secteurs influencés par ce processus.**

Lorsque l'expulsion d'air domine, la variabilité intrinsèque des GST est moindre, cette dernière étant liée aux conditions thermiques de l'éboulis, bien plus stables que celle de l'air extérieur. En revanche, les capteurs de même type présentent des valeurs de GST plus contrastées. **Ces différences sont probablement liées d'une part à l'importance de l'expulsion d'air à l'emplacement du capteur** (plus celle-ci

sera importante, plus les GST seront potentiellement froides dans la partie basse en été, respectivement chaudes dans la partie haute en hiver) et d'autre part à des conditions abiotiques variables (porosité, importance de la végétation, etc.). L'expulsion d'air se faisant préférentiellement par des chenaux, la disposition des chenaux d'écoulement de l'air dans l'éboulis peut probablement expliquer cette variabilité intra-site. Dans les parties basses de la pente d'éboulis, DELALOYE (2004) proposaient deux hypothèses pour expliquer les hausses par paliers : premièrement, la remontée pourrait être causée par une infiltration d'eau chaude durant les pluies d'été. Deuxièmement, cette hausse indiquerait peut-être une disparition du sol gelé et/ou de la glace situés à l'intérieur de l'éboulis amont à l'amont de l'emplacement de mesure.

5.1.3 Variabilité interannuelle

Si de petites différences peuvent exister entre différents capteurs de même type, qu'en est-il de la variabilité interannuelle des GST ? La figure 5.6 illustre la variabilité interannuelle des températures de l'air extérieur et des GST dans la partie haute (CV-08) et dans la partie basse de l'éboulis (sol organique CV-Soil et trou à vent CV-14) entre octobre 1997 et octobre 2010. Le régime thermique de l'éboulis du Creux-du-Van suit au long de 12 années de mesures une évolution très similaire.

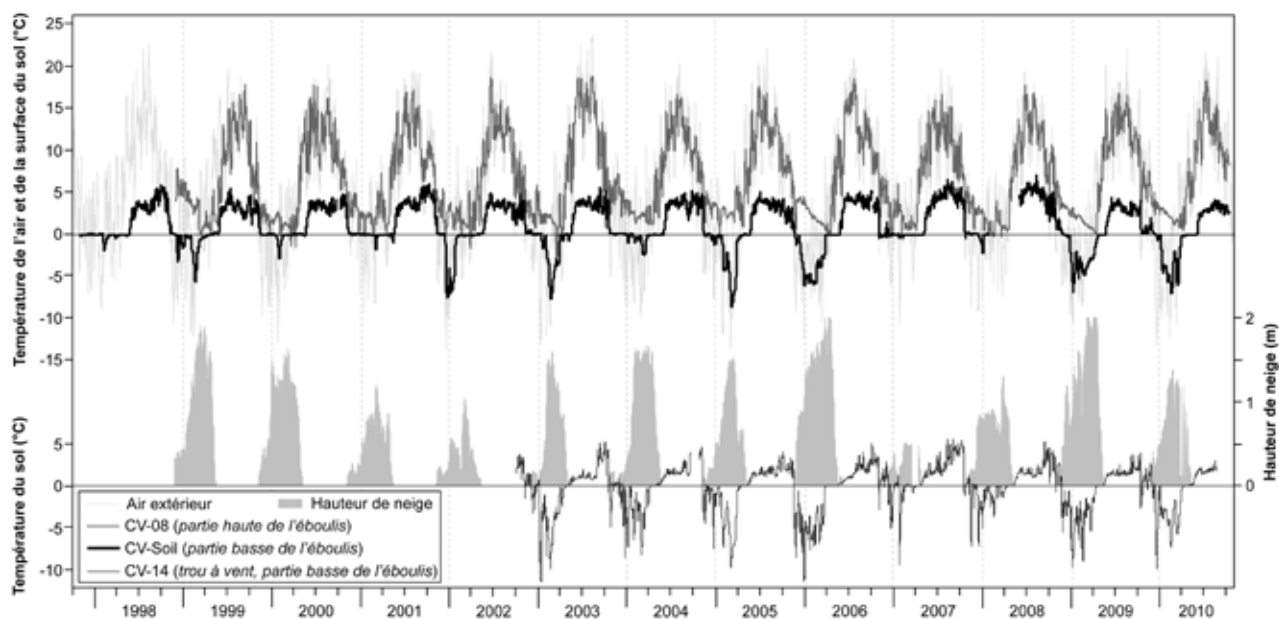


Fig. 5.6 - Evolution de la température de la surface du sol et de l'enneigement dans l'éboulis du Creux-du-Van entre octobre 1997 et octobre 2010. Explications dans le texte.

5.1.3.1 Continuité et stabilité du processus de ventilation

▪ Hiver : partie haute de l'éboulis

Durant l'hiver, une circulation d'air ascendante est dominante. Dans la partie haute de la pente d'éboulis (CV-08), les GST restent ainsi positives, à l'exception de mars 2003 durant une période de temps doux. Les GST ont également tendance à décroître graduellement entre novembre et mars. Au Creux-du-Van, **cette décroissance est en moyenne d'environ 0.034°C*jour, avec une tendance plus régulière durant les hivers froids et enneigés**. En 2005-2006 et 2008-2009 par exemple, la courbe est quasi linéaire, alors qu'elle est beaucoup plus perturbée durant l'hiver doux 2006-2007. Les GST montrent également une évolution inverse par rapport aux températures de l'air extérieur : un réchauffement des températures extérieures s'accompagne d'une décroissance relative des GST, et vice-versa. Entre avril et octobre, le comportement thermique de CV-08 est similaire à celui des températures de l'air extérieur, avec des valeurs atteignant en moyenne 15°C en juillet.

▪ Hiver : partie basse de l'éboulis

Dans la partie basse de la pente (sol organique CV-Soil et trou à vent CV-14), le régime thermique est complètement différent. Durant la saison hivernale, les GST sont à 0°C ou sous le point de gel. En début d'hiver, une phase plus ou moins longue selon les années de période zéro est enregistrée dans le sol organique, alors que les GST descendent directement sous le point de congélation dans le trou à vent (CV-14). **Dans le sol organique, il faut ainsi que l'air extérieur accumule en moyenne entre 80 à 120°C*jour négatifs pour que la GST puisse descendre sous le point de congélation** (fig. 5.7). Ces valeurs peuvent être interprétées comme la quantité d'énergie nécessaire pour que toute l'humidité comprise dans le sol organique soit gelée.

Durant l'hiver, les températures dans le trou à vent (CV-14) montrent de fortes et rapides variations directement couplées avec celles de l'air extérieur (cf. chapitre 4). Dans le sol organique en revanche, les GST sont légèrement atténuées, surtout lorsqu'un épais manteau neigeux recouvre le terrain. En janvier 2009 par exemple, malgré 1.5m de neige, les GST sont descendues de 0°C à -6.8°C à CV-Soil et jusqu'à -10°C à CV-14 en seulement quelques jours. **Le refroidissement des GST peut varier fortement**

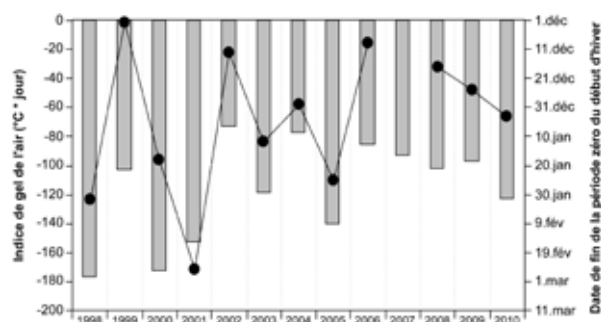


Fig. 5.7 - Somme des degrés jours négatifs de l'air extérieur (barres grises) nécessaire pour faire descendre la température du sol organique (CV-Soil) sous le point de congélation, et date de la fin de la période zéro du début d'hiver à CV-Soil (points noirs).

d'un hiver à l'autre (fig. 5.6): alors que dans le sol organique les GST restent à 0°C durant la majeure partie des hivers doux 2006/2007 et 2007/2008, un gel beaucoup plus intense est enregistré durant les hivers 2004/2005, 2005/2006, 2008/2009 et 2009/2010. On relèvera encore que les années où le refroidissement est important sont aussi parmi les plus enneigées !

▪ Période de fonte de neige (printemps) : partie basse de l'éboulis

Une période de températures stables à 0°C peut être observée au printemps lorsque l'eau de fonte percole dans le terrain et règle au contact du sol sur-refroidi. **Dans le sol organique (CV-Soil), le sol reste gelé généralement jusqu'au 18 mai – 1^{er} juin** (tab. 5.3). Cependant suite à l'hiver doux 2006-2007, le sol était déjà dégelé le 9 mai. Dans le trou à vent, le dégel intervient en moyenne 12 jours plus tôt que dans le sol organique.

Les caractéristiques de la fonte printanière du manteau neigeux au Creux-du-Van ont déjà été décrites par DELALOYE (2004). Nous avons refait cette analyse en y ajoutant les données acquises depuis 2004. La date moyenne de mesures des derniers 20cm de neige est fixée au **2 mai**, avec une amplitude de 28 jours (18 avril - 14 mai). La date moyenne de la disparition définitive de la neige est le **11 mai**, avec une amplitude de 24 jours (27 avril - 21 mai) (fig. 5.8). Cet intervalle n'était que de 11 jours entre 1998 et 2003. En moyenne, il faut donc 9 jours pour faire disparaître les derniers 20cm de neige au Creux-du-Van (1200 m.s.m.). A titre de comparaison, DELALOYE (2004) a montré que les 40 derniers centimètres de neige à l'Alpage de Mille (2400 m.s.m.) disparaissaient en moyenne en 4 jours seulement ! Dans la partie basse d'un éboulis froid, **la**

CV	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
Soil	23.mai	25.mai	17.mai	16.mai	13.mai	14.mai	31.mai	21.mai	26.mai	9.mai	-	24.mai	5.juin
-14	-	-	-	-	-	07.mai	06.mai	06.mai	23.mai	25.avr	13.mai	16.mai	13.mai

Tab. 5.3 - Date de fin de la période zéro printanière dans le sol organique (CV-Soil) et dans le trou à vent (CV-14).

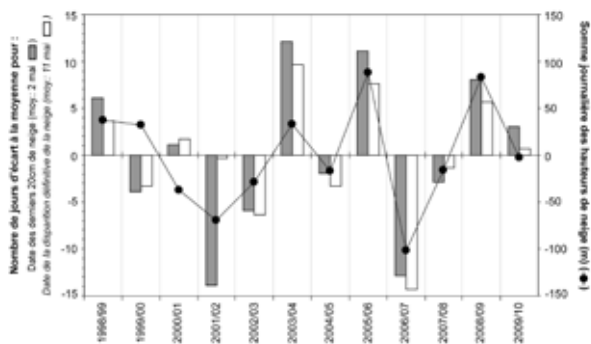


Fig. 5.8 - Variations de la date des 20 derniers centimètres (colonnes grises) et de la disparition de la neige (colonnes blanches) au Creux-du-Van, exprimées sous la forme de nombre de jours d'écart à la moyenne. Les points noirs indiquent la somme journalière des hauteurs de neige enregistrée durant tout l'hiver.

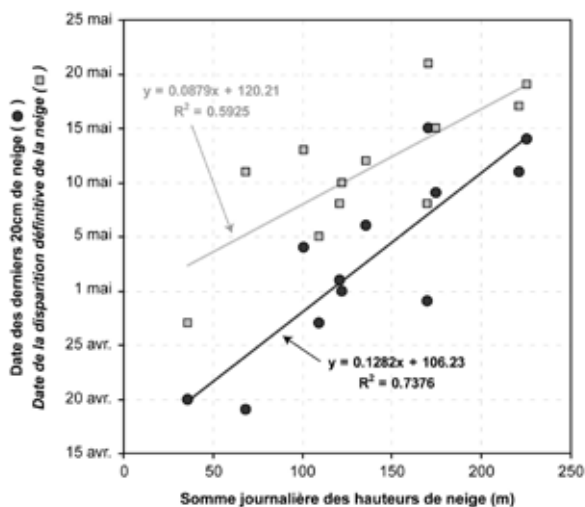


Fig. 5.9 - Relation entre la somme journalière des hauteurs de neige et la date des 20 derniers centimètres (cercles gris foncés) et de la disparition de la neige (carrés gris clairs) au Creux-du-Van.

fonte est ainsi significativement ralentie en raison du regel de la base humidifié du manteau neigeux lié au sur-refroidissement du sous-sol durant l'hiver. Un tel évènement est particulièrement bien illustré à la fin de l'hiver 2001/2002 : la fonte jusqu'aux derniers 20cm s'opère 14 jours plus tôt que la moyenne (18 avril au lieu du 2 mai). En revanche, la disparition totale n'intervient que presque un mois plus tard, le 11 mai, valeur moyenne de la série de données. Durant l'hiver

doux et peu enneigé 2006/2007, le refroidissement du sol a été fortement réduit, et la disparition définitive de la neige est déjà intervenue le 27 avril.

On relèvera qu'il existe une bonne corrélation ($r^2 = 0.73$) entre la somme journalière des hauteurs de neige durant tout l'hiver et la date des 20 derniers centimètres de neige (fig. 5.9). Cette relation semble également exister avec la date de disparition définitive de la neige, mais avec un coefficient de corrélation plus faible ($r^2 = 0.59$). Il est en effet possible que des chutes de neiges exceptionnelles interviennent encore en mai au Creux-du-Van. Ces données nous amènent à la même conclusion que DELALOYE (2004), à savoir qu'à basse altitude, la date de disparition de la majeure partie du manteau neigeux est liée à l'épaisseur de neige totale du manteau neigeux. A haute altitude, une telle relation directe n'existe pas (DELALOYE 2004).

▪ **Été : partie basse de l'éboulis**

Durant l'été, la décharge gravitaire d'air froid maintient des conditions fraîches dans la partie basse de l'éboulis. Si la tendance générale des GST en été est à la stabilité, il existe cependant des variations de faibles amplitudes inversement proportionnelles à l'évolution de la température de l'air extérieur. Dans le sol organique (CV-Soil), les GST connaissent une rapide remontée à la fin de la période zéro printanière puis restent relativement stable autour de 3-4°C ou se réchauffent légèrement au fur et à mesure que l'été avance. Dans le trou à vent (CV-14), les GST se stabilisent autour de 1.3°C dans un premier temps, puis connaissent une brutale remontée de 1.5 à 2.5°C entre la mi-août et la mi-septembre (tab. 5.4). Suite à l'hiver doux et peu enneigé de 2006/2007, ce saut des GST est intervenu le 7 août déjà. La température se stabilise en octobre autour de 4-5°C. Un seuil d'inversion de la direction du courant d'air en automne peut être déterminé à environ +6°C.

2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009
29 août	13 sep.	16 sep.	2 oct.	7 août	12 sep.	3 sep.

Tab. 5.4 - Date du saut des températures en été dans le trou à vent CV-14.

5.1.3.2 Lien entre les indices de gel de l'air et du sol

On a vu avec la figure 5.6 que l'évolution des GST dans la partie basse de l'éboulis du Creux-du-Van pouvait être très variable d'année en année en hiver, alors qu'elles demeuraient beaucoup plus stables en été. Une analyse plus détaillée des relations entre température de l'air extérieur et de l'éboulis, ainsi que les liens entre période hivernale et estivale est proposée ci-dessous.

Des relations intéressantes entre le régime thermique du sol dans la partie basse de l'éboulis et les températures de l'air en hiver peuvent être mises à jour en comparant les indices de gel du sol (Ground Freezing Index, GFI) et de gel de l'air (Air Freezing Index, AFI). Ces indices se calculent en faisant la somme des degrés jours négatifs ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$). **Dans le trou à vent (CV-14) (fig. 5.10, droite), il existe une relation plus ou moins linéaire entre GFI et AFI, avec un GFI tendant à être plus grand qu'AFI lorsque les hivers sont froids.** Dans le sol organique en revanche, les GFI restent supérieurs à $-100^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ lorsque l'indice AFI est compris entre 0 et $-300^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ (fig. 5.10, gauche). Dès cette valeur AFI de $-300^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$, l'indice GFI plonge pour se rapprocher des valeurs d'AFI dès -400 à $-500^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$. **Pour un indice de gel de l'air identique, il peut néanmoins exister des différences notables du GFI entre les années.** Ainsi en 2004, GFI vaut $-80^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ à CV-Soil alors qu'en 2002 et

2003, pour un même AFI de $-350^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$, l'indice GFI descend à $-270^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ (flèche double sur fig. 5.10). Cette différence s'observe également – mais dans une moindre mesure – dans le trou à vent, où GFI vaut $-380^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ en 2004 et $-500^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ en 2003.

De cette analyse du lien entre GFI et AFI, trois points importants sont à relever :

1) Tout d'abord, la différence entre le régime thermique du trou à vent et du sol organique peut s'expliquer par la différence des propriétés du terrain. Dans le sol organique, une partie de l'énergie (du froid) apporté par le courant d'air sert à faire geler l'humidité du sol, ce qui explique notamment la phase zéro en automne. Au Creux-du-Van, il faut en moyenne entre 80 et $120^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ négatifs en début d'hiver pour que la température du sol puisse s'abaisser sous le point de congélation. Cette énergie devant être conduite dans le terrain fin sur quelques dizaines de centimètres, ce processus explique aussi l'atténuation thermique observée par rapport aux températures de l'air. A contrario, le capteur placé dans le trou à vent enregistre directement les variations des températures de l'air extérieur. Les figures 4.3 et 4.7 (cf. chapitre 4) montraient en effet clairement que l'évolution de la température dans le trou à vent est directement liée à celle des températures de l'air extérieur. Durant l'hiver, ce rapport vaut environ 0.9, alors qu'en été ce rapport devient négatif et 8 fois plus faible avec une valeur d'environ -0.11 ($-1/9$) (cf. chapitre 4). Ces

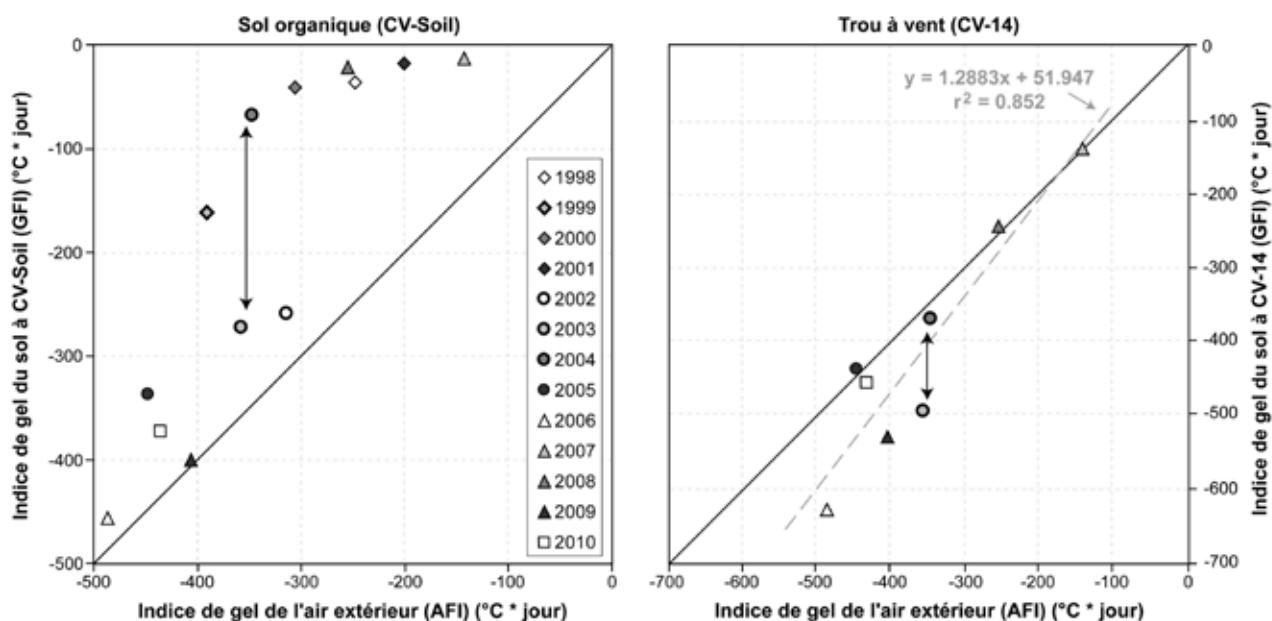


Fig. 5.10 - Relation entre l'indice de gel de l'air (AFI) et du sol (GFI) dans le sol organique (CV-Soil) et dans le trou à vent (CV-14) du Creux-du-Van.

résultats montrent que les GST dans le trou à vent sont directement couplées à celles de l'air extérieur. Dans le sol organique en revanche, où l'air ne circule pas directement à proximité du capteur, les valeurs et les variations sont légèrement atténuées.

2) Deuxièmement, durant les hivers froids, l'indice GFI est plus élevé que l'indice AFI dans le trou à vent (CV-14), alors que ces deux indices sont très similaires dans le sol organique (CV-Soil). Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer cet effet : tout d'abord, les températures de l'air extérieur sont beaucoup plus variables que les températures du sol. Ainsi durant les hivers très froids, un fort gradient thermique entre l'intérieur et l'extérieur de l'éboulis maintient une ventilation soutenue. En hiver, **le passage du courant d'air dans l'éboulis agit ainsi comme un vecteur de froid extrêmement efficace et le stockage des frigories dans le terrain – éventuellement également dans le manteau neigeux – permettrait le maintien de températures négatives dans le sol même lorsque les températures de l'air extérieur redeviennent douces en hiver.** La deuxième hypothèse veut qu'en parallèle du refroidissement, le terrain s'assèche en hiver, comme on l'a vu au chapitre 4.3. En conséquence, l'évaporation et/ou la sublimation de l'humidité du terrain entraînerait un sur-refroidissement lié à l'absorption de chaleur latente qui s'ajouterait à l'advection d'air froid par le courant d'air.

A titre de comparaison, dans les terrains sédimentaires à haute altitude non affectés par une circulation d'air par effet de cheminée, l'indice de gel de l'air AFI est généralement beaucoup plus important que l'indice de gel du sol (GFI) (fig. 5.11). Entre les hivers 2002-2003 et 2007-2008, l'écart entre AFI et GFI dans les couches actives composées de blocs aérés des glaciers rocheux est ainsi en moyenne de $633^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ sur le glacier rocheux actif de Réchy (2660 m.s.m.) et de $285^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ sur le glacier rocheux inactif de l'Alpage de Mille (2400 m.s.m.) (DELALOYE 2004). Pour la même période, l'écart tombe à $146^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ dans le sol organique du Creux-du-Van (CV-Soil), et est même négatif ($-45^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$) dans le trou à vent (CV-14). La figure 5.11 permet également de montrer que **certains hivers, le gel du terrain est plus important dans l'éboulis du Creux-du-Van que dans les couches actives des glaciers rocheux de haute altitude !** C'est notamment le cas durant l'hiver 2002-2003, caractérisé à haute altitude par un enneigement précoce important qui empêcha le terrain de se refroidir en début de période hivernale (PERMOS 2007). A contrario, le terrain se refroidit

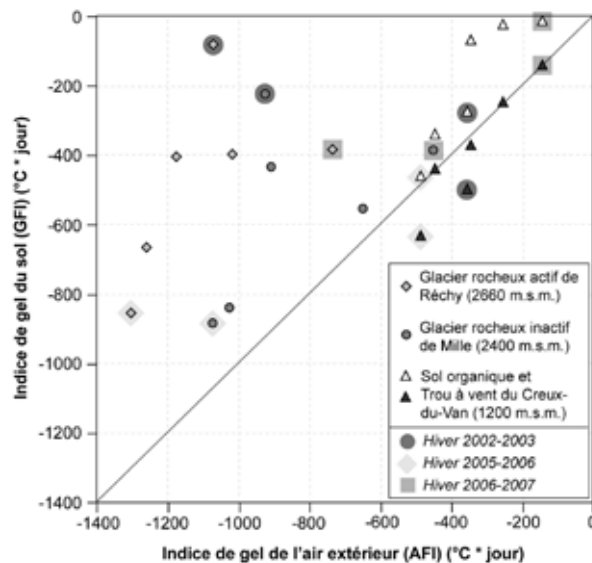


Fig. 5.11 - Relation entre l'indice de gel de l'air (AFI) et du sol (GFI) dans le sol organique (CV-Soil) et dans le trou à vent (CV-14) du Creux-du-Van, ainsi que dans les couches actives des glaciers rocheux actif de Réchy et inactif de l'Alpage de Mille (données : R. DELALOYE).

convenablement à haute altitude durant l'hiver doux et peu enneigé 2006-2007 (PERMOS 2010), alors que le gel fut extrêmement limité dans l'éboulis ventilé du Creux-du-Van. L'effet de l'enneigement et des températures de l'air extérieur est ainsi bien différent entre les éboulis ventilés de basse altitude et les glaciers rocheux situés dans la zone alpine du pergélisol discontinu.

3) La troisième particularité concerne les différences de GFI dans le sol organique et le trou à vent, alors que l'indice AFI est identique. Afin de tenter de déterminer la cause de cet écart, l'évolution des phases de refroidissement de l'air extérieur et de l'éboulis a été étudiée de plus près, en utilisant les valeurs cumulées des indices GFI et AFI, ainsi que la hauteur du manteau neigeux entre le 1^{er} octobre et le 30 avril (fig. 5.12). Deux enseignements principaux sont à retirer de cette analyse.

- Le premier point à signaler concerne la différence notable relevée entre les hivers 2001-2002, 2002-2003, et 2003-2004 : durant les hivers 2001-2002 et 2002-2003, AFI cumulé diminue continuellement de $200^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ en l'espace d'un mois. **En 2004, l'intensité du refroidissement est en revanche plus modérée que les deux hivers précédents: il faut 2 mois pour qu'AFI cumulé passe de -100 à $-300^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$, soit une période deux fois plus longue qu'en 2002 et**

2003. De plus, deux phases de redoux (flèches noires sur fig. 5.12) viennent entrecouper le refroidissement des températures de l'air. La hauteur du manteau neigeux est de même ordre de grandeur entre 2003 et 2004, indiquant que ce dernier ne semble pas influencer de façon significative l'ampleur du refroidissement du sol. Durant l'hiver très enneigé de 1999, on remarque que la plus grande diminution du GFI a lieu en février alors que le manteau neigeux atteint 2 mètres d'épaisseur. En conclusion, les résultats de cette analyse semblent montrer que **des pics de froid prolongés très intenses en hiver (comme en 2002 et 2003) favoriseraient le gel profond du sol.** Durant de telles phases, le gradient thermique entre l'extérieur et l'intérieur de l'éboulis s'en trouve augmenté, et en conséquence la ventilation se renforce. L'apport de froid par aspiration d'air extérieur devient alors très important dans le terrain. **En revanche, des périodes de froid plus longues mais plus modérées comme en 2004 seraient moins efficaces pour refroidir le sol.** Le refroidissement est d'autant moins efficace que ces périodes sont entrecoupées de phases de redoux (ou de pluie) permettant une humidification du manteau neigeux et une éventuelle percolation d'eau entraînant un réchauffement du terrain.

- Un deuxième phénomène intéressant se produit entre l'hiver 2001-2002 et 2002-2003. Entre la mi-décembre 2001 et la mi-janvier 2002, AFI cumulé passe de -80 à -270°C*jour. Durant cette phase de fort refroidissement de l'air extérieur, GFI cumulé dans le sol organique descend à -250°C*jour. Le 21 janvier 2001, AFI cumulé se stabilise en raison d'un redoux des températures extérieures. 5 jours plus tard, le 26 janvier, la décroissance de GFI cumulé s'arrête également. Le manteau neigeux est alors épais de 60cm. Entre mi-janvier et mi-février 2003, AFI cumulé diminue également de 200°C*jour en l'espace d'un mois. **Cependant, contrairement à 2002, GFI cumulé dans le sol organique continue de descendre durant un mois de -120°C*jour le 22 février à -270°C*jour le 31 mars, alors que AFI cumulé de diminue plus (double-flèche sur fig. 5.12)!** Le manteau neigeux est alors épais d'environ 1.4m, c'est-à-dire 80cm plus épais qu'en 2002. Quel mécanisme peut expliquer cette différence ? Premièrement, durant les courtes périodes de redoux hivernal, le système de ventilation peut se renverser et une décharge gravitaire d'air froid peut se produire dans le trou à vent, maintenant des températures négatives (cf. fig. 4.8) pour autant que le manteau

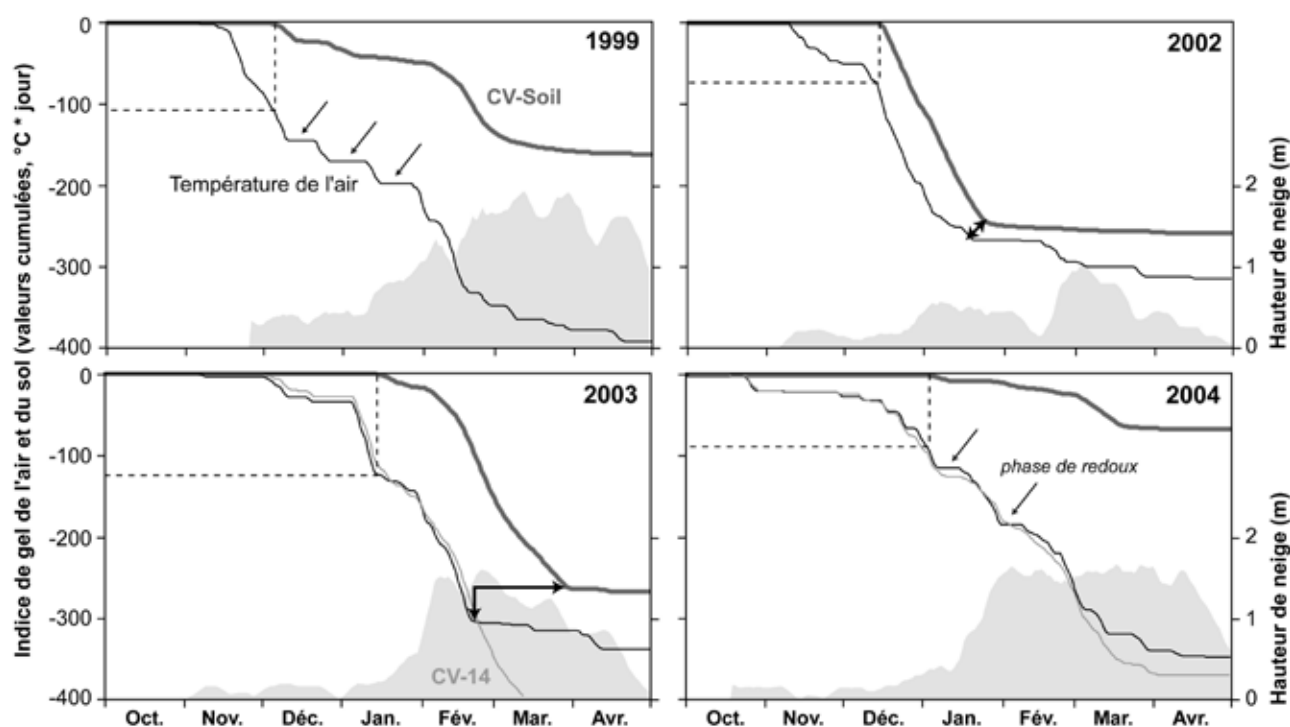


Fig. 5.12 - Evolution de l'indice de gel (AFI et GFI) cumulé durant les hivers 1998/1999, 2001/2002, 2002/2003 et 2003/2004. Explications dans le texte.

neigeux ne soit pas totalement humidifié. L'évolution des températures dans le manteau neigeux entre le 1^{er} février et le 31 mars 2003 est illustrée dans la figure 5.13. Durant la phase de redoux débutant à fin février et coïncidant avec le retour des premiers rayons de soleil, les températures du manteau neigeux épais de 1.4m environ sont toutes négatives (environ -8°C). Les températures remontent vers 0°C au début mars entre la surface du manteau neigeux et 60cm, alors qu'elles demeurent toujours en dessous du point de congélation dans les derniers 30cm. On peut supposer que le manteau neigeux s'humidifie donc depuis la surface, sans toutefois atteindre la surface du sol. Les températures restent ainsi négatives dans le sol organique (CV-Soil). Durant l'hiver 2001-2002, l'enneigement est beaucoup moins épais, et le redoux permet dans un premier temps d'humidifier l'entier du manteau neigeux, puis de faire monter les températures du sol organique à 0°C en raison du regel des eaux de fonte. En conclusion, **est-il envisageable que la neige puisse d'une part agir comme un réservoir de froid, et d'autre part qu'un épais manteau neigeux puisse faire office de barrière au redoux en fin d'hiver en préservant le réservoir de froid constitué dans le sol durant les phases de froid de l'hiver ?** Dans ce sens, quel serait l'ampleur d'un "effet mémoire" du système ventilé ? Des études complémentaires des effets complexes du manteau neigeux sont cependant nécessaires à l'avenir.

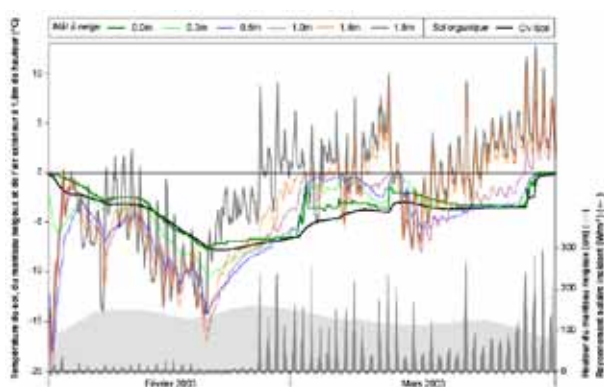


Fig. 5.13 - Evolution des températures du sol (CV-Soil), du manteau neigeux et de l'air extérieur à 1.8m de hauteur entre le 1^{er} février et le 31 mars 2003. En bas, épaisseur du manteau neigeux et rayonnement solaire incident. Explications dans le texte.

5.1.3.3 Lien entre les températures du sol hivernales et estivales

Durant l'hiver, les parties basses de l'éboulis gèlent profondément, de façon différenciée en fonction des températures de l'air extérieur. **A la fois la durée et l'intensité des périodes de froid dictent l'évolution des GST durant la saison hivernale.** On peut alors se demander dans quelle mesure les GST en hiver influencent les GST de l'été et de l'automne suivant ? L'indice de gel du sol et la température minimale du sol sont comparés à la température moyenne du sol des mois de juillet à septembre et de la période 15 septembre – 15 octobre dans les figures 5.14 et 5.15.

Dans le sol organique, à l'exception des années où l'indice de gel du sol est faible ($> -100^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$), **les GST de l'été (juillet – septembre) ou du début d'automne (15 septembre – 15 octobre) restent remarquablement stables, entre 3 et 4°C en moyenne** (fig. 5.14 et tab. 5.5). **Des GST en moyenne 1°C plus chaudes sont en revanche enregistrées après un hiver doux** (2000/2001 et 2006/2007). En comparant la température hivernale minimale, on retrouve la même stabilité, mais avec une tendance qui semble se renforcer surtout en début d'automne. **Plus la température minimale dans le sol organique est basse en hiver, plus la température moyenne du début d'automne est basse.** Néanmoins si la température minimale varie entre 0 et -9°C, l'amplitude n'est que de 2.5°C en automne (5 – 2.5°C) et de 2°C en été (5 – 3°C).

Dans le trou à vent, **les températures moyennes des mois de juillet à septembre sont comprises entre 1.66 et 1.94°C, sauf durant l'été 2007 (3.09°C)** (fig. 5.15 & tab. 5.6). Les températures automnales sont en revanche plus variables avec une tendance à des températures d'autant plus basses que l'indice de gel du sol de l'hiver précédent est important. Contrairement au sol organique, il n'y a pas de relation apparente entre la température minimale du sol en hiver et les GST en été en automne. En raison de l'excellente relation unissant température extérieure et température du trou à vent en hiver, une unique période de temps très froid sera directement enregistrée, ce qui n'est pas le cas dans le sol organique où il faut une accumulation de degrés jours négatifs pour faire descendre les températures sous le point de congélation. Ainsi l'indicateur "température minimale" ne semble pas très fiable. Il faut lui préférer l'indice de gel du sol (GFI).

Les résultats de cette analyse montrent qu'une relation, de nature apparemment non-linéaire, semble exister entre le refroidissement hivernal du sol et les conditions thermiques régnant proche de la surface en

été. On peut notamment souligner qu'un hiver doux avec un gel du sol limité entraîne une augmentation significative des GST durant l'été et l'automne.

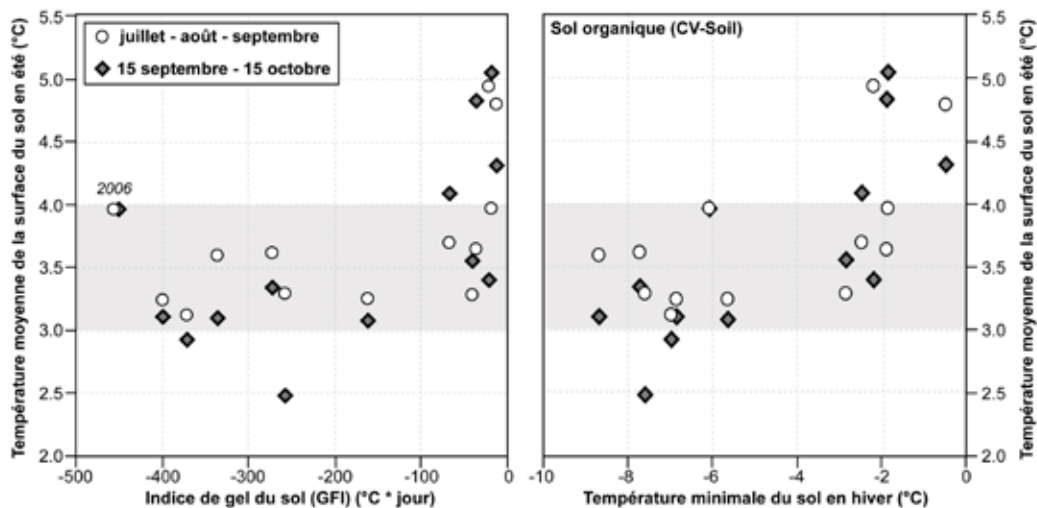


Fig. 5.14 - Comparaison de l'indice de gel du sol (gauche) et de la température minimale hivernale (droite) avec les températures moyennes entre juillet et septembre et entre le 15 septembre et le 15 octobre dans le sol organique (CV-Soil).

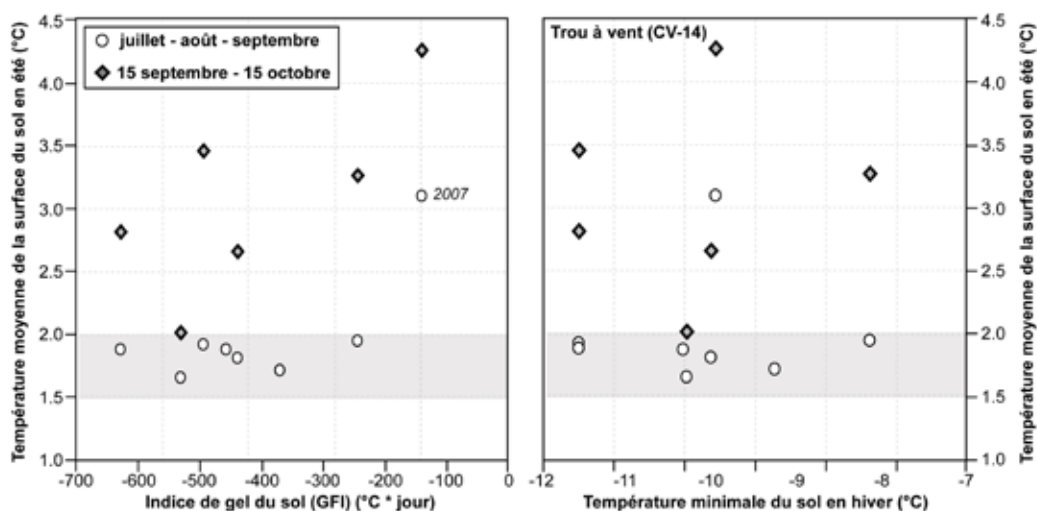


Fig. 5.15 - Comparaison de l'indice de gel du sol (gauche) et de la température minimale hivernale (droite) avec les températures moyennes entre juillet et septembre et entre le 15 septembre et le 15 octobre dans le trou à vent (CV-14).

	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
GFI	-36	-161	-40	-17	-258	-272	-67	-336	-456	-12	-21	-400	-372
Min	-1.89	-5.65	-2.84	-1.87	-7.60	-7.71	-2.47	-8.67	-6.08	-0.51	-2.21	-6.85	-6.96
Tété	3.64	3.25	3.28	3.97	3.29	3.61	3.70	3.59	3.96	4.79	4.94	3.24	3.12
Taut	4.83	3.08	3.56	5.05	2.49	3.35	4.09	3.10	3.97	4.31	3.40	3.11	2.92

Tab. 5.5 - Indice de gel du sol (GFI), température minimale hivernale (Min), température moyenne entre juillet et septembre (Tété) et entre le 15 septembre et le 15 octobre (Taut) dans le sol organique (CV-Soil).

Tab. 5.6 - Indice de gel du sol (GFI), température minimale hivernale (Min), température moyenne entre juillet et septembre (Tété) et entre le 15 septembre et le 15 octobre (Taut) dans le trou à vent (CV-14).

	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010
GFI	-494	-370	-437	-628	-139	-243	-530	-457
Min	-11.49	-8.71	-9.62	-11.49	-9.55	-7.38	-9.96	-10.02
Tété	1.92	1.71	1.81	1.88	3.09	1.94	1.66	1.87
Taut	3.46	-	2.66	2.81	4.26	3.26	2.02	-

5.2 EBOULIS DE DREVENEUSE D'EN BAS

5.2.1 Description du site

La combe de Dreveneuse est une petite vallée suspendue de 2km de long et d'environ 800m de large située dans les Préalpes calcaires du Chablais valaisan en rive gauche du Rhône. Dominée par la pointe de Bellevue (2041 m.s.m.), la combe est enchâssée entre deux lignes de crêtes parallèles – l'Arête de Pré Fleuri à l'ouest et celle de la Pointe de Dreveneuse à l'est – composées de calcaire massif du Malm. D'importants tabliers d'éboulis sont développés sur les pourtours intérieur et extérieur de la combe. Les éboulis se caractérisent par la présence d'innombrables fenêtres de fonte en début d'hiver (cf. fig. 2.11). A la base des éboulis, on retrouve plusieurs glaciers rocheux fossiles et protalus rampart datant probablement du tardiglaciaire. De nombreuses petites crêtes morainiques ainsi que de la moraine de fond (glaciaire local) tapissent le fond de la combe. Selon BADOUX ET AL. (1960), du glaciaire rhodanien est localisé en dehors de la combe sur les flancs faisant face à la Vallée

du Rhône jusqu'à 1100 m.s.m. La géomorphologie de la combe de Dreveneuse est ainsi complexe, il suffit de jeter un coup d'œil au modèle numérique de terrain à 2m de résolution pour s'en convaincre (fig. 5.16). Différentes études y ont été menées depuis 2004 (DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006, DORTHE & MORARD 2007, DVORAK 2008).

L'éboulis froid de Dreveneuse d'en Bas se situe à l'aval de la combe entre 1590 et 1670 m.s.m. (fig. 5.17). La température moyenne annuelle de l'air y est d'environ +5°C. Composé essentiellement de blocs décimétriques de calcaire, l'éboulis est orienté à l'est et jouit d'un ensoleillement généreux. Néanmoins une forêt d'épicéas nains, une végétation hygrophile et une couche de sol d'environ 50cm d'épaisseur tapissent la partie basse de l'éboulis. Ce dernier est limité au sud par le flanc externe d'une moraine locale tardiglaciaire, composée de sédiments beaucoup plus fins que les blocs de l'éboulis. Lors de la construction d'une route forestière en 1990, de la glace a été excavée au cœur de l'été dans la partie basse de l'éboulis (DELALOYE 2004).

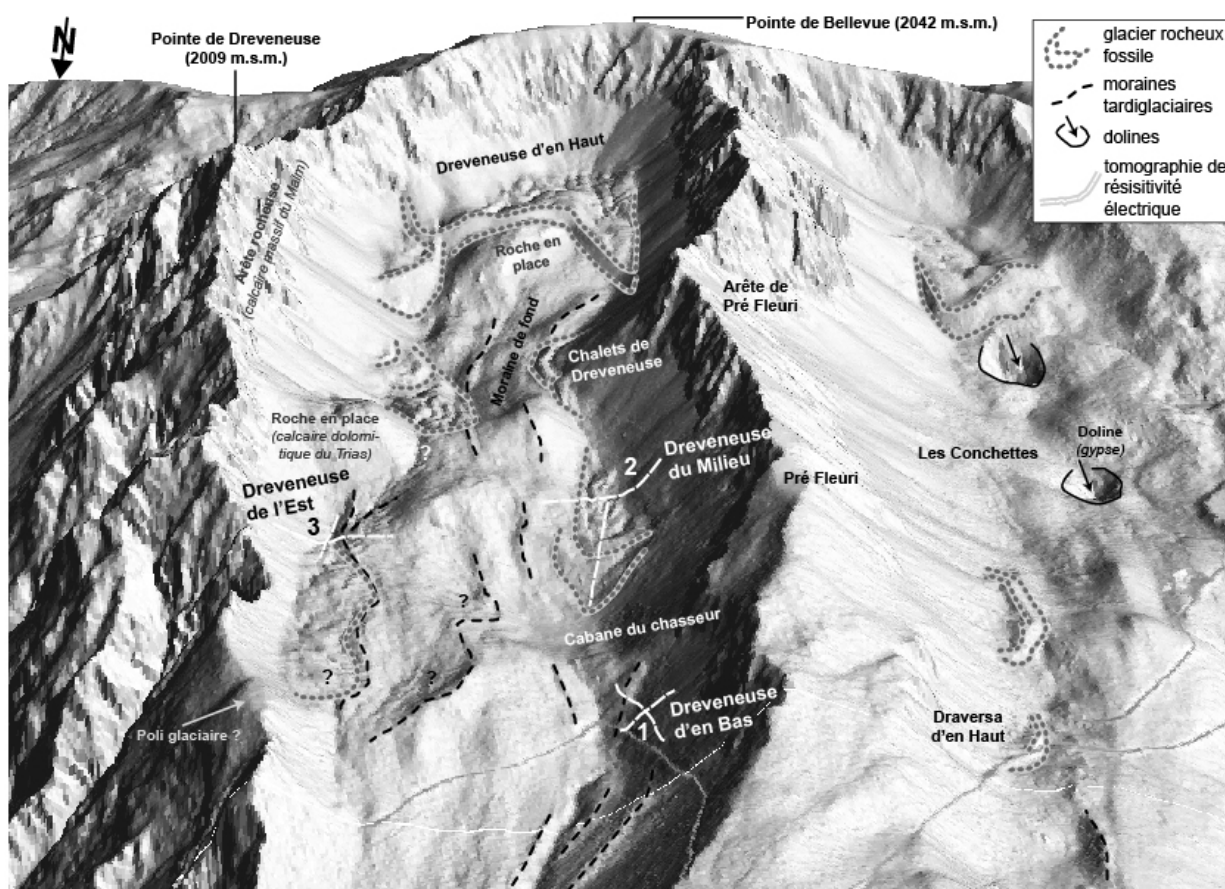


Fig. 5.16 - Modèle numérique à 2m de résolution de la combe de Dreveneuse et esquisse géomorphologique des formes glaciaires et périglaciaires. Les investigations se sont portées sur le site de Dreveneuse d'en Bas (1), de Dreveneuse du Milieu (2) et de Dreveneuse de l'Est (3). (source du MNT : © swisstopo).

Des capteurs de températures autonomes (UTL-1) ont été placés en 2004 sur un profil longitudinal. Le capteur DrB-10 se situe à l'aval de l'éboulis, DrB-11 au milieu de la forêt d'épicéas nains, DrB-13 au milieu des grands épicéas dans la partie médiane de la pente, DrB-14 au début de l'éboulis nu et DrB-15 dans la partie haute de l'éboulis où des fenêtres de fonte se développent en début d'hiver (fig. 5.17). En novembre 2004, deux forages ont été installés dans la partie basse (F2) et médiane (F1) de l'éboulis en collaboration avec l'Université de Lausanne dans le but de mieux comprendre les effets de la ventilation par effet de cheminée à l'intérieur de l'éboulis. Situé une dizaine de mètres à l'amont de la zone d'épicéas nains, où l'air est supposé transiter entre la partie basse et haute de l'éboulis, **le forage F1 recoupe 11 mètres d'accumulation de blocs poreux, puis s'enfonce dans au moins 4m de sédiments plus fins** (moraine de fond et/ou substrat rocheux) (fig. 5.17). Le forage F2 est profond de 5 mètres. Les 3 premiers mètres traversent l'éboulis poreux, dont la matrice de fines est plus importante que dans le forage F1. Le site a été intégré au réseau suisse d'observation du pergélisol (PERMOS 2010).

5.2.2 Régime thermique

Un régime thermique de surface très hétérogène et variant en fonction de la saison est observé à la fois à la surface du sol (UTLs) et à l'intérieur (forages) de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (fig. 5.18).

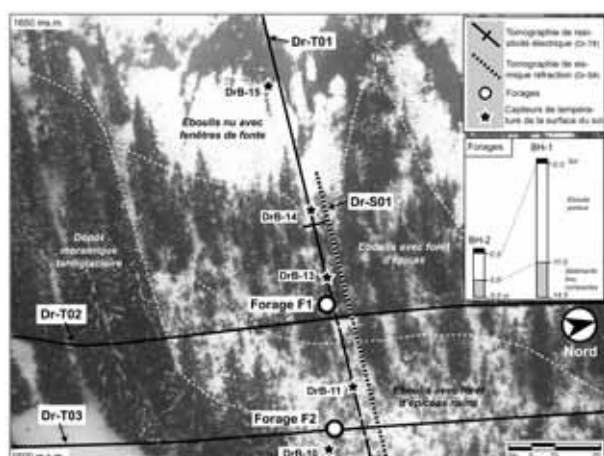


Fig. 5.17 - Caractéristiques principales de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas et emplacements des différents instruments installés dès octobre 2004. Noter la présence de magnifiques fenêtres de fonte dans la partie haute de la pente d'éboulis. (Photo : C. LAMBIEL, novembre 2004, 5 à 10 cm de neige).

5.2.2.1 Circulation d'air ascendante en hiver et gel intense du terrain

Lorsque la température de l'air extérieur passe sous un seuil d'environ $+5.7^{\circ}\text{C}$, la circulation d'air devient ascendante. La température de la surface du sol demeure positive dans la partie haute de l'éboulis (DrB-15) avec une relation thermique inverse par rapport à la température de l'air extérieur (PERMOS 2010) : des périodes de temps froid produisent un réchauffement relatif de la surface du sol. Un lent refroidissement ($0.075^{\circ}\text{C}/\text{jour}$) consécutif à la vidange de la chaleur emmagasinée durant l'été s'observe dans la partie haute, sans toutefois que la surface du sol n'atteigne le point de congélation (PERMOS 2010). La présence de fenêtres de fonte ou de puits d'évacuation d'air chaud traversant le manteau neigeux sont fréquemment visibles (fig. 5.17).

En conséquence de cette expulsion d'air "chaud", de l'air extérieur froid est aspiré dans les parties inférieures et médianes de la pente d'éboulis (DrB-11 à DrB-14) (fig. 5.18). Un anémomètre y a enregistré des vitesses d'aspiration atteignant 0.8 m/s en début d'hiver (LAMBIEL 2006). La GST à ces endroits s'abaisse fortement sous 0°C et connaît des variations durant tout l'hiver malgré la présence d'un épais manteau neigeux pouvant recouvrir selon les années entièrement les arbres nains. **La différence entre la GST à DrB-11 (partie basse de l'éboulis) et à DrB-15 (partie haute) atteint 18°C au début décembre 2005, alors que les capteurs ne sont distants que de 80 mètres !**

La GST évolue donc très rapidement en lien avec les variations de la température de l'air extérieur, de façon marquée en début d'hiver lorsque le couvert neigeux est peu important et que des trous d'aspiration permettent encore un transit direct de l'air, mais également de façon légèrement atténuée durant le plein hiver lorsque le manteau neigeux devient épais (parfois $>2\text{m}$) (MORARD ET AL. 2008a). **De tels changements thermiques ne se limitent cependant pas uniquement à la surface du sol, l'entier de l'éboulis se refroidit rapidement et fortement.** Des chutes brutales de températures (jusqu'à 5°C en 1 jour) sont ainsi observées à 8.5m de profondeur dans le forage F1 durant les hivers froids 2004-2005, 2005-2006 et 2009-2010 (figs. 5.18 & 5.19). Des variations à court terme y sont aussi enregistrées et des valeurs minimales de -8 à -9°C y ont été mesurées. En revanche, durant l'hiver doux 2006-2007, les températures ne

sont pas descendues en dessous de 0°C dans l'éboulis. Dans le forage F2 situé dans la partie avale de la pente d'éboulis, le gel est de plus faible intensité que dans le forage F1. A 1.96m de profondeur, la température

minimale est "seulement" de -4.5°C. Notons encore que le sol ne gèle pas – ou que très occasionnellement – à 14.5m de profondeur dans le forage F1 et à 4.81m de profondeur dans le forage F2.

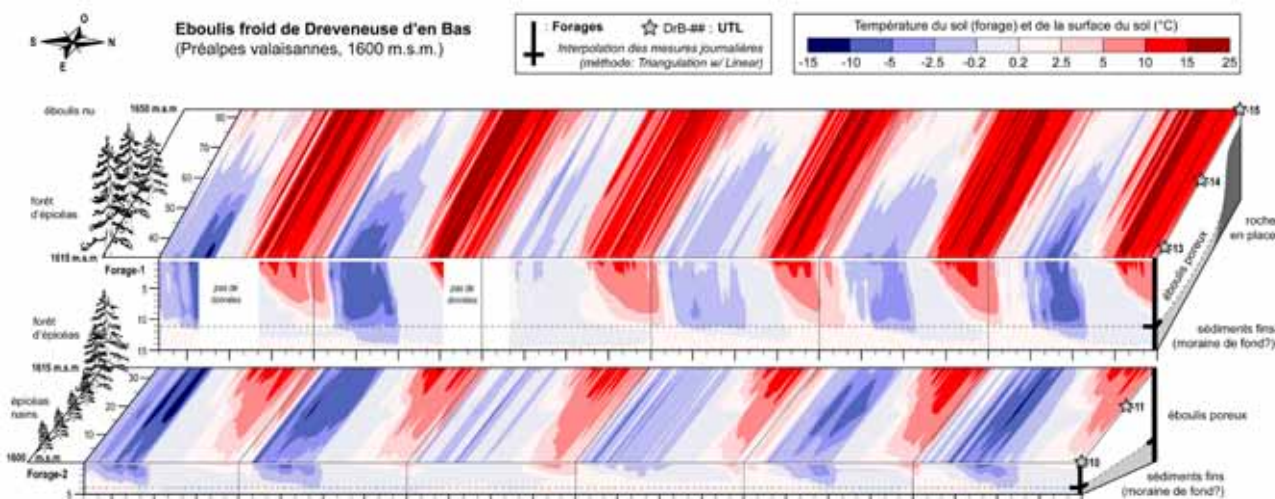


Fig. 5.18 - Evolution des températures de la surface du sol (UTLs) et de l'intérieur de l'éboulis (forages) entre novembre 2004 et octobre 2010. Noter la bonne concordance entre les températures de surface et de forage, ainsi que la translation des secteurs froids entre l'hiver et l'été. L'échelle des profondeurs des capteurs est exagérée deux fois par rapport à la distance des UTLs en surface. Interpolation des mesures journalières par Triangulation w/Linear (Surfer).

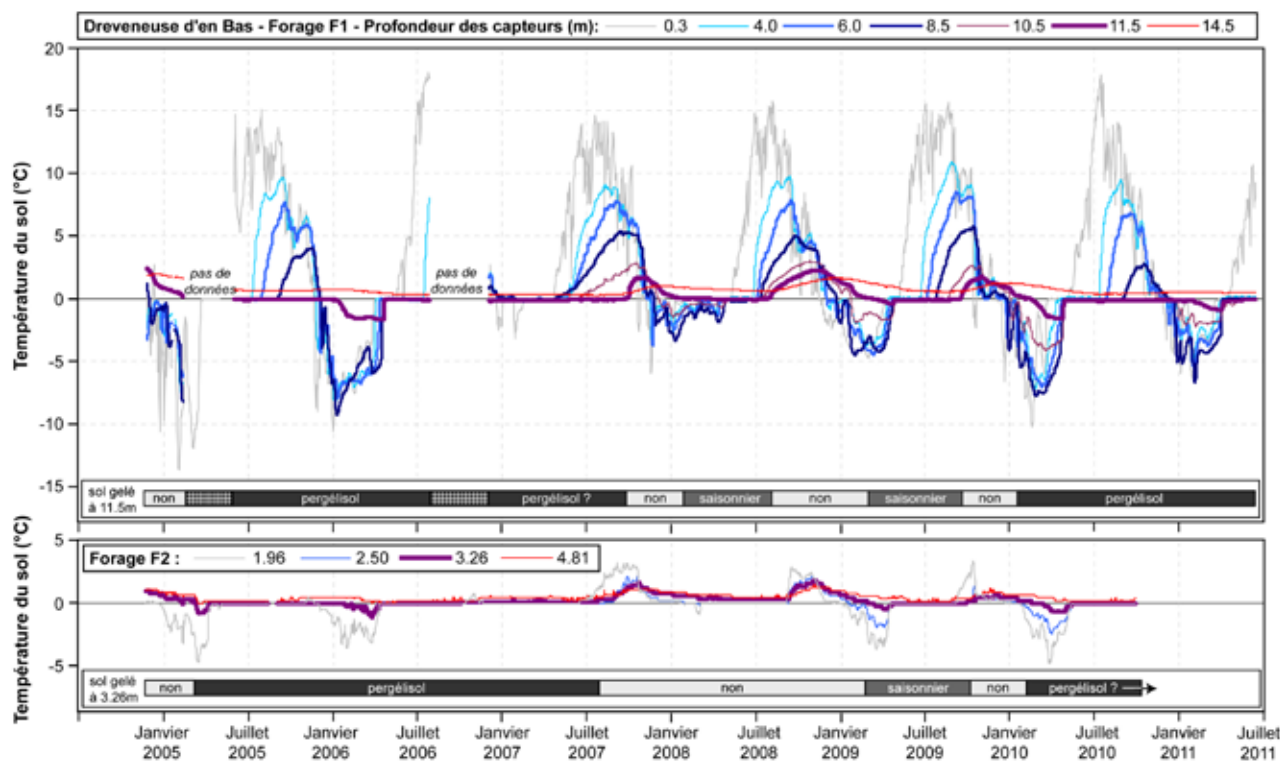


Fig. 5.19 - Evolution des températures du sol dans les forages F1 (en haut) et F2 (en bas) entre novembre 2004 et juin 2011. Noter qu'un pergélisol est observé dans les sédiments fins situés à 11m de profondeur sous l'éboulis (F1) et proche de la surface (à 3.26m de profondeur) dans la partie avale de l'éboulis (F2).

L'indice de gel du sol (GFI) à 8.5m de profondeur fut de $-743^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ durant l'hiver 2005-2006, de $-2^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ durant l'hiver doux 2006-2007, de $-240^{\circ}\text{C}\cdot\text{j}$ durant l'hiver 2007-2008, de $-362^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ durant l'hiver 2008-2009 et de $-622^{\circ}\text{C}\cdot\text{jour}$ durant l'hiver 2009-2010 (fig. 5.20 & tab. 5.7). Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que la somme des degrés/jour négatifs de l'air extérieur, **et une excellente relation linéaire (coefficient r^2 ajusté de 0.9675) apparaît entre GFI à 8.5m et AFI** entre 2005-2006 et 2009-2010. **Plus l'hiver est froid, plus le gel est profond à l'intérieur de l'éboulis.** La force de cette relation

est encore affirmée en comparant le GFI de l'année 2010/2011 mesuré et calculé sur la base de la courbe de régression linéaire (étoile sur fig. 5.20). **Durant les hivers froids 2005-2006 et 2009-2010, le GFI est même inférieur à l'indice AFI** de 110 à 250 unités (fig. 5.20). Un comportement similaire est également visible à la surface du sol pour les capteurs DrB-11 et DrB-12. Ainsi la relation entre GFI et AFI présente le même visage que sur l'éboulis du Creux-du-Van (fig. 5.10) ! Les causes possibles de cette relation ont été discutées plus haut au point 5.1.3.2.

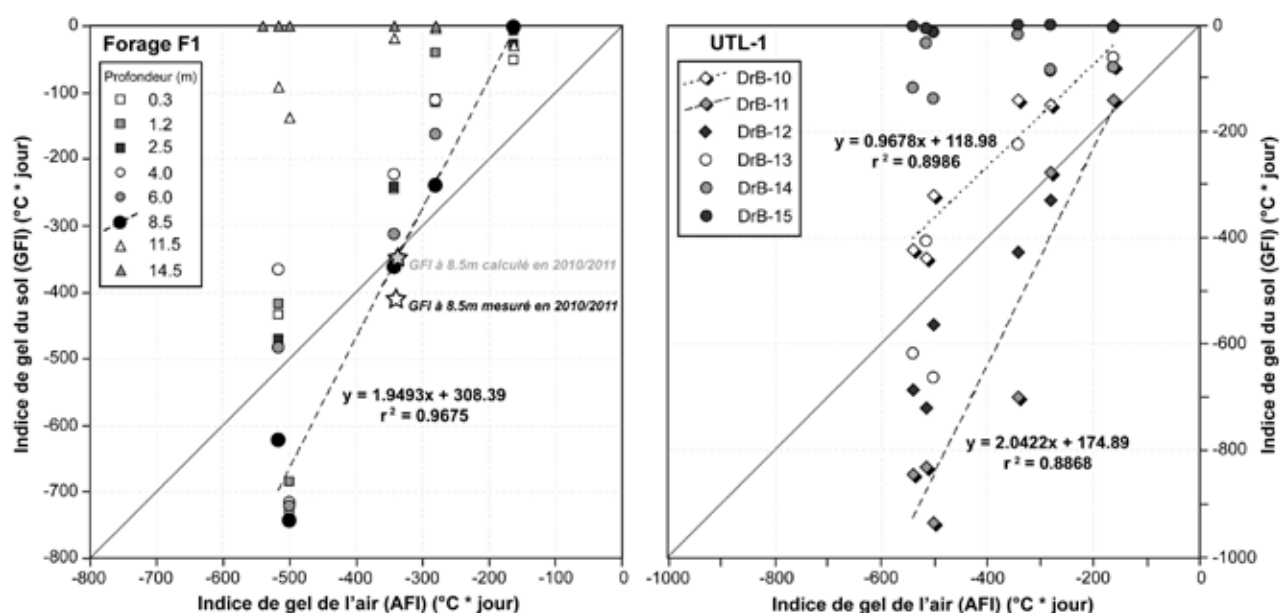


Fig. 5.20 - Relation entre l'indice de gel de l'air (AFI) et du sol (GFI) dans le forage F1 (gauche) et à la surface du sol (droite).

Forage F1	0.3	1.2	2.5	4.0	6.0	7.0	8.5	9.5	10.5	11.5	13.0	14.5	AFI
2005-2006	-727	-683	-745	-716	-721	-	-743	-	-	-137	-	0.0	-500
2006-2007	-51	-8	-26	-1.5	-1.8	-0.6	-2.2	-0.1	-11	-29	-16	0.0	-162
2007-2008	-115	-41	-110	-111	-162	-187	-239	-195	-92	-3	0.0	0.0	-280
2008-2009	-350	-246	-240	-224	-312	-323	-362	-297	-141	-18	0.0	0.0	-342
2009-2010	-433	-418	-470	-366	-483	-539	-622	-568	-319	-91	-1	0.0	-515
2010-2011	-324	-314	-322	-237	-330	-370	-414	-357	-184	-61	0.0	0.0	-339

Tab. 5.7 - Indice de gel du sol (GFI) pour les différents capteurs du forage F1 (profondeur en m), et indice de gel de l'air (AFI) pour les hivers 2005-2006 à 2009-2010.

Tab. 5.8 - Indice de gel du sol (GFI) pour les différents capteurs du forage F2 (profondeur en m), et indice de gel de l'air (AFI) pour les hivers 2004-2005 à 2009-2010.

Forage F2	0.56	1.03	1.43	1.96	2.50	3.26	3.76	4.81	AFI
2004-2005	-540	-441	-329	-220	-	-17	-0.6	0.0	-539
2005-2006	-561	-476	-337	-232	-	-30	-12	0.0	-500
2006-2007	0.0	0.0	0.0	0.0	-	0.0	0.0	0.0	-162
2007-2008	-82	-56	-25	-7.2	-0.3	0.0	0.0	0.0	-280
2008-2009	-282	-223	-237	-179	-78	-11	-2.3	0.0	-342
2009-2010	-426	-386	-308	-240	-137	-28	-9.4	0.0	-515

5.2.2.2 Formation de glace au printemps

Lorsque la fonte du manteau neigeux débute, généralement vers fin mars – début avril, l'eau percole dans le terrain et regèle immédiatement entraînant une longue période de températures stabilisées à 0°C ("zero curtain") proche de la surface du sol et dans l'éboulis (fig. 5.19). Une quantité significative de glace interstitielle doit remplir les pores du terrain durant cette phase de stabilité. La surface du sol demeure gelée jusqu'à fin mai – mi-juin dans la partie basse du versant (DrB-10 et DrB-11) (tab. 5.9). Dans le forage F1 à 8.5 m de profondeur, la température est restée au point de congélation jusqu'au 6 septembre en 2005, au 16 juillet en 2008, au 27 juillet en 2009 et au 2 septembre en 2010. En revanche, à la suite de l'hiver doux et peu enneigé de 2006-2007, l'éboulis était déjà dégelé le 27 avril 2007. Un refroidissement médiocre du système, auquel s'ajoute un apport limité d'eau de fonte pour la formation de glace interstitielle pourraient expliquer la précocité du dégel en 2007. **Dans le forage F2, le dégel proche de la surface (0.56m) intervient durant le mois de juin. En revanche, 1.4m plus en profondeur seulement (à 1.96m) la décharge estivale d'air froid permet au sol de rester gelé jusqu'à la fin de l'été.** Le dégel est ainsi intervenu le 5 septembre en 2008, le 7 septembre en 2009, le 14 octobre en 2006 et le 3 novembre en 2005 (tab. 5.9) !

5.2.2.3 Lente vidange du réservoir de froid par décharge gravitaire durant l'été

Pendant la période estivale, l'éboulis se réchauffe graduellement depuis la surface dans le forage F1. A 8.5m de profondeur, la température ne dépasse cependant jamais les +5°C (fig. 5.19). Ce réchauffement peut être perçu comme une **vidange progressive du réservoir de froid constitué durant l'hiver en direction de la partie basse de la pente.** Simultanément, de la chaleur est apportée depuis les parties hautes de la pente d'éboulis par l'entremise

du courant d'air et dans une certaine mesure par un transfert conductif vertical depuis la surface du sol.

A la surface du sol, les capteurs situés dans la forêt d'épicéas nains (DrB-10, -11, -12) montrent un régime de type III (PERMOS 2010) avec des différences de températures de même ordre que ceux observés au Creux-du-Van (cf. 5.1.2.2). L'endroit le plus froid se situe dans la partie la plus à l'aval de l'éboulis (DrB-10), ce qui n'est pas le cas en hiver (fig. 5.18). Les températures du sol n'y dépassent pas +3°C durant l'été et une relation inverse plus ou moins marquée entre la GST et la température de l'air extérieur est visible. Des courants d'air froid y sont perceptibles et durant l'été 2005, un anémomètre y a enregistré des vitesses de soufflage de 0.2 à 0.4 m/s, vitesses s'accroissant durant les heures et les jours les plus chauds (LAMBIEL 2006). La partie médiane de la pente – froide en hiver – (DrB-13 et DrB-14) n'est en revanche pas affectée par la décharge gravitaire d'air froid estivale. Cette migration des secteurs froids hivernaux et estivaux est typique des éboulis ventilés (DELALOYE 2004, MORARD ET AL. 2008a).

Comme pour le Creux-du-Van, on peut relever un réchauffement important ("saut des GST") entre fin août et début septembre 2009 à DrB-10, les GST passant alors de 1.5 à 3.6°C (rectangle jaune sur fig. 5.21). En comparant les données du forage F2 et du capteur DrB-10 situés 2m à l'aval durant l'été 2009, **on peut relever que ce saut des GST intervient au moment où le sol à 1.43 et 1.96m de profondeur dégèle !** Ainsi l'hypothèse proposée par DELALOYE (2004) que cette hausse indiquerait une disparition du sol gelé et/ou de la glace situés à l'intérieur de l'éboulis à l'amont de l'emplacement de mesure semble être vérifiée. La formation de glace suite au regel des eaux de fonte printanière à l'intérieur de l'éboulis, puis sa fonte progressive durant l'été (processus nécessitant beaucoup d'énergie) contribuent donc aussi probablement de façon importante au maintien de conditions froides proche de la surface de l'éboulis.

	DrB-10	DrB-11	F1 (0.3)	F1 (4.0)	F1 (8.5)	F2 (0.56)	F2 (1.96)
2004/2005	15 juin	15 juin	-	9 juil.	3 sept.	3 juin	3 nov.
2005/2006	9 juin	6 juil.	18 mai	15 juil.	-	25 juin	14 oct.
2006/2007	29 mai	11 juin	23 avril	22 mai	28 avril	6 juin	16 juin.
2007/2008	16 juin	11 juil.	11 mai	26 juin	12 juil.	6 juil.	5 sept.
2008/2009	30 mai	13 juin	8 mai	23 juin	26 juil.	14 juin	7 sept.
2009/2010	13 juin	22 juil.	10 mai	14 juil.	1 sept.	24 juin	après 27 sept.

Tab. 5.9 - Date de dégel du sol dans la partie basse de l'éboulis et à différentes profondeurs des forages F1 et F2.

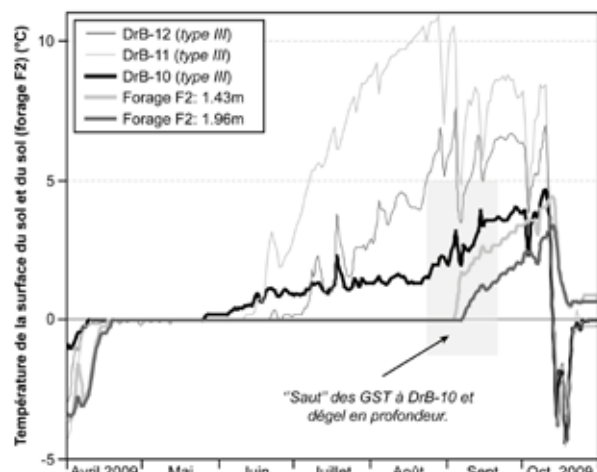


Fig. 5.21 - Evolution des températures de la surface du sol dans la partie basse de l'éboulis et dans le forage F2 de Dreveneuse d'en Bas entre avril et octobre 2009. Noter que la remontée brutale des GST à DrB-10 à la fin août se produit en même temps que le dégel du terrain à 1.96m de profondeur.

5.2.2.4 Lien entre les températures du sol hivernales et estivales

Le concept de "réservoir de froid" peut être compris en comparant l'indice de gel du sol (GFI) en hiver et la somme des degrés jours positifs (indice de dégel du sol, GTI) entre juin et octobre. Dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas, les températures mesurées dans l'éboulis durant l'été (juin à octobre au sens large) sont directement liées à l'intensité du refroidissement hivernal à l'intérieur du forage F1 (4.0 et 8.5m) et dans la partie basse de l'éboulis (DrB-10) (fig. 5.22). L'indice de corrélation linéaire

(r^2 ajusté) est de **0.9598** entre GFI et GTI à 8.5m de profondeur ! La relation est bien plus marquée que pour l'éboulis du Creux-du-Van. Une bonne relation est aussi visible entre la date de dégel du sol et l'intensité du refroidissement hivernal. À 0.3m de profondeur – soit proche de la surface du sol dans la partie médiane de l'éboulis – aucune corrélation n'est en revanche existante.

5.2.3 Création d'un pergélisol sporadique par advection d'air froid ?

Le régime thermique enregistré à l'intérieur de l'éboulis poreux de Dreveneuse d'en Bas présente une **composante majoritairement advective** (convective). Pour s'en convaincre, il suffit d'analyser le profil des températures minimales et maximales dans le forage F1 (fig. 5.23, gauche) et le comparer au profil déterminé par PHAM ET AL. (2008b) à l'intérieur d'une accumulation artificielle de débris poreux (cf. fig. 2.5). En hiver les températures du sol sont presque isothermes jusqu'à 10m de profondeur, base de l'éboulis poreux. De plus si les températures minimales sont enregistrées proches de la surface, des minima relatifs évidents sont enregistrés à 2.5m puis à 8.5m de profondeur. **On peut en déduire qu'un secteur situé vers 8.5m de profondeur présente une perméabilité élevée au passage d'un courant d'air.** Cette zone peut être interprétée comme un chenal d'aération prioritaire. Le profil mesuré dans le forage F2 se rapproche plus d'une forme en trompette, indiquant probablement que la conduction y est plus importante que dans le forage F1, probablement en raison d'une granulométrie plus fines des matériaux.

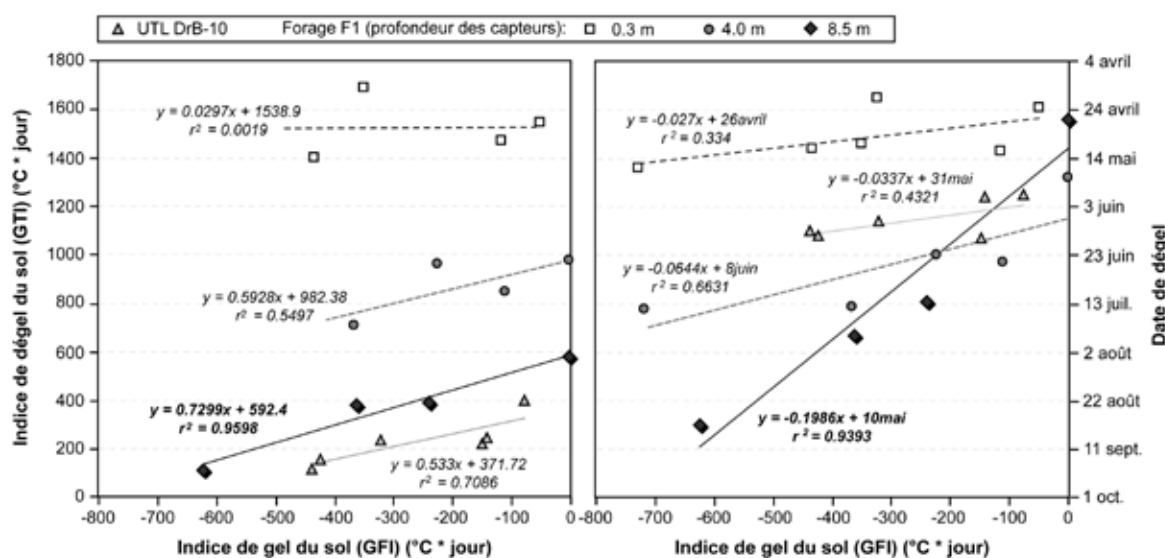


Fig. 5.22 - A gauche : relation entre l'indice de gel du sol (GFI) en hiver et la somme des degrés jours positifs (indice de dégel du sol, GTI) à différentes profondeurs du forage F1 et dans la partie basse de l'éboulis (DrB-10). A droite : lien entre GFI et date de dégel.

Dans des accumulations artificielles de débris poreux, PHAM ET AL. (2008a) signalent qu'un noyau gelé a pu se former après deux ans de ventilation sous une couche active aérée de 5m d'épaisseur. De plus, le regel de terrains fins dégelés a été rendu possible par l'installation d'un dépôt de matériaux poreux sus-jacent (ARENSEN & SEGO 2006). L'advection d'air froid permet ainsi l'installation du pergélisol. Et qu'en est-il dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas ?

Les données de températures recueillies dans les deux forages de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas ont montré **la formation d'un pergélisol sporadique consécutive aux hivers froids 2004-2005 et 2005-2006**, puis à celui de 2009-2010 (fig. 5.19). Le sol est en effet resté gelé pendant plus d'une année à **3.2m de profondeur dans la zone des épicéas nains (forage F2) en bas du versant**, et entre 10.5 et 13m de profondeur **au milieu de la pente (forage F1), soit dans les sédiments fins situés au-dessous de la base de l'éboulis poreux**. Le courant d'air traversant l'intégralité de l'éboulis poreux – qui correspond à la "couche active" de PHAM ET AL. (2008a) – en hiver apporte ainsi l'énergie nécessaire à faire geler le terrain fin sous-jacent. Les frigories sont ainsi supposées être stockées dans l'éboulis soit par conduction dans le matériel rocheux ou le sol sous-jacent, soit sous forme de chaleur latente lors du gel des eaux de fonte de la neige au printemps.

Le pergélisol de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas est essentiellement **tempéré** (0°C). Sa température peut néanmoins descendre sous le point de congélation durant l'hiver, avant de connaître une brusque remontée à 0°C lors de la fonte des neiges à la fin avril. On peut conclure que le substrat est suffisamment poreux pour permettre aux eaux d'infiltration de circuler et de geler, et qu'il s'agit probablement de moraine de fond à 11.5m de profondeur dans le forage F1.

Le pergélisol de Dreveneuse d'en Bas est très sensible aux conditions climatiques hivernales. En effet après l'hiver 2006-2007 exceptionnellement doux, le sol a entièrement dégelé et seul du gel saisonnier (gélisol) a été enregistré durant les années 2007-2008 et 2008-2009. L'analyse du régime thermique entre septembre et octobre 2007 permet d'illustrer la disparition de ce pergélisol (fig. 5.24). Dans un premier temps (n°1. sur fig. 5.24), la température est à 0°C à 11.5m, alors qu'elle est positive dans l'éboulis poreux à 10.5m (+2°C) et dans les sédiments fins à 13m (+0.2°C). Un pergélisol tempéré existe de part et d'autre du capteur à 11.5m. Cette zone gelée se réchauffe à la fois par des apports de chaleur venant de l'éboulis (10.5m) et des niveaux inférieurs (13m). Le 20 septembre 2007, la température du sol devient positive tout en restant relativement stable entre 0.03 et 0.1°C (n°2. sur fig. 5.24), indiquant probablement que le sol demeure toujours gelé entre 11.5 et 13m de

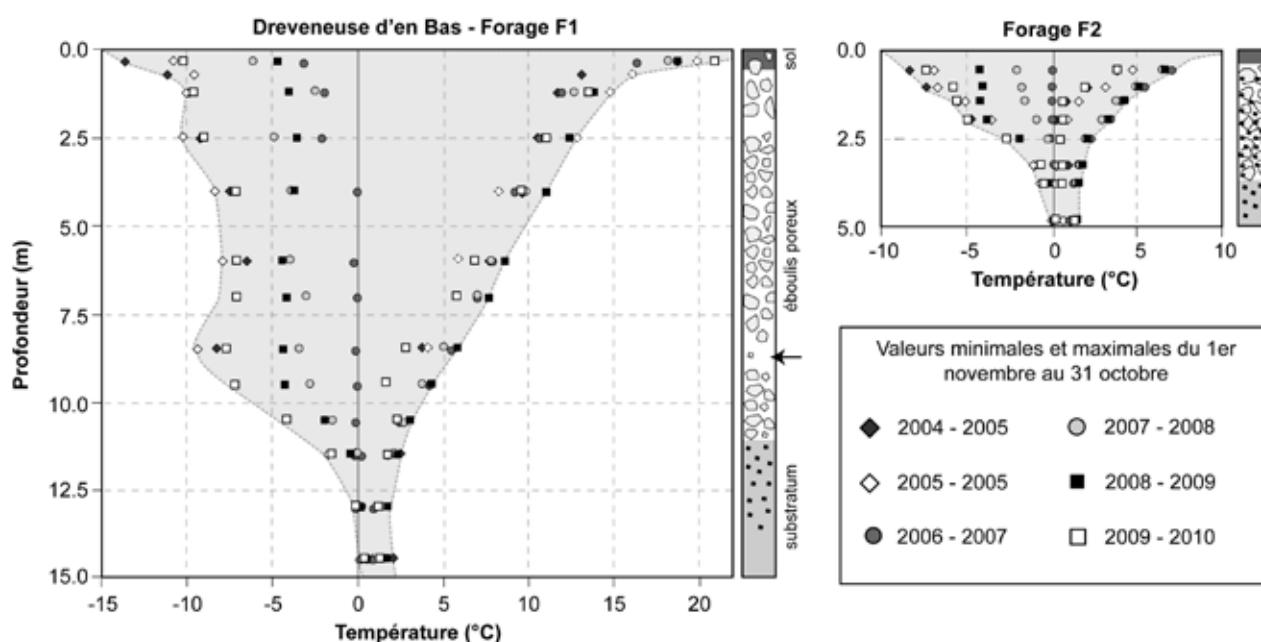


Fig. 5.23 - Profil des températures minimales et maximales entre novembre 2004 et octobre 2010 dans le forage F1 (à gauche) et dans le forage F2 (à droite).

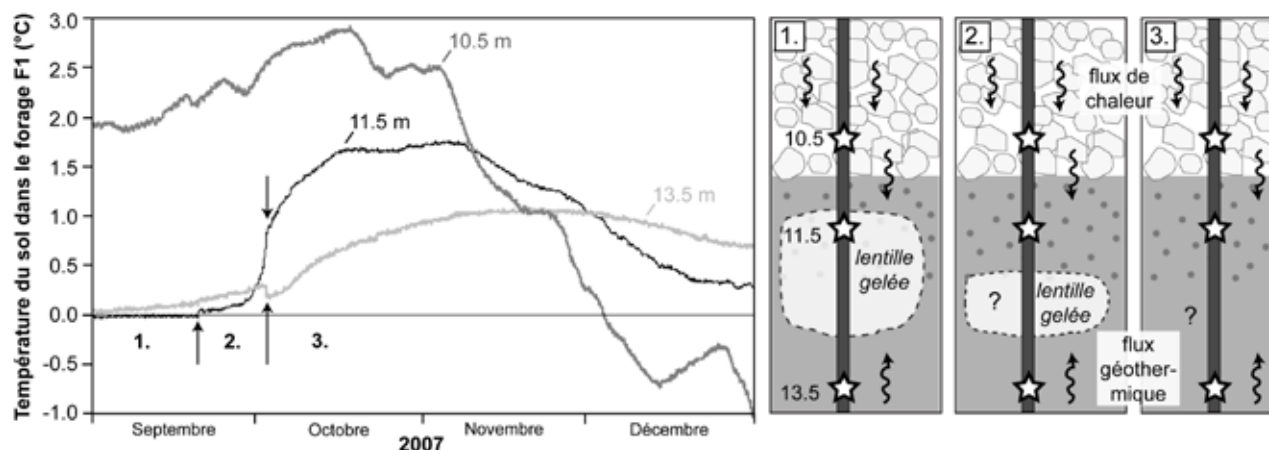


Fig. 5.24 - Evolution de la température du sol à 10.5, 11.5 et 13m de profondeur dans le forage F1 entre septembre et décembre 2007. A droite : interprétation de l'évolution d'un sol gelé (lentille gelée) dans le terrain sous-jacent à l'éboulis poreux.

profondeur. Le 1^{er} octobre, la température augmente très rapidement à 11.5m. Le sol a probablement entièrement dégelé sous l'éboulis à cette date (n°3. sur fig. 5.24). En résumé, le sol gelé dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas peut être considéré comme un **"pergélisol à court terme"**, appelé "pereletok" par GORBUNOV ET AL. (2004), et dont la géométrie semble changer fortement d'une année à l'autre en fonction des températures de l'air extérieures hivernales.

5.3 AUTRES SITES

5.3.1 Eboulis – glacier rocheux fossile de Dreveneuse du Milieu

5.3.1.1 Description du site

Le site de Dreveneuse du Milieu est situé en rive gauche de la combe de Dreveneuse et s'étend de la "cabane du chasseur" jusqu'aux Chalets de Dreveneuse. De hautes falaises de calcaires de la nappe des Préalpes Médiannes Rigides alimentent un imposant voile d'éboulis traversé par un chemin de randonnée. L'éboulis principal s'étale entre 1820 et 1680 m.s.m et est épais d'une trentaine de mètres environ sur la base des résultats de tomographie électrique (fig. 5.26). Essentiellement dénué de végétation, ce dernier est composé de débris de taille variable allant de quelques centimètres dans sa partie haute à quelques décimètres à sa base. La végétation se diversifie avec l'apparition d'arbustes dans la partie basse de l'éboulis.

A cet endroit, l'éboulis vient s'appuyer sur un glacier rocheux fossile traversé de plusieurs rides et sillons longitudinaux. Recouverte d'une forêt d'épicéas, la délimitation de la forme n'est pas aisée sur le terrain (fig. 5.25). En revanche, la morphologie en ride et sillon est bien visible sur le modèle numérique de terrain à 2m de résolution (fig. 5.16) et la limite entre la bordure du glacier rocheux fossile et les dépôts morainiques se déterminent clairement sur les tomographies de résistivité électrique (fig. 5.26). Le caractère "poreux" de l'éboulis et du glacier rocheux fossile est indiqué par des valeurs de résistivité élevées (>25 kOhm.m). Une population d'épicéas nains datés à 1960 jalonne le sommet du front du glacier rocheux fossile (fig. 5.25) (DVORAK ET AL. 2011). Sur la base des mesures géophysiques, le glacier rocheux fossile est épais d'une vingtaine de mètres dans sa zone des racines et s'amincit à 10 mètres d'épaisseur en direction de la terminaison du front à 1620 m.s.m. La température moyenne annuelle de l'air est d'environ +4°C.

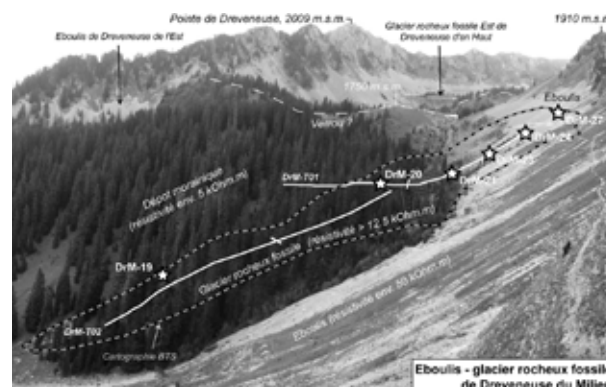


Fig. 5.25 - Complexe glacier rocheux fossile – éboulis de Dreveneuse du Milieu, avec emplacements des diverses mesures réalisées sur le site.

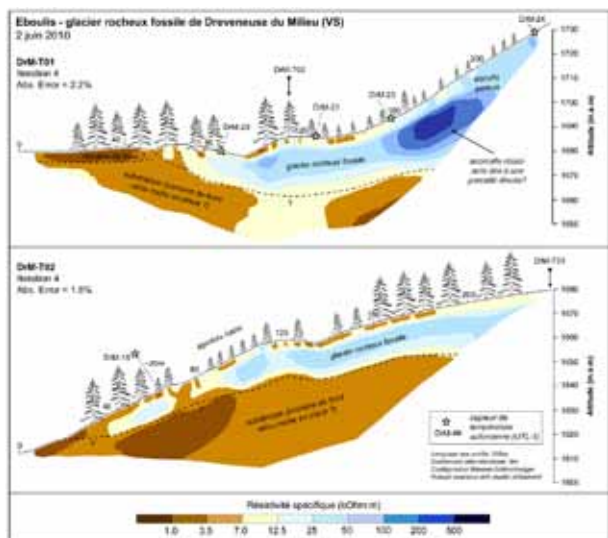


Fig. 5.26 - Tomographie de résistivité électrique sur le complexe éboulis – glacier rocheux fossile de Dreveneuse du Milieu.

5.3.1.2 Régime thermique

• Une circulation d'air à travers le glacier rocheux fossile

Le complexe éboulis – glacier rocheux fossile de Dreveneuse du Milieu présente un régime thermique (pluri-) annuel très hétérogène, typique d'une accumulation sédimentaire ventilée (fig. 5.27). Dans la partie haute de l'éboulis (DrM-27), le comportement

des GST est de type I. Un refroidissement moyen de $0.055^{\circ}\text{C}/\text{jour}$ s'observe durant l'hiver. DrM-24 est situé dans la partie médiane de l'éboulis. Le sol y gèle durant l'hiver, et GST reste normal durant l'été (type II). Dans la partie basse de l'éboulis (DrM-23), le comportement thermique est de type III et présente de fortes variations interannuelles. Durant le courant de l'été, les GST se caractérisent par une remontée brutale de plus de 3°C le 20 juillet 2007, le 7 août 2008 et le 20 août 2009. En revanche à la suite des hivers froids 2005-2006 et 2009-2010, les GST ne connaissent pas un tel palier, ces dernières oscillant entre 4 et 5°C durant tout l'été. En 2006 et 2010, une légère remontée s'observe uniquement à la mi-septembre. En automne un seuil thermique d'inversion peut être observé à environ 4.5°C .

Les 3 capteurs placés le long du glacier rocheux fossile montrent un comportement de type III. DrM-21 est placé à l'aval de l'éboulis dans la zone des racines du glacier rocheux fossile, DrM-20 dans un sillon longitudinal, et DrM-19 dans la partie frontale le long du sentier de randonnée sous un grand arbre. Un refroidissement marqué des GST y a lieu durant l'hiver. La cartographie des températures du sol du 10 février 2005 (BTS) montre également clairement qu'à la fois la partie basse de l'éboulis, mais également que certains secteurs du glacier rocheux fossile sont fortement refroidis durant l'hiver (fig. 5.28). Les GST demeurent fraîches durant tout l'été.

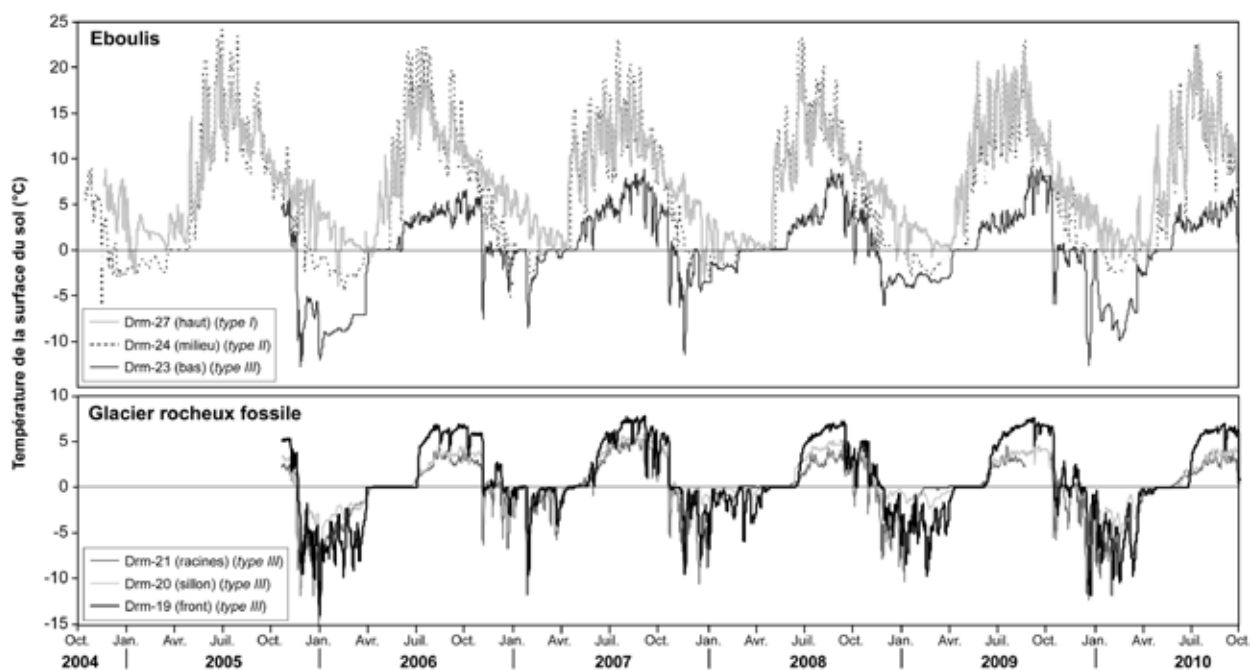


Fig. 5.27 - Evolution de la température moyenne journalière du sol dans l'éboulis (en haut) et le glacier rocheux fossile (en bas) de Dreveneuse du Milieu d'octobre 2004 à octobre 2010. Emplacement des capteurs sur les figures 5.25 et 5.26.

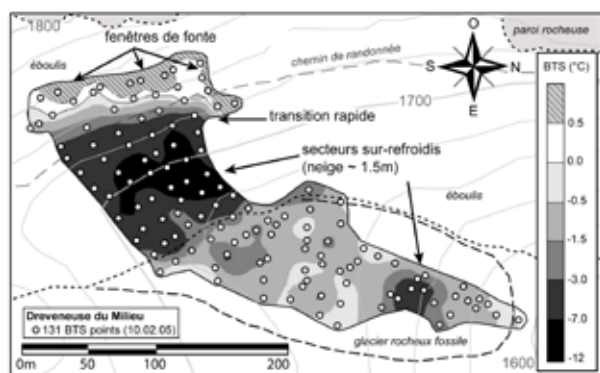


Fig. 5.28 - Carte des températures de la surface du sol en hiver (BTS) sur le complexe éboulis – glacier rocheux fossile de Dreveneuse du Milieu le 10 février 2005. Interpolation par krigeage. Adapté de DORTHE & MORARD (2007).

Selon les données des capteurs de températures et la cartographie BTS, il ressort que **l'ensemble du glacier rocheux fossile poreux de Dreveneuse du Milieu est traversé par un courant d'air**. Des sorties d'air froids en été sont perceptibles jusqu'au front, où un petit peuplement d'épicéas nains s'est d'ailleurs développé (DVORAK 2008). Ces secteurs sur-refroidis se caractérisent par une résistivité électrique plus élevée que leur environnement immédiat, indiquant probablement l'existence de sédiments poreux ou de trous à vent situés proche de la surface. Les parties du glacier rocheux fossile dont une couche de sédiments plus fins (plus conducteurs électriquement) et épaisse de quelques mètres recouvre le corps poreux ne présentent en revanche pas d'indices de conditions de sol froides.

▪ Date de dégel et température de la surface du sol moyenne en été

En comparant les 4 capteurs de type III de Dreveneuse du Milieu, il est intéressant de relever que

celui qui **connaît la plus longue période zéro (zero curtain) à la fin du printemps est situé au front du glacier rocheux fossile (DrM-19)** (tab. 5.10). La date la plus tardive de dégel y a été enregistrée le 1^{er} juillet 2006, alors que la même année la partie basse de l'éboulis (DrM-23) était déjà dégelée depuis le 26 mai, soit plus d'un mois auparavant. **En revanche, la température moyenne estivale (1^{er} juillet au 30 septembre) est plus élevée au front** (env. 6°C à DrM-19), alors que des GST plus fraîches sont enregistrés dans la zone des racines du glacier rocheux (2.5 – 4.5°C) et dans la partie basse de l'éboulis (4 - 5°C). Un tel cas de figure avait aussi été observé sur le glacier rocheux fossile du Bois des Arlettes par DORTHE & MORARD (2007). Notons encore que pour les 4 capteurs, la GST moyenne la plus élevée fut enregistrée en 2007 à la suite de l'hiver doux 2006-2007.

Pour expliquer ce comportement, on peut émettre les deux hypothèses suivantes : la présence de grands arbres à l'emplacement de DrM-19 procurerait un effet parasol efficace qui ralentirait le dégel du sol. La végétation est en revanche beaucoup plus clairsemée dans la zone des racines et dans la partie basse de la pente d'éboulis. Durant l'hiver, les GST sont fortement négatives dans l'éboulis et le glacier rocheux fossile. Néanmoins, la cartographie BTS indique que seules quelques zones clairement délimitées sont sur-refroidies sur le glacier rocheux fossile, alors que l'ensemble de l'éboulis est concerné en hiver. En conséquence, on peut imaginer qu'une accumulation de froid a lieu essentiellement dans ce dernier. Ce processus pourrait expliquer pourquoi GST est plus fraîche dans les racines du glacier rocheux fossile sises directement à l'aval de l'éboulis, alors que le front est plus éloigné de ce potentiel réservoir de froid.

		DrM-19		DrM-20		DrM-21		DrM-23
2006	1 ^{er} juillet,	5.82°C	23 juin,	3.22°C	25 juin,	2.54°C	26 mai,	4.13°C
2007	18 mai,	6.07°C	19 mai,	4.70°C	3 mai,	4.16°C	30 avril,	5.67°C
2008	10 juin,	5.72°C	7 juin,	4.18°C	5 juin,	2.72°C	12 mai,	5.08°C
2009	1 ^{er} juin,	6.53°C	5 juin,	3.78°C	1 ^{er} juin,	2.74°C	21 mai,	5.03°C
2010	21 juin,	5.82°C	31 mai,	3.31°C	31 mai,	2.45°C	25 mai,	3.78°C

Tab. 5.10 - Date de fin de la période zéro printanière et température moyenne estivale (1^{er} juillet – 30 septembre) dans la partie médiane et basse de l'éboulis et dans le glacier rocheux fossile de Dreveneuse du Milieu. Noter que le front (DrM-19) et le sillon (DrM-20) du glacier rocheux fossile sont les deux endroits où le dégel intervient le plus tardivement.

5.3.2 Eboulis de Dreveneuse de l'Est

5.3.2.1 Description du site

Le site de Dreveneuse de l'Est se situe en rive droite de la combe à 1700 m.s.m., à l'aval d'un promontoire rocheux dont le cœur est composé de calcaire dolomitique du Trias (fig. 5.16). En contrebas, un premier éboulis, dont de nombreux troncs d'arbres jonchent la partie basse, se termine par un large sillon (fig. 5.29). En collaboration avec l'Université de Lausanne (C. LAMBIEL), les investigations se sont portées sur l'éboulis situé directement à l'aval du sillon. De nombreux épicéas nains en occupent la partie basse, dont les plus vieux individus sont âgés de plus de 100 ans (DVORAK ET AL. 2011). La température moyenne annuelle de l'air sur le site est d'environ +4°C.

La géomorphologie de l'endroit est très complexe avec une succession de rides et de sillon débutant au pied des éboulis et se prolongeant à la fois vers l'aval et vers le milieu de la combe à l'intérieur de la forêt d'épicéas normaux. La topographie de l'éboulis forme également un bombement dans sa partie médiane. Sur la base d'observations de terrain ou de l'analyse du modèle numérique de terrain (fig. 5.16), il n'est pas aisé de classer ces différentes morphologies. Un profil

de tomographie de résistivité électrique (DrE-T02) traversant ces différentes formes a été réalisé le 14 juin 2011 (fig. 5.30). Les résultats montrent que le terrain est électriquement très résistant (20 à plus de 100 kOhm.m) sur une épaisseur de 20-25 mètres depuis la partie médiane de la pente d'éboulis jusqu'au niveau de la première crête situé après le sillon. Cette accumulation sédimentaire poreuse peut être interprétée comme un complexe éboulis – glacier rocheux fossile.

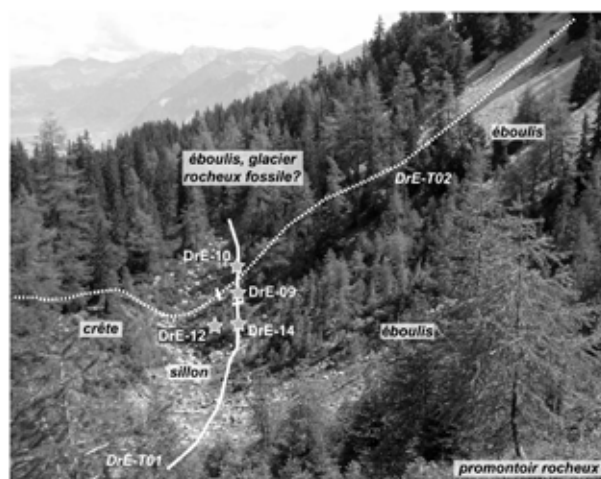


Fig. 5.29 - Le site de Dreveneuse de l'Est à la géomorphologie complexe. Les emplacements des diverses mesures réalisées sur le site sont indiqués (photo : D. ABBET, 14 juin 2011).

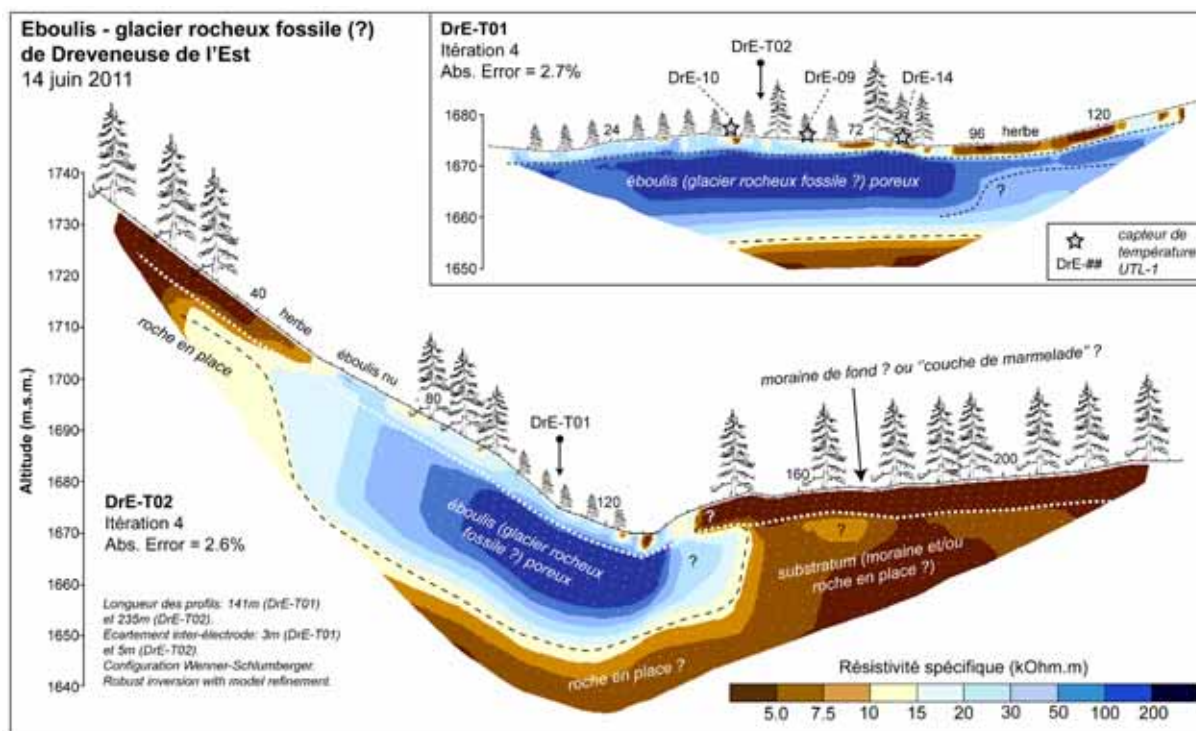


Fig. 5.30 - Tomographie de résistivité électrique DrE-T01 (profil transversal) et DrE-T02 (profil longitudinal) sur le site de Dreveneuse de l'Est.

Au sommet de la crête située au début de la forêt, une couche de 5 mètres d'épaisseur de résistivité inférieure à 5 kOhm.m se superpose au corps résistant de façon curieuse. Cette couche se prolonge ensuite dans la forêt et recouvre un terrain dont la résistivité avoisine les 7.5 kOhm.m. Il est intéressant de noter qu'un tel niveau superficiel de même épaisseur est en fait observable sur l'ensemble du profil (trait-tillé blanc sur fig. 5.29), ainsi que sur l'ensemble des tomogrammes présentés dans cette thèse, et plus largement dans la plupart des publications scientifiques utilisant l'imagerie électrique en 2D (par ex. HILBICH ET AL. 2008, DELALOYE & MORARD 2011). Cette "couche de marmelade" (R. DELALOYE, comm. pers.) est-elle un artéfact d'inversion lié à l'extrapolation des valeurs des cellules du modèle proche de la surface ? Ou bien, cette couche a-t-elle une signification réelle ? Dans ce cas, on pourrait l'interpréter comme de la moraine de fond, recouvrant en partie le bord du glacier rocheux fossile. Quoi qu'il en soit, les valeurs conductrices dans la forêt indiquent que le terrain est composé de sédiments plus fins dont l'épaisseur est au minimum de 5 mètres, reposant sur de la roche en place dont la profondeur n'a pu être déterminée. Les rides rencontrées dans la forêt doivent donc plutôt s'interpréter comme des moraines flûtées, et non comme un glacier rocheux fossile comme le suggérait DVORAK (2008).

5.3.2.2 Régime thermique

- Ventilation contrainte par la structure

interne de l'éboulis ?

De nombreux petits épicéas se trouvent dans la partie basse de l'éboulis de Dreveneuse de l'Est. Afin de comprendre la réaction de croissance des arbres nains au refroidissement induit par une ventilation par effet de cheminée, plusieurs capteurs de températures ont été placés à côté des arbres analysés en juin 2009 par C. LAMBIEL (Université de Lausanne). Les capteurs se situent à la même altitude sur un profil transversal traversant la clairière à épicéas nains (figs. 5.29 & 5.30).

Durant l'hiver, après une phase zéro commençant à mi-octobre et se terminant à mi-décembre, les GST évoluent de façon similaire et descendent jusqu'à -12°C . Au pied de l'épicéa normal, les GST descendent à -2°C . Les résultats enregistrés durant l'été sont en revanche quelque peu surprenants. La GST à DrE-09 reste inférieure à 5°C et présente un comportement inverse par rapport à la température de l'air extérieur et aux GST des trois autres capteurs (flèches doubles sur fig. 5.31). DrE-10 montre une GST d'environ 6 à 7°C . Quant à DrE-12 et DrE-14, leur GST est comprise entre 9 et 13°C et leur évolution est similaire à celle de l'air extérieur et du sol mesurée proche d'un épicéa normal en dehors de l'éboulis. **Même si ces deux emplacements sont situés dans la partie basse de l'éboulis à un même niveau que DrE-09, leur comportement thermique s'apparente au type II, comportement normalement observé dans la partie médiane des pentes d'éboulis.**

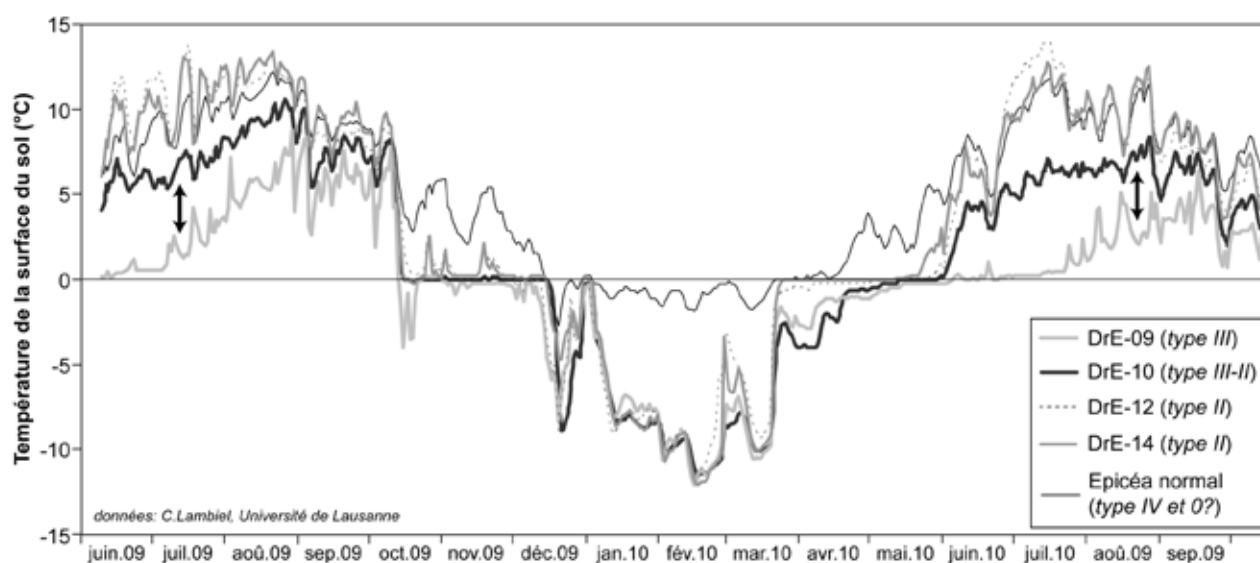


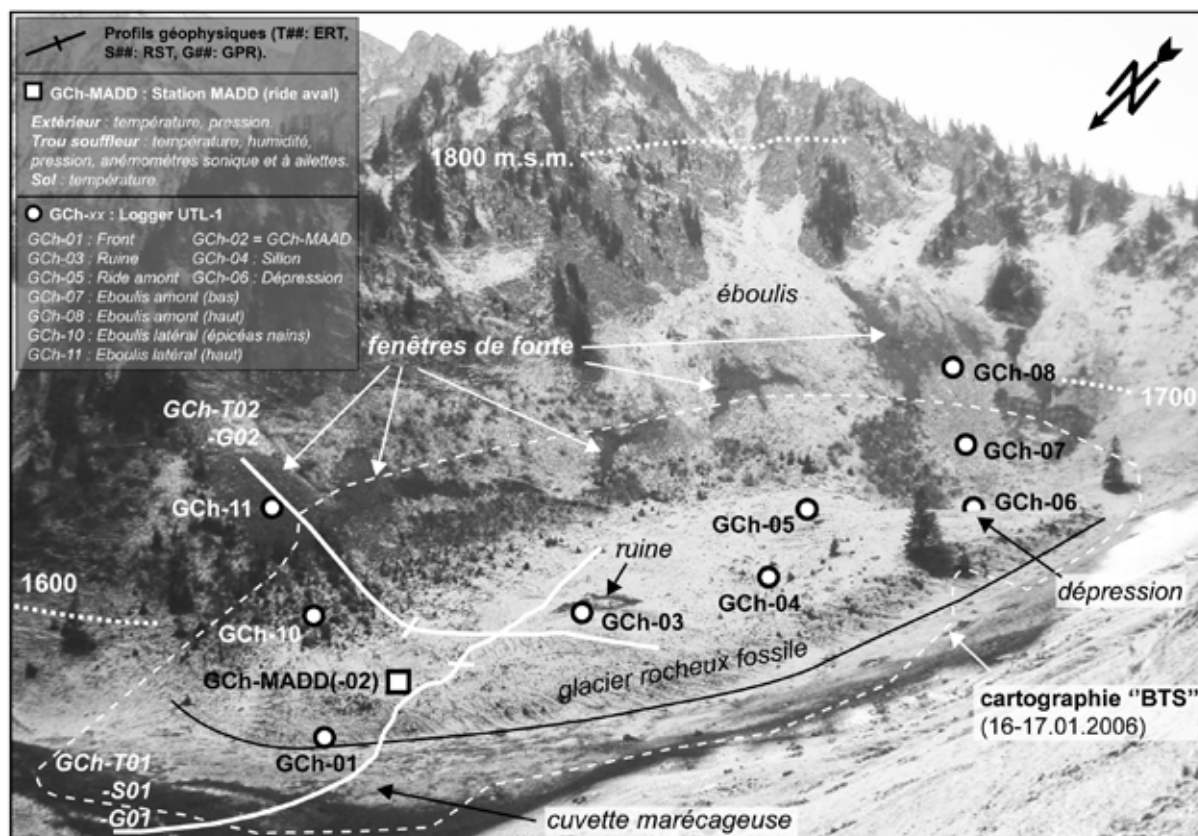
Fig. 5.31 - Evolution de la température moyenne journalière du sol à divers emplacements dans la clairière à épicéas nains de l'éboulis de Dreveneuse de l'Est de juin 2009 à octobre 2010. Emplacement des capteurs sur fig. 5.27. Données : C. LAMBIEL, Université de Lausanne.

Quels facteurs peuvent expliquer ce régime thermique particulier ? Afin de déterminer de potentielles variations des caractéristiques abiotiques de l'éboulis, un profil de tomographie de résistivité électrique (DrE-T01, écartement inter-électrode de 3m) a été réalisé selon une ligne passant par les capteurs DrE-10, DrE-09 et DrE-14. Au-dessus d'un corps poreux dont la résistivité excède les 100 kOhm.m, une couche de surface de 4m d'épaisseur présente de fortes variations latérales des résistivités. Cette dernière est comprise entre 15 et 20 kOhm.m à DrE-09, alors qu'elle est inférieure à 10, voire 5 kOhm.m aux emplacements de DrE-10 et DrE-14. Ces résultats montrent ainsi qu'il existe des **hétérogénéités latérales dans la structure superficielle de l'éboulis**. En conséquence, les résultats laissent penser que DrE-09, dont la GST est froide en été, est situé dans un secteur plus poreux (résistant), où l'air froid peut facilement s'évacuer et maintenir des conditions de sol fraîches. A contrario, un sol plus fin pourrait limiter le passage ou dévier la trajectoire du courant d'air froid en été à DrE-14 et DrE-12, et dans une certaine mesure à DrE-10.

Fig. 5.32 - Complexe glacier rocheux fossile – éboulis du Gros Chadoua, avec emplacements des diverses mesures réalisées sur le site. Plusieurs fenêtres de fonte étaient visibles dans les éboulis le 1er novembre 2007.

▪ Facteurs non thermiques expliquant le nanisme des arbres ?

Certaines parties de l'éboulis de Dreveneuse de l'Est ne présentent donc pas de conditions de sol froides en été. Comment se fait-il alors que des arbres nains s'y soient développés, malgré un régime thermique a priori favorable ? A la vue du nombre de débris d'arbres morts présents sur le site, il faut envisager que des processus liés au **poids de la neige et aux avalanches** peuvent également venir perturber la croissance de ces petits arbres durant les années à fort enneigement (par ex. 2005-2006, 2008-2009). Les individus situés en bordure de l'éboulis proche du sillon (DrE-12, DrE-14) pourraient être fortement touchés, alors que ceux situés dans l'éboulis (DrE-09, DrE-10) semblent mieux protégés par la présence d'une barrière de grands arbres située à l'amont (figs. 5.29 & 5.30). Ces quelques observations illustrent bien la complexité de l'analyse des arbres nains et des petits arbres. Si un régime thermique froid peut de façon certaine limiter leur croissance, il faut également envisager le rôle d'autres facteurs. Une analyse plus détaillée des résultats de DVORAK (2008) dans le but de déterminer les causes possibles du nanisme de ces arbres est actuellement en cours (VITTOZ ET AL., *in prep.*).



5.3.3 Eboulis – glacier rocheux fossile du Gros Chadoua

5.3.3.1 Description du site

Le petit vallon suspendu du Gros Chadoua se situe dans les Préalpes fribourgeoises au pied de la paroi rocheuse de l'Arche de la Tornette, environ 1 km à l'ouest du Vanil Carré. Dans la combe, un glacier rocheux fossile – probablement d'âge tardiglaciaire (SCHOENEICH 1992) – s'est développé entre 1570 m.s.m et 1700 m.s.m. au pied d'un voile d'éboulis dont la partie inférieure est occupée essentiellement par des vernes, à l'exception d'un peuplement d'épicéas et d'épicéas nains proche du front au niveau du capteur GCh-10 (fig. 5.32). Le glacier rocheux fossile est long de 400m, large de 180m et son front est haut d'environ 20m. Le contact entre les racines du glacier rocheux fossile et l'éboulis forme une grande dépression (GCh-06), dont l'origine peut être liée à une récurrence glaciaire, à la fonte de glace ou à la persistance passée d'un petit névé. La température moyenne annuelle de l'air calculée sur le site est d'environ +5.5°C.

Découvert par C. LAMBIEL en 2005, le site a fait depuis lors l'objet de nombreuses mesures : campagne de géoélectrique en 2005 (LAMBIEL 2006), cartographie BTS en 2006 (DORTHE & MORARD 2007), puis dès 2007, installation d'une station météorologique et de capteurs de températures UTL-1 le long de l'ensemble du complexe éboulis – glacier rocheux fossile (fig. 5.32). Une vingtaine de trous souffleurs avec un fort courant d'air sont localisés sur le front du glacier rocheux fossile (cf. fig. 3.2). Le trou GCh-MADD (02) (cf. fig. 3.3) a été équipé d'anémomètres, de capteurs de température et d'humidité entre juillet 2007 et septembre 2008.

En raison de son accès facile, diverses mesures géophysiques ont été réalisées sur le site (cf. chapitre 3). Le glacier rocheux fossile est ainsi constitué de sédiments poreux épais d'environ une trentaine de mètres, recouvert d'une couche de sédiments plus conducteurs (sol) de 5 mètres d'épaisseur. Le résultat du profil de tomographie électrique GCh-T02 (fig. 5.33) montre également que l'éboulis à épicéas nains semble venir s'appuyer et recouvrir le glacier rocheux fossile (âge tardiglaciaire), indiquant un âge plus récent probablement postglaciaire.

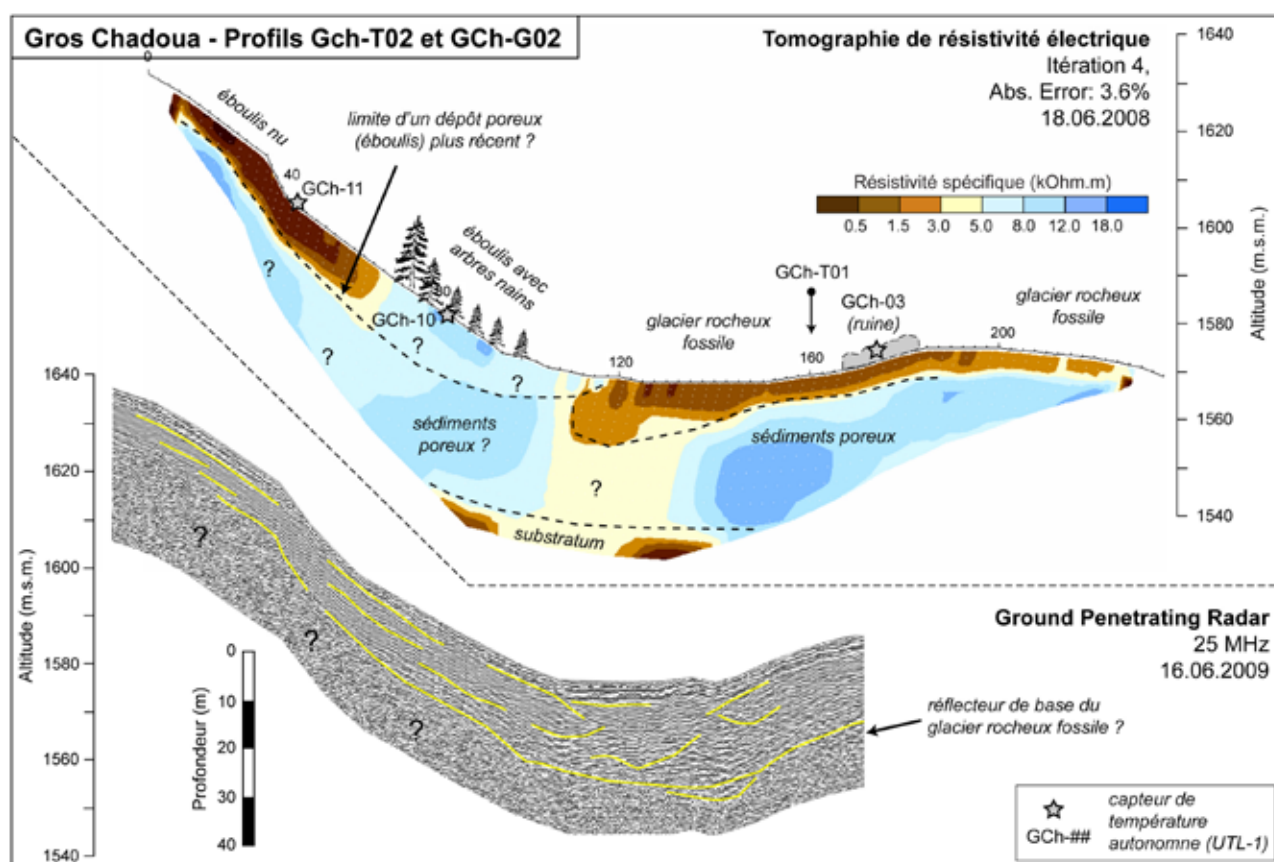


Fig. 5.33 - Tomographie de résistivité électrique GCh-T02 et profil GPR GCh-T02 croisant le glacier rocheux fossile et l'éboulis à épicéas. Noter la limite probable de l'éboulis postglaciaire qui s'appuie sur le glacier rocheux fossile plus ancien (âge tardiglaciaire).

5.3.3.2 Régime thermique

▪ **Un glacier rocheux fossile refroidi jusqu'au front**

Le complexe éboulis – glacier rocheux fossile du Gros Chadoua présente un régime thermique (pluri-) annuel très hétérogène, typique d'une accumulation sédimentaire ventilée (fig. 5.34). Placé dans la partie basse de l'éboulis à épicéas situé à l'entrée de la combe, le capteur GCh-10 montre un comportement thermique de type III. Durant l'été, la GST fluctue d'abord autour de 1.6°C, puis connaît un brusque réchauffement le 7 août 2008 pour atteindre une valeur moyenne de 5°C (flèche "b" sur fig. 5.34). La GST dans la partie haute de l'éboulis (GCh-11) est de type I, avec un lent refroidissement moyen de 0.0066°C/jour durant l'hiver.

8 capteurs ont été placés entre le front et les racines du glacier rocheux, puis jusque dans la partie haute de l'éboulis situé au fond de la combe. Le comportement des GST dans les trous souffleurs GCh-01 et GCh-02 est de type III. On relèvera que la date de fin de la période zéro printanière intervient à la même date, voire quelques jours plus tôt au front du glacier rocheux que dans la partie basse de l'éboulis ou les racines du glacier rocheux fossiles, contrairement

à ce qui avait été observé sur les glaciers rocheux fossiles couverts de forêt à Dreveneuse du Milieu (cf. 5.3.1.2) ou au Bois des Arlettes (DORTHE & MORARD 2007). Par la suite les GST augmentent légèrement et régulièrement entre le début de l'été (+2.7°C en juin 2009) et l'automne (+3.7°C en octobre 2009). L'humidité relative dans le trou à vent GCh-02 reste à 100% ou légèrement inférieure (>99%) durant la période estivale. Elle baisse à 70% puis à 95% entre le 7 et le 20 novembre 2007. Suite au passage du capteur d'humidité dans la neige, l'humidité relative remonte à 100% durant l'hiver.

Plusieurs emplacements indiquent un régime thermique mixte entre le type III et le type IV. Il s'agit des capteurs GCh-03 placé dans la ruine, GCh-04 situé dans un sillon longitudinal, GCh-06 dans la dépression aux racines du glacier rocheux fossile, et GCh-07 placé dans la partie basse de l'éboulis du fond de la combe. Si le refroidissement est marqué en hiver, les GST en été se maintiennent autour de +8/+9°C. La cartographie des températures de la surface du sol les 16-17 janvier 2006 (BTS) montre également qu'à la fois la partie basse des éboulis, mais également que la moitié inférieure du glacier rocheux fossile et la dépression dans la zone des racines sont fortement refroidies durant l'hiver (fig. 5.35).

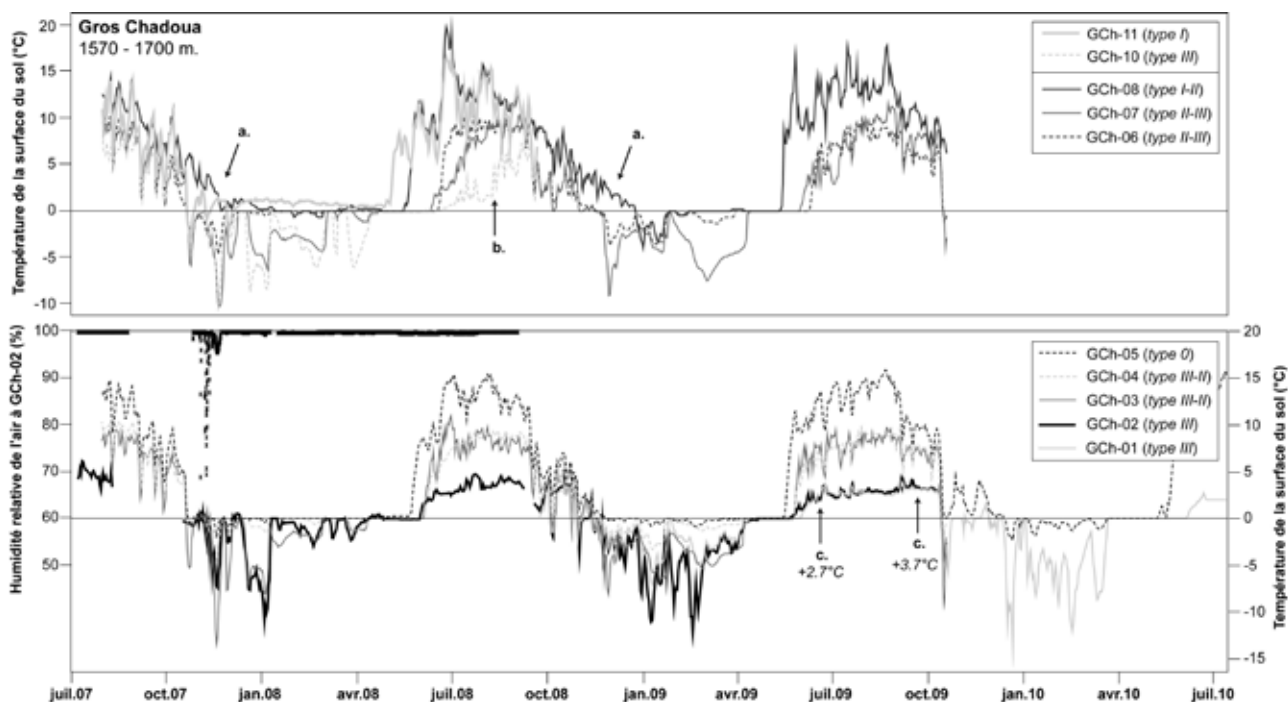
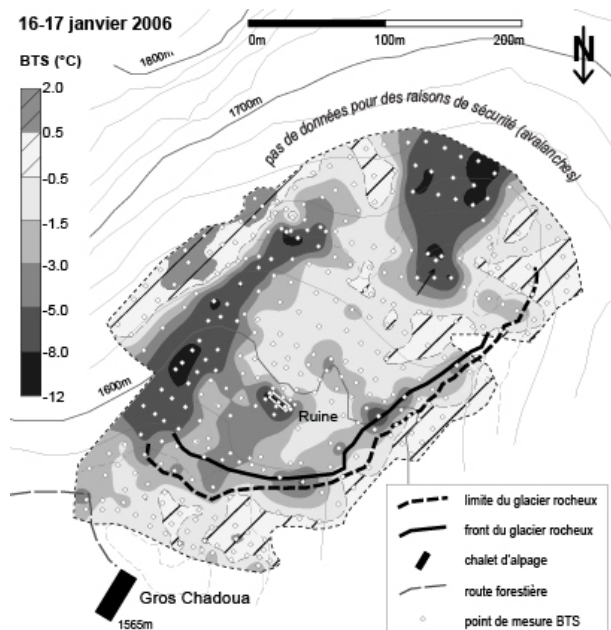


Fig. 5.34 - Evolution de la température moyenne journalière du sol et de l'air dans l'éboulis et le glacier rocheux fossile du Gros Chadoua de juillet 2007 à juillet 2010. L'humidité relative de l'air est mesurée dans le trou à vent GCh-02. Emplacement des capteurs sur fig. 5.32.

Les GST de la partie haute de l'éboulis du fond de la combe (GCh-08) présente un régime mixte entre type I et II. Jusqu'à fin décembre, les GST sont positives avec une décroissance marquée de $0.073^{\circ}\text{C}/\text{jour}$ (flèches "a" sur fig. 5.34). Des fenêtres de fonte y sont observées en début d'hiver. Les GST sont en revanche égales à 0°C ou négatives durant le reste de l'hiver. Il semble donc qu'il n'y ait plus de sorties d'air chaud dès fin décembre à cet emplacement, l'air étant peut-être expulsé à un autre endroit ou le réservoir de "chaud" s'étant tari dans cet éboulis. Enfin, situé sur une ride du glacier rocheux fossile, le capteur GCh-05 est de type 0. Cet emplacement n'est pas concerné par l'effet de la ventilation interne.



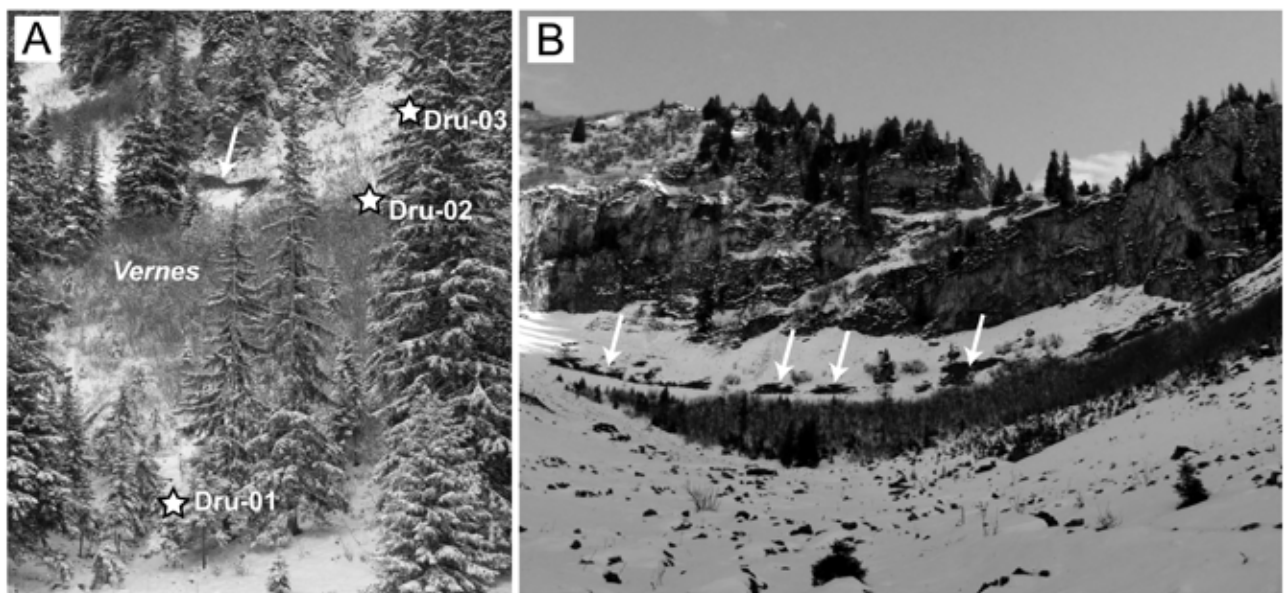
5.3.4 Eboulis des Drudzes

5.3.4.1 Description du site

Dominée par la Pointe de Cray à l'est, la combe des Drudzes est un petit hémicycle s'ouvrant à 1600 m.s.m. en direction de l'ouest. La moitié sud et est de la combe est occupée par un tablier d'éboulis dominée par des parois calcaires d'environ 100m de hauteur. L'investigation a porté sur un petit éboulis se situant à la sortie de la combe entre 1620 et 1700 m.s.m. Son épaisseur est inconnue. La surface de l'éboulis est occupée par des mousses et des épicéas, dont certains présentent un état de nanisme dans sa partie basse (fig. 5.36). Une importante population de vernes occupe ensuite le terrain jusqu'à environ 30-40m de la paroi rocheuse. A l'exception de quelques herbes, la partie sommitale de l'éboulis est dénuée de végétation. La température moyenne annuelle de l'air est d'environ $+5^{\circ}\text{C}$.

Fig. 5.35 (à gauche) - Carte des températures de la surface du sol en hiver (BTS) sur le complexe éboulis – glacier rocheux fossile du Gros Chadoua le 16-17 février 2006. Interpolation par krigeage.

Fig. 5.36 (en bas) - Eboulis des Drudzes étudié (A, 18.10.2009) et voile d'éboulis de la combe des Drudzes (B, 28.10.2010). Diverses fenêtres de fonte sont visibles dans les éboulis (flèches blanches).



5.3.4.2 Régime thermique

L'éboulis des Drudzes présente un régime thermique (pluri-)annuel très hétérogène, typique d'une accumulation sédimentaire ventilée (fig. 5.37). Placé dans la partie basse de l'éboulis, le capteur Dru-01 montre un comportement thermique de type III. Comme pour les éboulis présentés précédemment, le refroidissement du terrain a été très prononcé durant les hivers 2004-2005 et 2005-2006, contrairement aux hivers 2006-2007 et 2007-2008. Il est intéressant de relever que la GST en septembre 2006 est d'environ $+2.2^{\circ}\text{C}$, alors que cette valeur grimpe à $+4^{\circ}\text{C}$ en septembre 2007, à la suite de l'hiver doux précédent (fig. 5.37). Un seuil thermique d'inversion du courant d'air est perceptible en automne à environ $+5^{\circ}\text{C}$.

Dru-02 est situé à la sortie de la forêt de vernes dans la partie médiane supérieure de l'éboulis. Son comportement thermique est de type II. Placé une vingtaine de mètres à l'amont de Dru-02, le capteur Dru-01 se situe dans une zone d'expulsion d'air chaud durant la période hivernale. Une belle fenêtre de fonte s'y développe en début d'hiver (cf. image IR, chapitre 3), comme dans les éboulis situés plus haut dans la combe, attestant que ces derniers sont également ventilés (fig. 5.36). Durant l'hiver entier, sauf brèves exceptions durant des périodes de temps doux, GST demeure supérieure à 0°C et présente un comportement inverse vis-à-vis de la température de l'air extérieur. Son comportement thermique est de type I.

▪ Décroissance des températures dans la partie haute de l'éboulis en hiver

Contrairement à certains sites présentés précédemment, l'éboulis des Drudzes présente un environnement géomorphologique relativement simple. C'est pourquoi une analyse détaillée des GST dans sa partie haute y est réalisée. La partie haute de l'éboulis des Drudzes (Dru-03) présente chaque hiver une lente décroissance des GST, de $+8^{\circ}\text{C}$ environ à fin octobre à $+1^{\circ}\text{C}$ environ en début avril. La figure 5.38 compare les GST à Dru-03 durant les hivers 2004-2005 à 2007-2008, 4 hivers aux conditions météorologiques contrastés. Malgré une variabilité propre à chaque saison hivernale, **une tendance à un refroidissement moyen de $0.044^{\circ}\text{C}/\text{jour}$** peut être mis en évidence entre le 1^{er} novembre et la mi-avril.

La variabilité des GST dans la partie haute de l'éboulis est fortement dépendante des conditions extérieures, suivant la règle générale : **plus il fait froid à l'extérieur, plus les GST sont stables**. On devine très bien cette relation en comparant la GST et la température de l'air extérieur durant l'hiver contrasté 2004-2005. Jusqu'à mi-janvier, les conditions atmosphériques sont relativement douces avec un certain nombre de phases froides et chaudes. Entre la mi-janvier et la mi-mars 2005, deux mois de temps très froid et enneigé favorisent une décroissance stable des GST à Dru-03. Sur l'entier de la période, l'écart moyen des GST à la courbe de décroissance théorique de $0.044^{\circ}\text{C}/\text{jour}$ fut de -0.64°C durant l'hiver froid 2005-2006, de -0.70°C durant l'hiver 2007-2008, de -0.94°C durant l'hiver contrasté 2004-2005 et de -1.12°C durant l'hiver doux 2006-2007 (tab. 5.11).

Outre la variabilité, il semble exister une **relativement bonne relation inverse entre la GST dans la partie haute et les températures**

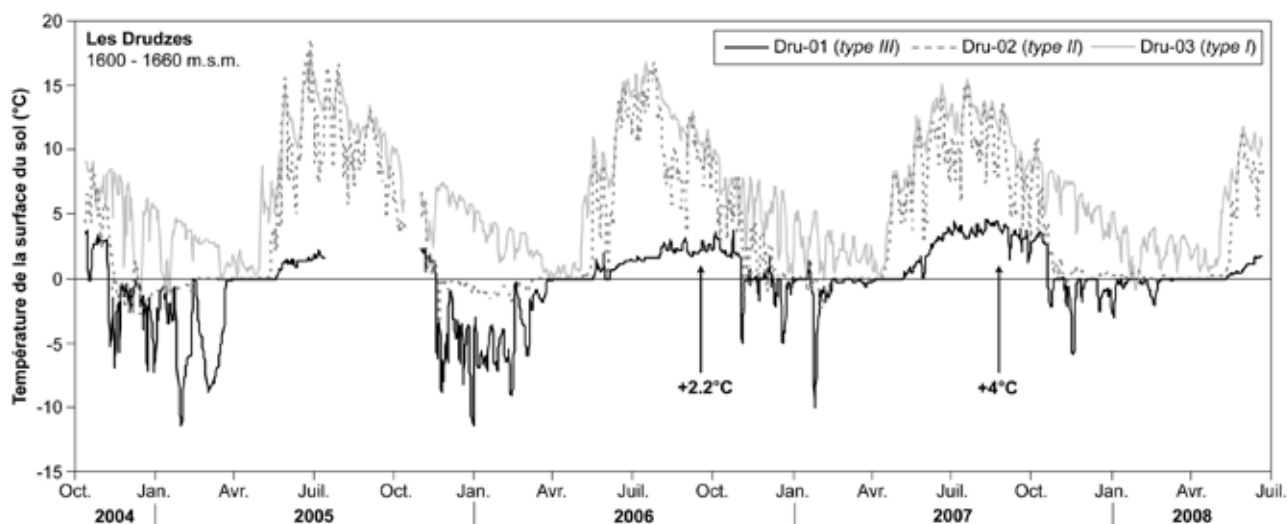


Fig. 5.37 - Evolution de la température moyenne journalière du sol et de l'air dans l'éboulis des Drudzes d'octobre 2004 à juillet 2008. Emplacement des capteurs sur fig. 5.36.

extérieures. La somme des degrés jours positifs (GTI) atteint 611°C*jours durant l'hiver froid 2005/2006, 603°C*jours durant l'hiver 2007-2008, et 538°C*jours durant l'hiver doux 2006-2007 (tab. 5.11). Cette valeur GTI ne fut cependant que de 568°C*jours durant l'hiver 2004-2005, pourtant beaucoup plus froid que celui de 2007-2008.

Quoiqu'il en soit, une évacuation de chaleur se produit durant l'hiver. Il semble que durant un hiver doux, cette perte de chaleur de l'éboulis (exprimée par l'indice GTI) est moindre que durant un hiver durablement froid. En ajoutant à ce constat le fait que la partie basse de l'éboulis ne connaît qu'un gel limité (cf. fig. 5.37) comme il a été montré au Creux-du-Van ou à Dreveneuse d'en Bas, le refroidissement général de l'éboulis durant l'hiver 2006-2007 fut peu efficace. La GST mesurée en septembre dans la partie basse de l'éboulis semble venir le confirmer : +2.2°C en 2006 suite à l'hiver froid 2005-2006 et +4°C en 2007 !

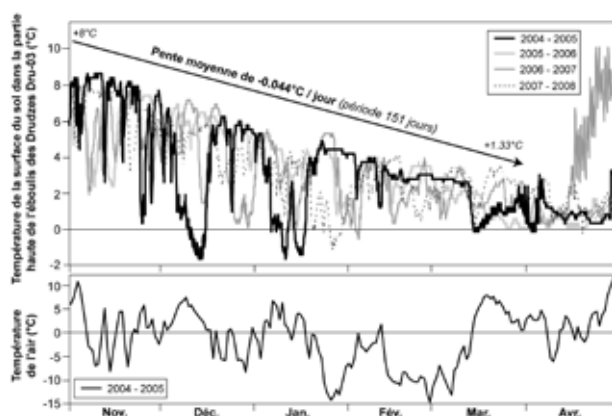


Fig. 5.38 - Evolution de la température de la surface du sol à Dru-03 (partie haute de l'éboulis) entre le 1er novembre et le 30 avril pour les hivers 2004-2005 à 2007-2008 (en haut), et de la température de l'air extérieur durant l'hiver 2004-2005 (en bas).

5.3.5 Eboulis de Vudèche

5.3.5.1 Description du site

Situés dans la région de la Dent-de-Lys, les tabliers d'éboulis de la combe de Vudèche sont disposés au pied d'une paroi calcaire d'une centaine de mètres de hauteur (fig. 5.39). Ils se développent entre 1600 et 1780 m.s.m. dans une orientation ENE. Deux éboulis (n°2 et 3) ont été intensément étudiés (DELALOYE 2004, DORTHE & MORARD 2007, MORARD ET AL. 2010A). Leur épaisseur a été estimée par prospection géoélectrique à 15-20 mètres au maximum. La surface des éboulis est partiellement végétalisée dans ses parties sommitale et basale, alors que les secteurs médians sont nus. Il n'y a pas de végétation arbustive développée. La température moyenne annuelle de l'air est d'environ +4.5°C.

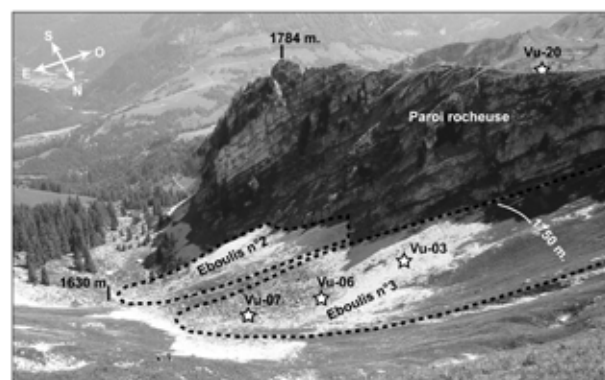


Fig. 5.39 - Eboulis de la combe de Vudèche et emplacements des capteurs de température UTL-1.

Dru-03	2004/2005	2005/2006	2006/2007*	2007/2008
Moyenne	3.08	3.38	3.24	3.32
Ecart-type	2.58	2.23	2.17	2.09
GTI (°C*jour)	568.47	611.04	536.50	603.04
Température le 31 mars	1.67	0.12	2.58	1.78
Ecart à la courbe de décroissance (0.044°C/jour)				
Moyenne	-0.94	-0.64	-1.12	-0.70
Ecart-type	2.05	1.15	1.58	1.47
Température de l'air				
Moyenne	-1.02	-1.22	2.59	-0.02
Ecart-type	5.91	5.00	4.75	3.87
AFI (°C*jour)	-532.37	-484.07	-158.41	-271.81
Nb jours avec Tair < 0°C	90	107	43	81

Tab. 5.11 - Indicateurs statistiques de la température de la surface du sol à Dru-03 et de l'air extérieur pour la période courant du 1er novembre au 30 avril (*15 avril pour l'année 2006-2007) entre 2004-2005 et 2007-2008.

Les premières observations ont été réalisées sur ce site entre 2001 et 2003 et ont révélé la présence de phénomènes de ventilation (DELALOYE 2004) (fig. 5.40). Une étude approfondie y a été menée en 2004-2005 (DORTHE ET MORARD 2007), puis en 2009-2010. Certains indices visuels sont perceptibles à Vudèche, principalement ceux répondant à une ventilation ascendante (fenêtres de fonte, puits à air chaud, phénomènes de condensation). Par exemple, le 8 février 2005, à proximité de Vu-05, la base humide du manteau neigeux formait une voûte d'environ 50 cm de hauteur avec un sol détrempé et chaud (+4.6°C !) (cf. fig. 2.12). En revanche, la détection d'indices visuels de ventilation descendante (glace, courant d'air froid) n'y est pas évidente. La végétation des éboulis ne présente apparemment pas de contraste marqué avec celle des environs immédiats.

5.3.5.2 Régime thermique

▪ Cartographie de la température du sol en hiver (BTS)

A Vudèche, plusieurs campagnes de mesures "BTS" ont eu lieu, notamment en 2002 et 2005, deux hivers aux conditions météorologiques contrastées. L'hiver 2001-2002 fut relativement doux, principalement dès janvier, entraînant un

réchauffement et une humidification relativement précoces du manteau neigeux. L'hiver 2004-2005 fut en revanche beaucoup plus froid, notamment durant une longue période allant de mi-janvier à mi-mars. L'enneigement fut également plus tardif.

En 2002, l'hiver doux n'a permis de localiser que quelques zones froides restreintes où la température avoisinait -1°C dans la moitié inférieure de l'éboulis n°3 (fig. 5.40, gauche). La différenciation spatiale des températures du sol fut en revanche beaucoup plus nette en février 2005 (fig. 5.40, droite). Sur les deux éboulis, une transition rapide (sur quelques mètres) sépare les deux zones de températures de surface chaudes à l'amont et froides à l'aval. Dans le haut de la pente, des valeurs positives (>0.5°C) sont mesurées, alors que dans le bas, deux semaines de temps froid ont permis d'abaisser la température du sol au-dessous de -4°C (jusqu'à -10°C !) malgré un manteau neigeux épais d'environ 1.5 m.

▪ Une évolution thermique saisonnière particulière

Les séries enregistrées par trois capteurs de température (UTL-1) placés en 2004-2005 et en 2009-2010 à 10-20 cm de profondeur dans l'éboulis n°3 illustrent l'hétérogénéité du régime thermique annuel.

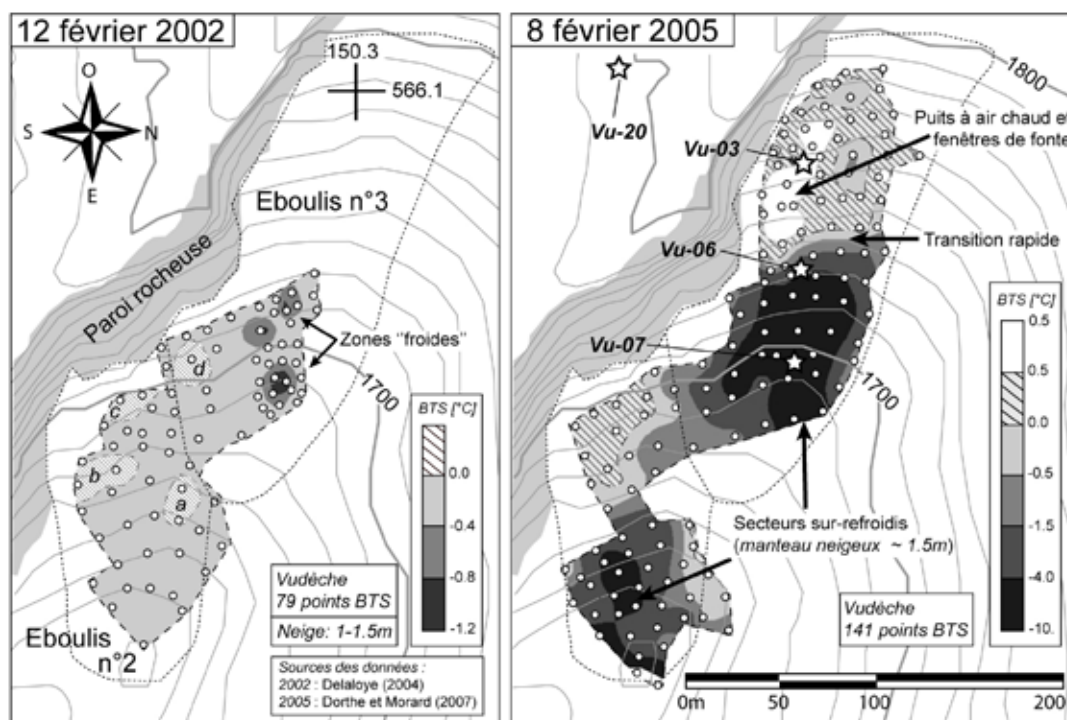


Fig. 5.40 - Carte des températures de la surface du sol sur l'éboulis de Vudèche le 12.02.2002 (gauche) et le 08.02.2005 (droite). Interpolation spatiale par krigeage. Les étoiles indiquent la position des capteurs de température UTL-1.

Le capteur Vu-07 est situé dans la partie inférieure de l'éboulis, Vu-06 dans la partie médiane et Vu-03 dans la partie supérieure (localisation sur fig. 5.39). Le capteur Vu-20 a été placé dans une doline située au sommet de la crête rocheuse surplombant l'éboulis n°3.

Les caractéristiques du régime thermique de l'éboulis n°3 en 2004-2005 et 2009-2010 sont reportées sur la figure 5.41. Dans la partie basse de l'éboulis (Vu-07), le régime thermique est de type III. La GST est restée négative durant tout l'hiver, avec des refroidissements similaires et synchrones à ceux de la température de l'air en première partie d'hiver. Un décalage temporel se produit en février et mars lorsque la couverture neigeuse est importante (env. 1.5 m). Le dégel – intervenu à la fin mai – est relativement tardif. La température du sol demeure cependant fraîche (< 5°C) durant tout l'été et présente un comportement thermique inverse à celui de l'air extérieur. Un lent réchauffement semble se produire entre juin (+2.8°C en moyenne) et août (+4.4°C en moyenne). Un seuil thermique d'inversion du courant d'air est perceptible en automne à environ +4.5°C. Dans la partie médiane de l'éboulis (Vu-06), le comportement thermique est de type II.

Le comportement thermique dans la partie haute de l'éboulis de Vudèche (Vu-03) – déjà étudié par J. DORTHE (DORTHE & MORARD 2007) – est particulièrement intéressant. Sauf brèves exceptions, GST demeure supérieure à 0°C durant l'hiver entier (+2.5°C en février 2005) et présente un comportement inverse vis-à-vis de la température de l'air extérieur, principalement lorsque le couvert neigeux est peu important (flèche "b" sur la fig. 5.41). **Entre le 13 et le 16 novembre 2004 cependant, la température baisse brutalement (de +5°C à -5°C), suivant curieusement pour l'occasion la baisse de la température de l'air** (flèche "a" sur la fig. 5.41), comportement thermique typique d'une phase d'aspiration d'air dans l'éboulis (DORTHE & MORARD 2007). Cette baisse intervient durant un fort épisode de bise (vent du NE, vitesse 15m/s). Un lent refroidissement se produit entre octobre (+8°C en moyenne) et avril (+1°C en moyenne). Durant l'hiver 2004-2005, une phase relativement stable est enregistrée entre fin janvier et début mars, avec une légère remontée des GST de 2.1°C à 2.6°C (flèches "c" sur fig. 5.41). Durant l'été, le comportement thermique est calé sur celui de l'air extérieur. Dans la partie haute de l'éboulis, le comportement thermique est ainsi de type I.

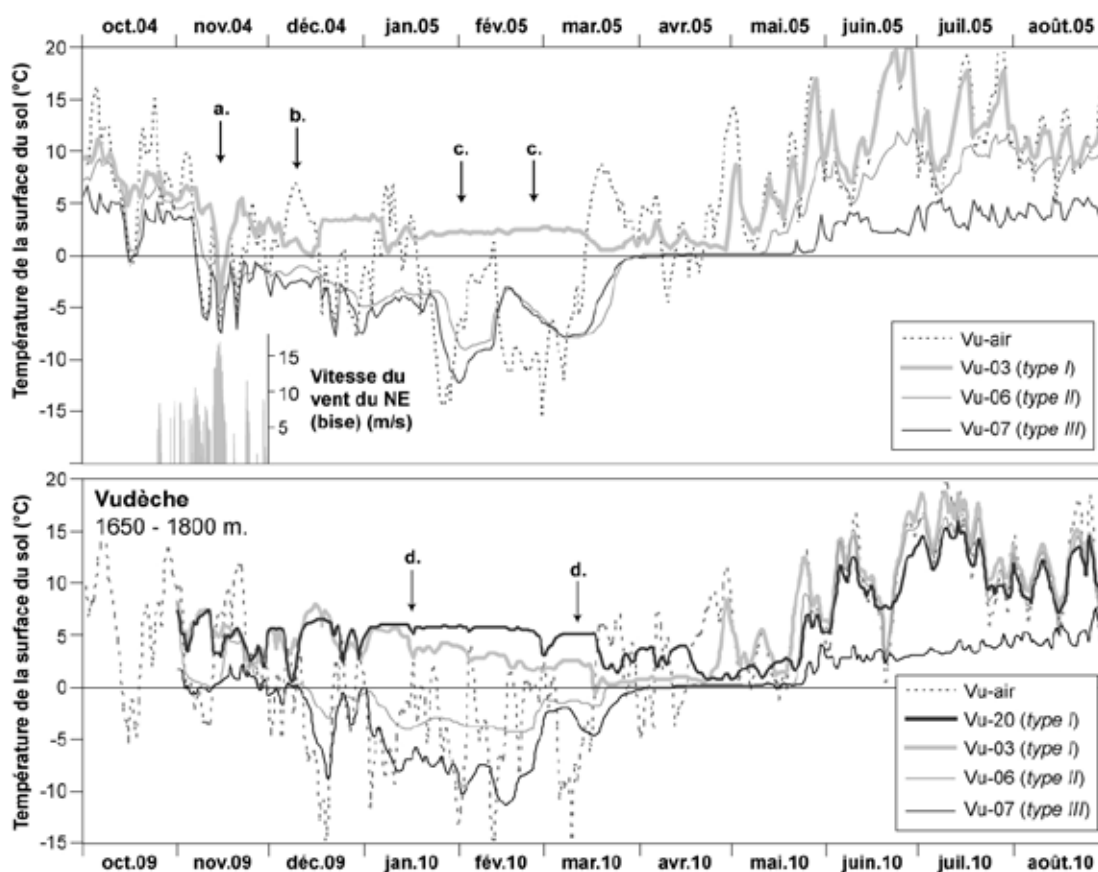


Fig. 5.41 - Evolution de la température moyenne journalière du sol et de l'air dans l'éboulis n°3 de Vudèche du 1er octobre 2004 (en haut) (2009, en bas) au 30 août 2005 (2010), et dans une doline (capteur Vu-20) située sur la crête surplombant l'éboulis. Localisation des capteurs sur fig. 5.39.

Dans la doline située sur la crête au-dessus de l'éboulis, la GST évolue de façon similaire à celle de la partie haute de l'éboulis (Vu-03) jusqu'à fin – décembre 2009. Entre le 1^{er} janvier et 28 février 2010, **la GST dans la doline (Vu-20) reste comprise entre +5.9 et +5.35°C** (flèches "d" sur fig. 5.41) (perte de 0.0066°C/jour), alors que pour la même période GST dans la partie haute de l'éboulis (Vu-03) décroît de +5.6 à +1.6°C. Même si le capteur Vu-20 est situé dans un orifice probablement rattaché un système karstique, son comportement thermique se rapproche du type I.

5.3.5.3 Influence de réseau karstique sur le régime thermique des éboulis ?

Dans la région de Vudèche, il existe d'importants réseaux karstiques (GSL 2008), **peut-être en partie sous-jacents aux éboulis, qui pourraient partiellement influencer la circulation d'air.** C'est du moins l'hypothèse avancée pour tenter d'expliquer d'une part l'aspiration d'air observée entre le 13 et le 16 novembre 2004 à Vu-03 (celle-ci s'est produite par un fort épisode de bise, un vent du nord-est, alors que le gradient thermique était propice à l'expulsion d'air chaud) et d'autre part la constance de la température de Vu-03 entre fin janvier et début mars 2005 (contrastant avec le comportement typique d'un éboulis ventilé, où la décroissance est relativement régulière durant l'hiver) (DORTHE & MORARD 2007, MORARD ET AL. 2008A). Un tel cas de figure n'a pas été détecté sur les autres éboulis prospectés. En comparaison, le régime thermique enregistré en 2004-2005 dans la partie haute de l'éboulis des Drudzes (cf. 5.3.4.2) situé de l'autre côté de la vallée de l'Intyamon à la même altitude ne présente pas une telle phase de stabilité.

Dans la première situation, la bise (vent du NE) frappant directement l'éboulis orienté à l'ENE a pu modifier temporairement la circulation d'air d'origine thermique. Il est ainsi envisageable que le fort épisode de bise ait pu imprimer une surpression sur le flanc au vent où se situent les éboulis de Vudèche. En conséquence une forte circulation d'air dynamique dans le réseau karstique se serait initiée avec les orifices situés sur les flancs opposés du massif calcaire.

Dans le second cas, la constance de la température enregistrée à Vu-03 durant l'hiver 2004-2005 dans la partie haute de l'éboulis laisse transparaître la présence d'un réservoir de chaleur important, ce qui pourrait indiquer l'alimentation partielle du courant d'air de l'éboulis par de l'air en provenance du réseau karstique. Néanmoins, GST à Vu-03 durant l'hiver 2009-2010 ne présente pas de phases aussi stables

que durant l'hiver 2004-2005. Outre la présence possible d'un réservoir de chaleur souterrain, une autre cause envisageable réside dans les conditions atmosphériques des mois de janvier à mars. En 2004-2005, cette période se caractérise par une persistance de temps froid, favorisant l'évacuation de chaleur en raison d'un fort gradient thermique. Le système de ventilation dans l'éboulis fonctionne alors à plein régime pendant une longue période, et il en va probablement de même dans le réseau souterrain sous-jacent qui peut alimenter l'éboulis en chaleur durant cette période. Durant, l'hiver 2009-2010, les conditions atmosphériques sont plus instables avec le passage répété de temps froids et de temps doux.

Dans les deux cas, l'hypothèse proposée nécessite une connexion par le biais de fissures entre l'éboulis et le réseau karstique sous-jacent. Actuellement, cette connexion n'est pas confirmée, mais le régime thermique particulier de l'éboulis ainsi que l'évacuation d'air chaud détectée au sommet de la crête rocheuse (capteur Vu-20) tendent à attester cette relation dynamique particulière.

5.3.6 Eboulis de Bruson

5.3.6.1 Description du site

L'éboulis de Bruson se situe au nord du hameau des Mayens-de-Bruson dans une orientation nord (fig. 5.42). Se développant dans des roches carbonatées du Trias (calcaire, dolomie et gypse) entre 1790 et 1900 m.s.m., il est le site le plus élevé étudié dans cette thèse. La température moyenne annuelle de l'air sur le site est d'environ +3.5°C. De la glace fut découverte en été lors de la construction d'une route forestière entaillant la partie inférieure et supérieure de l'éboulis (R. DELALOYE, comm. pers.). D'autres indices laissent transparaître un sur-refroidissement du site. En termes de végétation, l'éboulis est essentiellement recouvert de forêt, avec quelques zones d'arbres nains en aval de la route inférieure. Un épais tapis de mousse recouvre le tiers inférieur de l'éboulis, dont de multiples plaques de glace pouvaient être observées à leur base le 3 juin 2010 (fig. 5.43). D'un point de vue géomorphologique, le lieu est assez complexe, puisque l'origine de cette accumulation de débris poreux provient peut-être de la dislocation d'assises rocheuses à la suite d'un tassement ancien.

Un profil transversal de tomographie de résistivité électrique traverse l'entier de l'éboulis (fig. 5.43).

L'épaisseur de l'accumulation de débris poreux est estimée à environ 25 mètres jusqu'à la route supérieure, avec des résistivités électrique comprises entre 7.5 et plus de 50 kOhm.m. Dans la partie basse du profil, le modèle d'inversion laisse transparaître une morphologie en cuvette de la base de l'éboulis. **A l'aplomb de la route supérieure, il semble que le substratum (résistivité < 3 kOhm.m) remonte brutalement proche de la surface.** Une zone plus conductrice se situe immédiatement sous la route inférieure (5 kOhm.m) et supérieure (1 kOhm.m), peut-être liée au compactage des sédiments lors de la construction de la route.

Un profil de sismique réfraction fut également réalisé le 3 juin 2010. Des vitesses élevées (env. 1500 m/s, couleur verte sur fig. 5.43) ont été enregistrées

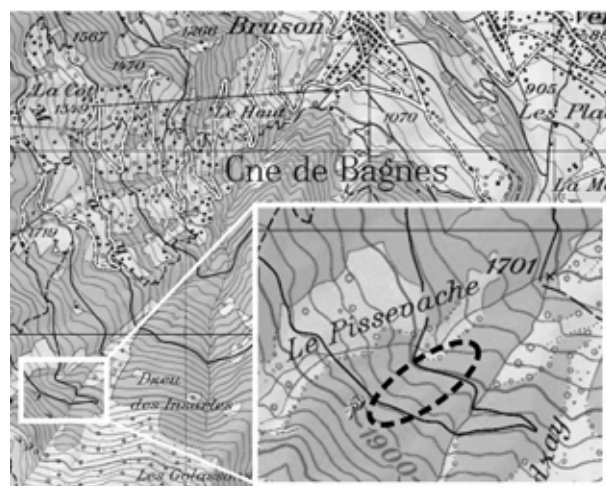


Fig. 5.42 - Localisation des clairières de l'éboulis des Mayens-de-Bruson. Carte : © swisstopo.

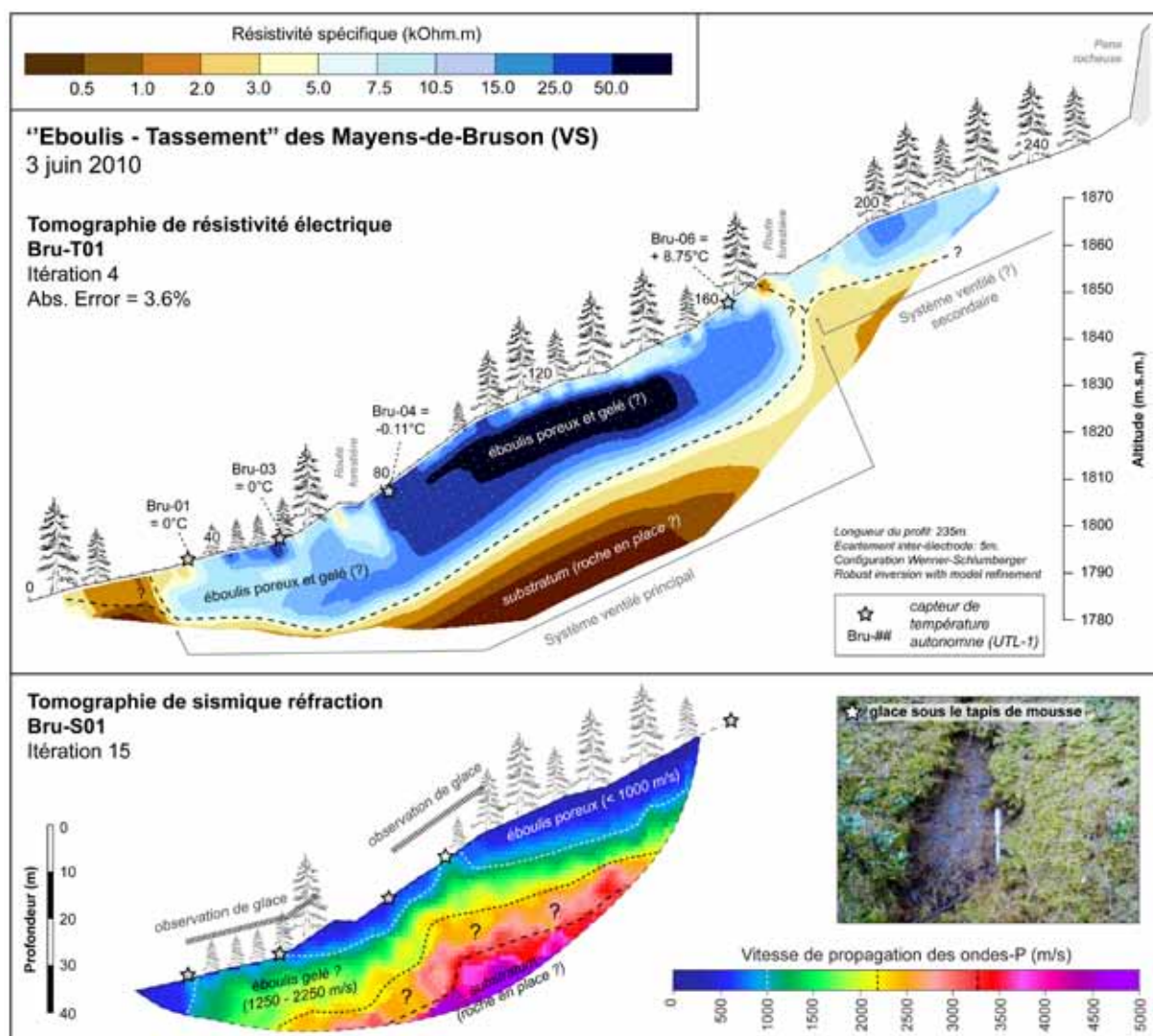


Fig. 5.43 - Modèle de tomographie de résistivité électrique (en haut) et de sismique réfraction (en bas) du 3 juin 2010 pour l'éboulis de Bruzon. Les températures indiquées à côté des différents capteurs de température correspondent à la GST mesurée le 3 juin 2010. Noter la présence d'une zone conductrice (matériaux plus fins) à l'aplomb de la route supérieure.

dans les zones situées à l'aval et à l'amont de la route inférieure. Ces résultats semblent indiquer **qu'à cette date, une bonne partie de l'éboulis contient encore de la glace interstitielle**. L'observation de glace interstitielle proche de la surface et les températures de la surface du sol égales à 0°C viennent confirmer cet état partiellement englacé de l'éboulis. Relevons encore qu'il n'y a pas correspondance entre les zones de plus hautes vitesses de propagation des ondes sismiques et celles de plus hautes valeurs de résistivité électrique. Ainsi le secteur situé au milieu de l'éboulis et dont la résistivité est maximale ($> 50 \text{ kOhm.m}$) est aussi celui avec les vitesses sismiques les plus lentes (500 m/s). Ces valeurs indiquent que l'éboulis est poreux à cet endroit, mais avec un contenu en glace faible ou nul.

5.3.6.2 Régime thermique

▪ Température de la surface du sol

5 capteurs UTL-1 enregistrent les GST depuis le 21 octobre 2004 (5 heures avant l'heureuse arrivée d'une deuxième petite DELALOYE) dans l'éboulis de Bruson (emplacement sur figs. 5.43 et 5.46). L'éboulis de Bruson présente un régime thermique (pluri-) annuel très hétérogène, typique d'une accumulation sédimentaire ventilée (fig. 5.44).

Bru-05 et Bru-06 sont situés sous la route supérieure, dans un secteur où des fenêtres de fonte

sont visibles en hiver. Leur comportement thermique est de type I. Durant l'hiver (1^{er} novembre – 30 avril), la décroissance des GST dans la partie haute est d'environ $0.031^\circ\text{C} / \text{jour}$ pour Bru-05 et 0.028°C pour Bru-06.

Les trois derniers emplacements présentent un comportement thermique de type III : Bru-01 se situe dans la partie avale de l'éboulis, environ une vingtaine de mètres avant le ruisseau Le Pissevache ; Bru-03 à l'aval de la route inférieure et Bru-04 dans un petit sillon environ 10m à l'amont de la route. Durant l'été les GST oscillent autour de 2.5°C à Bru-01 et Bru-04, et à seulement $0.7-1^\circ\text{C}$ à Bru-03 durant les étés 2005, 2006, 2009 et 2010. Un seuil thermique d'inversion du courant d'air est perceptible en automne à environ $+4^\circ\text{C}$.

▪ Variations secondaires des températures à Bru-03

Durant les mois de février et mars 2009, les GST à Bru-03 présente une tendance générale au refroidissement, sur laquelle s'inscrivent des variations secondaires présentant un comportement inverse par rapport à l'évolution des températures de l'air extérieur et des GST à Bru-01 et Bru-04 (flèches sur fig. 5.45) ! Ce comportement curieux n'est en revanche pas enregistré durant les autres hivers, où l'évolution des GST à Bru-03 est synchrone avec celles de l'air extérieur.

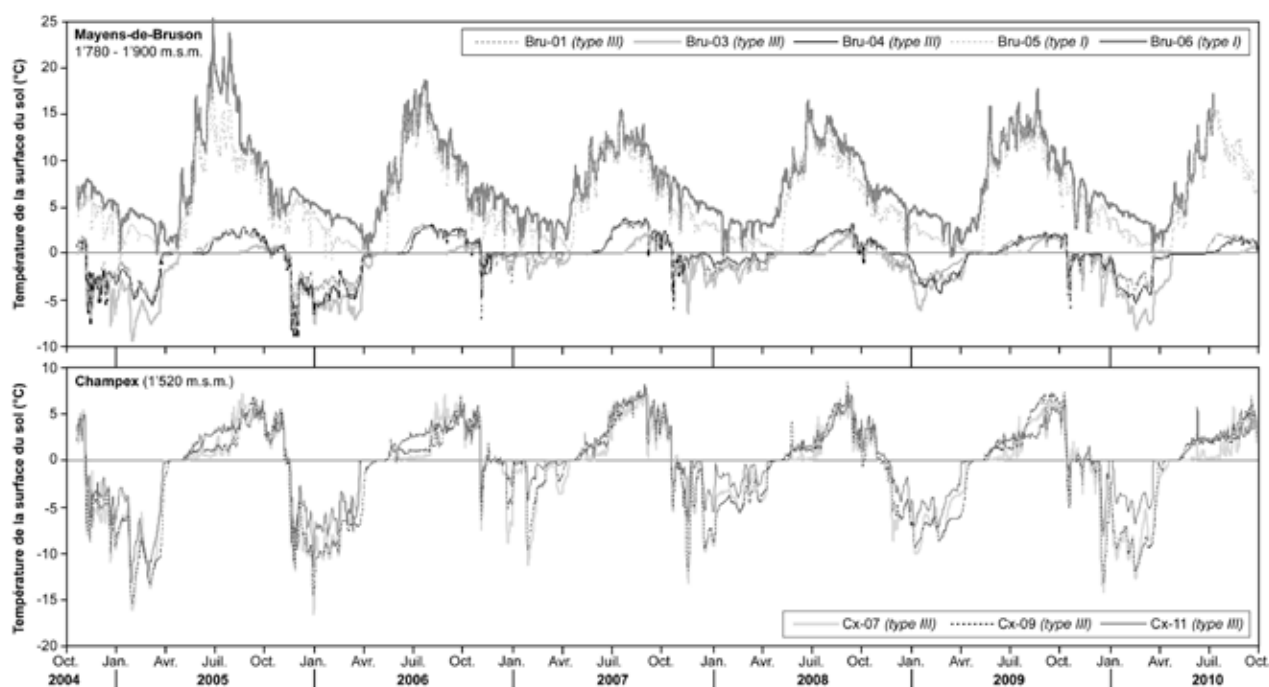


Fig. 5.44 - Evolution de la température moyenne journalière du sol et de l'air dans l'éboulis de Bruson (en haut) et de Champex (en bas). Emplacement des capteurs sur figs. 5.43 et 5.46.

De telles variations secondaires inverses par rapport aux températures de l'air extérieur durant l'hiver ont également été relevées par DELALOYE (2004) proche de la surface du sol dans la partie médiane de la pente d'éboulis des Lapires (pylône P10) ou au sommet du front du glacier rocheux inactif de l'Alpage de Mille (Mi-09). LAMBIEL (2006) a également relevé ce comportement dans différents éboulis de haute altitude. DELALOYE (2004) interprète ces variations secondaires comme un signe d'un mouvement d'air ascendant au sein de l'éboulis. Cette hypothèse peut être appliquée au Mayens-de-Bruson. L'accumulation sédimentaire de Bruson trouve son origine dans un tassement de versant, dont la structure interne est probablement plus complexe que dans un éboulis formé par accumulation progressive de débris rocheux provenant d'une paroi. De la sorte – et en fonction peut-être de l'importance de l'enneigement – la trajectoire du flux d'air traversant l'accumulation sédimentaire poreuse n'est peut-être pas constant d'année en année. Il est également envisageable que la route inférieure située au-dessus du capteur Bru-03 force une partie du courant d'air à sortir à son niveau. En conclusion, la connexion (des chenaux d'aération) entre les différents secteurs investigués de l'accumulation sédimentaire de Bruson est peut-être moins évidente que pour les autres éboulis étudiés. **Des sous-systèmes secondaires de ventilation pourraient ainsi exister et expliquer les particularités locales des GST.**

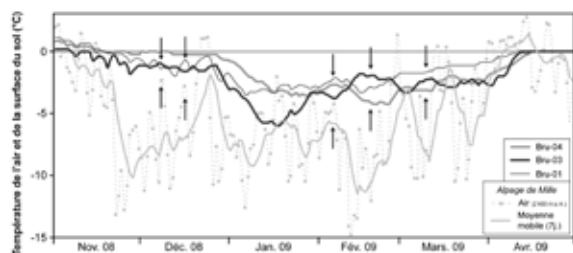


Fig. 5.45 - Evolution de la température de la surface du sol pour les capteurs Bru-01, 03 et 04 (type III) durant l'hiver 2008-2009. Noter le comportement inverse de Bru-03 par rapport à la température de l'air extérieur durant les mois de février et mars 2009.

▪ Répétition de cartographie de la température de la surface du sol en hiver (BTS)

Le 20 février 2005, les températures de la surface du sol ont été cartographiées à l'aide de sondes BTS. Facile d'accès, le site de Bruson fait à nouveau l'objet depuis 2008 de 44 mesures BTS par des étudiants de 3^{ème} année en géographie de l'Université de Fribourg. La répétition des mesures a permis de mettre en

évidence la répartition de zones froides et chaudes le long de l'éboulis ainsi que leur évolution (fig. 5.46).

Une zone froide (en moyenne -1.5 à -5°C) est située dans la partie basse de l'éboulis de part et d'autre de la route inférieure. La pente située juste à l'amont de la route inférieure présente les valeurs les plus basses. En 2005, des mois de janvier et février particulièrement froids ont même permis d'abaisser fortement les températures du sol sous le point de congélation dans la partie basse de l'éboulis avec des BTS comprises entre -5 et -12°C (voir aussi les GST sur la fig. 5.44). A l'amont, un large secteur présente des valeurs BTS "chaudes", secteur se terminant au niveau de la route supérieure. Le manteau neigeux est peu épais dans cette zone et de nombreuses fenêtres de fonte s'y développent. Un secteur froid est à nouveau présent au-dessus de la route supérieure sur environ 30-40 mètres. Une petite zone "chaude" est détectée à l'amont. **Cette répartition le long de l'éboulis en zone froide – chaude – froide – chaude est constante d'année en année. Elle est probablement liée à la structure interne de l'accumulation sédimentaire poreuse** (fig. 5.46). La remontée du substratum et la zone conductrice présentes au niveau de la route supérieure contraignent ainsi l'air chaud à sortir de l'éboulis à cet endroit. A l'amont, un deuxième système de ventilation s'est développé avec aspiration d'air froid au-dessus de la route supérieure et expulsion d'air chaud proche de la paroi rocheuse.

Si la disposition des zones froides et chaudes est identique d'année en année, il n'en va pas de même des valeurs BTS. Les valeurs minimales ont été mesurées en février 2005 et 2010. Quant aux valeurs les plus chaudes, elles ont été mesurées en... 2010. L'amplitude entre la température BTS minimale et maximale atteint ainsi 10.5°C en 2005 et 2010, 6.2°C en 2011, 5.7°C en 2009 et 5.1°C en 2008 (fig. 5.47). En comparant les 5 années de mesure, **il existe une relativement bonne relation inverse entre BTS chaude et froide**, à l'exception de l'hiver 2005 où la température maximale n'est "que" de $+0.49^{\circ}\text{C}$. A contrario, les températures de la surface du sol mesurées par des UTL-1 indiquent une valeur maximale durant la campagne de mesure BTS du 20 février 2005, mais la température à 10cm de profondeur peut être très différente de celle mesurée à l'interface neige-sol (BTS) (fig. 5.48). Une autre explication possible – la plus plausible – est que dès 2008, des mesures BTS ont été prises directement dans des fenêtres de fonte, ce qui n'était pas forcément le cas en 2005.

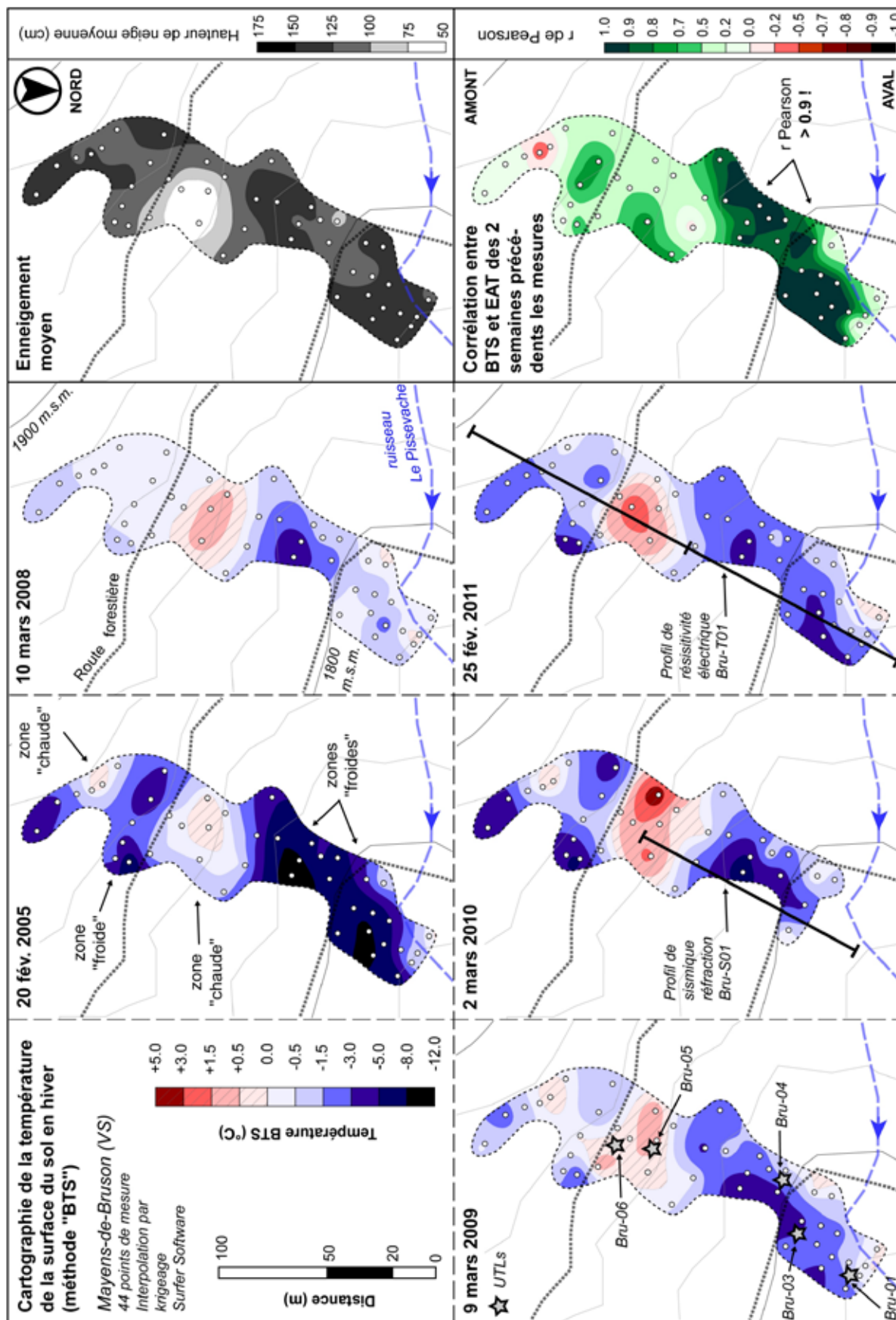


Fig. 5.46 - Carte des températures de la surface du sol sur l'éboulis de Bruzon en 2005, 2008, 2009, 2010 et 2011 ; carte de l'enneigement moyen (en haut à droite) et carte de corrélation (r Pearson) entre les BTS et les températures de l'air des 2 semaines précédentes les mesures (en bas à droite). Les étoiles indiquent la position des capteurs de température UTL-1.

Afin d'étudier plus précisément l'impact des conditions météorologiques sur les températures BTS mesurées, ces dernières ont été mises en relation avec la température de l'air extérieur sur différentes périodes précédant la date des mesures : 1 semaine, 2 semaines, la deuxième semaine avant les mesures, 1 mois, 3 mois. Les valeurs BTS ont aussi été comparées à l'indice de gel du sol (GFI) calculé depuis les premières gelées d'octobre. La meilleure corrélation (r Pearson) a été calculée avec la variable "température de l'air des 2 semaines précédents les mesures". 14 points BTS, essentiellement situés dans la moitié inférieure de l'éboullis, montrent un coefficient r Pearson supérieur à 0.9 (fig. 5.46 et tab. 5.12). Bien que les valeurs soient légèrement inférieures, les coefficients non-paramétriques de Spearman confirment cette tendance. La corrélation est également bonne avec la semaine et le mois précédents les mesures. En revanche, elle devient faible avec les températures de l'air des 3 mois précédents les mesures ou le GFI. En conclusion, **on retiendra que dans l'éboullis ventilé de Bruson, les valeurs BTS – mesurées à la surface du sol – sont influencées par la période précédant directement les mesures.** Les conditions atmosphériques antérieures au mois précédent les mesures ne semblent avoir que peu d'influence sur les valeurs BTS mesurées. On relèvera également qu'à la fois **les valeurs et l'amplitude des valeurs BTS varient d'année en année et cela de façon d'autant plus marquée que les conditions atmosphériques qui ont précédé de quelques semaines les mesures sont froides.**

Fig. 5.48 (à droite) - Correspondance entre température de la surface du sol en hiver (BTS) et température mesurée à 10-30cm de profondeur par des capteurs UTL-1 (GST).

Tab. 5.12 (en bas) - Nombre de points présentant un indice de corrélation >0.9 , entre 0.7 et 0.9, et <-0.5 entre les valeurs BTS et les températures de l'air moyenne de la période précédent les mesures BTS.

Nb points avec un coefficient de corrélation :	1 sem.	2 sem.	2 ^{ème} sem.	1 mois	3 mois	GFI
> 0.9	4	14	5	3	1	1
Entre 0.70 et 0.9	11	9	17	13	5	6
< -0.5	0	0	0	2	3	2

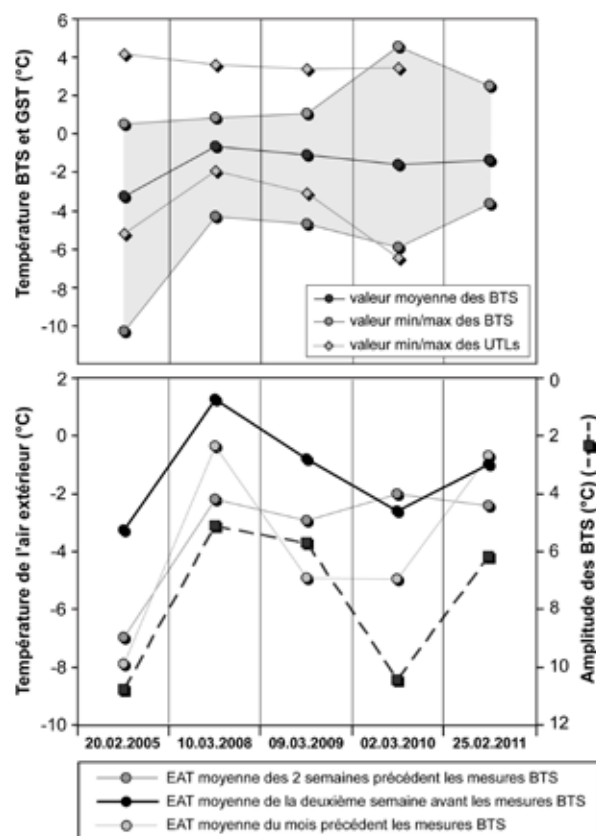
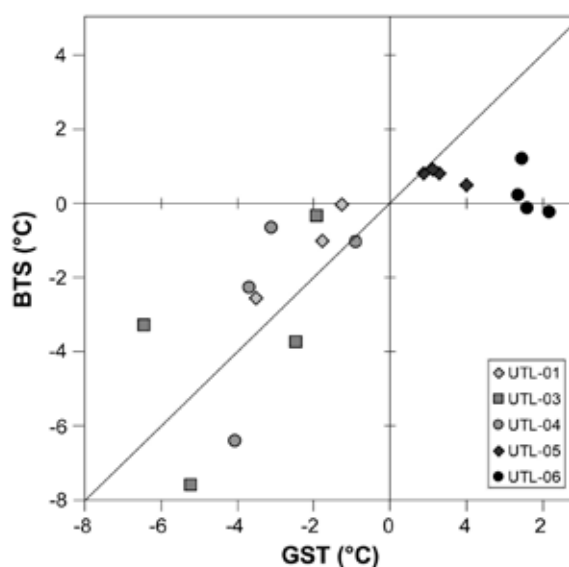


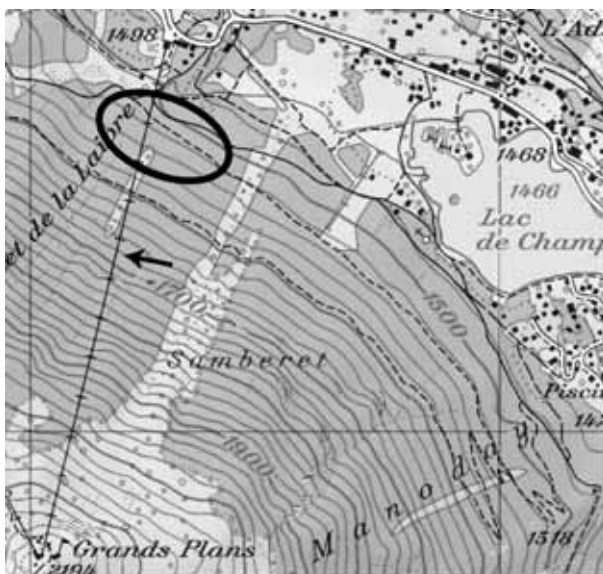
Fig. 5.47 - Valeur moyenne, minimale et maximale des BTS (en haut) et variation de l'amplitude des BTS en fonction de la température moyenne de l'air extérieur sur différentes périodes précédant la date des mesures (en bas).



5.3.7 Eboulis de Champex

5.3.7.1 Description du site

Orienté au nord-est, l'éboulis de Champex se déploie dans des roches cristallines depuis le lac du même nom (1470 m.s.m.) en direction du sommet des Grands Plans (2194 m.s.m.) (fig. 5.49). Un télésiège relie la station au sommet des Grands Plans. Lors de la construction des fondations des pylônes en septembre 1981, de la glace fut trouvée dans la partie basse de l'éboulis (pylône n°2) (WEGMANN 1995). L'éboulis est entièrement recouvert de forêt, à l'exception de petites clairières dans sa partie basse occupées par quelques petits arbres dont la tête est souvent cassée, ainsi que par un couvert végétal composé de lichen *Chladonia*, de mousse et d'airelles (J-P. THEURILLAT, comm. pers.) (fig. 5.49). La température moyenne annuelle de l'air dérivée de stations météorologiques environnantes y est d'environ +5.5°C.



Trois capteurs UTL-1 ont été placés vers 1520 m.s.m dans de petites clairières parallèles (Cx-07, Cx-09) et à côté du deuxième pylône du télésiège (Cx-11) (cercle noir sur fig. 5.49). Durant l'hiver 2008, des fenêtres de fonte ont été repérées au niveau des pylônes 5 et 6 (env. 1700 m.s.m.) (flèche sur fig. 5.49). Aucune mesure géophysique n'y a été entreprise à ce jour. L'épaisseur de l'éboulis est inconnue.

5.3.7.2 Régime thermique

Les capteurs placés dans l'éboulis de Champex présentent tous un régime thermique de type III (fig. 5.44). Cx-07 et Cx-09 connaissent un refroidissement très marqué durant l'hiver, avec des pics négatifs à -15°C ! Ces températures glaciales sont les plus basses enregistrées sur l'ensemble des sites présentés dans le cadre de cette étude. **La surface de l'éboulis est ainsi particulièrement froide en hiver.** Trois hypothèses pourraient l'expliquer. Premièrement des phénomènes de lac d'air froid peuvent être envisagés dans la cuvette de Champex. Deuxièmement la porosité de surface est importante, facilitant la pénétration d'air dans le terrain en hiver. Troisièmement la grande dénivellation entre les emplacements des capteurs (1500 m.s.m.) et les zones où des fenêtres de fonte ont été détectées (1700 m.s.m.) pourrait provoquer un fort tirage durant l'hiver, selon les termes de l'équation 2.2 (cf. 2.3.2.3) de la variation de la pression motrice. Durant l'été, GST reste comprise entre 0.4 et 1.4°C jusqu'à mi-juillet voire début août, puis connaît un brusque réchauffement à 5-6 °C. Suite à l'hiver doux 2006-2007, cette remontée soudaine des GST intervient déjà le 22 juin, soit presque un mois plus tôt. Le capteur Cx-11 situé à proximité du pylône n°2 connaît un refroidissement légèrement inférieur à Cx-07 et Cx-09 durant l'hiver. A l'exception de l'été 2008, les GST augmentent graduellement durant l'été, sans qu'un saut brutal des GST ne soit enregistré. Un seuil thermique d'inversion du courant d'air est perceptible en automne à environ +5°C.

5.3.8 Eboulis du Bois de Finges

5.3.8.1 Description du site

L'éboulis du Bois de Finges se situe en face nord du Gorwetschgrat à environ 400m à l'ouest de l'apex de l'imposant cône de déjection de l'Ilgraben (fig. 5.50).

Fig. 5.49 - Localisation des clairières de l'éboulis de Champex. Carte : © swisstopo.

Il se développe dans des calcaires marmorisés entre 770 et 900 m.s.m. Il s'agit de l'éboulis froid le plus bas en altitude dans notre étude. Les 30 premiers mètres de la partie aval de l'éboulis sont occupés par des tapis de mousses ainsi que par quelques arbres nains. Des courants d'air froid sortent de l'éboulis durant l'été. A l'amont, la partie médiane et supérieure de l'éboulis est essentiellement dénudée de végétation. L'éboulis est large d'une dizaine de mètres, et son épaisseur est inconnue. La température moyenne annuelle de l'air mesurée sur le site est d'environ +9°C.

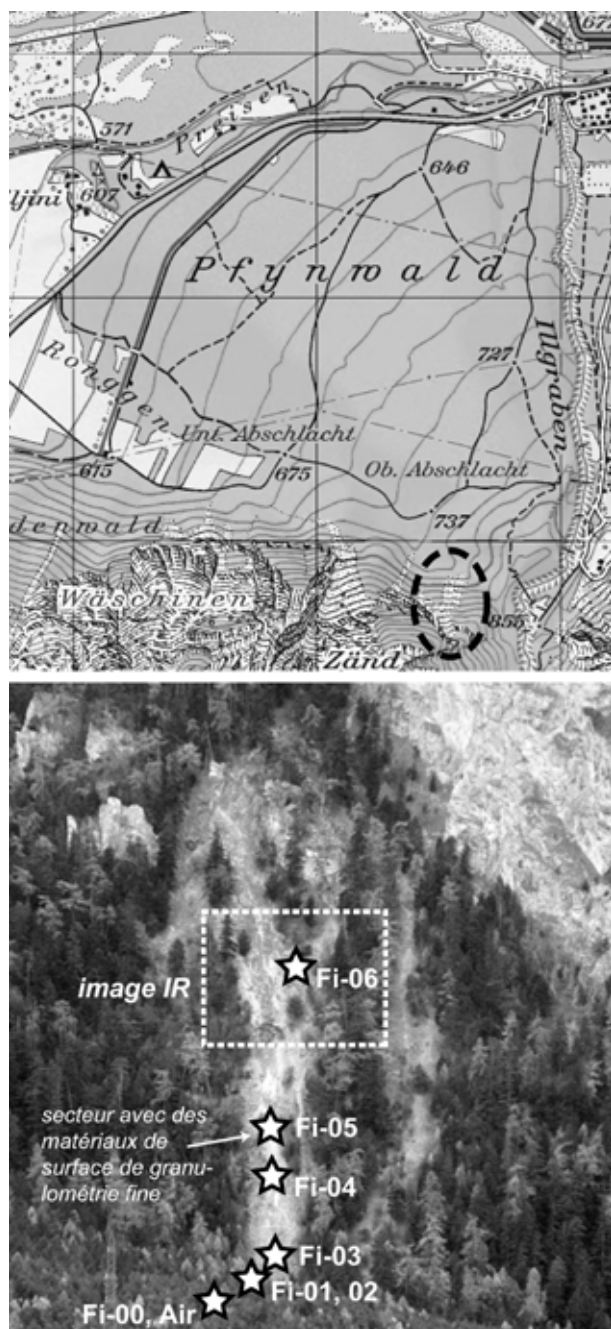


Fig. 5.50 - En haut : localisation de l'éboulis froid du Bois de Finges, à l'ouest de l'Illbach et du pont bouthanais, proche de l'apex du cône de l'Illgraben. En bas : photo de l'éboulis et emplacement des différentes mesures. Carte : © swisstopo.

5.3.8.2 Régime thermique

▪ Température de la surface du sol

Plusieurs capteurs de température ont été placés selon un profil longitudinal dès décembre 2007 (figs. 5.51 & 5.52). La température de l'air extérieur (Fi-99) ainsi que la température « normale » du sol (Fi-00) sont mesurées en dehors de l'éboulis. A cet emplacement, GST ne descend pas sous 0°C durant l'hiver (sauf quelques jours en février 2010). **En été, la température « normale » du sol, à l'ombre de la forêt atteint +15°C.** Le régime thermique de Fi-00 est de type 0.

Les capteurs Fi-01 et Fi-02 sont placés dans la partie basse de l'éboulis et présentent un régime thermique de type III. Le capteur Fi-01 demeure froid en hiver et présente un comportement hivernal synchrone avec les températures de l'air extérieur. La GST est stable à 0°C durant le mois de mars, période durant laquelle de la glace est visible proche de la surface. Entre avril et octobre, GST reste frais durant tout l'été (< 5°C), alors que la température de l'air extérieur avoisine les 20°C et que la température du sol hors de l'éboulis est de 15°C. Durant l'été, GST à Fi-01 connaît un réchauffement par paliers (flèches "c" sur fig. 5.51), alors qu'à Fi-02, les GST augmentent plutôt graduellement. Durant le mois de juillet 2009, l'anomale thermique atteint 13°C entre GST à Fi-01 et à l'extérieur de l'éboulis (Fi-00), et 19°C avec la température de l'air extérieur. Un seuil thermique d'inversion du courant d'air est perceptible en automne à environ +9.2°C.

Les capteurs Fi-03 (partie médiane inférieure), Fi-04 (partie médiane supérieure) et Fi-05 (partie médiane supérieure) et Fi-06 (partie haute) ont été placés dans les secteurs dénudés de végétation. Fi-05 est placé à côté d'une petite niche d'arrachement dans un secteur recouvert de matériaux plus fins, contrastant avec les débris grossiers du reste de l'éboulis (fig. 5.52). Si Fi-03 et Fi-05 présentent un régime thermique de type II, il n'en va pas de même de Fi-04 dont le comportement est mixte entre le type I et le type II. En novembre et décembre, GST est dans un premier temps positive et présente des relations inverses par rapport aux températures de l'air extérieur (flèches "a" sur fig. 5.51). Une décroissance de 0.087°C/jour est perceptible durant cette période (Fi-04 est alors de type I). En revanche, dès la fin décembre, les GST

descendent sous le point de congélation avec des relations synchrones aux températures de l'air extérieur (flèche "b" sur fig. 5.51) (Fi-04 est alors de type II). Situé dans la partie sommitale de l'éboulis, Fi-06 présente en revanche un comportement caractéristique de type I, avec une décroissance des GST de 0.041°C/jour entre le 1^{er} octobre (+12.5°C) et le 31 mars 2011 (+5°C) (fig. 5.52). A cet emplacement les températures du sol restent exceptionnellement chaudes (> +5°C) durant tout l'hiver !

▪ Variation du régime thermique dans la partie haute de l'éboulis durant l'hiver ?

Les GST enregistrées dans la moitié supérieure de l'éboulis de Finges durant l'hiver amènent deux questions : premièrement pourquoi la GST à Fi-04 ne reste-elle pas positive durant tout l'hiver, et deuxièmement pourquoi Fi-05 – pourtant situé une dizaine de mètres plus haut que Fi-04 – ne présente-t-il pas de régime thermique de type I, même en début d'hiver ? Un premier élément de réponse peut provenir de la différence de granulométrie des matériaux de surface, Fi-05 se trouvant dans un secteur composé de matériaux fins qui peuvent potentiellement empêcher l'air de sortir de l'éboulis à cet endroit. Concernant la modification du régime thermique de Fi-04 d'un type I vers un type II, on peut imaginer qu'en début d'hiver

une part de la chaleur de l'éboulis s'évacue en partie à cet emplacement, peut-être en raison de la présence d'une "barrière" de sédiments plus fins occupant les premiers mètres de l'éboulis une dizaine de mètres plus haut (à Fi-05). Durant le reste de l'hiver, l'air circule plus profondément dans l'éboulis et est expulsé dans la partie sommitale au pied de la paroi rocheuse (Fi-06). On peut alors penser que le capteur Fi-04 n'est probablement pas localisé directement sur une sortie d'air chaud principale.

L'évacuation de chaleur se produit ainsi essentiellement dans la partie haute de l'éboulis (capteur Fi-06). La prise de mesures d'images IR le 5 novembre 2010 apporte une information intéressante (localisation sur fig. 5.50). Sur la figure 5.53, la surface de l'éboulis nu recouverte d'une couche de neige de 10cm environ présente une température de surface d'environ -10°C. Dans la partie médiane supérieure de l'éboulis, 5 petites tâches se caractérisent par une anomalie thermique positive par rapport au reste de l'éboulis. Même si les valeurs prises par la caméra IR sont inférieures au point de congélation (la valeur est une moyenne pour le pixel), ces secteurs **indiquent probablement l'emplacement de sorties d'air chaud concentrées**. Le capteur Fi-06, dont les GST sont extrêmement chaudes, est d'ailleurs placé dans ce secteur.

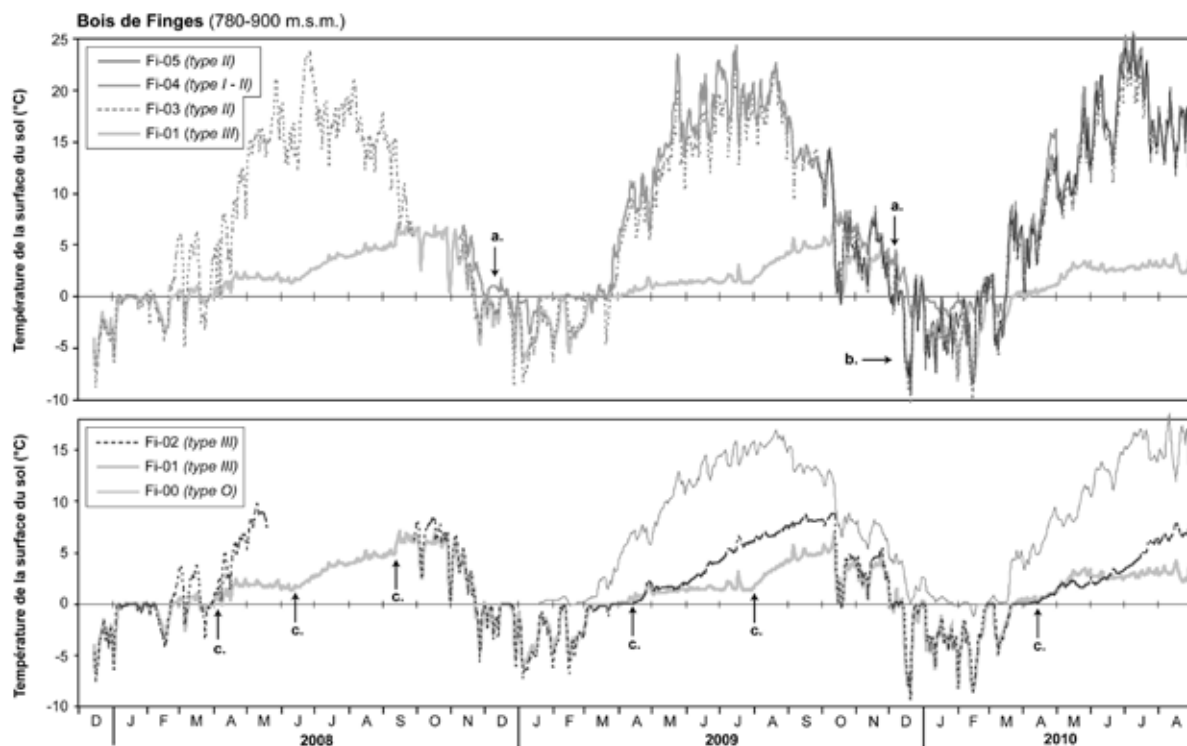


Fig. 5.51 - Evolution de la température moyenne journalière du sol dans et hors de l'éboulis du Bois de Finges entre décembre 2007 et août 2010. Explications dans le texte.

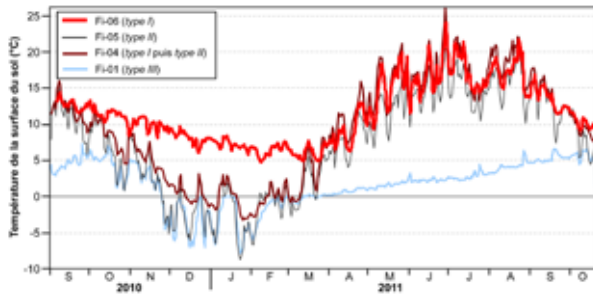


Fig. 5.52 - Evolution de la température moyenne journalière de sol dans l'éboulis du Bois de Finges entre septembre 2010 et octobre 2011. Noter le maintien spectaculaire de températures chaudes ($> +5^{\circ}\text{C}$) durant tout l'hiver à Fi-06.

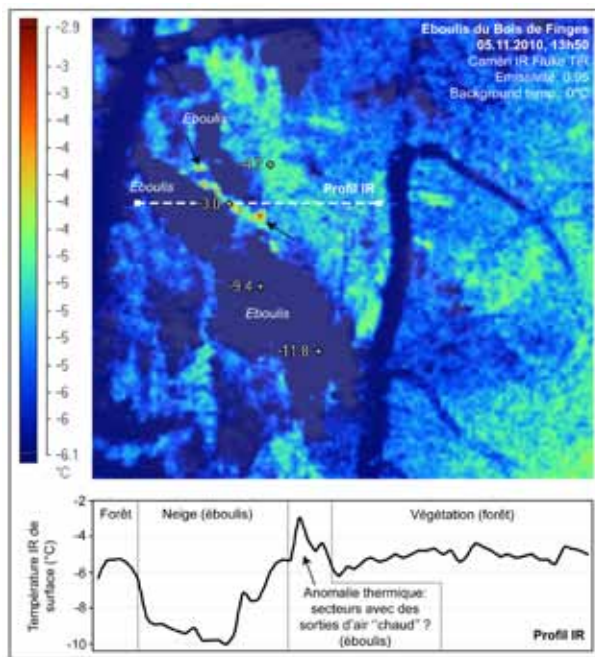
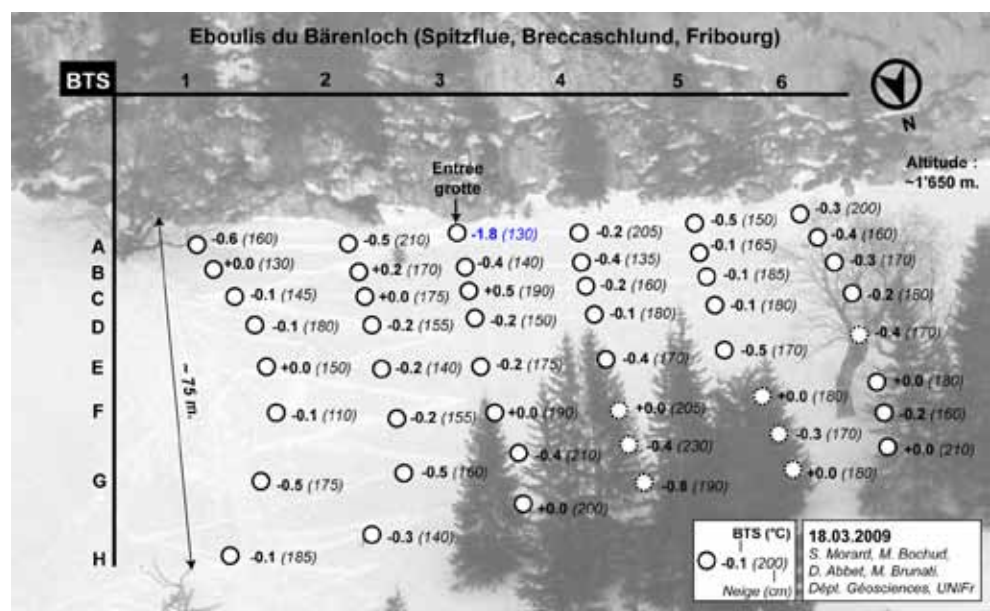


Fig. 5.53 - Température de surface obtenue par imagerie thermique IR le 5 novembre 2010. Noter que des sorties d'air chaud ponctuelles se trouvent à la confluence de deux langues de blocs dans l'éboulis du Bois de Finges. Emplacement de l'image IR sur la fig. 5.50.

Fig. 5.54 - Répartition des températures de la surface du sol en hiver (BTS) sur le petit éboulis du Bärenloch le 18 mars 2009.



5.3.9 Eboulis du Bärenloch

5.3.9.1 Description du site

La grotte du Bärenloch (Breccaschlund, Préalpes fribourgeoises) est un site paléontologique dans lequel ont été découverts plusieurs squelettes d'ours des cavernes, ainsi que diverses autres espèces animales datant d'avant la Dernière Grande Glaciation du Würm (par ex. BLANT ET AL. 2004). La cavité se situe au sommet d'un petit éboulis (éboulis du Bärenloch) se développant entre un petit verrou rocheux à 1620 m.s.m. et le pied de la face nord de la Spitzflue à 1650 m.s.m (vallon des Breccaschlund) (fig. 5.54). Dans le cadre de son travail de master en paléontologie, M. CONSTANDACHE (2009) souhaitait déterminer le recul de la falaise depuis la fin de la dernière époque glaciaire. Pour des raisons de temps, aucune mesure géophysique n'a pu être réalisée pour détecter l'emplacement de la roche en place proche de la surface sous l'éboulis. Afin d'essayer de le déterminer d'une façon indirecte, une cartographie BTS a été réalisée le 18 mars 2009. L'hypothèse était que si l'éboulis est ventilé, la présence d'éventuelles sorties d'air chaud pourrait signifier que la roche en place est proche de la surface juste à l'amont.

5.3.9.2 Cartographie BTS

Pour l'ensemble de l'éboulis, les BTS fluctuent aux environs de 0°C et l'épaisseur du manteau neigeux varie entre 1.3 et 2m (fig. 5.54). La valeur mesurée à l'entrée de la grotte est cependant plus

froide (-1.8°C). Les profils de neige réalisés dans la partie basse de l'éboulis indiquent une température d'environ 0°C au sol et une température plus froide au sommet du manteau neigeux (20cm). Le manteau neigeux n'est ainsi pas humidifié le jour des mesures. De plus, les GST mesurées par des UTL sur le site du Gros Chadoua indiquent que la période zéro printanière ne débute que vers le 10 avril 2009. En mars, la paroi rocheuse surplombant l'éboulis projette encore son ombre et ne permet pas un réchauffement par rayonnement solaire de la neige.

Sur la base de ce résultat, on peut conclure qu'il n'y a probablement pas de circulation d'air effective dans cet éboulis. Il n'y a pas de contraste de BTS entre le haut et le bas de la pente. Une explication plausible est que l'éboulis est trop peu épais ou de granulométrie trop fine pour permettre la mise en place d'une ventilation. En revanche, la valeur BTS plus basse enregistré à l'entrée de la grotte pourrait signifier que la cavité agit peut-être comme un piège à air froid durant l'hiver. La question reste néanmoins ouverte, il s'agira d'équiper la grotte avec un capteur autonome pour s'en assurer et de réaliser des mesures géophysiques pour déterminer l'épaisseur de l'éboulis.

5.4 DISCUSSION

Cette dernière partie regroupe et discute les résultats acquis sur les différents sites investigués. L'objectif central est notamment de déterminer quels sont les facteurs climatiques qui contrôlent l'évolution du régime thermique particulier des éboulis froids ventilés par un effet de cheminée. Des données de températures acquises en 2004-2005 par DORTHE & MORARD (2007) dans les racines du glacier rocheux fossile du Bois des Arlettes, dans l'accumulation de blocs éboulés de la Pierreuse et dans les éboulis de la Combe de Lavaux Châtillon sont aussi utilisées.

5.4.1 Généralisation du régime thermique de type Creux-du-Van

Le premier point important à relever est que **le régime thermique observé à la surface du sol est très similaire entre les différents sites**. Les 5 types annuels de régime thermique entre l'amont et l'aval des pentes d'éboulis proposés par DELALOYE (2004) sur la base de l'analyse des variations des GST dans l'éboulis du Creux-du-Van se retrouvent être communs à tous les sites investigués. La disposition des secteurs

froids et chauds entre le bas et le haut de la pente d'éboulis est la plupart du temps respectée.

Deuxièmement la position des secteurs sur-refroidis ou au contraire des zones chaudes est constante d'année en année sur un même site, comme l'a montré spécifiquement la répétition des mesures BTS à Brusson et à Vudèche, ou encore l'observation de l'emplacement des fenêtres de fonte automnales dans la combe de Dreveneuse. Les variations thermiques enregistrées à la surface du sol ou dans les forages de Dreveneuse d'en Bas sont liées au passage continu d'un courant d'air, traversant l'intégralité des formations sédimentaires poreuses. Des secteurs froids en été se retrouvent ainsi même au front des glaciers rocheux fossiles. Enfin, on relevera encore que dans le cas de l'éboulis de Vudèche, une influence partielle de réseaux karstiques sous-jacents pourrait modifier le régime thermique.

5.4.2 Effet des caractéristiques abiotiques sur la variabilité spatiale du régime thermique

L'analyse détaillée des données thermiques permet de mettre en évidence un certain nombre de **particularités liées notamment à la structure interne de l'accumulation sédimentaire**. Différentes caractéristiques abiotiques pouvant influencer le processus de circulation d'air, le refroidissement et/ou la formation de glace ont été présentées au chapitre 2.3.1. Deux aspects entraînant des variations latérales et longitudinales des GST par rapport au modèle de régime thermique de type Creux-du-Van ont pu être mis en évidence : l'influence de niveaux peu perméables et l'agencement des chenaux d'évacuation.

En fonction de la position d'éléments imperméables au passage du courant d'air, la répartition aval – amont typique des GST peut se trouver modifiée. Cela a notamment pu être constaté par exemple au Creux-du-Van et à Brusson où la remontée de la roche en place proche de la surface force l'air chaud à sortir en hiver dans des secteurs qui ne se situent pas forcément tout à l'amont de l'éboulis. Dans l'éboulis du Bois de Finges (capteur Fi-04), une accumulation de sédiments fins au milieu de l'éboulis pourrait entraîner une évacuation partielle de la chaleur en début d'hiver à cet emplacement et expliquer pourquoi les GST passent d'un type I à un type II en cours d'hiver.

L'existence d'hétérogénéités latérales de la granulométrie des premiers centimètres du sol a également été mise en évidence à Dreveneuse de l'Est.

Dans la partie basse de cet éboulis, les secteurs où le matériel est plus fin montrent des GST de type II, alors qu'aux vues de leur position en bas de la pente, le régime thermique devrait être de type III.

Ces quelques considérations illustrent la potentielle complexité des chemins d'évacuation du courant d'air. Ce dernier va emprunter les zones de l'éboulis qui lui sont les plus perméables et où les pertes de charge sont minimales. Dans notre cas, **on peut déduire que l'air circule préférentiellement et s'évacue par des chenaux d'aération plus poreux** comme le montrent les images thermiques du Bois de Finges (sorties d'air chaud ponctuelles), les trous à vent du Gros Chadoua, ou encore la température minimale enregistrée à 8.5m de profondeur dans le forage F1 de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas. Ces différences expliqueraient pourquoi au Creux-du-Van, des secteurs de la forêt d'épicéas nains sont plus froids que d'autres.

5.4.3 Température du seuil d'inversion de la direction du courant d'air ?

L'automne permet souvent d'observer un seuil thermique d'inversion du courant d'air. Ce seuil vaut par exemple $+5^{\circ}\text{C}$ à Vudèche (1700 m.s.m.) et au Bois-des-Arlettes (1725 m.s.m.), $+5.5^{\circ}\text{C}$ à La Pierreuse (1600 m.s.m.) (DORTHE & MORARD 2007) et $+7^{\circ}\text{C}$ au Creux-du-Van (1250 m.s.m.) (DELALOYE ET AL. 2003). RUZICKA (1999) parle d'un seuil à $+9^{\circ}\text{C}$ dans des éboulis d'Europe centrale située entre 300 et 600 m.s.m. Le niveau de ce seuil paraît ainsi baisser avec l'augmentation de l'altitude.

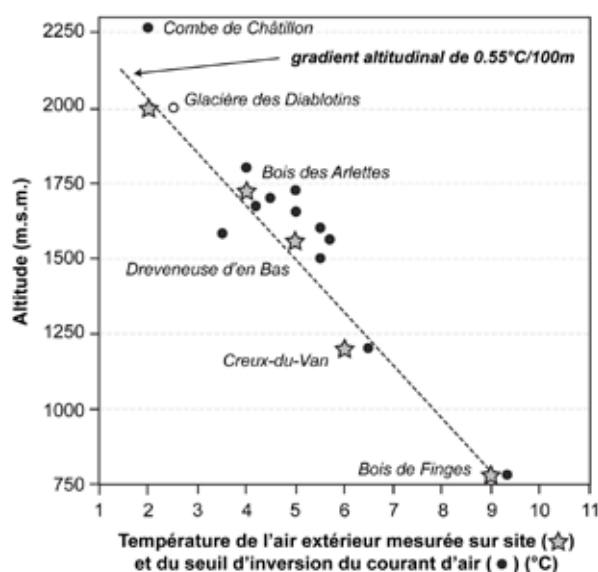


Fig. 5.55 - Température moyenne annuelle de l'air extérieur et température du seuil d'inversion de la direction du courant d'air en automne en fonction de l'altitude. Les sites étudiés par DORTHE & MORARD (2007) sont inclus dans la figure.

Sur la figure 5.55, on peut relever d'une part que **le niveau de ce seuil paraît baisser avec l'augmentation de l'altitude** selon un gradient d'environ $0.55^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, et d'autre part que **cette valeur est très proche de la température moyenne annuelle de l'air (MAAT) du lieu**. Cette observation rejoint les résultats de LISMONDE (2002) qui a démontré que le courant d'air dans les grottes se renverse lorsque la température de l'intérieur du système ventilé (la température profonde du réseau souterrain) est égale à celle de l'air extérieur environnant. Il semble bien que ce soit également le cas pour les éboulis et autres formations sédimentaires poreuses. **Ainsi la température du seuil d'inversion dépendrait en premier lieu de la température générale du système ventilé**, elle-même apparemment fonction de la MAAT. Il faut néanmoins tenir compte des caractéristiques du milieu soumis à circulation d'air (volume, organisation des conduits, etc.) qui peuvent certainement jouer un rôle non négligeable et expliquer certains écarts observés par rapport à MAAT.

5.4.4 Phases de vidange et de recharge du réservoir de chaleur dans l'éboulis

Les données thermiques enregistrées permettent d'affiner la compréhension du concept de "réservoir de chaleur", terme utilisé à plusieurs reprises dans ce travail et par différents auteurs (par ex. BALCH 1900, RUZICKA 1999, DELALOYE 2004). Comment se constitue un tel réservoir et comment évolue-t-il durant l'année ?

Les données thermiques indiquent que la surface et l'intérieur du terrain gèlent en hiver dans les parties basses et médianes des accumulations sédimentaires poreuses. Un réservoir de frigories se constitue donc durant cette période. Simultanément, de la chaleur s'évacue par les parties hautes de la pente, processus qui se traduit par une décroissance graduelle des GST selon une pente relativement identique d'année en année pour un même site. L'analyse menée sur l'éboulis des Drudzes a également montré que **la perte de chaleur** (exprimée par la somme des degrés jours positifs, indice GTI) **était plus importante durant les hivers froids**, en raison d'une ventilation renforcée.

Si l'on compare cet indice avec le gradient de diminution des GST dans les parties hautes des accumulations sédimentaires ventilées, on peut constater une certaine correspondance entre ces deux variables (fig. 5.56). La somme totale des degrés jours

positifs est moindre dans les éboulis qui présentent une décroissance rapide des GST. **Ainsi dans la plupart des cas, un petit réservoir de chaleur (indice GTI plus faible) semble s'épuiser rapidement en hiver, alors que ce processus s'opèrerait de façon plus lente lorsque le réservoir de chaleur dans l'éboulis est important.** Deux exceptions notables sont à relever : d'une part le petit éboulis latéral du Gros Chadoua (GCh-11) présente un indice GTI faible et une décroissance des GST lente. D'autre part, il existe une grande différence entre les 2 capteurs du Bois de Finges. Fi-06 connaît notamment une décroissance lente et un indice GTI extrêmement élevé entre novembre 2010 et mars 2011 (1142°C*jour). L'altitude basse du site (qui se caractérise donc par une température moyenne annuelle de l'air plus élevée) explique probablement cette forte valeur. Tel n'est pas le cas à Fi-04. Une explication possible est peut-être que la décroissance des GST présentant une forte pente et l'existence d'un indice GTI faible indiquent simplement que les capteurs de températures n'ont pas été placés judicieusement dans une zone de sortie d'air chaud.

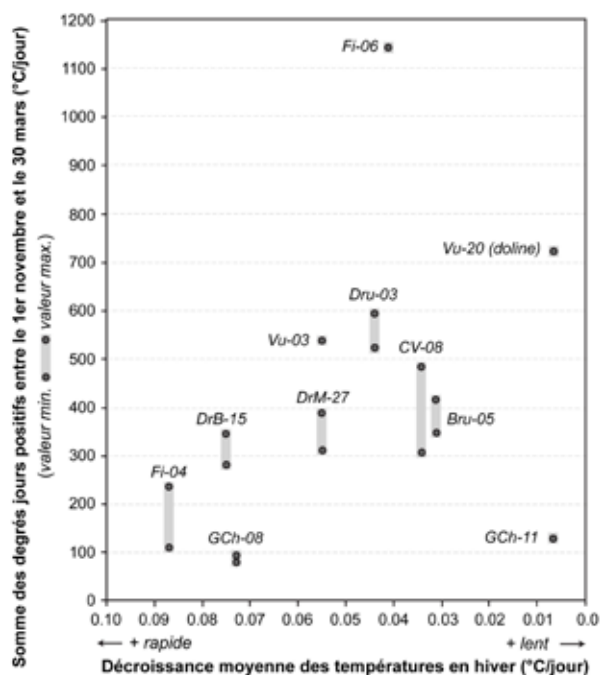


Fig. 5.56 - Comparaison de la décroissance moyenne des températures en hiver et de la somme des degrés jours positifs (GTI) entre le 1er novembre et le 30 mars dans les parties hautes des accumulations sédimentaires poreuses. La barre grisée indique l'intervalle des GTI si des mesures pour plusieurs hivers sont disponibles.

Durant l'été, l'inverse peut être observé. L'éboulis se vide petit à petit du "froid" emmagasiné durant l'hiver précédent par l'entremise du courant d'air. Dans un système ventilé par effet de cheminée, du "chaud" est simultanément advecté à l'intérieur du terrain depuis les entrées hautes du système. Contrairement à la vidange régulière observée dans les parties hautes durant l'hiver, les températures de la surface du sol ne présentent pas de tendance claire au réchauffement. Dans certains cas, les GST augmentent graduellement, dans d'autres cas, elles évoluent par paliers. On peut émettre l'hypothèse que **les courtes phases d'augmentation rapide des GST en fin d'été** – dont l'exemple le plus frappant est rapporté pour le trou à vent du Creux-du-Van CV-14 ou à l'aval du forage F2 de Dreveneuse d'en Bas – sont liées à un changement de l'état d'englacement de la portion de l'éboulis où l'air qui sort du trou à vent circule. C'est en effet entre août et septembre que les températures redeviennent positives à 8.5m de profondeur dans le forage F1 à Dreveneuse d'en Bas. **La vidange estivale semble donc plus complexe, probablement liée aux processus de formation de glace au printemps puis de la fonte graduelle de la glace interstitielle et du dégel progressif de l'éboulis durant l'été.** Dans ce sens, un réservoir de froid sous forme de chaleur latente se constitue au printemps. En été, la présence d'un couvert végétal peut également ralentir la fonte de la glace proche de la surface comme cela a pu être relevé au front du glacier rocheux de Dreveneuse du Milieu.

5.4.5 Facteurs de contrôle de l'évolution du régime thermique des éboulis froids

5.4.5.1 Variation de la température moyenne annuelle de l'air et de la surface du sol

Dans les pages précédentes, le régime thermique de la surface du sol a été présenté sous forme de données journalières. Dans le but de comparer l'évolution des températures à long terme entre différentes accumulations sédimentaires ventilées et l'air extérieur, une moyenne annuelle de la température de la surface du sol (MAGST), respectivement de l'air extérieur (MAAT), a été calculée. Cette nouvelle variable permet de ne pas tenir compte des fluctuations saisonnières des températures et de mieux en apprécier la tendance évolutive (fig. 5.57). Un indice d'anomalie thermique annuelle peut également se calculer en soustrayant MAAT à MAGST.

Les remarques suivantes peuvent être apportées à la lecture de la figure 5.57 : depuis 1998, la **MAGST du sol organique au Creux-du-Van (CV-Soil) est toujours plus froide que la MAAT**, avec une anomalie thermique négative comprise dans une fourchette de 3.5 à 6°C. Dans le trou à vent (CV-14), cette différence est encore accentuée d'environ 2°C. En revanche, dans la partie haute de la pente d'éboulis (CV-08), une anomalie thermique positive de 0.02 à 2.3°C est enregistrée.

Trois événements importants peuvent également être relevés dans la comparaison de l'évolution de MAGST et MAAT (figs. 5.57 & 5.58) :

1) Premièrement, **l'été caniculaire 2003** entraîne une augmentation des MAGST dans la partie haute de l'éboulis du Creux-du-Van, mais **n'affecte pas MAGST dans la partie basse de la pente**. Au contraire, ces dernières ont même tendance à baisser, pour atteindre un minimum local de +0.8°C dans le sol organique !

2) Le deuxième événement fait **suite aux deux hivers froids 2004-2005 et 2005-2006**. Début mars 2006, **MAGST atteint ainsi une valeur minimale** de -0.02°C à CV-Soil, et de -1.14°C dans le trou à vent. Dans la partie haute de l'éboulis du Creux-du-Van, MAGST à CV-08 connaît en revanche une légère remontée (flèche sur fig. 5.58).

3) Enfin, une remontée brutale des MAGST des parties basses des éboulis a lieu entre la fin novembre 2006 et début octobre 2007, suite à l'hiver doux 2006/2007. Ce réchauffement vaut +1.75°C dans le sol organique du Creux-du-Van (CV-Soil), +1.77°C aux Druzdes (Dru-01), +1.23°C à Dreveneuse d'en Bas (DrB-10), +3.16°C à Dreveneuse du Milieu (DrM-23), +2.3°C à Champex (Cx-07) et +1.8°C à Bruson (Bru-03). En revanche, MAGST dans les parties hautes des pentes d'éboulis restent stables, voire diminuent légèrement, entre novembre 2006 et avril 2007, avant de connaître une faible augmentation de 0.5 à 0.9°C entre mai et juillet 2007. Depuis ce pic positif, les MAGST dans les parties basses ont à nouveau diminué pour atteindre en 2010 des valeurs basses proches de celles de 2006.

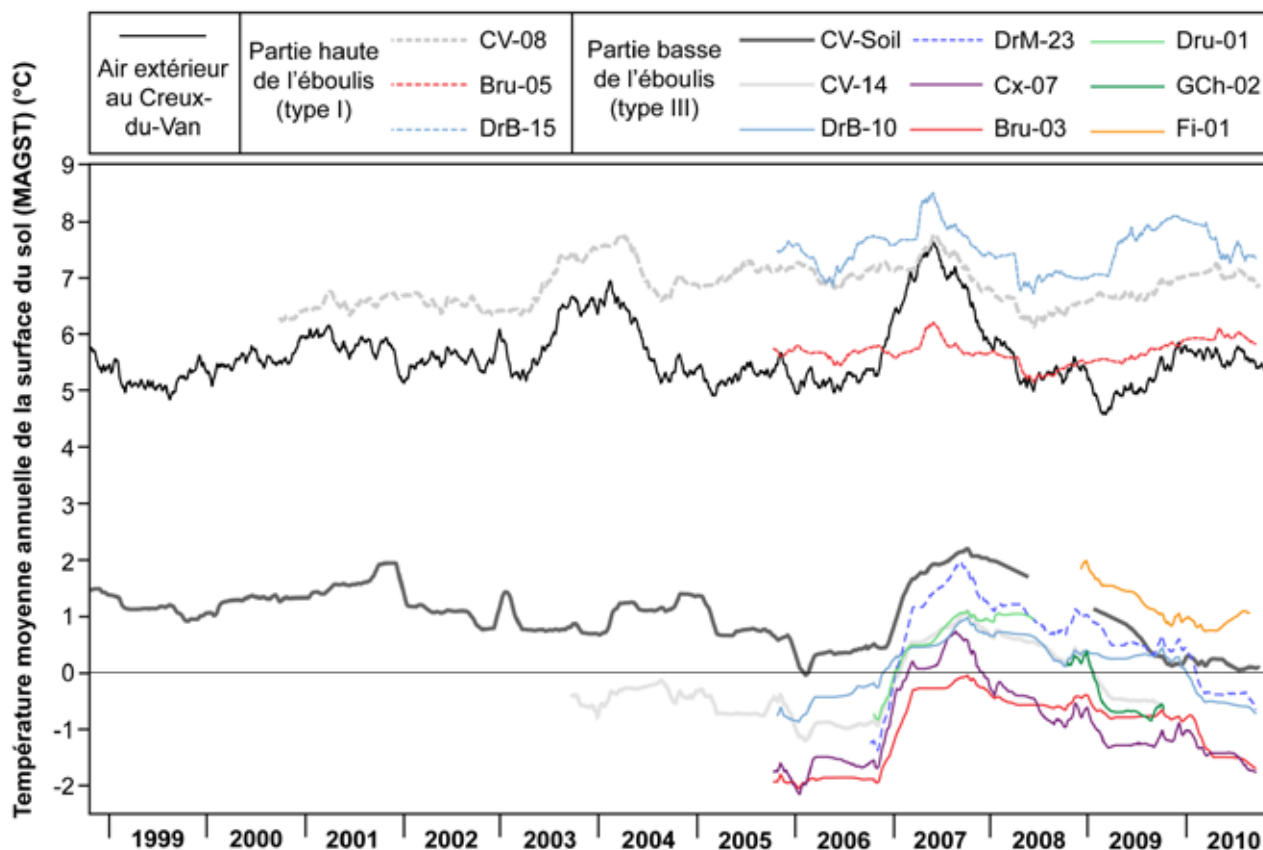


Fig. 5.57 - Evolution de la température moyenne de l'air (MAAT) et de la surface du sol (MAGST) dans différents éboulis de Suisse romande. Noter la baisse relative des températures dans la partie basse de l'éboulis froid du Creux-du-Van durant l'été 2003, ainsi que la hausse généralisée des températures du sol dans les parties basses des éboulis durant l'hiver doux 2006-2007. La température du 1er janvier 2003 correspond à la moyenne entre le 1er janvier 2002 et le 1er janvier 2003.

5.4.5.2 Part des facteurs hivernaux et estivaux

Afin de déterminer plus précisément l'importance des températures de l'hiver et de l'été sur l'évolution du régime thermique, les MAAT et MAGST au Creux-du-Van ont été séparées en période "hivernale" (novembre – avril) et période "estivale" (mai - octobre) (fig. 5.58). Cette méthode a été développée par DELALOYE (2004). Le principe de l'analyse est dans un premier temps de déterminer les variations relatives des MAAT et MAGST par rapport à la valeur moyenne calculée entre 1998 et 2010. Dans un deuxième temps – pour la période hivernale par exemple - seules les températures entre le 1^{er} novembre et le 30 avril sont prises en compte alors que les températures entre le 1^{er} mai et le 31 octobre sont remplacées par une valeur de 0.

L'évolution de températures moyennes de l'air extérieur au Creux-du-Van (MAAT) entre octobre 1998 et octobre 2010 est influencée à part plus

ou moins égales par les températures moyennes hivernales (53%) et estivales (47%) (fig. 5.58 et tab. 5.13). Un rapport similaire est également trouvé pour les températures moyennes de la surface du sol dont le régime thermique est de type I et II. **Dans la partie basse de la pente dont le régime thermique est de type III, la contribution hivernale l'emporte largement (71%) sur la contribution estivale (29%).** On a déjà vu précédemment que les GST étaient beaucoup plus variables durant l'hiver, alors qu'elles demeuraient à un niveau relativement stable en été. Dans le secteur le plus aval de l'éboulis du Creux-du-Van, qui n'est pas sur-refroidi durant l'hiver mais jouit de la décharge gravitationnel d'air froid en été (type IV), ce sont les températures de sol estivales qui influencent l'évolution des MAGST (68% contre 32% pour l'hiver). A l'extérieur de l'éboulis (type 0), 62% des variations de MAGST sont liées aux températures estivales et 38% aux températures hivernales. Dans ce dernier cas, l'effet isolant de la neige face aux conditions météorologiques extérieures peut expliquer ce rapport légèrement déséquilibré.

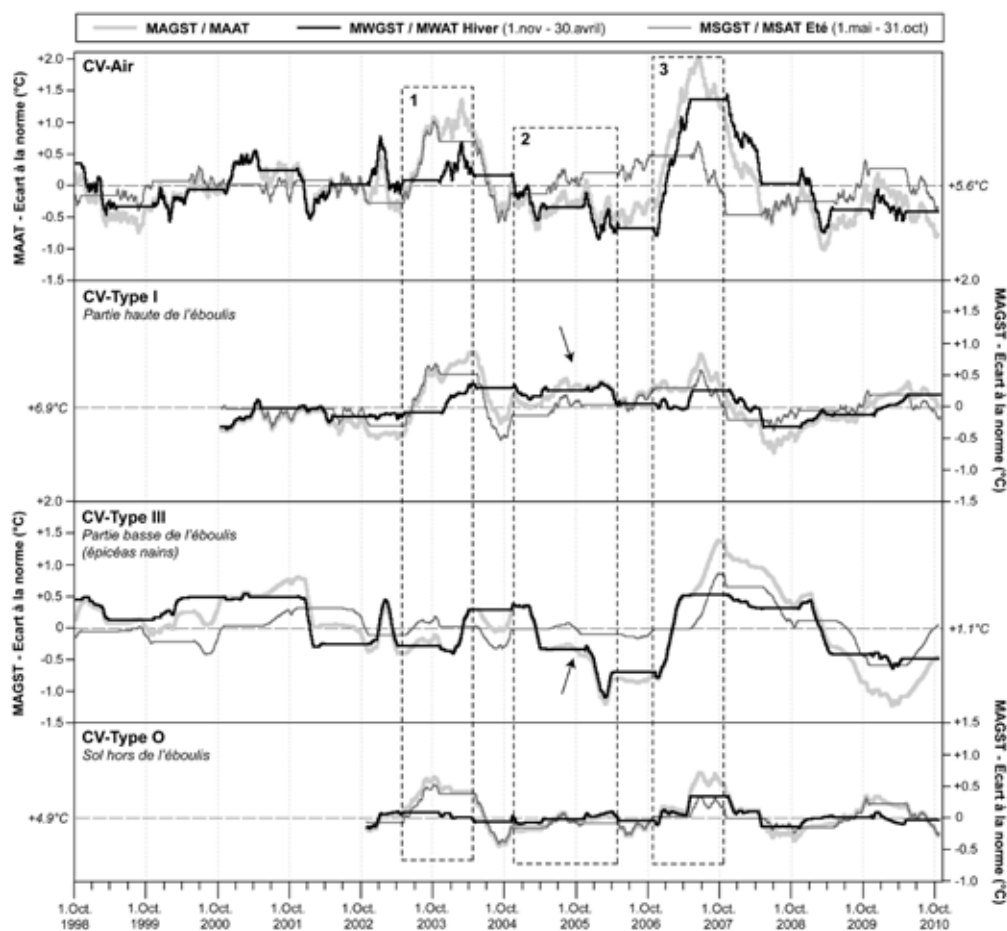


Fig. 5.58 - Evolution de la température moyenne annuelle (courbe grise), hivernale (courbe épaisse noire) et estivale (courbe épaisse gris clair) de l'air et de la surface du sol par rapport à la norme 1998-2010. Les numéros (1 à 3) renvoient aux trois situations météorologiques détaillées dans le texte.

	Air	Type I (CV-08)	Type II (CV-06)	Type III (CV-Soil)	Type IV (CV-02)	Type 0 (CV-01)
Hiver	53	56	53	71	32	38
Été	47	44	47	29	68	62

Tab. 5.13 - Contribution moyenne en % des températures moyennes "hivernales" (1er novembre – 31 avril) et des températures moyennes "estivales" (1er mai – 31 octobre) à l'évolution de MAAT et MAGST.

5.4.5.3 La température de l'air extérieur en hiver comme facteur clé d'évolution

L'enregistrement en continu des températures de la surface du sol depuis 1997 nous permet de parvenir aux conclusions suivantes: durant un hiver doux, le sol dans la partie basse ne gèle que très modérément. Dans le forage de Dreveneuse d'en Bas par exemple, **les températures ne sont pas descendues sous 0°C durant l'hiver 2006-2007**. Cela peut être une indication que la circulation d'air ascendante était moins efficace en raison d'un gradient thermique faible entre l'intérieur et l'extérieur de l'éboulis. **En conséquence, la recharge du réservoir de froid fut moindre, entraînant des GST plus élevées durant l'été qui suivit, et l'augmentation généralisée des MAGST dans les parties basses des différents éboulis étudiés.**

Inversement, la ventilation se trouve être renforcée durant les hivers froids, entraînant un refroidissement marqué du sol et créant de la sorte un important réservoir de frigories. L'aspiration d'air dans les parties basses n'est pas entravée par un épais manteau neigeux. **Au Creux-du-Van, les températures du sol les plus froides dans la partie basse ont été enregistrées durant les hivers glaciaux qui sont aussi parmi les plus enneigés à cette altitude.** Nos analyses sur les sites du Creux-du-Van et de Dreveneuse d'en Bas ont montré que l'indice de gel de l'air (AFI) est un bon indicateur pour caractériser le refroidissement potentiel de l'éboulis. Néanmoins, il faut également tenir compte de l'intensité du refroidissement : nous avons vu que pour un indice AFI identique, un épisode de temps glacial durant un mois est plus propice au refroidissement du terrain qu'un épisode de temps moins froid s'étalant sur une période plus longue.

Ainsi le facteur de contrôle principal dictant l'évolution du régime thermique des parties basses sur-refroidies des éboulis ventilés par un effet de cheminée est la température de l'air extérieur en hiver. LUETSCHER (2005) a relevé le même facteur clé pour expliquer le bilan thermique des glaciers statiques et stato-dynamiques de la chaîne du Jura. En revanche, les facteurs "températures de l'air en été" – en raison de la relation inverse liant les

températures de la surface du sol et de l'air extérieur en été – et "enneigement" – dû à son faible pouvoir isolant causé par une aspiration forcée d'air froid en hiver – ne jouent qu'un rôle secondaire. Cet état de fait, démontré par nos nombreuses mesures, explique pourquoi le régime thermique des MAGST observé dans les parties basses des éboulis froids diffère fondamentalement de celui observé dans les terrains sédimentaires (glacier rocheux actif) ou les parois rocheuses situées à l'intérieur de la ceinture alpine du pergélisol discontinu.

5.4.5.4 Evolution des GST dans les parties basses des éboulis froids durant le 20^{ème} siècle ?

Puisque les températures de l'air extérieur en hiver influencent le régime thermique des parties basses des éboulis, est-il alors possible de reconstruire l'évolution des MAGST durant le 20^{ème} siècle ? Une tentative de reconstruction est présentée à la figure 5.59. Ce travail n'est pas de notre ressort, mais a été réalisé par R. DELALOYE (*in prep.*).

Les températures mensuelles de l'air extérieur au Creux-du-Van ont été reconstruites à l'aide des données homogénéisées de la station de la Chaux-de-Fonds. De façon simplifiée, la reconstruction de la température mensuelle dans le sol organique est basée sur les hypothèses suivantes : en hiver, le sol descend sous la point de congélation de façon similaire à l'air extérieur, après que ce dernier ait accumulé 100°C*jours négatifs. La date de dégel au printemps est fixée au 25 mai. Durant les mois de juillet à août, lorsque la température de l'air est supérieure à 5°C, la température du sol est égale à 6.5°C moins 1/7 de la valeur de la température de l'air.

La courbe modélisée est relativement proche des données enregistrées entre 1998 et 2008, ce qui signifie que le modèle n'est pas fantaisiste et dispose d'une certaine exactitude. Le résultat de cette reconstruction montre que si les températures de l'air extérieur ont augmenté de 1.5°C depuis 1900, les MAGST dans la partie basse de l'éboulis du Creux-du-Van aurait connu un réchauffement de seulement 0.5°C. Autrement dit, et conformément aux observations réalisées depuis 1998, **il semble régner une certaine stabilité dans**

le régime thermique des éboulis froids par rapport aux conditions climatiques, stabilité qui favoriserait le maintien et le développement d'espèces reliques du Dernier Âge Glaciaire (GUDE & MOLENDI 2002, ZACHARDA ET AL. 2005, RUZICKA ET AL. 2010). Selon la reconstitution de DELALOYE (*in prep.*), on relèvera également que MAGST aurait connu un maximum à la fin des années 1980 et au début des années 1990, suite aux hivers doux 1988/1989 et 1989/1990, ainsi que dans les années 1910 en raison de l'hiver doux 1911/1912.

Est-il possible de valider cette reconstruction ? Des analyses dendrochronologiques réalisées par BAST ET AL. (2009) dans l'éboulis du Val Bever tendent à montrer qu'une diminution de la croissance d'arbres de grandes tailles installés sur l'éboulis par rapport à d'autres individus situés en dehors a eu lieu entre 1879 – 1885, période s'étendant selon les cas jusqu'aux années 1960. Les mêmes auteurs, ainsi que DVORAK (2008) sur des épicéas nains de la combe de Dreveneuse, ont également signalés une diminution marquée de croissance ainsi qu'un grand nombre de cernes annuels incomplets à partir des années 1990. Néanmoins l'analyse dendrochronologique pose la question suivante : les faibles changements de températures dans le sol observés durant le printemps et l'été (période végétative des arbres) permettent-ils d'influencer significativement la croissance des arbres ? Si tel n'est pas le cas, alors l'hypothèse liant croissance des arbres et température du sol volerait en éclat... Différents autres facteurs peuvent en effet

influencer la santé des arbres, comme l'humidité, le poids de la neige, la concurrence, etc. Dans tous les cas, la réalisation d'un modèle physique serait nécessaire pour tester la sensibilité et la validité de cette reconstruction basée sur le modèle statistico-empirique présenté ci-dessus.

5.4.6 Ampleur des anomalies thermiques négatives en fonction de l'altitude

Sur la base la figure 5.57, on relèvera que l'évolution des MAGST dans les parties basses (type III) et haute (type I) des systèmes ventilés est similaire entre les différents éboulis froids étudiés. La ventilation par un effet de cheminée de type "Creux-du-Van" (DELALOYE 2004) produit donc les mêmes réactions thermiques sur des sites d'altitude, d'orientation, de taille et de géologie différentes. Les sites investigués sont compris entre 780 m.s.m. (Bois de Finges) et 1850 m.s.m. (Bruson). DORTHE & MORARD (2007) avait également étudié des éboulis entièrement dénués de végétation situés à 2200 m.s.m. dans la Combe de Lavaux-Châtillon (Préalpes vaudoises).

Néanmoins, tout en présentant une évolution similaire, les courbes de MAGST des différents sites s'agencent selon l'altitude. MAGST est ainsi plus chaude d'environ 3°C dans l'éboulis du Bois de Finges que dans celui de Bruson en 2009 et 2010 (fig. 5.57). La variation de la valeur de MAGST au 30 septembre 2005 et 2009 en fonction de l'altitude est illustrée sur la figure 5.60.

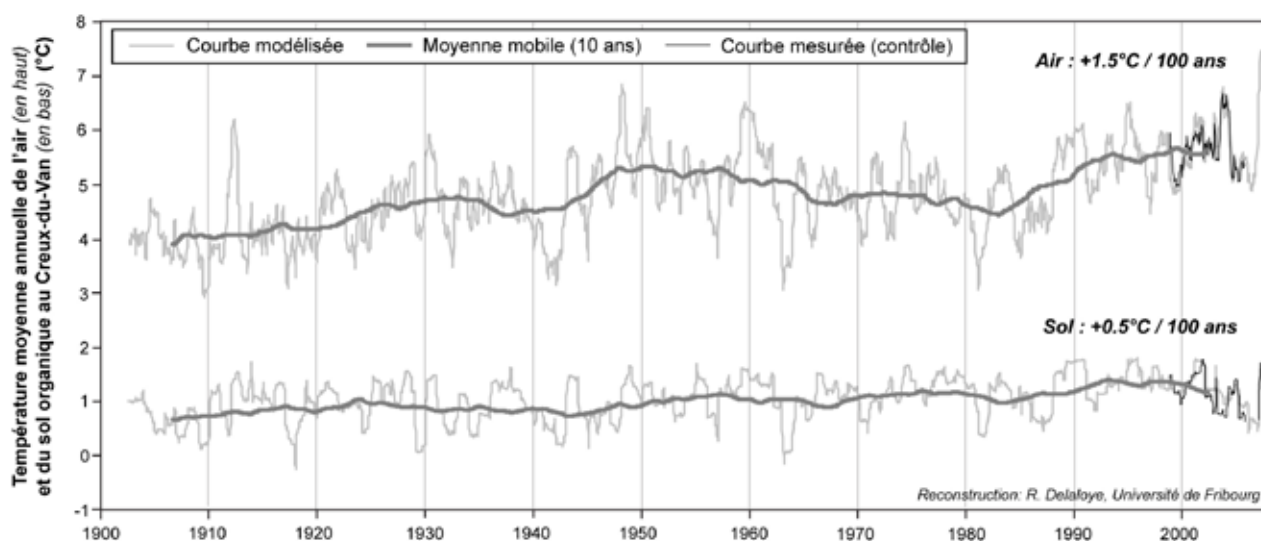


Fig. 5.59 - Reconstruction de la température moyenne annuelle de l'air (courbe du haut) et du sol organique (CV-Soil) dans l'éboulis du Creux-du-Van entre 1900 et 2007 (données : R. DELALOYE).

Même si une variabilité intra-site – qui peut être importante selon les sites – peut exister entre des capteurs de même type (type III sur la figure 5.60) comme cela a été montré sur l'éboulis du Creux-du-Van (cf. 5.1.2.2), MAGST a tendance à être plus élevée à basse altitude qu'à moyenne et haute altitude. On peut même se risquer à déterminer un gradient thermique d'environ $0.2 - 0.3^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ entre l'altitude et la valeur de MAGST (fig. 5.60). Ce gradient est ainsi plus faible que l'évolution de la température de l'air en fonction de l'altitude qui vaut $0.55^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, gradient couramment utilisé et vérifié par des mesures in situ de la température de l'air à 2m de hauteur (fig. 5.55).

Si comme pour la température de l'air, des différences dans les températures de la surface du sol peuvent être liées à l'altitude du site, qu'en est-il de l'anomalie thermique entre MAGST et MAAT ? L'anomalie thermique négative au 30 septembre 2009 est de 3.1°C à Bruson (Bru-03) à 1850 m.s.m., de 6°C dans le sol organique au Creux-du-Van à 1200 m.s.m. et de 7.2°C au Bois de Finges (Fi-01) à 780 m.s.m. (fig. 5.61). Ainsi dans notre cas et en conséquence de la différence de gradient thermique altitudinal entre la température moyenne annuelle de la surface

du sol et de l'air extérieur, **le site situé à l'altitude la plus basse présente la plus importante anomalie thermique négative mesurée en Suisse occidentale par rapport à MAAT !** La corrélation entre altitude et anomalie thermique annuelle peut être qualifiée de bonne ($r^2 = 0.76$) avec une droite de régression linéaire présentant une pente de $0.37^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

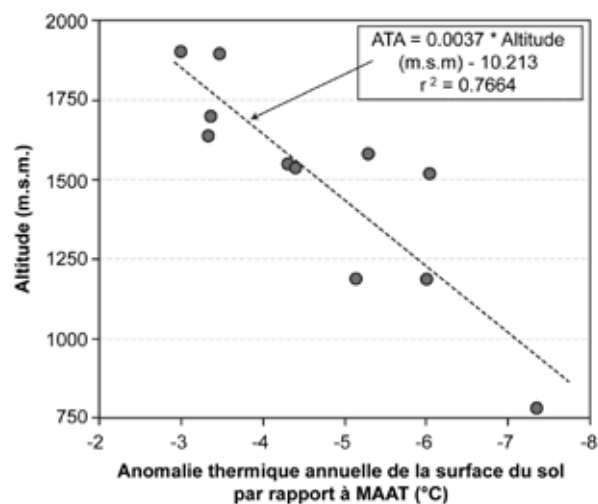


Fig. 5.61 - Evolution de l'anomalie thermique négative de la surface du sol (MAGST – MAAT) au 30 septembre 2009 (date avec le plus de données disponibles) dans les parties basses des éboulis en fonction de l'altitude.

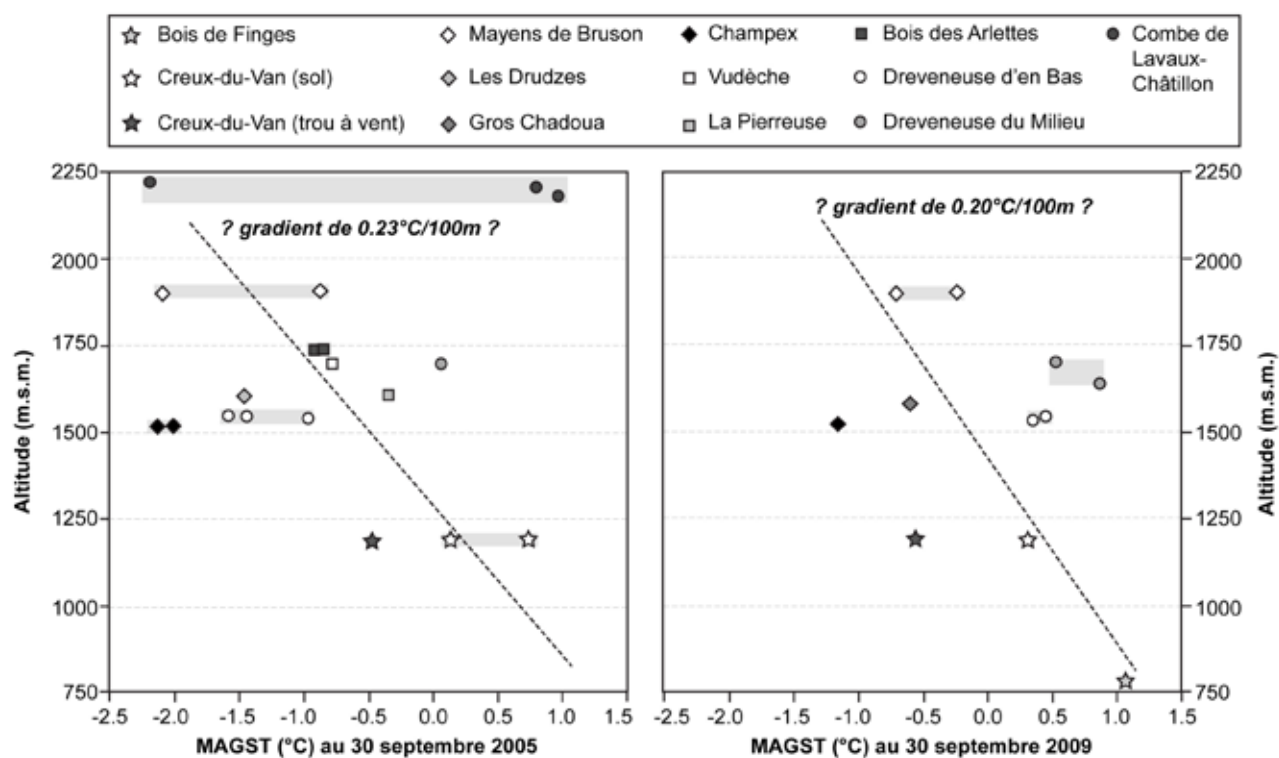


Fig. 5.60 - Valeur de MAGST des parties basses d'accumulation sédimentaires poreuses présentant un régime thermique de type III en fonction de l'altitude en date du 30 septembre 2005 et 2009. Les sites de la Pierreuse, du Bois des Arlettes et de la Combe de Châtillon ont été étudiés par DORTHE & MORARD (2007).

Est-il possible d'expliquer cette variation de l'anomalie thermique avec l'altitude dans notre région d'étude? La figure 5.62 compare la température moyenne de l'air extérieur (en 2008-2009) pour la période hivernale (novembre à mars) et estivale (mai à septembre) mesurée sur l'éboulis de Finges (780 m.s.m.), de Dreveneuse d'en Bas (1600 m.s.m.) et à l'entrée de la glacière des Diablotins (2000 m.s.m.). On peut alors relever que la différence moyenne des températures de l'air est de 2.3°C en hiver entre Finges et Dreveneuse d'en Bas, mais atteint 4.7°C durant la période estivale. Ces différences sont peut-être causées par les **conditions topographiques et morphologiques du lieu** (position du versant, cuvette, lac d'air froid...) et/ou par des phénomènes d'inversion thermique, situations courantes en hiver qui ont tendance à abaisser la température de l'air au fond des vallées par rapport aux versants situés à plus haute altitude. Cette constatation permet en partie d'expliquer pourquoi l'anomalie thermique de la surface du sol s'accroît dans les sites de basse altitude étudiés dans le cadre de cette thèse, les MAGST dans les parties inférieures des éboulis étant essentiellement dépendantes des températures de l'air durant l'hiver.

L'étude de nouveaux éboulis froids installés dans des conditions géomorphologiques différentes où des phénomènes d'inversion thermique ou de lac d'air froid sont absents permettraient de vérifier si l'anomalie thermique est uniquement dépendante (ou pas) de l'altitude. De plus il serait intéressant de pouvoir déterminer l'altitude inférieure limite – ou

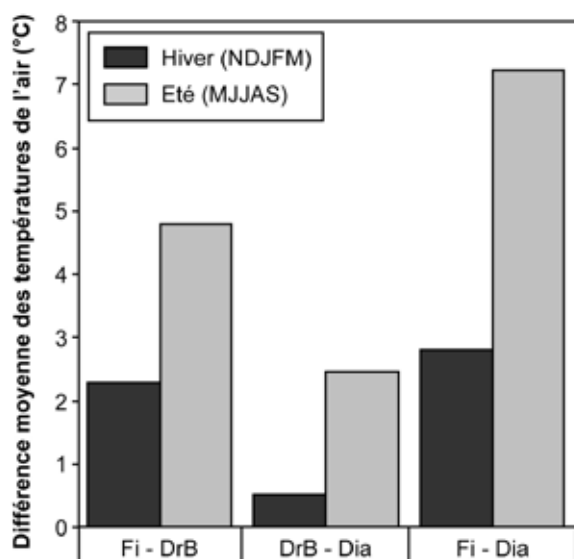


Fig. 5.62 - Différence moyenne des températures de l'air en hiver (novembre – mars) et en été (mai – septembre) entre différents sites d'altitude différente (Finges 780 m.s.m., Dreveneuse d'en Bas 1600 m.s.m., glacière des Diablotins 2000 m.s.m.).

plus exactement la température moyenne annuelle limite – sous non latitudes pour qu'un éboulis froid puisse se développer. Actuellement, aucune donnée n'est disponible pour des sites péri-alpins situés en dessous de 780 m.s.m. (Bois de Finges). A très basse altitude, où la MAAT est élevée, il est alors possible qu'il ne fasse plus suffisamment froid en hiver pour faire geler le terrain. Dès lors, un stockage de frigidités semble impossible et l'anomalie entre MAGST et MAAT devrait s'amenuiser fortement (fig. 5.63). L'altitude limite inférieure n'a cependant pas pu être déterminée précisément.

Inversement, MAGST se rapproche de la valeur de MAAT à plus haute altitude. En ajustant sur la base des valeurs mesurées les courbes de décroissance de MAGST et MAAT en fonction de l'altitude, on remarque que MAGST dans la partie inférieure des pentes d'éboulis ventilés devient égale à MAAT vers 3000 m.s.m. (fig. 5.63). Cette valeur est à prendre avec prudence, mais on peut supposer que l'affaiblissement observé de l'anomalie thermique négative à haute altitude pourrait expliquer – en plus d'autres hypothèses comme un contenu en glace plus important ou l'absence de sol dirigeant le courant d'air (DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006) – pourquoi le régime thermique des éboulis situés dans la frange du pergélisol discontinu est autant influencé par des processus de type radiatif, conductif et advectif. Dans les éboulis de basse et moyenne altitude, le processus de type advectif lié à la ventilation par effet de cheminée est en revanche largement dominant.

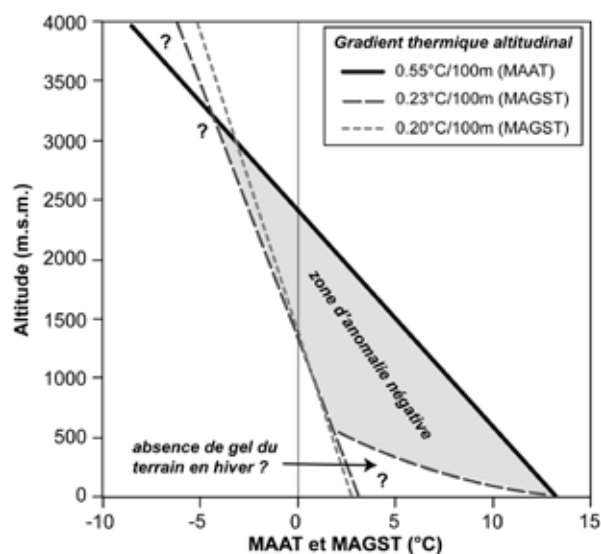


Fig. 5.63 - Gradient thermique altitudinal de MAAT et MAGST, et détermination d'une zone d'anomalie négative en fonction de l'altitude pour la Suisse occidentale.

5.5 SYNTHÈSE

L'analyse des données thermiques acquises sur 11 sites différents et depuis plusieurs années a permis d'illustrer et de comprendre de nombreuses particularités du régime thermique des éboulis et des glaciers rocheux fossiles ventilés présentant une anomalie thermique négative dans leur partie basse. Les facteurs clé d'évolution des températures ont ainsi pu être déterminés. Le chapitre 5 est relativement dense en enseignements et discussions. Les points les plus importants sont rappelés ci-dessous.

Concernant les variations saisonnières du régime thermique, on relèvera que :

- **Tous les sites investigués présentent une répartition et une évolution saisonnière des températures de la surface du sol similaires.** Les 5 types annuels de régime thermique entre l'amont et l'aval des pentes d'éboulis proposés par DELALOYE (2004) sur la base de l'analyse des variations des GST dans l'éboulis du Creux-du-Van se retrouvent être communs à tous les sites investigués. Un processus commun de circulation d'air affecte donc ces différentes accumulations sédimentaires poreuses.

- Des modifications longitudinales et latérales du régime thermique de type Creux-du-Van peuvent être causé par des **variations des propriétés abiotiques du sol**. La présence de niveaux peu perméables au courant d'air ainsi que l'agencement des chenaux d'aération dans le sol sont les principaux facteurs responsables invoqués.

- La circulation d'air par effet de cheminée provoque une **anomalie thermique négative** dans la partie basse des éboulis par rapport à la température moyenne annuelle de l'air extérieur. L'ampleur de cette anomalie négative semble à augmenter avec une diminution de l'altitude. Néanmoins, cette observation est peut-être uniquement la conséquence de différences morphologiques du site, des situations de piégage d'air froid ou d'inversion thermique étant fréquentes en hiver au fond des vallées alpines.

- Le passage de la phase estivale à hivernale se produit de façon marquée en automne, lorsque la température de l'air extérieur passe un certain seuil thermique. **La température de ce seuil d'inversion de la direction du courant d'air est très proche**

de la température moyenne annuelle du lieu. La valeur de ce seuil donnerait ainsi une indication sur la température générale du système ventilé.

- La décroissance des GST dans la partie haute du système ventilé en hiver, ainsi que le réchauffement graduel ou par paliers des GST dans la partie basse en été traduisent des **phases de recharge et de vidange du réservoir de froid dans l'éboulis**. Concernant l'évolution saisonnière de la teneur en glace interstitielle, on notera qu'un assèchement (sublimation) a lieu en hiver. La percolation des eaux de fonte de la neige au printemps et leur regel dans le sol sur-refroidi entraîne une période plus ou moins longue de GST stable à 0°C. La glace formée au printemps fond ensuite progressivement durant l'été.

- Dans les parties basses de l'éboulis du Creux-du-Van et du tassement des Mayens-de-Bruson, des **variations secondaires des températures du sol** ont été observées durant certains hivers. Elles indiquent que la direction du courant d'air (normalement en phase d'aspiration) peut néanmoins s'inverser durant de courtes périodes. C'est notamment le cas dans le trou à vent du Creux-du-Van où une décharge gravitaire d'air froid se produit durant les courtes phases de redoux hivernal. Inversement durant des périodes de temps froid en hiver, une augmentation des températures a été observée dans les parties basses (Bru-03) des Mayens-de-Bruson, indiquant une sortie d'air localisée probablement influencée par la structure interne de l'accumulation sédimentaire.

Concernant l'évolution interannuelle du régime thermique, on notera que :

- L'évolution interannuelle du régime thermique des différents éboulis de basse et moyenne altitude est identique. La position des secteurs sur-refroidis ou au contraire des zones chaudes est constante d'année en année.

- **Le facteur clé d'évolution est la température de l'air extérieur durant la période hivernale.** Des périodes de temps froid prolongés et très intenses en hiver favorisent le gel profond du sol. Les températures de l'air extérieur en été ainsi que l'importance de l'enneigement ne contribuent que très modérément à l'évolution du régime thermique des parties basses sur-refroidies des éboulis, contrairement aux environnements de blocs aérés de haute altitude.

- **Dans les éboulis de basse et moyenne altitude, les années où le refroidissement est important sont aussi parmi les plus enneigées.** Le manteau neigeux n'agit donc pas comme un isolant thermique. Au contraire, il semble qu'un épais manteau neigeux permet un maintien de conditions froides durant les périodes de redoux hivernales en empêchant l'humidification et le réchauffement du sol.

- Durant l'hiver, le passage du courant d'air dans l'éboulis agit ainsi comme **un vecteur de froid extrêmement efficace et permet la constitution d'un réservoir de froid** comme semble l'indiquer la comparaison des indices de gel de l'air (AFI) et du sol (GFI). Les frigories sont emmagasinées essentiellement dans les débris rocheux, dans les matériaux fins interstitiels ou sous-jacents à l'éboulis, sous forme de glace (chaleur latente), voire éventuellement également dans le manteau neigeux.

- Il existe une relation bien déterminée entre le refroidissement hivernal de l'éboulis et les conditions thermiques régnant en été proche de la surface et à l'intérieur de l'accumulation sédimentaire. **On peut notamment souligner qu'un hiver doux avec un gel du sol limité entraîne une augmentation significative des GST durant l'été et l'automne.**

- A la suite d'hivers froids, un pergélisol peut se former à l'intérieur de l'éboulis (partie basse) et/ou dans les sédiments fins sous-jacents à l'éboulis. Le sol gelé dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas peut être considéré comme un **"pergélisol à court terme"**, appelé "pereletok" par GORBUNOV ET AL. (2004), et **dont la géométrie semble changer fortement d'une année à l'autre en fonction des températures de l'air extérieures hivernales.**

Les processus d'échange de chaleur et de formation d'un "réservoir de frigories" dans une accumulation sédimentaire poreuse sont une des interrogations auxquelles les deux chapitres suivants vont tenter de répondre. Dans un premier temps, nous pénétrons à l'intérieur d'un système ventilé analogues aux éboulis : la glacière dynamique des Diablotins. Dans un deuxième temps, l'évolution en 2 dimensions des propriétés thermiques indirectement mesurées par la répétition de tomographies de résistivités électriques et de sismique-réfraction sera présentée pour les éboulis de Dreveneuse d'en Bas et du Creux-du-Van.

6 - LA GLACIÈRE DYNAMIQUE DES DIABLOTINS

6.1 INTRODUCTION

De façon simplifiée, un éboulis peut être considéré comme un réseau souterrain complexe peu profond avec de multiples entrées et sorties. Une grotte peut être vue comme un système dont les composantes principales sont la roche encaissante, les eaux de percolation, l'atmosphère souterraine, et – dans le cas des grottes glacées – l'existence de neige et de glace (LUETSCHER ET AL. 2008). De nombreux travaux (par exemple LISMONDE 2002a, b) ont montré que **l'aérologie du monde souterrain jouait un rôle prépondérant dans l'évolution du climat hypogé, et dans la préservation et la formation de glace souterraine dans des environnements où la température moyenne annuelle de l'air extérieur est nettement positive**. Dans cette optique, il nous a semblé judicieux de nous pencher d'une part sur les études scientifiques traitant des cavités souterraines et plus précisément des grottes glacées (par ex. SAAR 1956, LISMONDE 2002a, LUETSCHER ET AL. 2008, OBLEITNER & SPÖTL 2011), et d'autre part d'investiguer en détail une glacière dynamique afin d'y réaliser **des observations et des mesures directes à l'intérieur d'un système ventilé par effet de cheminée**, démarche irréalisable dans des éboulis où comme le rappellent avec humour TANAKA ET AL. (2000): « *there are plenty of spaces between rocks, but the space is too narrow for a person to walk as in the wind cave* ».

Les glacières sont des grottes renfermant de la glace et/ou de la neige durant toute l'année. LUETSCHER (2007) les définit également comme un système caractérisé par une anomalie thermique négative au sein d'un massif karstique. Classiquement, on distingue les glacières "statiques" caractérisées par un piégeage de neige et/ou d'air froid en hiver au travers d'un ou plusieurs orifices situés à la même

altitude puis d'une stratification thermique en été, et les glacières "dynamiques" dont les entrées dénivelées permettent la mise en place d'une circulation d'air par effet de cheminée durant toute l'année. Une nouvelle classification plus détaillée et basée sur deux critères – la dynamique de l'air et le type de glace – permet de distinguer 9 catégories de grottes glacées situées en région tempérée (LUETSCHER & JEANNIN 2004c).

6.1.1 Importance des conditions climatiques hivernales

De nombreuses études récentes se sont focalisées sur les processus impliqués dans l'évolution des conditions climatiques et du bilan de masse des glacières (par ex. LUETSCHER 2005, KERN ET AL. 2011, MAY ET AL. 2011, OBLEITNER & SPÖTL 2011, PERSOIU ET AL. 2011). Il a pu être démontré que les **fluctuations des volumes de glace souterrain étaient essentiellement dépendantes des conditions thermiques et hydrologiques régnant durant l'hiver** (SAAR 1956, OHATA ET AL. 1994a, b, LUETSCHER ET AL. 2005). Ainsi dans le domaine de la reconstruction du paléo-climat, les glacières fournissent de précieuses informations sur l'évolution des conditions climatiques hivernales, ce qui les différencie des glaciers et des environnements périglaciaires de haute montagne qui sont dépendants à la fois des conditions climatiques hivernales (enneigement et dans une moindre mesure températures de l'air) et estivales (températures de l'air). En termes de compréhension des processus permettant l'existence d'environnements gelés en permanence situés parfois à basse altitude, les glacières sont un véritable laboratoire des mesures et des observations directes ne se limitant pas à la surface du terrain ou en forage, comme c'est le cas – sauf rares exceptions – dans la recherche sur les environnements périglaciaires et glaciaires.

A la fois dans les glaciers statiques et dynamiques, **le volume de glace est soumis à de fortes fluctuations saisonnières**. Même si les périodes d'accumulation et d'ablation ainsi que les processus impliqués (période de regel des eaux de fonte, fonte, sublimation...) peuvent être propre à chaque cavité, la plupart des études signale une diminution générale plus ou moins continue des volumes de glace durant les dernières décennies (par ex. RACHLEWICZ & SZCZUCINSKI 2004, LUETSCHER & JEANNIN 2004a). Les processus à l'intérieur d'une glacière n'en demeurent pas moins complexes. LAURIOL ET AL. (1988) ont par exemple montré que **la distribution de la glace et les propriétés du climat de la grotte pouvaient être très hétérogènes et changer drastiquement sur de courtes distances**.

6.1.2 Motivations de l'étude de la glacière dynamique des Diablotins

En milieu alpin, LUETSCHER & JEANNIN (2004b) considèrent que la plupart des cavités souterraines sont affectées par une ventilation par effet de cheminée. Néanmoins, l'étude des grottes glacées en Suisse se focalise essentiellement dans la chaîne du Jura, où une douzaine de cavités explorées contiennent de la glace pérenne et du pergélisol (LUETSCHER 2005). Or ces dernières sont essentiellement des pièges à neige et à air froid, avec une ventilation d'air prononcée en hiver, mais quasi inexistante en été. Dans la littérature scientifique, des études détaillées sur des glaciers dynamiques ont été réalisées essentiellement en Autriche dans les immenses grottes glacées de Dachstein-Rieseneishöhle et Eisriesenwelt, la plus grande glacière du monde (par ex. SAAR 1956, BEHM & HAUSMANN 2007, SPÖTL 2008, MAY ET AL. 2011, OBLEITNER & SPÖTL 2011) ou encore en Pologne (RACHLEWICZ & SZCZUCINSKI 2004).

L'étude détaillée de la petite glacière dynamique des Diablotins, dans les Préalpes fribourgeoises, a été motivée par trois raisons distinctes :

- 1) La première raison est directement liée au sujet de cette thèse : l'étude des processus liés à un effet de cheminée. Par rapport aux énormes glaciers dynamiques autrichiens décrites dans la littérature, la glacière des Diablotins a l'avantage d'une part d'être de taille plus ou moins similaire aux éboulis étudiés (environ 30-50m de long) et d'autre part de se situer dans la même région géographique. En effet, les mesures réalisées à EisriesenWelt ou Dachstein-Rieseneishöhle ne

sont pas effectuées proche de la zone des entrées inférieures où les fluctuations thermiques sont importantes, mais se concentrent à plusieurs centaines de mètres à l'intérieur du massif où les amplitudes thermiques ne dépassent pas 2°C (SCHÖNER ET AL. 2011).

- 2) Le deuxième objectif est plus spécifique au site. En effet le volume de glace a connu d'importantes variations durant les deux dernières décennies, dont l'évènement le plus spectaculaire fut observé au milieu des années 1990 avec un remplissage et une fermeture rapide de la galerie par de la glace. Afin d'expliquer ce comportement particulier, il s'agissait de déterminer le climat souterrain et l'évolution saisonnière de la masse de glace dans les Diablotins.
- 3) La troisième motivation a un caractère régional. En effet malgré un nombre respectivement important de cavités et de réseaux souterrains, les quelques glaciers recensés dans les Préalpes fribourgeoises (SCPF 2011) sont peu étudiés, notamment en raison d'une accessibilité (très) difficile nécessitant de longues approches et de bonnes connaissances des techniques alpines. Il s'agissait de combler cette lacune en initiant une étude du "plus grand glacier fribourgeois".

Dans cette optique, un projet de recherche a été initié en 2009 par les Unités de Géographie et des Sciences de la Terre (M. BOCHUD) en collaboration avec les Spéléo-Club des Préalpes Fribourgeoises. Le projet a bénéficié d'une participation financière de la Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles et du Fonds de Recherche de l'Université de Fribourg.

6.2 DESCRIPTION DU SITE

6.2.1 Le Gouffre et la glacière des Diablotins

Le vallon des Morteys est une vallée synclinale dont les flancs sont composés de calcaires massifs des Préalpes Médiannes et entrecoupés de profondes failles subverticales (fig. 6.1). Des accumulations morainiques au débouché de la vallée rappellent également une influence glaciaire dans la morphologie actuelle. La température moyenne annuelle de l'air y est d'environ +2.8°C (mesurée à la station météorologique du Moléson, 1974 m.s.m.). Les hivers se caractérisent par des températures moyennes de -2.2 +/- 1.1°C. L'accumulation de neige est en moyenne de 3-4m

dans le vallon des Morteys, son épaisseur pouvant néanmoins varier très fortement localement entre les crêtes soufflées par le vent et les pieds de versant où d'énormes névés peuvent se former durant l'hiver.

Une cinquantaine d'entrées de cavités a été répertoriée dans le vallon par le Spéléo-Club des Préalpes Fribourgeoises (SCPF 2011). Le plus grand réseau souterrain de la région (réseau des Morteys dont la longueur est de 8.9km et le développement vertical de 550m) se situe au fond de la combe, au pied du Vanil Noir, plus haut sommet des Préalpes fribourgeoises (2389 m.s.m.). Environ 200m à l'est du réseau des Morteys, le réseau karstique du Gouffre des Diablotins s'ouvre sur les flancs de la chaîne des Bimis vers 2000 m.s.m. Les explorations des spéléologues du SCPF n'ont à ce jour pas encore permis de trouver des connexions entre ces deux réseaux souterrains voisins.

Avec 652 mètres de dénivellation, le Gouffre des Diablotins est actuellement le plus profond réseau karstique de la région (SCPF 2011). L'entrée

supérieure du gouffre se situe à 2092 m.s.m. et débute par un puits vertical sur une profondeur de 150 mètres (objet FR032, SCPF 2011). A -105 mètres, le puits rencontre une galerie horizontale (appelée "galerie inférieure" dans la suite de ce chapitre) qui remonte vers l'entrée inférieure de la grotte, située à 2007 m.s.m. au milieu d'une paroi rocheuse (objet FR030, SCPF 2011) (figs. 6.1 & 6.2). L'accès aux parties profondes du Gouffre des Diablotins (BOVEY 2005) se fait par une ouverture située à l'intersection des galeries provenant de deux entrées ("jonction des galeries" sur fig. 6.2). **La forme en "L" entre les deux entrées situées à des altitudes différentes est une configuration a priori propice à la mise en place d'une circulation d'air par effet de cheminée.** La présence de forts courants d'air en été est en effet reportée par BOVEY (1995), mais une ventilation plus profonde semble aussi attestée par les explorations du Gouffre. Le nom "Diablotins" fait d'ailleurs référence à la présence d'étranges murmures provenant des profondeurs de la grotte (BOVEY 1995).

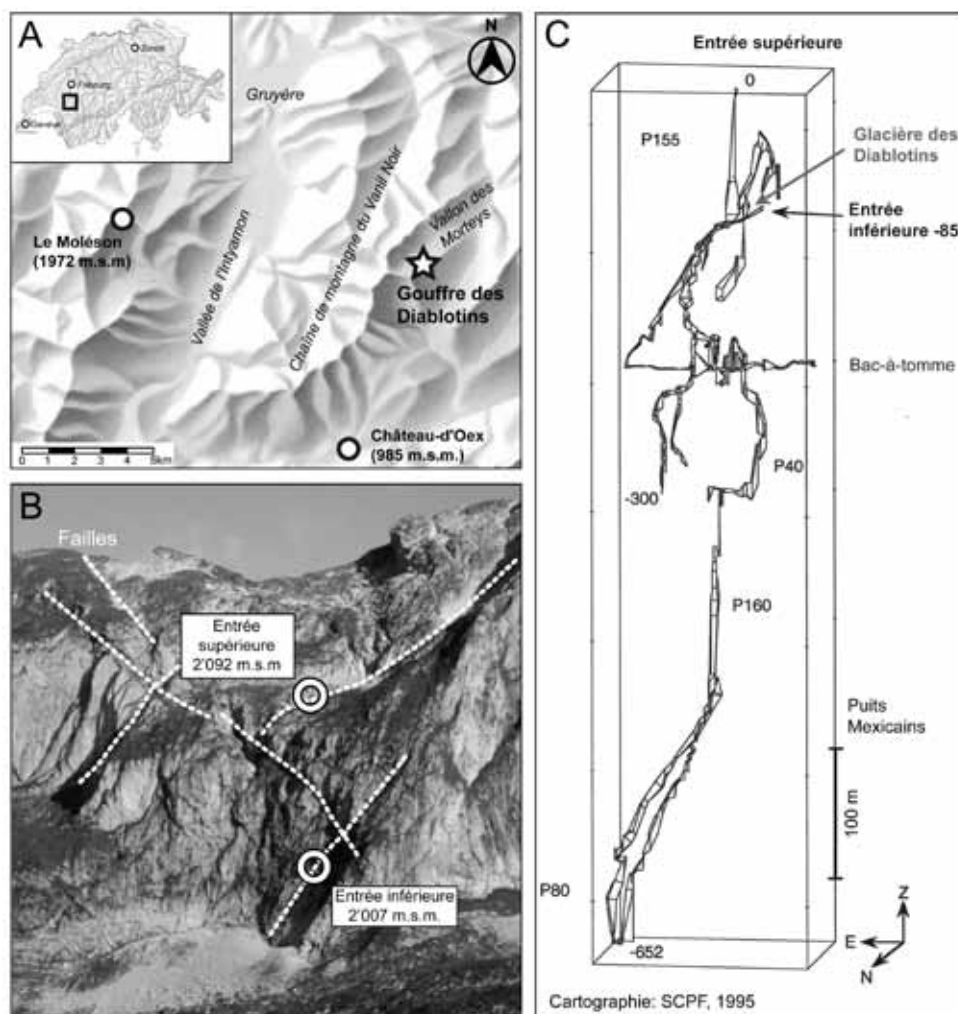


Fig. 6.1 - A. Localisation du Gouffre des Diablotins et des stations météorologiques du Moléson et de Château-d'Oex ; B. emplacement des deux entrées du Gouffre (photo : M. BOCHUD) ; C. Cartographie du Gouffre des Diablotins et localisation de la glacière dans la zone des entrées (cartographie : SCPF, 1995).

La zone des entrées du Gouffre des Diablotins se singularise notamment par la forte présence de glace. BOVEY (1995) signalait ainsi que les 2/3 du puits vertical étaient recouverts de glace durant les années 1990, et qu'un névé persistait durant l'été au fond du puits. L'état actuel de l'englacement du puits vertical n'est pas connu, la galerie provenant de l'entrée inférieure étant obstruée par la glace depuis les années 1994-1995. L'accès au puits vertical par l'entrée supérieure nécessite une très longue et difficile expédition qui n'a pu être entreprise par manque de temps.

La connaissance actuelle de l'état de l'englacement des Diablotins se limite donc à la galerie inférieure, dont la glace s'étend de façon

discontinue sur environ une trentaine de mètres. Le volume total est estimé à environ 100m³. Nous avons séparé cette partie de la grotte en 6 secteurs (figs. 6.2 et 6.3) : depuis l'entrée inférieure, où une accumulation de neige se forme durant l'hiver, la galerie est dégagée sur environ 15 mètres (*secteur 1*) jusqu'à la première masse de glace significative, le "bouchon de glace" (*secteur 2*). Le "couloir intermédiaire" faiblement englacé lui succède (*secteur 3*), puis vient la "salle de la cheminée", secteur occupé par le volume de glace le plus important (*secteur 4*). La galerie est aujourd'hui totalement obstruée au niveau du "toboggan de glace" (*secteur 4*) et "du puits de glace" (ou "bassine de la bouteille") (*secteur 5*), empêchant l'accès à la jonction des galeries inférieure et supérieure (*secteur 6*).

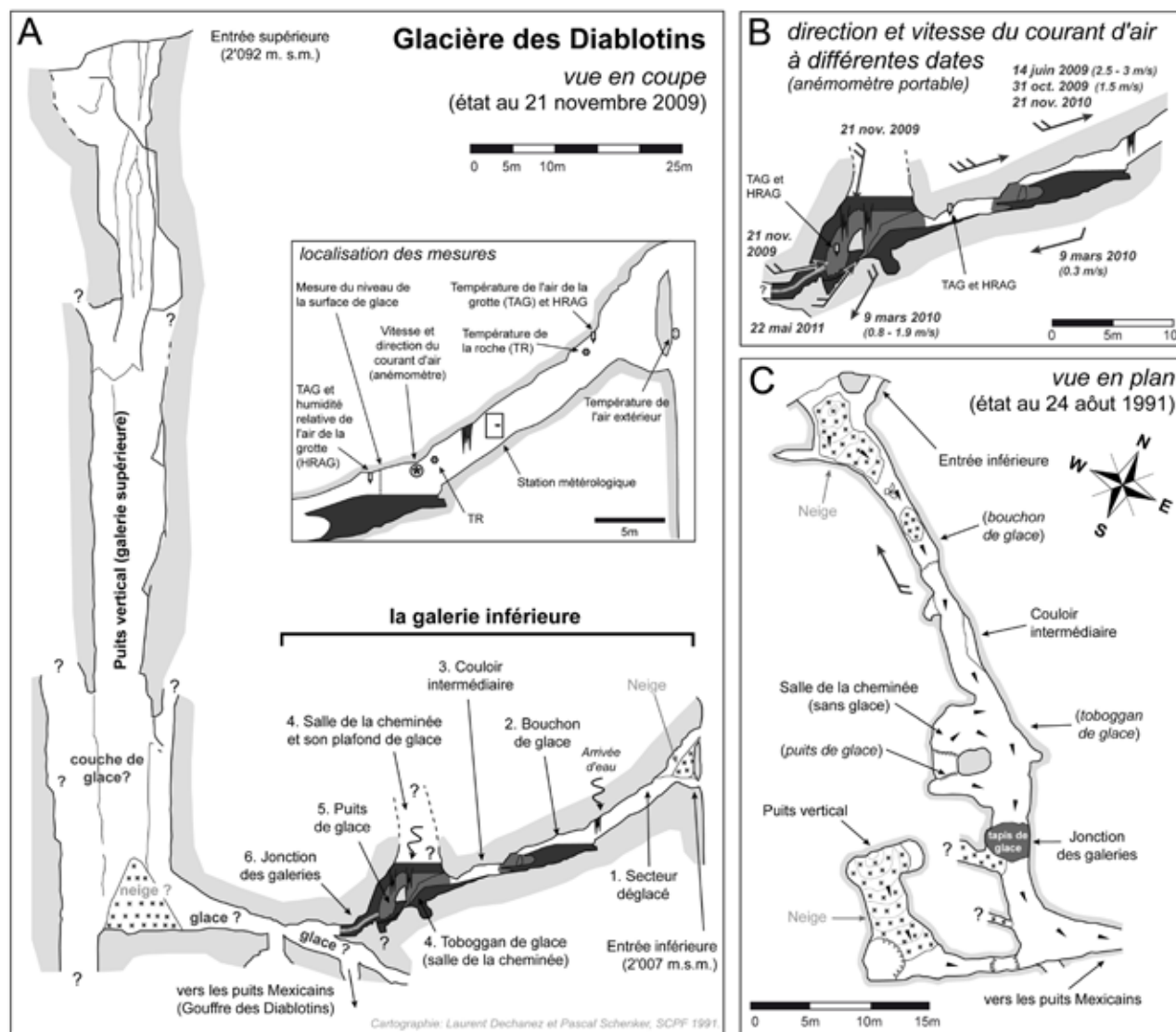


Fig. 6.2 - A. Vue en coupe de la zone des entrées du Gouffre des Diablotins avec état de l'englacement en date du 21 novembre 2009. L'encart indique l'emplacement des différents instruments situés proche du bouchon de glace. B. Vitesse et direction du courant d'air mesurées à différentes dates à l'aide d'un anémomètre portable (1 trait indique une vitesse < 1 m/s, 2 traits 1-3 m/s et 3 traits > 3m/s). C. Vue en plan de la zone des entrées du Gouffre des Diablotins. Noter que la galerie inférieure était presque totalement libre de glace le 24 août 1991. La roche est dessinée en gris clair, la glace en anthracite ou en gris foncé lorsqu'elle n'occupe que la partie SO de la galerie. Cartographie : LAURENT DECHANEZ ET PASCAL SCHENKER, SCPF, 1991.

6.2.2 Evolution de la masse de glace depuis 1990

Le caractère original de la glacière des Diablotins réside **dans les rapides modifications de sa masse de glace observées lors des 20 dernières années et rapportées dans les archives du SCPF**. Lors de la découverte du Gouffre en août 1983, la galerie inférieure était complètement bouchée par de la glace. La situation était tout autre **en août 1991 et en 1992, puisque la cavité était presque entièrement déglacée** (fig. 6.2c). Une exploration intense du réseau karstique débute alors et les spéléologues atteignent une profondeur de -652m en août 1992. En juillet 1993, une corde est installée dans la salle de la cheminée pour accéder par une vire à la jonction menant au pied du puits de l'entrée supérieure ainsi qu'à la suite de la cavité (puits Mexicains), de la glace commençant à obstruer l'accès par le bas de la salle de la cheminée. Cependant *« depuis 1994, l'exploration de la grotte a été rendue difficile par l'accumulation très importante de glace dans la galerie inférieure. Depuis 1995, la glace bouche complètement cette galerie ainsi que la zone de jonction avec le puits venant de l'entrée*

supérieure » (BOVEY 1995). Depuis lors, il n'a plus été possible d'atteindre les voies d'accès au Gouffre des Diablotins depuis l'entrée inférieure. Entre 1997 et 2001, d'importantes quantités d'eau liquide mélangée à de la glace ont été observées au niveau de l'actuel bouchon de glace (M. BOCHUD, comm. pers). Un tuyau y fut installé pour tenter d'évacuer l'eau, sans succès, puisque la galerie inférieure était toujours ennoyée en 2005. Depuis 2007 en revanche, un courant d'air est à nouveau perceptible.

En d'autres termes, le volume du culot de glace dans la grotte a fortement augmenté au cours des années 1990, ce qui, au regard de l'évolution climatique (fort réchauffement à partir de la décennie 1980) s'avère un comportement pour le moins singulier. Par ailleurs, la modification de la masse de glace des Diablotins représente un phénomène unique qui ne se retrouve pas dans les glaciers du Jura par exemple où les volumes de glace présents dans les cavités ont tendance à demeurer beaucoup plus stables ou à diminuer progressivement (par ex. DYSLI & LUETSCHER 2003, LUETSCHER 2005).



Fig. 6.3 - Aperçu des principaux secteurs englacés : A. bouchon de glace (à gauche) et stalactite de glace ; B. morphologie en "U" sous le bouchon de glace (photo : M. BOCHUD) ; C. salle de la cheminée et son plafond de glace, D. puits de glace et dépression ovale dans le plafond de glace.

6.2.3 Instrumentation de la galerie inférieure de la glacière des Diablotins en 2009-2011

Afin de comprendre cette évolution singulière de la masse de glace, des visites plus fréquentes de la galerie inférieure ont été entreprises dès juin 2009 dans le but d'identifier les processus ayant cours actuellement. La galerie inférieure a ainsi été équipée d'une station météorologique (MAAD Technologies, mesure chaque heure) (MORARD ET AL. 2010c) et de divers capteurs autonomes (UTL-1, Geotest AG, mesure chaque 2 heures ; iButton, mesure chaque 3 heures) à 5 emplacements différents (fig. 6.2 et tab. 6.1) : à l'extérieur de la cavité, proche de l'entrée inférieure et dans trois secteurs de la partie englacée de la galerie inférieure, à savoir au niveau du bouchon de glace, dans le couloir intermédiaire et dans le puits de glace après la salle de la cheminée. Les températures de l'air et de la roche, l'humidité relative de l'air, la vitesse et la direction du courant d'air (anémomètre) au niveau du bouchon de glace (fig. 6.2 et tab. 6.1) sont ainsi enregistrés. La station météorologique a malheureusement été victime d'un problème de calendrier dès le 21 novembre 2009, entraînant une prise de mesure chaque 10 heures en lieu et place d'une heure. Depuis lors, l'anémomètre n'a plus fonctionné correctement, sauf rares exceptions. Une ficelle installée sur le bouchon de glace permet de mesurer les variations de hauteur de la masse de glace lors des visites. Des mesures ponctuelles de vitesse et de direction du courant d'air sont aussi réalisées lors des visites à l'aide d'un anémomètre portable (GEOS, JDC Electronics). Aucune mesure n'a en revanche été effectuée dans l'entrée supérieure et le puits vertical en raison d'une accessibilité difficile et d'un manque de temps. L'exploration de ce secteur est cependant prévue pour les prochaines années.

6.2.4 Modifications saisonnières de la masse de glace entre juin 2009 et novembre 2011

La galerie inférieure a été visitée à 8 reprises entre juin 2009 et novembre 2011. L'évolution de la hauteur de la surface de glace au niveau du bouchon de glace est présentée dans la figure 6.4 et dans le tableau 6.5.2.

- *14 juin 2009* : une accumulation de neige occupait la cavité proche de l'entrée inférieure (fig. 6.2). Un bouchon de glace obstruait presque totalement la galerie 20m plus bas. **Un fort courant d'air froid (-0.3°C, 2.5-3 m/s) soufflait** par une petite ouverture au sommet du niveau de glace et les parois de la cavité étaient entièrement couvertes de givre (fig. 6.6h).
- *31 octobre 2009* : après une première période de temps froid et neigeux à la mi-octobre, une deuxième visite de la glacière allait permettre de poursuivre l'exploration plus en profondeur dans la galerie inférieure. En effet, la surface du bouchon de glace s'était abaissée de 4cm par rapport au 14 juin et plus à son extrémité. Seuls quelques rares cristaux de givre recouvraient encore les parois. Il fut ainsi possible d'atteindre la salle de la cheminée dans laquelle un **étonnant plafond de glace – qui n'existait pas en 1996 – s'était formé**. La corde installée en 1993 était prise dans la masse de glace (fig. 6.3). Tout au long de la galerie, de nombreux coups de gouge étaient taillés dans la glace (LISMONDE 2002a) (fig. 6.6c). Une stalactite de glace s'était également formée au niveau du bouchon de glace (fig. 6.3).
- *21 novembre 2009* : alors que la surface du bouchon de glace avait encore diminué de 2cm, l'exploration s'est poursuivie avec un

Types de mesure :	Extérieure de la grotte	Entrée inférieure	Bouchon de glace	Couloir intermédiaire	Puits de glace
Température de l'air	X	X	X	X	X
Humidité relative de l'air	-	-	X	X	-
Température de la roche (10cm)	-	X	X	-	-
Température de la glace (10cm)	-	-	(X)	-	-
Vitesse et direction du courant d'air	-	-	X	-	-
Niveau de glace	-	-	X	-	-
Comparaison de photos	X	X	X	X	X

Tab. 6.1 - Types de mesures effectuées dans la galerie inférieure de la glacière des Diablotins. Les mesures en continu ont débuté le 31 octobre 2009, à l'exception de la température de l'air au bouchon de glace mesurée depuis juin 2009. La température de la glace est mesurée dès le 16 octobre 2010.

équipement adéquat jusque dans le puits de glace situé après la salle de la cheminée. La galerie y était cependant totalement obstruée par de la glace, à l'exception d'un canal décimétrique par lequel sortait un courant d'air (fig. 6.6j). La jonction avec le puits vertical et les galeries d'accès au Gouffre des Diablotins n'a pu être atteinte. Dans la salle de la cheminée, de l'eau ruisselait le long des parois et des stalactites, et un courant d'air fut senti en provenance des bords du plafond de glace.

- *9 mars 2010* : l'entrée inférieure était partiellement bouchée par de la neige. A l'intérieur de la galerie inférieure, le courant d'air était aspirant. Le bouchon de glace avait encore diminué de volume, 10cm d'épaisseur ayant été perdus par rapport au 14 juin 2009 ! **Cette perte de glace en hiver se généralisait à l'ensemble des secteurs de la galerie inférieure.** La surface de la glace était également "sale" et couverte d'une fine couche de poussière (fig. 6.6g). Dans la salle de la cheminée, les parois étaient sèches et aucune percolation d'eau n'était visible ni audible. Le courant d'air s'engouffrait à la base du toboggan de glace par de petits trous nouvellement formés dans la glace.
- *22 mai 2010* : **de la nouvelle glace de congélation – très claire** – s'était formée sur le sol de la galerie inférieure entre le bouchon de glace et la salle de la cheminée (fig. 6.5). Le courant d'air était à nouveau expulsé par l'entrée inférieure et du givre recouvre les parois.
- *16 octobre 2010* : l'été touchait à sa fin et pourtant le volume de glace avait encore augmenté par rapport au mois de mai (fig. 6.4). Le niveau de la surface du bouchon de glace au point de mesure était même supérieur à juin 2009. L'accès à la salle de la cheminée était toujours possible mais devenait délicat.
- *16 mars 2011* : le niveau de la surface du bouchon de glace était plus élevé de 2cm par rapport au 16 octobre 2010, ce qui « *demandait de rentrer le ventre sérieusement pour passer le bouchon de glace* » (R. DELALOYE, comm. pers.). Néanmoins, la glace présentait une morphologie de surface lisse et semblait être attaquée par la sublimation (fig. 6.5). Dans la salle de la cheminée, de la poussière recouvrait le sol. Le bas du toboggan de glace laissait entrevoir un chenal tapissé de

cristaux de givre qui se poursuivait en profondeur sur au moins 5 mètres.

- *12 juin 2011* : suite à un hiver peu enneigé, l'accumulation de neige proche de l'entrée était nettement plus petite que les deux années précédentes. Du givre recouvrait les parois et la surface du bouchon de glace était légèrement mouillée. Le volume de glace avait encore augmenté au niveau du bouchon de glace et il fut malheureusement impossible d'atteindre le couloir intermédiaire et la salle de la cheminée.
- *1^{er} novembre 2011* : le volume de glace au niveau du bouchon de glace avait augmenté de 2cm par rapport au 12 juin. La grande stalactite était comme "rongée" alors que de nouvelles petites stalactites s'étaient formées juste à l'aval le long d'une fissure, indiquant des sorties d'eau durant l'été à cet endroit. Contrairement à juin, il fut possible d'accéder au couloir intermédiaire (renommé pour l'occasion "le couloir des deux docteurs"), l'utilisation d'une corde s'étant avérée nécessaire en raison d'un accès très glissant suite au regel des eaux d'infiltration. De grands changements ont été observés dans la salle de la cheminée. Tout d'abord une nouvelle stalactite s'était développée au milieu du plafond de glace. Cette exsurgence d'eau liquide avait également attaqué la masse de glace principale. En revanche, les grandes stalactites présentes les années précédentes en bordure de la salle (fig. 6.3C) étaient en cours de disparition. Deuxièmement, le toboggan de glace était bien ouvert, et il fut possible de descendre la galerie sur environ 5 mètres. La présence de pierrailles n'a pas permis de poursuivre l'exploration. Un courant d'air en provenance des profondeurs de la grotte sortait à cet endroit. Enfin, la principale modification était relevée **dans le puits de glace profond de 6 mètres et entièrement rempli d'eau liquide** (fig. 6.16) ! Dans ces circonstances, il fut renommé "la bassine de la bouteille". Une partie de cette eau liquide percolait le long de la masse de glace et s'évacuait à travers l'ouverture du toboggan de glace.

Si la variation du niveau de glace est relativement importante au niveau du bouchon de glace (fig. 6.4 et tab. 6.2), il n'en va pas de même dans la salle de la cheminée. En effet, dans cette partie de la grotte, la perte de glace est quasi-continue depuis le début des observations en octobre 2009. Deux indices viennent

l'attester : premièrement l'accès au puits de glace nécessite l'installation de vis à glace dans la grande masse gelée latérale de la salle de la cheminée. Le fait que la profondeur du trou percé diminue de visite en visite indique une perte du volume de glace. Deuxièmement, le fond du toboggan de glace n'a cessé de s'ouvrir depuis octobre 2009, découvrant une petite galerie par laquelle souffle un courant d'air. En conclusion, **on retiendra donc que les pertes et gains de volume de glace ne semblent pas être uniformément répartis dans les différents secteurs de la galerie inférieure.**

Un dernier fait surprenant qui pourra intéresser les biologistes est à relever : durant toute les visites, des papillons morts ou en état apparent de léthargie, probablement de l'espèce *Triphosa dubitata* – une Géomètre connue pour hiverner dans les grottes (Y. CHITTARO, comm. pers.) – ont été observés à même la glace.

Date	Distance glace – plafond (cm)	Changement depuis le 14 juin 2009	Changement par rapport à la date précédente
14.06.09	114	0	0
31.10.09	118	-4	-4
21.11.09	120	-6	-2
09.03.10	124	-10	-4
22.05.10	118	-4	+6
16.10.10	109	+5	+9
16.03.11	107	+7	+2
12.06.11	101	+13	+6
01.11.11	99	+15	+2

Tab. 6.2 - Variation de la distance entre le plafond de la galerie et la surface de glace au niveau du bouchon de glace. Noter la diminution observée durant l'hiver 2010 et l'augmentation importante du volume de glace entre mai et octobre 2010 (+9 cm), puis entre mars et juin 2011 (+6 cm). Précision de la mesure : +/- 1cm.

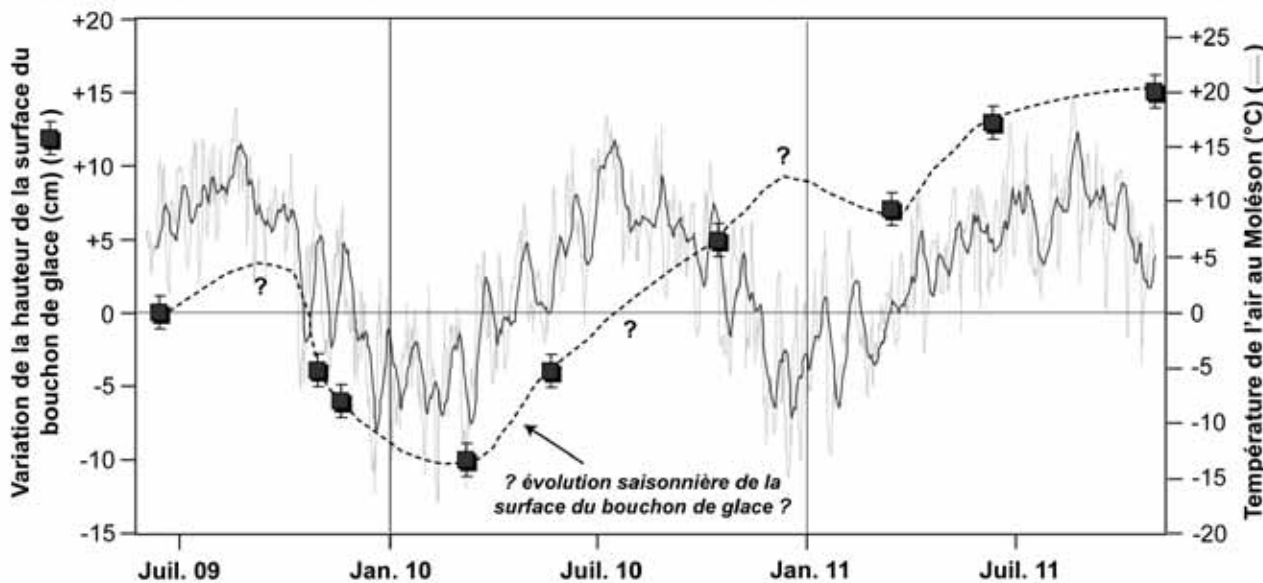
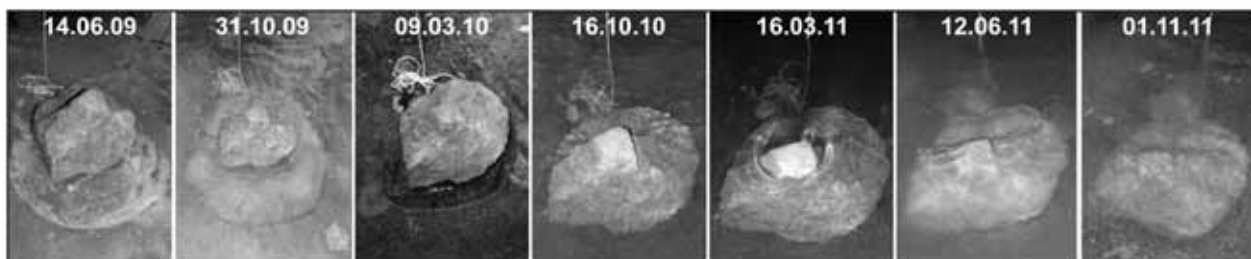


Fig. 6.4 - Variation de la hauteur de la surface du bouchon de glace et évolution de la température de l'air au Moléson entre juin 2009 et 2011. Une courbe d'évolution saisonnière possible est dessinée à main levée. En haut, aperçu du gros bloc situé sur le bouchon. Noter notamment que le 16.03.11, la glace est lissée par la sublimation autour du bloc.

6.2.5 Type de glace et morphologie de la surface de la glace

Outre l'évolution saisonnière des volumes de glace, la morphologie de surface ainsi que le type de glace ont également été soigneusement observés. Ces deux caractéristiques peuvent en effet servir à déterminer à la fois l'origine de la glace (FORD & WILLIAMS 1989, LUETSCHER & JEANNIN 2004c) et les processus impliqués dans sa formation et son ablation (BELLA 2006). Les morphologies d'ablation de la surface de la glace sont sensiblement différentes si le processus de fonte ou de sublimation est dominant.

Dans la glacière des Diablotins, la glace est à la fois opaque et claire, parfois avec des débris rocheux incorporés. Sous le bouchon de glace, des structures de surface polycristallines peuvent être observées en début d'hiver, mais disparaissent en mars (fig. 6.6d). A certains endroits, la glace est parfaitement transparente et lisse (fig. 6.6b) et peut également contenir quelques bulles (sous le bouchon de glace) (fig. 6.6e) ou des structures internes indéfinies (dans le plafond de glace) (fig. 6.6i). De la glace de sol (*floor ice*) occupe le couloir intermédiaire (fig. 6.6f). Enfin, on retrouve des formes saisonnières d'accumulation comme des stalactites de glace, de fines couches de glace sur les parois de la salle de la cheminée, des formes en "vaguelettes" (*ice flowstone*) (fig. 6.6a) et du givre

(fig. 6.6h). Ce dernier se forme préférentiellement dans les sections les plus larges de la galerie inférieure où une décompression de l'air peut se produire.

Sur la base de la classification de FORD & WILLIAMS (1989), l'origine de la masse de glace des Diablotins peut être attribuée à des processus de **congélation** (et non de névéification), **liés au regel d'eau de percolation et partiellement au gel d'eau stagnante**. Les eaux de percolation atteignent la galerie inférieure par le jeu de fissures et forment à leur sortie des stalactites de glace (fig. 6.2). De telles structures sont visibles avant le bouchon de glace (fig. 6.3a) et dans la salle de la cheminée (fig. 6.3c, d). Il est également possible qu'une partie des eaux proviennent de la fonte de l'accumulation de neige sise à l'entrée inférieure de la grotte.

En fonction de la classification de BELLA (2006), **de nombreuses formes d'ablation de la glace (formée par sublimation) peuvent être attribuées au passage d'un courant d'air**. Ces structures parfois spectaculaires comprennent des dépressions demi-sphériques ou sphériques taillées dans la glace (figs. 6.3b & 6.4), des coups de gouges (fig. 6.6b, c), des draperies ou des aiguilles de glace (figs. 6.5 & 6.6g). Des chenaux d'ablation entaillant la glace au fond du puits glacé trouvent leur origine dans le ruissellement des eaux de percolation (fig. 6.6j).

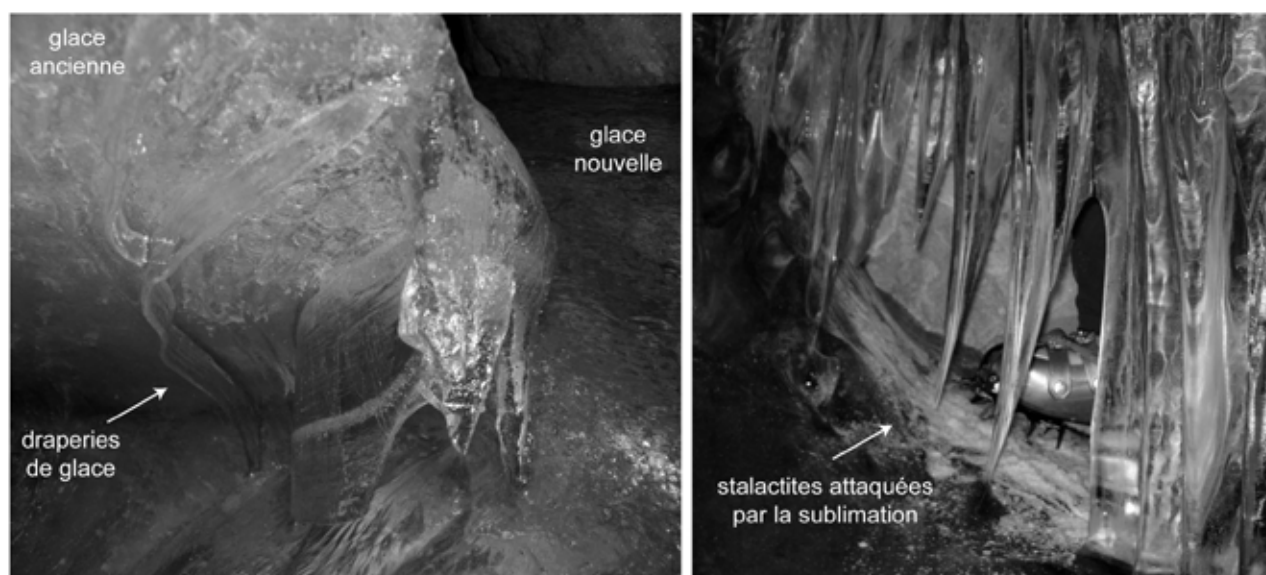
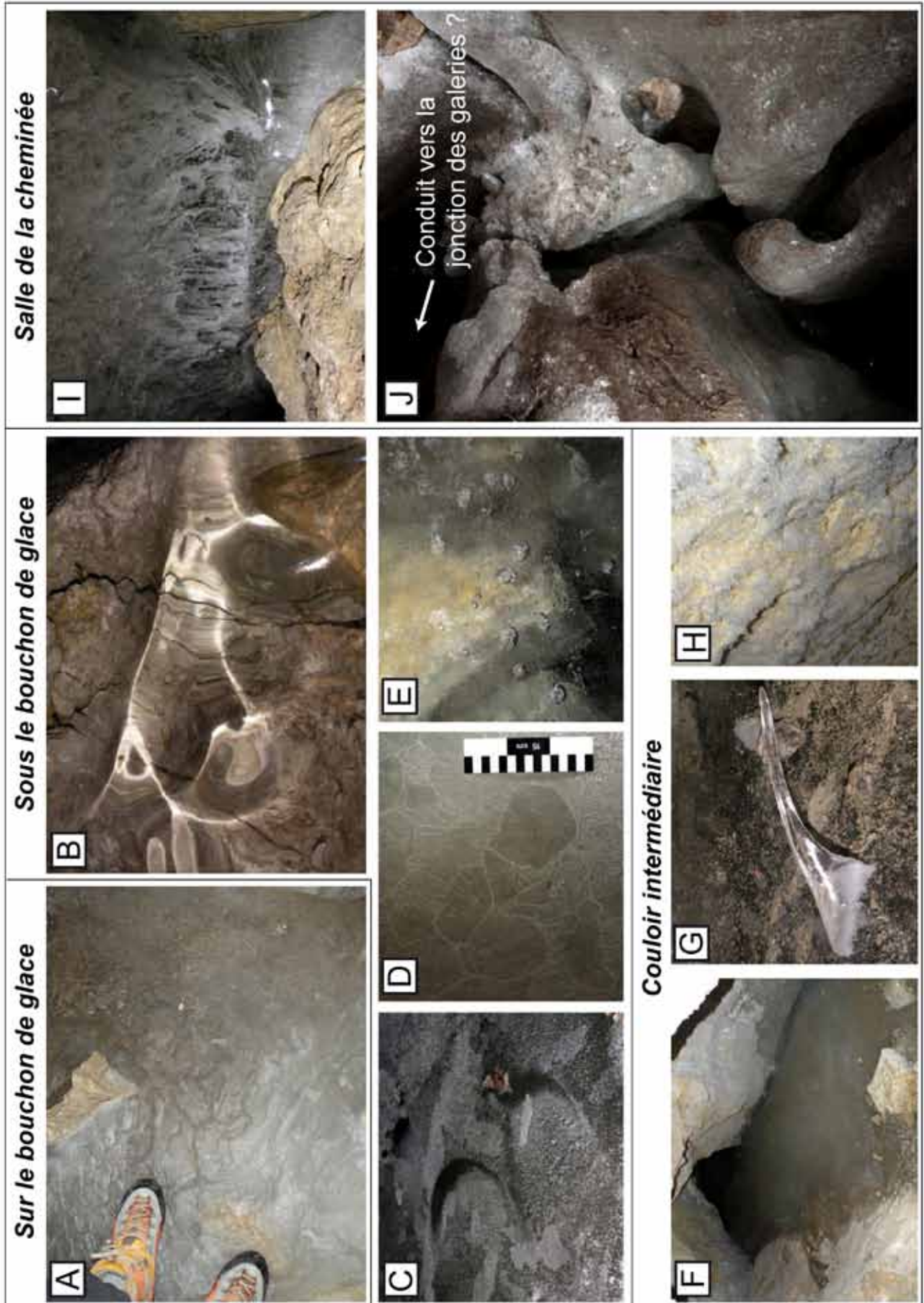


Fig. 6.5 - A gauche, glace ancienne (opaque) et nouvelle (claire) sous le bouchon de glace. De superbes structures en draperies de glace se sont formées probablement sous l'influence du courant d'air (16.10.10). A droite, stalactites attaquées par la sublimation sous le bouchon de glace (16.03.11) (photo : R. DELALOYE).



6.3 EVOLUTION SAISONNIÈRE DU CLIMAT DE LA GALERIE INFÉRIEURE

6.3.1 Automne : période de réversibilité du courant d'air

Durant les mois d'octobre et de novembre, le régime thermique de la cavité connaît des modifications significatives (fig. 6.8) en raison de **plusieurs évènements d'inversion du courant d'air**. Le cycle se déroulant entre le 2 et le 12 novembre 2009 est présenté dans la figure 6.7. Lorsque la température de l'air extérieur est supérieure à $+2.5^{\circ}\text{C}$, la ventilation est en régime de soufflage dans la galerie inférieure, de l'air froid en provenance de l'intérieur de la glacière étant expulsé à des vitesses de 0.5-0.8m/s au niveau du bouchon de glace. Le 2 novembre, le courant d'air s'inverse brutalement et des vitesses d'aspiration de 1-1.5 m/s sont mesurées. Les variations de la température de l'air dans la cavité sont immédiatement calées sur celles de l'air extérieur (fig. 6.7). Cette valeur de $+2.5^{\circ}\text{C}$ correspond au seuil d'inversion de la direction du courant d'air dans la galerie inférieure.

L'humidité relative passe également d'un état saturé (100%) à des valeurs de l'ordre de 50-70%. **La galerie inférieure se refroidit et s'assèche donc durant cette phase d'aspiration.** Le 12 novembre, un redoux des températures extérieures entraîne une nouvelle renverse de la ventilation ; de l'air est à nouveau expulsé de la cavité. Les vitesses de soufflage mesurées demeurent en revanche très faibles, l'anémomètre n'ayant probablement pas fonctionné correctement. Il est très intéressant de relever le comportement de la température de l'air au bouchon de glace à la fin de ce cycle. En effet, **contrairement au début de la phase d'aspiration, les variations de la température de l'air dans la grotte sont décorrélées par rapport à l'air extérieur.** Il faudra ainsi une phase de rééquilibrage de presque une semaine pour que la température de l'air au bouchon de glace se stabilise à nouveau à 0°C . Un évènement similaire mais de durée plus importante est également observé au mois d'avril-mai à la fin de l'hiver (flèches "b" sur fig. 6.8).

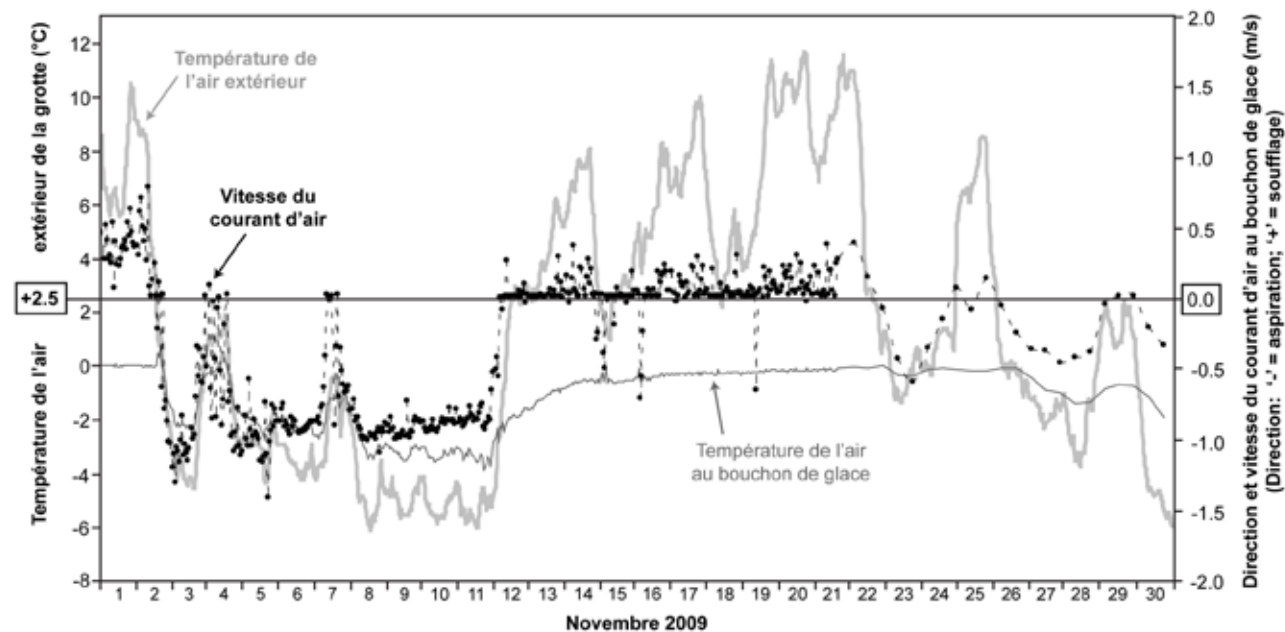
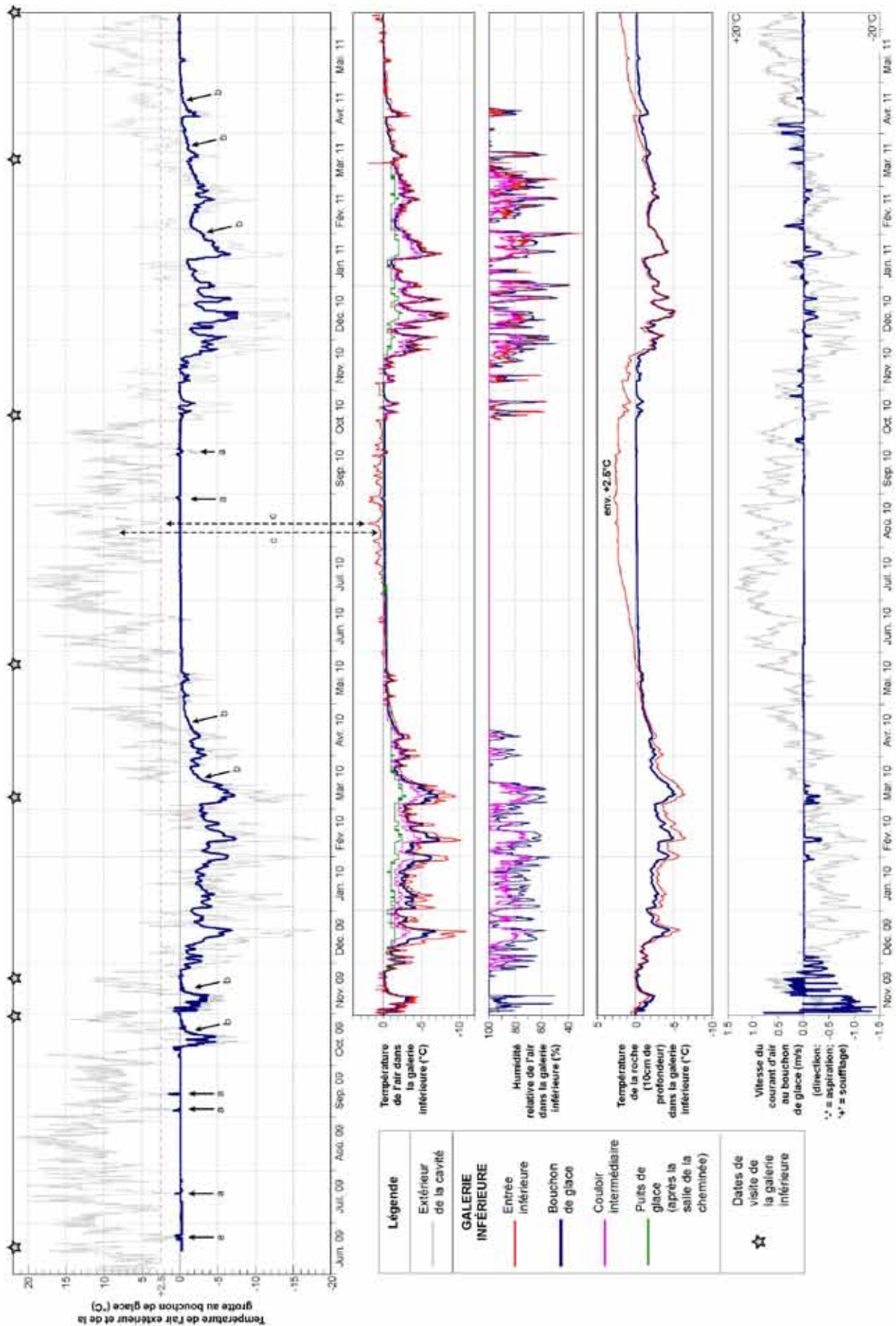


Fig. 6.7 - Evolution de la température de l'air extérieur et au niveau du bouchon de glace, ainsi que de la vitesse et de la direction du courant d'air au bouchon de glace en novembre 2009. Noter le rapide renversement du courant d'air lorsque la température de l'air extérieur franchit un seuil d'environ $+2.5^{\circ}\text{C}$

Fig. 6.6 (page de gauche) - Différentes morphologies de surface de la glace. Sur le bouchon de glace : (A) glace en vaguelettes (31.10.09) ; Sous le bouchon de glace : (B) glace transparente et lisse (09.03.10), (C) coups de gouge et (D) glace polycristalline (21.11.09) (photos : M. BOCHUD), (E) bulles d'air emprisonnées dans la glace (31.10.09) ; Couloir intermédiaire : (F) glace de sol (22.05.10), (G) aiguille de glace et poussière recouvrant la surface de la glace de sol (09.03.10), (H) cristaux de givre (16.10.10) ; Salle de la cheminée : (I) glace transparente avec des structures indéfinies, (J) chenaux d'ablation et conduit formés par les eaux de percolation au fond du puits de glace (21.11.09) (photo : M. BOCHUD).



6.3.2 Hiver : refroidissement et assèchement de la galerie inférieure

Dès le mois de décembre, le climat de toute la galerie inférieure est dominé – à l'exception de quelques courtes périodes de redoux – par une aspiration quasi-continue d'air extérieur froid et sec. L'ensemble de la grotte se refroidit. Des vitesses d'aspiration de 0.3 à 0.5 m/s sont enregistrées de façon discontinue par l'anémomètre lorsque ce dernier fonctionne correctement (fig. 6.8). **Une partie de l'énergie advectée par le courant d'air se transmet également par conduction dans la roche encaissante**, dont la température s'abaisse jusqu'à -6°C en février et mars 2010 et à -5°C en décembre 2010. Le refroidissement de la roche est plus important proche de l'entrée inférieure qu'au niveau du bouchon de glace (fig. 6.8).

Le refroidissement de l'air est le plus intense proche de l'entrée puis s'atténue en direction de la salle de la cheminée, avec des différences plus importantes durant les périodes de temps très froid (fig. 6.8). Ainsi, la température de l'air de la grotte augmente (tout en demeurant sous le point de congélation) de l'entrée inférieure vers la salle de la cheminée, avec

des différences marquées lors des périodes de temps froid, comme à mi-décembre 2009 ou mi-février 2010 (fig. 6.8). En théorie – pour autant qu'aucun échange de chaleur latente n'ait lieu avec le milieu environnant – ce réchauffement devrait s'accompagner d'une baisse du taux d'humidité relative (FORBES 1998). Or le phénomène inverse est observé dans la glacière des Diablotins **puisque l'air s'humidifie entre le bouchon de glace et le couloir intermédiaire**. Les variations de l'humidité relative dans la cavité sont relativement similaires aux variations de température et surtout à celles de l'humidité relative de l'air extérieur mesurée au Moléson (MORARD ET AL. 2010b) (fig. 6.9). Lorsque la température de l'air extérieur est inférieure à $+2.5^{\circ}\text{C}$, **le climat hivernal à l'intérieur de la galerie inférieure est ainsi directement couplé aux conditions extérieures**. En revanche, durant les périodes de temps doux en hiver ($> 2.5^{\circ}\text{C}$), l'humidité relative dans la galerie inférieure rejoint rapidement la valeur de saturation (100%), alors que la température de l'air de la grotte connaît une lente remontée (flèches "b" sur fig. 6.8) de façon identique à celle observée durant la fin de la phase d'aspiration de novembre 2009 (fig. 6.7).

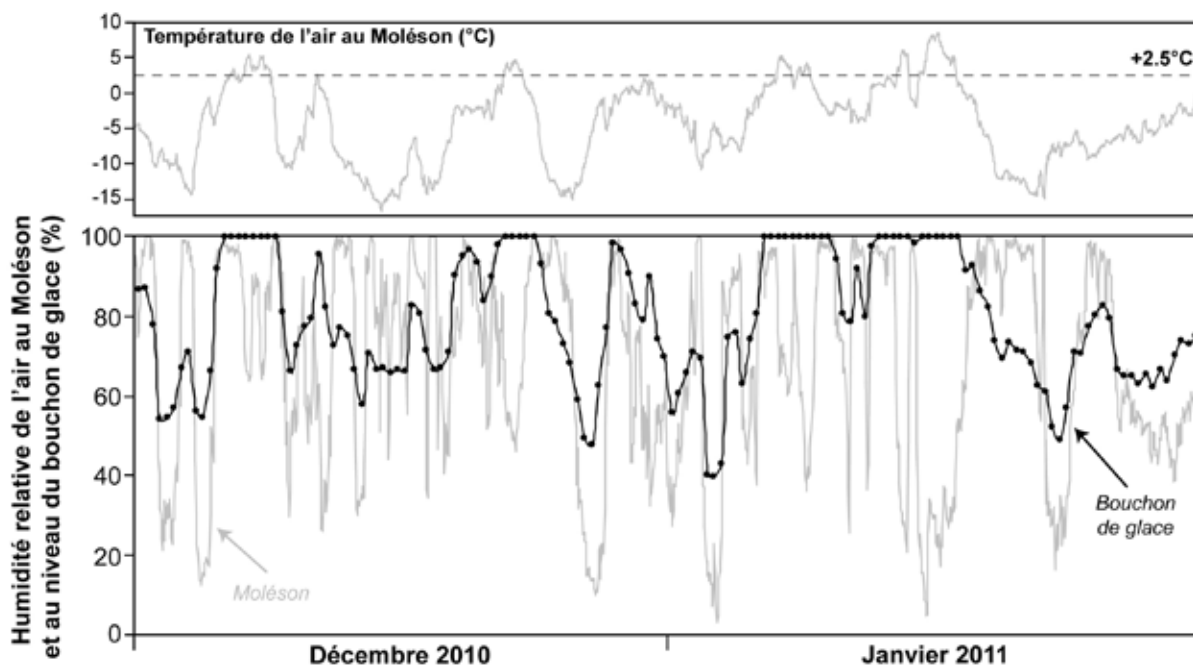


Fig. 6.9 - Evolution de la température de l'air extérieur (en haut), ainsi que de l'humidité relative de l'air extérieur et au niveau du bouchon de glace (en bas) entre décembre 2010 et janvier 2011.

Fig. 6.8 (page de gauche) - Evolution des températures de l'air et de la roche, de l'humidité relative et de la vitesse du courant d'air dans les différentes sections de la galerie inférieure entre juin 2009 et juin 2011. Flèches "a" : période d'inversion du courant d'air en été ; flèches "b" : rééquilibrage thermique après une phase d'aspiration ; flèches "c" : comportement thermique inverse entre l'air extérieur et l'entrée de la galerie inférieure en été.

6.3.3 Été : comportement thermique inverse entre l'air extérieur et l'air de la galerie inférieure

Au niveau du bouchon de glace, le régime thermique de l'air de la grotte durant la période estivale peut se décomposer en deux signaux distincts. La tendance générale est à un lent réchauffement de l'air de -0.34°C le 22 mai 2010 à -0.06°C le 15 octobre 2010 (fig. 6.10). Cette augmentation n'est pas linéaire, mais semble plutôt suivre une courbe logarithmique ou polynomiale de degré 2. Au même emplacement, la température de la roche connaît une évolution similaire, mais reste toujours plus froide que l'air. L'écart entre la température de la roche et de l'air diminue cependant entre mi-mai (écart de 0.2°C) et mi-octobre 2010 (écart de 0.04°C).

De courts épisodes d'augmentation et de diminution brutales de la température viennent perturber cet état thermique relativement stable. Ce signal secondaire est enregistré uniquement lorsque les conditions météorologiques extérieures sont fraîches, plus précisément lorsque la température extérieure passe sous un seuil de $+2.5^{\circ}\text{C}$ et que de l'air est aspiré par l'entrée inférieure des Diablotins. Au début d'un cycle d'inversion l'air aspiré est à une température positive, ce qui provoque une augmentation de la température de l'air dans la grotte comprise entre $+0.1$ et $+0.6^{\circ}\text{C}$. Il est ainsi envisageable qu'une phase de fonte s'initie en début et en fin d'une phase d'aspiration. Si le cycle d'aspiration perdure et que la température extérieure descend sous 0°C , une phase de gel – plus ou moins intense – pourra avoir lieu. Une fois le cycle terminé, la ventilation redevient de type "estival" et les températures de la grotte rejoignent sans modifications notables la tendance générale au réchauffement. Ces

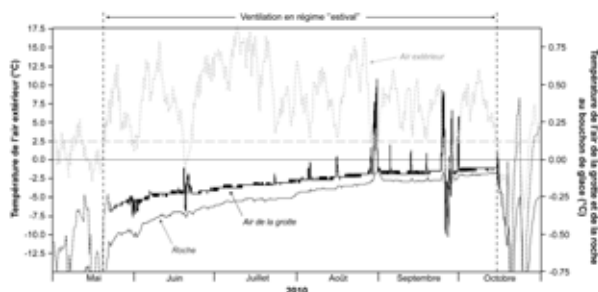


Fig. 6.10 - Evolution des températures de l'air extérieur (échelle de gauche), de l'air et de la roche au niveau du bouchon de glace (échelle de droite). Noter les fortes variations thermiques enregistrées lorsque la température de l'air extérieur descend sous un seuil d'environ $+2.5^{\circ}\text{C}$.

cycles de renverse du courant d'air sont de courtes durées en été, ils deviennent en revanche beaucoup plus intenses en automne lorsque la ventilation va passer d'un régime majoritairement de type "estival" au régime "hivernal".

6.4 DISCUSSION

Au terme de ces deux premières années de mesure dans la glacière des Diablotins, différents processus fascinants ont pu être mis en évidence par des mesures ponctuelles ou continues. Le climat hypogé et les fluctuations saisonnières de la masse de glace dans la galerie inférieure sont ainsi essentiellement dépendants des conditions météorologiques hivernales. De la glace se forme au printemps et durant l'été par le regel des eaux de fonte de la neige. La ventilation hypogée est le deuxième élément clé dans l'évolution actuelle de la glacière. Une circulation d'air par effet de cheminée a ainsi pu être clairement identifiée, avec une renverse s'opérant lorsque la température de l'air extérieur passe un seuil thermique d'environ $+2.5^{\circ}\text{C}$.

6.4.1 Une circulation d'air par effet de cheminée similaire aux éboulis ?

6.4.1.1 Caractéristique de l'effet de cheminée proche de l'entrée inférieure

Un comportement inverse entre les variations des températures de l'air extérieur et de la galerie inférieure a été relevé en été, phénomène particulièrement bien visible proche de l'entrée inférieure. Comment l'expliquer ? Durant les journées les plus torrides de l'été, la ventilation se renforce en raison d'un gradient thermique important entre la cavité et l'extérieur. **Le courant d'air froid en provenance des parties englacées de la galerie inférieure arrive ainsi à refroidir l'atmosphère et les parois de la grotte proche de l'entrée.** Durant les journées estivales plus fraîches, le gradient thermique – et en conséquence la ventilation – diminue, entraînant un réchauffement de l'air proche de l'entrée. Relevons encore que les températures de l'air dans l'entrée inférieure des Diablotins ne présentent pas de remontée brutale durant l'été comme c'est généralement le cas dans le trou à vent du Creux-du-Van (cf. chapitre 5.1) ou d'autres éboulis. La présence pérenne de glace à l'aval du capteur en est probablement la cause.

De courtes périodes d'inversion de la direction du courant d'air sont également identifiables dans les données thermiques. En effet, lorsque les températures extérieures sont inférieures à environ $+2.5^{\circ}\text{C}$, l'air dans la partie englacée de la cavité a tendance à se réchauffer, en raison de l'aspiration d'air plus chaud par l'entrée inférieure. LISMONDE (2002b) a d'ailleurs montré que le courant d'air se renverse lorsque la température de l'intérieur du système ventilé (la température profonde du réseau souterrain) est égale à celle de l'air extérieur environnant. **Cette valeur d'environ $+2.5^{\circ}\text{C}$ rappelle d'ailleurs la température moyenne de la roche en été ($+2.3^{\circ}\text{C}$) ainsi que la température moyenne annuelle de l'air extérieur à 1'970 m.s.m. mesurée au sommet du Moléson (environ $+2.8^{\circ}\text{C}$).** Cette correspondance rappelle celle déjà démontrée au chapitre précédent dans les parties basses des accumulations sédimentaires aérées.

6.4.1.2 Comparaison du régime thermique de la glacière des Diablotins et de l'éboulis froid du Creux-du-Van

Justement, dans quelle mesure le régime thermique de la galerie inférieure des Diablotins est-il similaire

(ou éloigné) de celui des parties basses de éboulis froids ventilés ? Les températures de l'air dans l'entrée inférieure (libre de glace) et celle de la surface du sol dans le trou à vent (CV-14) et le sol organique du Creux-du-Van sont comparées dans les figures 6.11 et 6.12.

La correspondance entre les variations des températures dans l'entrée inférieure de la grotte des Diablotins et celles mesurées dans le trou souffleur au Creux-du-Van est jugée très bonne, avec un coefficient de corrélation r de Pearson de 0.857 (r^2 ajusté de 0.735) pendant la période estivale. Durant l'été, une relation inverse entre les températures de l'air extérieur et des parties basses de ces deux systèmes ventilés est clairement définie (fig. 6.12). Durant la période hivernale, les variations thermiques sont très proches en début d'hiver. Lorsque le manteau neigeux devient important, un décalage et une atténuation du refroidissement s'observent dans le trou à vent et le sol organique. Il n'y a pas de correspondance entre l'entrée inférieure des Diablotins et l'éboulis du Creux-du-Van durant les mois d'avril et mai, période où la surface du sol de l'éboulis est obstruée par de la glace.

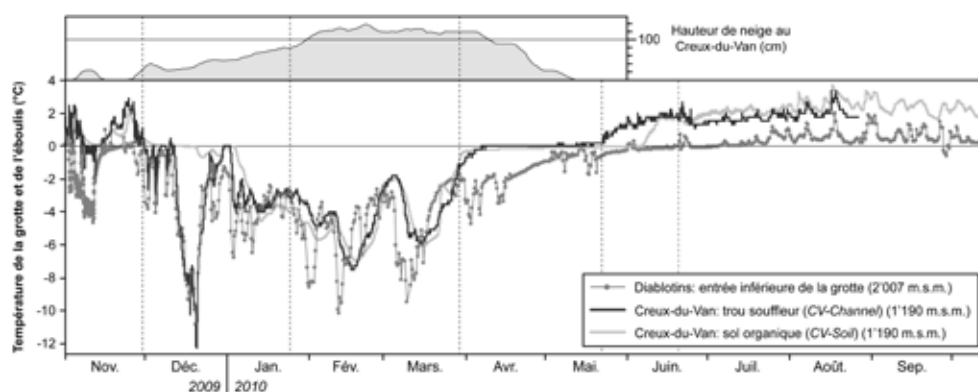


Fig. 6.11 - Evolution des températures de l'air dans l'entrée inférieure de la glacière des Diablotins et des températures du sol dans le trou à vent (CV-14) et le sol organique (CV-Soil) au Creux-du-Van entre novembre 2009 et octobre 2010. Noter la bonne correspondance du régime thermique entre le trou à vent et la glacière des Diablotins.

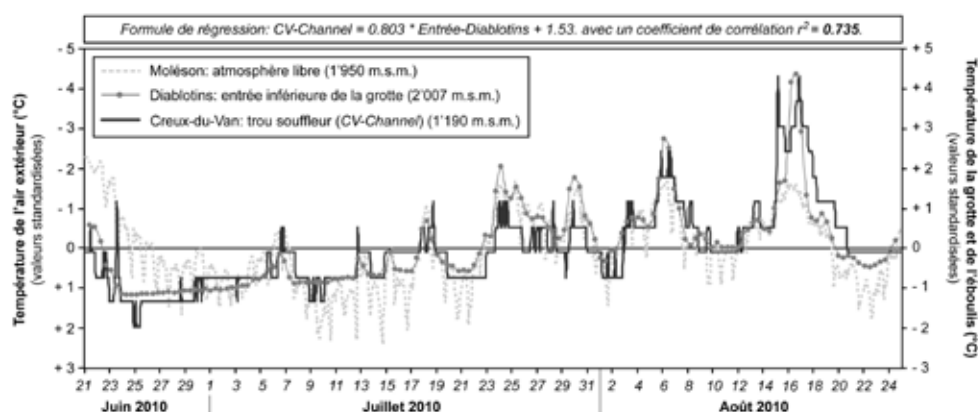


Fig. 6.12 - Evolution des températures de l'air extérieur, de l'entrée inférieure de la grotte des Diablotins et du trou à vent du Creux-du-Van (CV-14) durant l'été 2010. Les valeurs ont été normalisées en fonction de la moyenne et l'écart-type, et l'échelle des températures de l'air extérieur est inversée.

Sur la base de ces résultats, **on peut donc affirmer avec un certain degré de confiance que les processus identifiés près de l'entrée et dans la galerie inférieure de la glacière dynamique des Diablotins – notamment ceux traitant des échanges de chaleur entre l'air et l'environnement solide (glace et roche) – doivent également être opérant à l'intérieur de l'éboulis froid ventilé du Creux-du-Van**. Ces conclusions peuvent également être extrapolées à tous les autres éboulis froids.

6.4.2 Echanges de chaleur entre l'air, la roche et la glace

Le refroidissement de la roche encaissante et de l'air de la cavité en hiver, ainsi que le gradient thermique entre l'entrée inférieure et le puits de glace, indiquent que d'importants flux d'énergie sont échangés entre l'air, la roche et la glace.

6.4.2.1 Constitution et vidange d'un réservoir de froid

L'aspiration d'air extérieur froid durant la période hivernale permet la formation d'un important "frigo" naturel dans la galerie inférieure. Le refroidissement est le plus intense proche de l'entrée puis diminue en direction de l'intérieur de la glacière. Selon les résultats de SAAR (1956) et OHATA ET AL. (1994a), des hivers avec de longues périodes de temps froid représentent des conditions optimales. **L'énergie transportée par le courant d'air se transmet d'une part par conduction dans la roche encaissante (10cm de profondeur), et d'autre part dans la glace (10cm de profondeur)** (fig. 6.13). Selon LUETSCHER (2005), La masse de glace constitue un important **réservoir de chaleur latente**. En effet, les mesures effectuées dans la glacière de Monlési montrent que les échanges de chaleur latente équivalent à peu près les flux de chaleur sensible induits par la circulation d'air. Dans ce sens, la sublimation associée à la ventilation constitue un élément majeur de l'échange thermique affectant la cavité (LUETSCHER 2005).

Selon LISMONDE (2002b), c'est la masse de calcaire (et de façon secondaire la masse d'eau et de glace) qui permet le plus grand stockage et la restitution éventuelle d'énergie. En effet, la capacité calorifique (quantité de chaleur requise pour élever la température de 1kg de substance de 1 K) de la glace est de $2.1 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, alors que celle du calcaire est de $0.909 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, celle de l'air est de $1 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, alors que celle de l'eau vaut $4.186 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (HECHT 2004). **Ainsi la roche qui entoure les galeries joue un rôle de réservoir de chaleur (sensible)**. Durant l'hiver, la paroi – plus chaude que l'air – se refroidit en fournissant de la chaleur au courant d'air. En revanche, après une phase d'aspiration (de courte durée en automne et de longue durée en été suite au refroidissement hivernal), la paroi est plus froide que l'air au niveau du bouchon de glace (fig. 6.10). Le courant d'air fournit alors de la chaleur à la roche, processus qui explique probablement la lente remontée des températures de l'air à la fin d'une phase d'aspiration.

LISMONDE (2002b) décrit ce phénomène comme un **effet "mémoire"** : le courant d'air froid hivernal bénéficie de la mise en "mémoire" de l'épisode chaud précédent : en effet, c'est le stockage d'énergie dans la roche qui provoque une restitution de chaleur en hiver, phénomène qui entraîne l'ascension d'air en direction des parties hautes du système ventilé, puis en conséquence l'aspiration forcée d'air froid et sec par l'entrée basse du réseau souterrain. Ce phénomène est également connu sous le nom de déphasage thermique.

Selon SAAR (1956) et OHATA ET AL. (1994a), **la composante la plus importante dans le bilan d'énergie est le fort apport d'air froid en hiver (chaleur sensible), alors que la chaleur utilisée lors des changements de phase de la glace (chaleur latente) joue un effet secondaire**. En revanche, dans la glacière stato-dynamique de Monlési, LUETSCHER (2005) a calculé que les échanges de chaleur latente sont à peu près égaux à ceux de chaleur sensible liés à l'advection d'air.

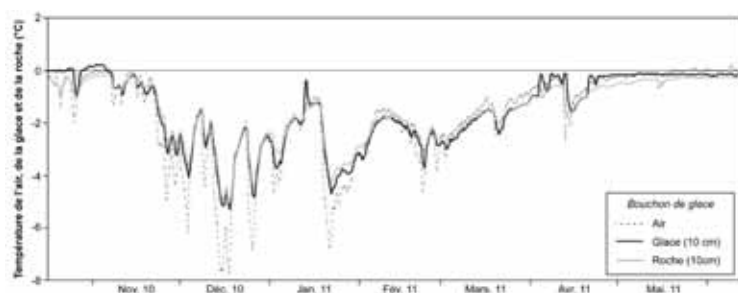


Fig. 6.13 - Evolution de la température de l'air (courbe en traits-tillés), de la glace à 10cm de profondeur (courbe noire) et de la roche à 10 cm de profondeur (courbe grise) au niveau du bouchon de glace entre 17 octobre 2010 et le 12 juin 2011.

Si la part de flux de chaleur latente et sensible n'est pas connue aujourd'hui dans les Diablotins, on peut supposer que l'effet "frigo", provoqué par l'advection d'air extérieur froid est tout de même certainement encore renforcé par l'assèchement de la grotte et la sublimation de la glace durant la période hivernale. En effet la sublimation – passage d'un état solide directement à un état gazeux – nécessite une énergie énorme d'environ 3000 kJ kg^{-1} puisée dans le milieu environnant : il faut 333.7 kJ kg^{-1} (chaleur latente de fusion) pour faire fondre la glace à 0°C , puis 420 kJ kg^{-1} pour amener l'eau à 100°C et enfin 2260 kJ kg^{-1} pour la vaporiser (HECHT 2004).

Inversement, durant le printemps et l'été (voire l'automne), de la glace se forme dans la glacière, soit par le regel des eaux d'infiltration, soit par la formation de givre le long des parois de la galerie inférieure. Un stock de chaleur latente se constitue donc à ce moment, énergie qui servira à refroidir le système lorsque la glace sera sublimée ou fondue. Ce processus de condensation dégage également de la chaleur latente et explique peut-être aussi partiellement la lente tendance au réchauffement observé dans l'air de la grotte durant la saison estivale.

6.4.2.2 Importance des processus de sublimation/fonte et de congélation/regel dans l'évolution saisonnière de la masse de glace

Le bilan de masse d'une glacière dépend à la fois des apports et des pertes de glace. La glace peut se former par congélation des eaux de percolation à travers le massif, par gel d'eaux stagnantes ou encore par condensation de l'humidité de l'air de la cavité (givre). Les pertes de volume de glace peuvent être causées par fonte et/ou par sublimation, dont l'origine est lié un apport de chaleur sensible par des eaux, le courant d'air ou par conduction de chaleur au travers des parois de la grotte (OHATA ET AL. 1994a, RACHLEWICZ & SZCZUCINSKI 2004, LUETSCHER ET AL. 2008, OBLEITNER & SPÖTL 2011).

Dans la galerie de l'entrée inférieure des Diablotins, malgré des températures continuellement négatives, **la perte de glace au bouchon de glace entre juin 2009 et octobre 2010 s'est produite presque exclusivement durant la période hivernale lorsque de l'air froid et sec était aspiré par l'entrée inférieure !** Durant l'année 2010-2011, la hauteur du bouchon de glace n'a pas cessé d'augmenter d'une visite à l'autre. Cependant, la morphologie de la surface de la glace observée en mars 2011 indique

qu'une partie du volume de glace a été sublimée durant l'hiver. Ainsi on peut supposer que **l'entier de la galerie inférieure est sujet à des processus de sublimation et d'évaporation en hiver.** Une courbe d'évolution saisonnière – dessinée à main levée – est proposée entre les différentes dates de mesure (fig. 6.4).

Selon diverses recherches dont les résultats ont été synthétisés par LAW & VANDIJK (1994), le taux de sublimation augmente (1) lorsque l'humidité relative de l'air décroît, (2) lorsque la température augmente vers le point de congélation, et (3) lorsque le courant d'air s'accélère, accroissant de la sorte l'échange de molécules d'eau entre la glace et l'air environnant. Certaines expériences ont montré qu'une diminution de l'humidité relative de 90% à 80% permettait de doubler le taux de sublimation. Ce processus semble également plus efficace entre -1 et -4°C , alors que le taux de sublimation devient très faible à -12°C . Néanmoins l'importance relative réelle de ces trois variables est très discutée (LAW & VANDIJK 1994).

Quoi qu'il en soit, ces trois conditions sont réunies en hiver dans la galerie inférieure des Diablotins. Ainsi l'entier de la galerie inférieure est concernée par la sublimation en hiver, comme le montre la disparition des fines couches de glace des parois de la salle de la cheminée, le "polissage" des stalactites et de la masse de glace. La fine couche de poussière observée sur la glace est interprétée par LAW & VANDIJK (1994) comme le résultat de la sublimation de la surface gelée des parois. SPÖTL (2008) et ZAK ET AL. (2008) ont étudié en détail ces agrégats non cimentés dans de nombreuses glacières, qu'ils considèrent comme de la **cryocalcite** (carbonate cryogénique), une forme particulière de spéléothèmes se formant lors du gel rapide des eaux d'infiltration et se concentrant sous forme de fines couches lors de la sublimation de la glace en hiver. Des analyses microscopiques seraient nécessaires pour définir clairement la nature de ces éléments poussiéreux rencontrés dans les Diablotins.

Outre ces différentes observations, le comportement a priori contradictoire entre les variations de la température et de l'humidité relative de l'air dans les différents secteurs de la cavité peut également s'interpréter comme un effet de sublimation très efficace. En s'échauffant et sans transfert de chaleur avec son environnement, le taux d'humidité relative de l'air devrait diminuer (fig. 6.14). L'inverse est cependant mesuré dans la glacière des Diablotins. En effet en devenant plus sec, le courant d'air augmente

sa potentialité de sublimation. Simultanément la roche et la glace lui transfèrent leur humidité (LAURIOL ET AL. 1988), expliquant de la sorte l'augmentation des taux d'humidité relative entre le bouchon de glace et le couloir intermédiaire (fig. 6.14). **Le 15 décembre 2010, l'humidité spécifique de l'air passe de 1.5 g/kg à l'entrée inférieure à 4 g/kg dans le puits de glace 40m plus bas, illustrant remarquablement le transfert d'humidité de la glace et la roche en direction du courant d'air** (fig. 6.14) (cf. équations 4.1 et 4.2 au chapitre 4).

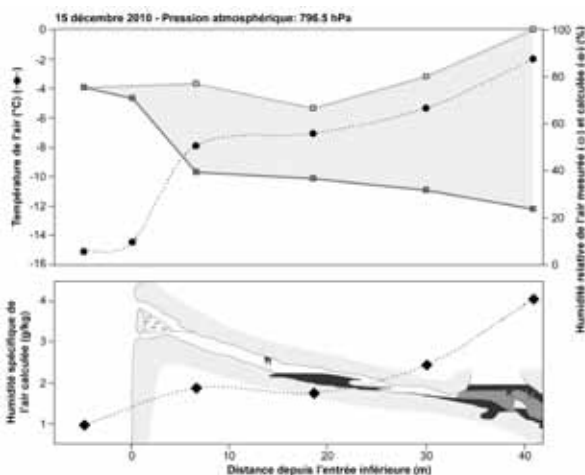


Fig. 6.14 - En haut, évolution des températures de l'air, de l'humidité relative de l'air mesurée et calculée (en fonction des variations de températures) entre l'extérieur et l'intérieur de la galerie inférieure de Diablotins le 15 décembre 2010 (pression atmosphérique : 796.5 hPa). En bas, modification de l'humidité spécifique de l'air entre l'entrée inférieure et le fond de la salle de la cheminée.

GEIGER (1980), OHATA ET AL. (1994b) ou RACHLEWICZ & SZCZUCINSKI (2004) ont également relevé l'importance des processus d'évaporation et de sublimation dans la diminution des volumes de glace souterraine à l'intérieur des glaciers dynamiques. Dans une glacière des montagnes du Tatra Occidental (Pologne), la perte la plus intensive de la glace est enregistrée en hiver (RACHLEWICZ & SZCZUCINSKI 2004). La sublimation contribue à 31% aux pertes annuelles du volume de glace, la fonte à 69%. Plusieurs centaines de mètres à l'intérieur de l'énorme grotte glacée d'Eisriesenwelt (donc relativement loin de l'entrée, contrairement aux Diablotins), OBLEITNER & SPÖTL (2011) ont calculé que 10% de la perte de glace était causée par sublimation, les 90% restants étant provoqués par la fonte entre mai et novembre. **Ainsi l'assèchement de cavités karstiques durant**

la période hivernale consécutif à l'aspiration d'air extérieur froid et sec est plus intense proche des entrées inférieures (FORBES 1998), mais son effet peut dépasser le kilomètre comme le signalait LISMONDE (2002) dans le Trou qui Souffle (Isère, France), une grotte non glacée.

Alors que le volume de glace diminue durant la période hivernale, le printemps et l'été se caractérisent par la formation et la préservation de la glace hypogée. La glace rencontrée dans la glacière des Diablotins est de la glace de congélation, formée par regel d'eaux de percolation. La condensation de l'humidité de l'air contribue également en (très) petite quantité au bilan de masse par la formation de givre.

De nombreux auteurs rapportent que la masse de glace diminue essentiellement en été, suite à sa fonte (RACHLEWICZ & SZCZUCINSKI 2004, LUETSCHER 2005, OBLEITNER & SPÖTL 2011). Cependant, dans la courte galerie inférieure des Diablotins, des indices de fonte n'ont pu être observés qu'à deux endroits uniquement. Premièrement au niveau du bouchon de glace, la tranche posée sur la paroi nord-est fond entre mai et octobre, probablement en raison d'un flux de chaleur provenant de la roche encaissante. Deuxièmement, des chenaux d'ablation sont visibles au fond du puit de glace. Même si en théorie de la chaleur doit être advectée en été par les entrées hautes du système, l'état actuel des connaissances ne permet pas de définir précisément les secteurs où la masse de glace est soumise à un processus de fonte. Il est fort probable que ces derniers soient localisés après le puits de glace, peut-être au niveau de la base du puits vertical ou de la jonction des galeries. Une exploration par l'entrée haute est cependant nécessaire pour répondre à cette question.

Dans la partie actuellement étudiée des Diablotins, il semble donc que la perte de glace soit plus importante en hiver (par sublimation) qu'en été (par fonte). La glace dans la galerie inférieure ne semble en effet pas souffrir de fonte significative durant la période estivale. Les températures demeurent en effet négatives dans la zone englacée empêchant la fonte de la glace, et le dégel n'affecte que les premiers mètres de la galerie inférieure. En octobre 2010 le volume de glace était ainsi plus important qu'en mai 2010. La diminution observée au bouchon de glace le 31 octobre 2009 par rapport au 14 juin 2009 est probablement consécutif à une phase d'aspiration liée à une période de temps froid à mi-octobre 2009.

6.4.3 Causes possibles de l'évolution décennale de la masse de glace

6.4.3.1 Modifications des conditions hivernales au début des années 1990 ?

Les deux premières années de mesure en continu indiquent que les modifications du climat et de la masse de glace dans la galerie inférieure semblent essentiellement dépendantes des conditions hivernales. Un tel couplage a également été montré par SAAR (1956) et SPÖTL (2008) pour les gigantesques glacières dynamiques de Dachstein-Rieseneishöhle et d'Eisriesenwelt (Autriche), ou par LUETSCHER (2005) pour les glacières en piège à air froid du Jura.

Est-il dès lors possible d'expliquer les fluctuations décennales de la masse de glace des Diablotins ? Une reconstruction des conditions atmosphériques hivernales a été réalisée sur la base des données climatiques des stations du Moléson (humidité relative de l'air et température de l'air, exprimée sous la forme de l'indice de gel qui somme les degrés*jours négatifs) et de Château-d'Oex (enneigement). L'approche se veut essentiellement qualitative et se base sur les trois hypothèses suivantes : (1) plus l'air aspiré est sec en hiver, plus le taux de sublimation sera important dans la galerie inférieure ; (2) des hivers très froids sont propices à la formation d'un important réservoir de frigories, favorisant le regel des eaux de percolation,

et leur préservation sous forme de glace ; (3) des hivers enneigés fournissent plus d'eau liquide pour l'accroissement du volume de glace. Les valeurs ont été standardisées (ou normalisées) en fonction de la moyenne et de l'écart-type (fig. 6.15).

La reconstitution montre que **les hivers successifs 1988-1989, 1989-1990, 1991-1992 et 1992-1993 furent doux, peu enneigés et avec un air relativement sec. Au contraire, les hivers 1993-1994 et 1994-1995 furent plus froids, avec un taux d'humidité de l'air plus élevé et un enneigement généreux**, conditions en principe favorables à l'accroissement de la masse de glace observée durant ces années.

Afin d'expliquer la rapide augmentation du volume de glace durant ces années, JUTZET (1991) et BOVEY (1995) proposent également l'hypothèse de compression/décompression du courant d'air comme facteur facilitant le gel des eaux de percolation dans certaines parties de la galerie. En effet, la vitesse du courant d'air dépend à la fois du gradient thermique entre l'intérieur et l'extérieur de la cavité, mais également du diamètre de la galerie. Une accélération se produit dans les étroitures. A leur sortie, la pression de l'air doit en théorie diminuer et peut potentiellement favoriser le regel des eaux et/ou de la vapeur d'eau. Ce processus peut éventuellement expliquer la forte variabilité de la masse de glace dans la galerie inférieure des Diablotins.

Il est tout aussi difficile d'expliquer l'évolution de la masse de glace entre 1997 et 2005, lorsque la galerie inférieure était – pour autant que les archives du SCPF soient correctes – ennoyée et qu'aucun courant d'air n'était perceptible. Il est possible que suite aux hivers froids et enneigés 1994 et 1995, de la glace ait rempli les fissures et les étroitures (toboggan de glace) entre la salle de la cheminée et la jonction des galeries (fig. 6.2). Un tel événement aurait pu bloquer le drainage des eaux et entraîner la création d'une poche d'eau durant les années suivantes, au moins pendant l'été. La circulation d'air aurait ainsi été fortement perturbée. Néanmoins, les observations lors des visites entre 2009 et 2011 ont montré que les trajectoires empruntées par le courant d'air pouvaient être complexes (fig. 6.2b). Quoi qu'il en soit, après que l'éventuelle poche d'eau signalée par les spéléologues se soit vidée (depuis 2006-2007 ?), le passage d'un courant d'air a sculpté dans la masse de glace les différentes structures (coups de gouge, etc.) qui peuvent être observées aujourd'hui.

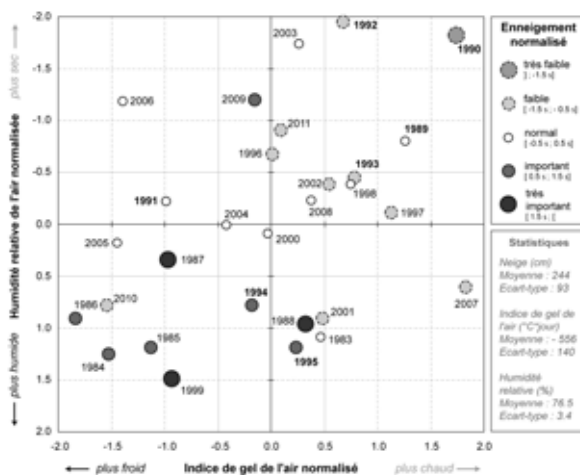


Fig. 6.15 - Reconstruction des conditions météorologiques hivernales sur la base des données du Moléson (température et humidité relative de l'air) et de Château-d'Oex (enneigement) de 1983 à 2011 (octobre 2010 – avril 2011). Les valeurs ont été normalisées en fonction de la moyenne et l'écart-type.

6.4.3.2 Origine du plafond de glace dans la salle de la cheminée ?

Un des aspects les plus spectaculaires de la glacière des Diablotins se trouve dans la salle de la cheminée, où un important volume de glace et un surprenant plafond de glace se sont formés entre 1997 et aujourd'hui. En se basant sur les archives du SCPF et la morphologie de la glace, deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer sa formation.

Premièrement, l'origine de la glace peut être attribuée au gel d'un volume d'eau stagnante. Un cycle de remplissage d'une cavité d'eau, puis de formation de "glace de lac" et enfin de vidange de la poche d'eau a été reporté par Turri et al. (2003) dans la glacière de Moncodena (Lombardie). Dans ce cas de figure, le gel

début à l'interface air-eau et se propage vers le bas tant que de l'eau liquide est disponible. Un évènement similaire a-t-il pu se produire dans la glacière des Diablotins par le regel d'une partie de l'eau stagnante trouvée par les spéléologues entre 1996 et 2005 ? Cela pourrait expliquer d'une part la morphologie "plate" du plafond de glace, pourtant situé à l'aplomb d'une cheminée, ainsi que la présence de bulles dans la masse de glace (Ford & Williams 1989).

Les dernières observations du 1er novembre 2011 semblent venir confirmer cette hypothèse (fig. 6.16). En effet, il semble que le remplissage s'effectue dans un premier temps dans le puits de glace (ou bassine de la bouteille), puis il est envisageable que cette eau froide déborde dans la salle de la cheminée pour éventuellement venir boucher la galerie étroite où s'enfoncé le toboggan de glace. Dans le cas où

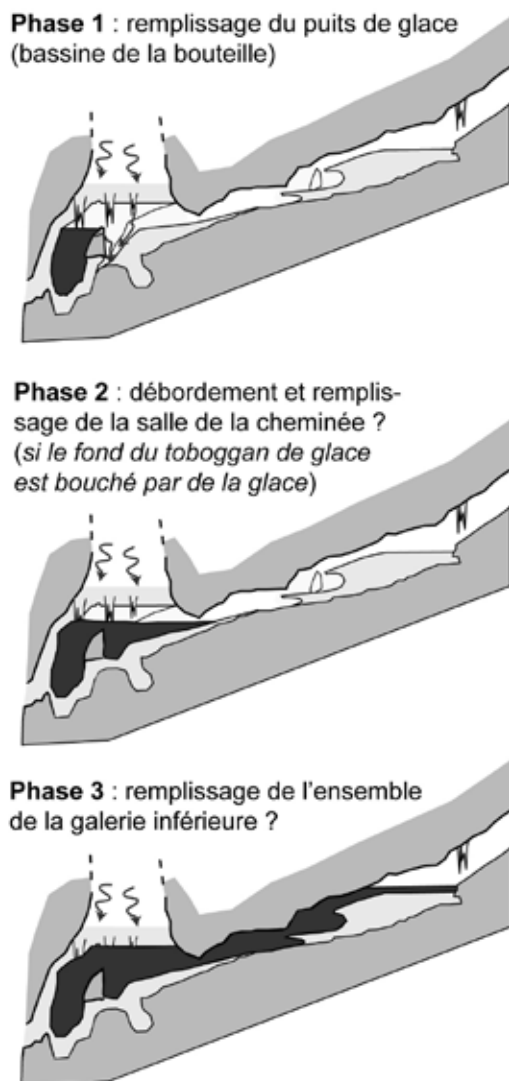
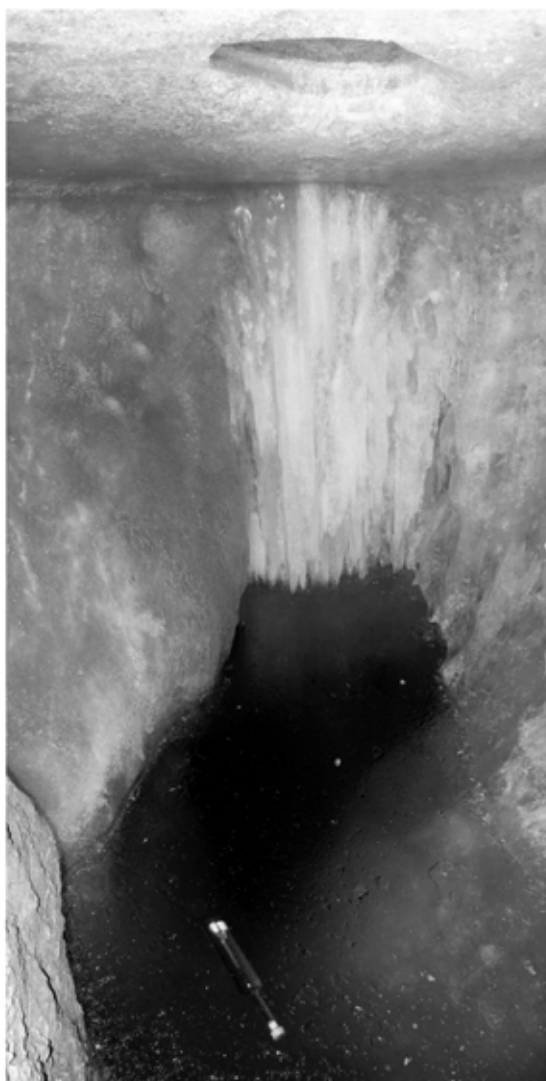


Fig. 6.16 - A gauche : accumulation d'eau liquide dans le puits de glace (renommé "bassine de la bouteille") observée le 1er novembre 2011 (notez la différence avec la figure 6.3D). A droite : évolution possible de la formation d'une poche d'eau dans la galerie inférieure des Diablotins. Explications dans le texte.

ces exutoires arrivent à être bouchés par de la glace, une poche d'eau pourrait alors se former et remonter vers l'actuel bouchon de glace. Entre 1997 et 2001, d'importantes quantités d'eau liquide avaient en effet été observées à cet endroit. Le courant d'air serait alors stoppé, jusqu'à ce que l'eau liquide arrive à se frayer un chemin à travers la base de la masse de glace.

La deuxième hypothèse – qui semble bien moins probable suite aux observations les plus récentes – serait liée à des processus de condensation. Lauriol & Clark (1993) ont rapporté l'existence de plafond de glace dans des galeries subhorizontales dans la Grande Caverne Glacée (Nord Yukon, Canada) et attribué leur formation à l'accumulation de cristaux de givre croissant depuis le sommet de la grotte. Les mêmes auteurs expliquent que l'accumulation initiale de givre aurait évolué suite à des cycles de sublimation et de condensation, processus entraînant une modification de la structure cristallographique de la glace. En effet le plafond de glace de la Grande Caverne Glacée présente un arrangement irrégulier de ces structures internes et une grande porosité formée par l'inclusion de bulles d'air parfois interconnectées. Une telle morphologie semble assez proche de celle visible dans la glacière des Diablotins. La formation d'un plafond de glace par ce processus peut être très rapide. Dans la Grande Caverne Glacée, l'accumulation de glace est épaisse de 1.5m mais relativement jeune (50-70 ans). Un tel processus de gel de l'humidité de l'air s'est-il produit dans la glacière des Diablotins ? Ou le plafond de glace trouve-t-il son origine à la fois par les deux théories proposées ci-dessus ? Dans le futur, des analyses plus poussées de la nature de la glace (par ex. TURRI ET AL. 2003, LUETSCHER 2005) seraient souhaitables

6.5 SYNTHÈSE

Les résultats acquis lors de ces premières années d'étude dans la Glacière des Diablotins ont permis d'améliorer la compréhension des effets d'une circulation d'air par effet de cheminée à l'intérieur d'un système ventilé. On notera notamment que :

- **Le régime thermique de la glacière des Diablotins (entrée inférieure) est similaire à celui du trou à vent de l'éboulis du Creux-du-Van.** On peut donc affirmer avec un certain degré de confiance

que les processus identifiés près de l'entrée et dans la galerie inférieure de la petite glacière dynamique des Diablotins doivent également être opérant à l'intérieur des éboulis froids ventilés.

- **Un réservoir de froid se constitue durant l'hiver.** L'énergie transportée par le courant d'air se transmet d'une part par conduction dans la roche encaissante (10cm de profondeur), et d'autre part dans la glace (10cm de profondeur). **La roche qui entoure les galeries joue un rôle de réservoir de chaleur.** La formation de glace permet également le stockage d'énergie sous forme de chaleur latente.

- L'évolution de la masse de glace des Diablotins connaît des **modifications rapides** et hétérogènes selon les secteurs de la galerie inférieure. **La masse de glace dans les Diablotins a également tendance à décroître essentiellement durant l'hiver par sublimation.** L'assèchement de la galerie inférieure en hiver (absorption de chaleur latente) peut potentiellement accroître le refroidissement provoqué par l'advection d'air.

- Alors que l'état déglacé de la galerie inférieure au début des années 1990 s'est produit suite à des hivers doux et peu enneigés, le fort accroissement de la masse de glace en 1994 et 1995 fait suite à des hivers froids et bien enneigés.

Cependant de nombreuses zones d'ombre restent encore à explorer ces prochaines années. Notamment quel est le poids effectif des trois variables hivernales météorologiques analysées ? Peut-on quantifier précisément les échanges de chaleur entre la roche, la glace et l'air ? Quels sont les processus se déroulant dans le puits vertical joignant l'entrée supérieure ? Un suivi à plus long terme, une exploration et un équipement du puits vertical depuis l'entrée supérieure difficile d'accès, des analyses de glace ou l'installation de capteurs à ultra-sons ou de webcam pour mesurer à court terme les variations du volume de glace sont envisagés pour ces prochaines années. M. BOCHUD a d'ailleurs soumis un projet dans ce sens. Ces perspectives inaugurent de passionnantes recherches à poursuivre parmi les souffles et les murmures des "petits diables" du Gouffre...

7 - RÉPÉTITION DE TOMOGRAPHIES DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

7.1 INTRODUCTION

Le régime thermique saisonnier des éboulis froids ventilés – présenté en détail dans le chapitre 4 – se caractérise par une circulation d’air ascendante en hiver entraînant un gel intense du terrain dans les parties basses et médianes de l’éboulis, ainsi qu’en profondeur (forage F1 de Dreveneuse d’en Bas). Un assèchement de l’éboulis a également été mesuré durant la période hivernale. De la glace se forme essentiellement au printemps lorsque les eaux de fonte de la neige percolent à l’intérieur du terrain. En été, une décharge gravitaire d’air froid a lieu maintenant des conditions de sol fraîches dans la partie inférieure de la pente d’éboulis.

Les résultats des différentes mesures thermiques ont ainsi livré de précieux enseignements sur les effets d’une circulation d’air dans plusieurs éboulis de basse et moyenne altitude. Les données se limitent cependant à la surface du sol ou en forages de façon ponctuelle. **Dès lors est-il possible d’obtenir des informations thermiques pour l’ensemble de l’éboulis ?** Ces dernières années, l’application de l’imagerie électrique et sismique en deux dimensions a connu un important essor dans la recherche des environnements périglaciaires (par ex. HAUCK ET AL. 2003, HAUCK & KNEISEL 2008). Peu coûteuses et relativement rapides à mettre en œuvre, ces deux méthodes géophysiques sont donc particulièrement appropriées pour préciser certaines caractéristiques du sous-sol (type de matériaux, porosité, contenu en eau liquide, teneur en glace) (HAUCK & KNEISEL 2008) ainsi que leurs éventuelles modifications dans le temps (HILBICH ET AL. 2008).

Les fondements méthodologiques de la tomographie de résistivité électrique (ERT) ont été présentés au chapitre 3.4. Rappelons brièvement qu’au-dessus du point de gel les résistivités électriques augmentent linéairement avec une diminution de la température. En revanche sous le point de congélation, l’augmentation des résistivités se fait de façon exponentielle lors du gel du terrain. La véracité de cette double relation de part et d’autre du point de congélation a déjà été montrée pour l’éboulis de Dreveneuse d’en Bas en comparant les variations des résistivités électriques et des températures du sol au niveau du forage F1 (cf. fig. 3.6).

Ce chapitre souhaite donc répondre aux trois questions suivantes :

- 1) En se basant sur la loi liant variations de résistivité électrique et températures des matériaux (cf. équation 3.2), est-il possible de préciser les **modifications thermiques de l’ensemble de l’éboulis**, notamment en hiver lorsque le terrain gèle ? Suivant la loi d’Archie, les changements de résistivité peuvent-ils aussi être attribués à une modification de la teneur en eau liquide ?
- 2) Toujours dans le même ordre d’idée, la deuxième interrogation se rapporte à la notion de “réservoir de froid”, concept mis en lumière par la comparaison des indices de gel du sol (GFI) et de l’air (AFI) (cf. chapitre 5) et le transfert de chaleur dans le roche par l’entremise du courant d’air dans la glacière des Diablotins (cf. chapitre 6). Dans un éboulis ventilé, **quelle est la taille de ce réservoir de froid et comment évolue-t-il d’un hiver à l’autre ?**

- 3) Enfin, il s'agira de déterminer si la répétition de tomographies de résistivité électrique – et dans une moindre mesure de sismique réfraction – est une méthode applicable à la **détection d'un pergélisol** dans les éboulis de basse et moyenne altitude. Un sol gelé en permanence a en effet été mesuré en profondeur dans les forages de Dreveneuse d'en Bas.

7.2 INSTRUMENTATION

Afin d'estimer la géométrie et les fluctuations de l'état de matériaux gelés, ainsi que la variation de la température du sous-sol, des **profils fixes de tomographie de résistivité électrique (ERT)** ont été installés sur les éboulis de Dreveneuse d'en Bas en octobre 2007 (profil DrB-T01) (cf. fig. 5.17) et au Creux-du-Van en octobre 2008 (profil CV-T01) (cf. fig. 5.1). A Dreveneuse d'en Bas, le profil longitudinal fixe (Dr-T01) est long de 141m avec 48 électrodes espacées de 3m. Au Creux-du-Van, l'écartement inter-électrode est de 5m et le profil long de 235m. Sur ce même site, les 3 dernières électrodes (46 à 48) situées à l'amont de la pente d'éboulis n'ont plus été utilisées dès octobre 2009. Des profils mobiles ont également été répétés au Gros Chadoua (profil GCh-T01) (cf. fig. 5.32) en juillet et octobre 2007 et en juin 2008, ainsi qu'à Dreveneuse d'en Bas (profil transversal DrB-T02) le 26 octobre 2007 et le 12 juin 2008.



Fig. 7.1 - L'éboulis de Dreveneuse d'en Bas et sa forêt d'arbres nains en été (A) et en hiver (B). L'installation d'un profil fixe ERT permet de réaliser les mesures même en présence d'un épais manteau neigeux (environ 3m sur la photo C du 16 mars 2009) (photo : D. SCIBOZ). Le tableau de connexion du profil fixe ERT se trouve 1m sous l'armoire du forage F1 visible sur la photo (elle-même se trouvant normalement à 1.6m de hauteur).

L'avantage de l'installation de profils fixes est que les mesures sont également possibles en hiver lorsque l'accès au site ne peut se faire qu'à ski de randonnée et que la surface du sol est recouverte d'un épais manteau neigeux (fig. 7.1). Les mesures ont été réalisées à intervalles de quelques semaines à quelques mois avec un résistivimètre à commutation de tension automatique Syscal Junior Switch 48 (Iris Instruments) en mode multi-électrode. La séquence d'acquisition est une configuration Wenner-Schlumberger et comporte 529 points de mesures. L'inversion des pseudo-sections de résistivité apparente a été réalisée à l'aide du logiciel Res2Dinv (LOKE & BARKER 1995). A Dreveneuse d'en Bas la convergence était atteinte dès la troisième itération, alors qu'au Creux-du-Van et au Gros Chadoua, les résultats à la 4^{ème} itération ont été retenus. Les divers tests de qualité appliqués aux tomogrammes ont été présentés au chapitre 3.4.

Afin d'apprécier l'aggradation ou la dégradation de glace dans le sol (HILBICH 2010), des mesures de sismique réfraction (RST) ont également été effectuées à deux reprises sur l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas le 7 octobre 2009 et le 2 juin 2010.

7.3 EBOULIS DE DREVENEUSE D'EN BAS

7.3.1 Modèles de résistivité électrique et de sismique réfraction

L'hiver doux 2006-2007 ayant entraîné un faible refroidissement de l'éboulis, le terrain fut rapidement dégelé en 2007 (cf. chapitre 5). **Le 18 octobre 2007, date de la première mesure ERT, toutes les températures mesurées dans le forage F1 sont ainsi supérieures à 0°C. En conséquence les résistivités mesurées ne peuvent en aucun cas être attribuées à la présence de glace dans le sol ou de pergélisol** (fig. 7.2). Ainsi l'importante zone résistante (>40 kOhm.m) débutant au milieu du secteur à épicéas nains et s'étendant jusqu'au milieu de la pente correspond à la valeur de résistivité électrique d'un éboulis poreux non gelé (cf. fig. 3.12). Dans la partie inférieure de la forêt d'épicéas nains, un terrain un peu plus conducteur (20 kOhm.m) indique probablement une présence plus importante de fines entre les blocs de l'éboulis. Sous le corps résistant, des valeurs inférieures à 10 kOhm.m correspondent aux sédiments fins observés dans le forage F1.

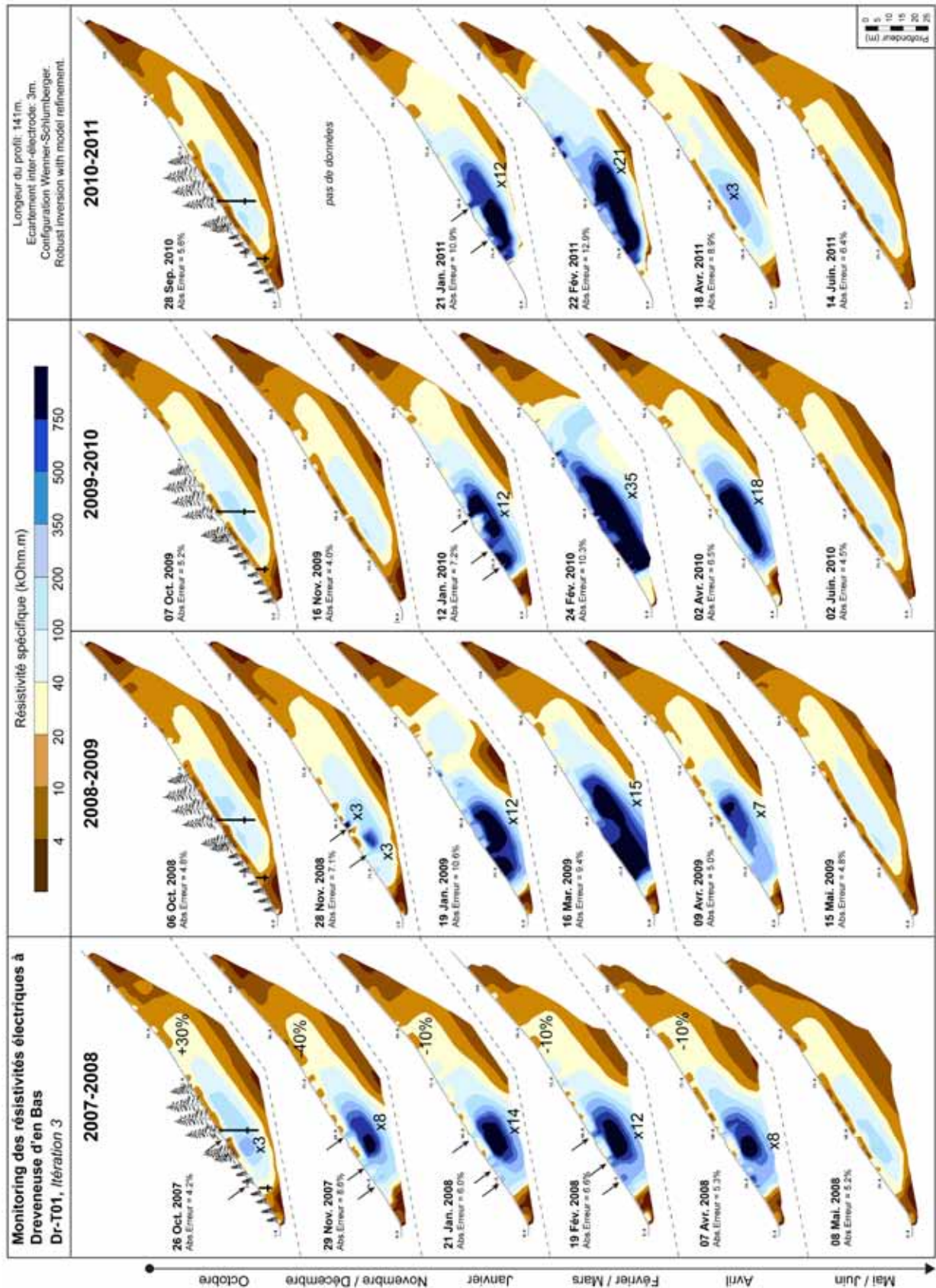


Fig. 7.2 - Tomogrammes de résistivité électrique à Dreveneuse d'en Bas entre octobre 2007 et juin 2011. Les résistivités connaissent une importante augmentation en hiver, indiquant un gel profond du terrain. Les mesures ERT ont eu lieu durant quatre hivers au refroidissement et à l'enneigement contrastés. Les modifications de résistivité électrique par rapport au modèle initial du 18 octobre 2007 sont indiquées sur certaines parties des tomogrammes par une valeur de ratio (x ##) ou par un pourcentage.

La comparaison avec le modèle de terrain issu des mesures de sismique réfraction permet de préciser la nature du sous-sol (fig. 7.3). Les valeurs des vitesses de propagation des ondes-P en octobre 2009 sont inférieures à 1000 m/s sur une épaisseur allant de 3m au forage F2 à 12m au forage F1, valeurs indiquant un éboulis poreux. En dessous la fourchette des vitesses se situe entre 1500 et 2500 m/s, valeurs pouvant être interprétées comme de la moraine (HAUCK & KNEISEL 2008). La limite de 1000 m/s correspond relativement bien avec la limite entre éboulis poreux et sédiments fins détectés dans les deux forages.

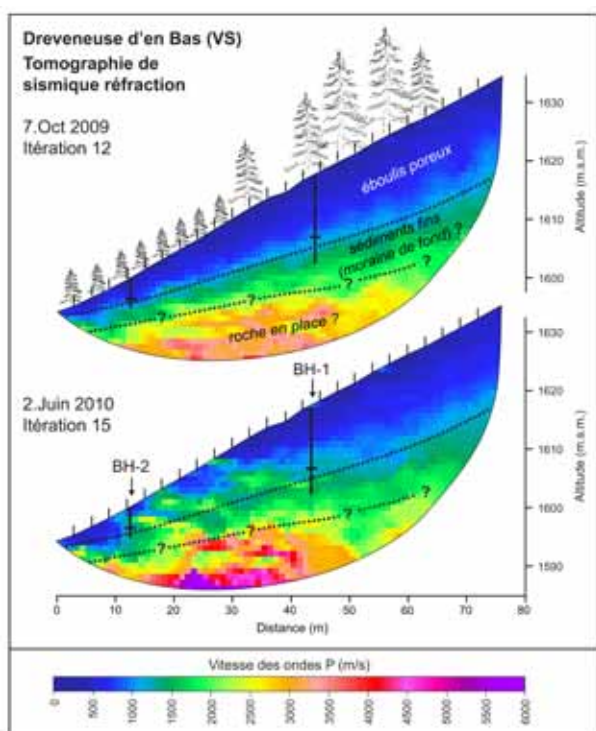


Fig. 7.3 - Tomographie de sismique réfraction de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas pour l'automne 2009 (en haut) et le début d'été 2010 (en bas) après la fonte des neiges.

7.3.2 Modifications saisonnières des résistivités spécifiques

23 profils ERT acquis entre le 18 octobre 2007 et le 14 juin 2011 sont présentés dans la figure 7.2. Le tomogramme du 18 octobre 2007 sert de modèle de référence pour la comparaison des variations des résistivités. Le ratio des résistivités à l'intérieur de la zone résistante est indiqué directement sur la figure 7.2.

En début d'hiver (octobre – novembre), **la résistivité augmente dans un premier temps dans les premières couches du sol situées dans la partie basse de la pente et au niveau du chemin**

de randonnée juste à l'amont de la zone d'épicéas nains et où passe le profil Dr-T02. Cette augmentation n'est cependant pas uniforme, certaines cellules de quelques mètres de large devenant plus résistantes que des cellules voisines (flèches noires sur fig. 7.2). **Les résistivités augmentent aussi dans la moitié inférieure de la zone résistante** d'un facteur 3 le 26 octobre 2007, le 9 novembre 2007 et le 28 novembre 2008. Sur le profil transversal DrB-T02, deux zones circulaires situées de part et d'autre du forage F1 connaissent également une augmentation significative des résistivités en octobre (flèches "a" sur fig. 7.4).

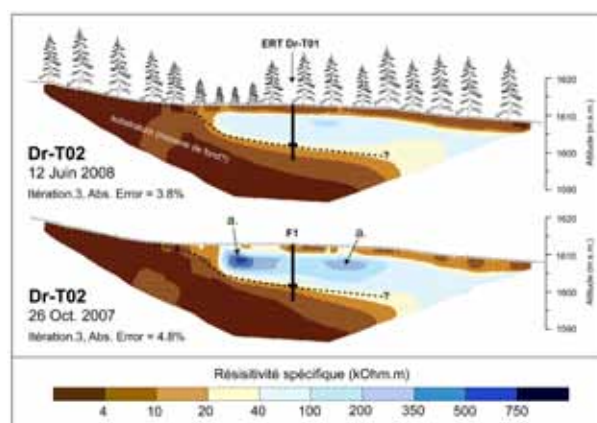


Fig. 7.4 - Tomogrammes de résistivité électrique du profil transversal DrB-T02 à Dreveneuse d'en Bas entre le 12 juin 2008 (en haut) et le 26 octobre 2007 (en bas). Noter la présence de deux zones augmentant leur résistivité en octobre (flèches "a"), zones pouvant être interprétées comme des chenaux d'aération plus poreux.

La figure 7.5 détaille les variations de résistivité électrique durant le début d'hiver 2007, entre le 18 octobre et 22 décembre. Après une première période de temps froid le 24 octobre, **les résistivités augmentent d'abord dans la partie basse depuis la surface, puis cette augmentation se transmet sous la forme d'une plume en profondeur vers le milieu de la pente d'éboulis.**

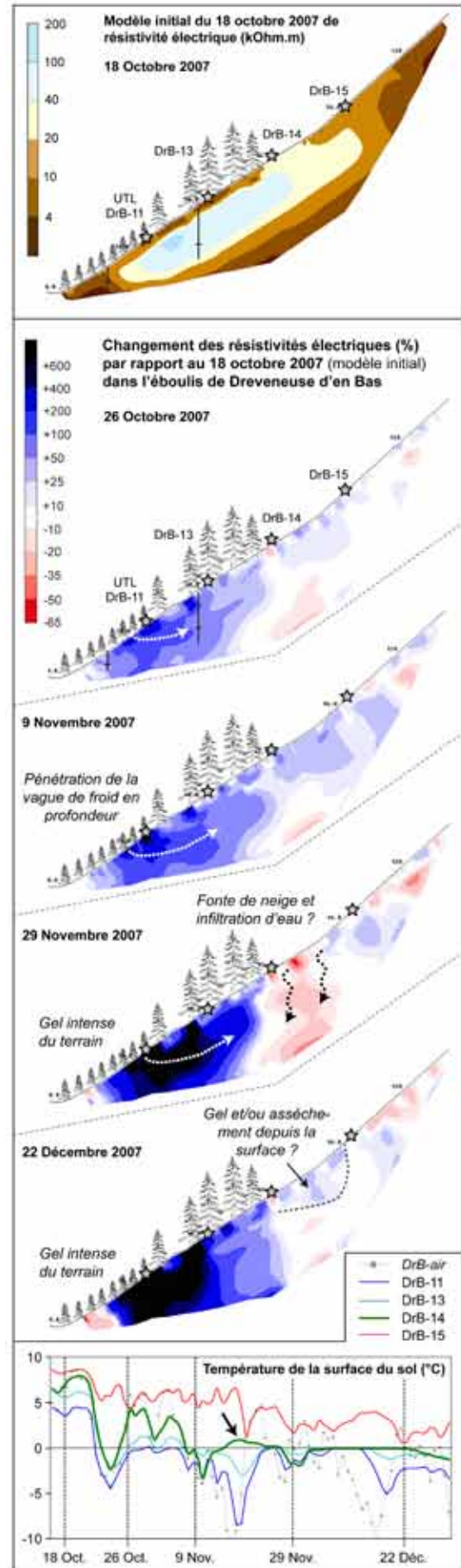
Le 29 novembre 2007, une diminution importante des résistivités (-35 à -50%) est enregistrée à l'intérieur de l'éboulis nu entre les UTLs DrB-14 et DrB-15. Cette diminution s'effectue alors que le bas de la pente d'éboulis est couvert d'environ 30cm de neige et que la partie haute de l'éboulis (dès l'UTL DrB-14) est entièrement déneigée (fenêtre de fonte). **Il est envisageable que des eaux de fonte se soient donc infiltrées dans le terrain avant le 29 novembre.** La température de surface du sol était d'ailleurs positive au niveau des UTLs DrB-14 et 15 la semaine précédent les mesures (flèche noire sur fig. 7.5). Le 22 décembre, les résistivités spécifiques dans la partie haute de la

penne sont à nouveau légèrement supérieures au 18 octobre 2007.

Durant l'hiver 2007-2008 (janvier – avril), une importante augmentation de résistivité de 8 à 14 fois les valeurs du 18 octobre 2007 a lieu dans l'éboulis jusqu'à l'amont du forage F1 (fig. 7.3). Cet accroissement est encore plus important durant l'hiver suivant 2008-2009 (jusqu'à 15 fois les résistivités initiales) et la zone dont les résistivités sont supérieures à 350 kOhm.m atteint l'orée de la forêt au début de l'éboulis nu. **L'extension de cette zone de très fortes résistivités s'accroît encore d'avantage vers l'amont de l'éboulis durant l'hiver froid 2009-2010.** Les valeurs sont même jusqu'à 35 fois plus élevées le 24 février 2010 que celles du 18 octobre 2007. Durant l'hiver 2010-2011, les résistivités augmentent fortement (21 fois) en janvier et février. Le 18 avril 2011, suite à la disparition relativement précoce du manteau neigeux, les résistivités sont seulement 3 fois supérieures à celles d'octobre. Simultanément, une légère décroissance (-10 à -40%) des résistivités est observée en hiver dans la partie haute de la pente.

Alors que de très forts contrastes de résistivité sont observés en hiver par rapport au tomogramme de référence du 18 octobre 2007, **l'éboulis connaît des changements de plus faible amplitude durant la période mai à octobre.** Une vue plus détaillée des changements de résistivité entre le 7 octobre 2009 et le 2 juin 2010 permet de les détailler (fig. 7.6). **Une diminution de l'ordre de 25 à 65% est enregistrée dans la partie médiane de l'éboulis**, diminution se limitant aux couches proches de la surface dans la partie haute. Seule une partie de la zone à épicéas nains connaît une faible augmentation des résistivités de 10 à 50%. **Parallèlement les vitesses de propagation des ondes-P ont fortement augmentées (+100 à +400%) dans la partie basse de l'éboulis** (fig. 7.6), passant de 500-1000 m/s à plus de 2000 m/s selon les endroits (cf. fig. 7.2). Les changements de vitesses d'ondes-P ne sont pas forcément de même ordre et de même sens que ceux de résistivité électrique dans les différentes parties de l'éboulis. Les deux forages indiquent quant à eux une température largement positive le 7 octobre 2009, alors que les températures sont de 0°C le 2 juin 2010.

Fig. 7.5 - Changement relatif (en %) des résistivités électriques à Dr-T01 en début d'hiver 2007 par rapport au profil initial du 18 octobre 2007. En bas, évolution des températures de la surface du sol entre le 15 octobre et le 31 décembre 2007. Flèches blanches : propagation de l'onde de gel depuis la surface du sol ; flèches noires en traits-tillés : conséquence d'infiltration d'eau de fonte de la neige ?



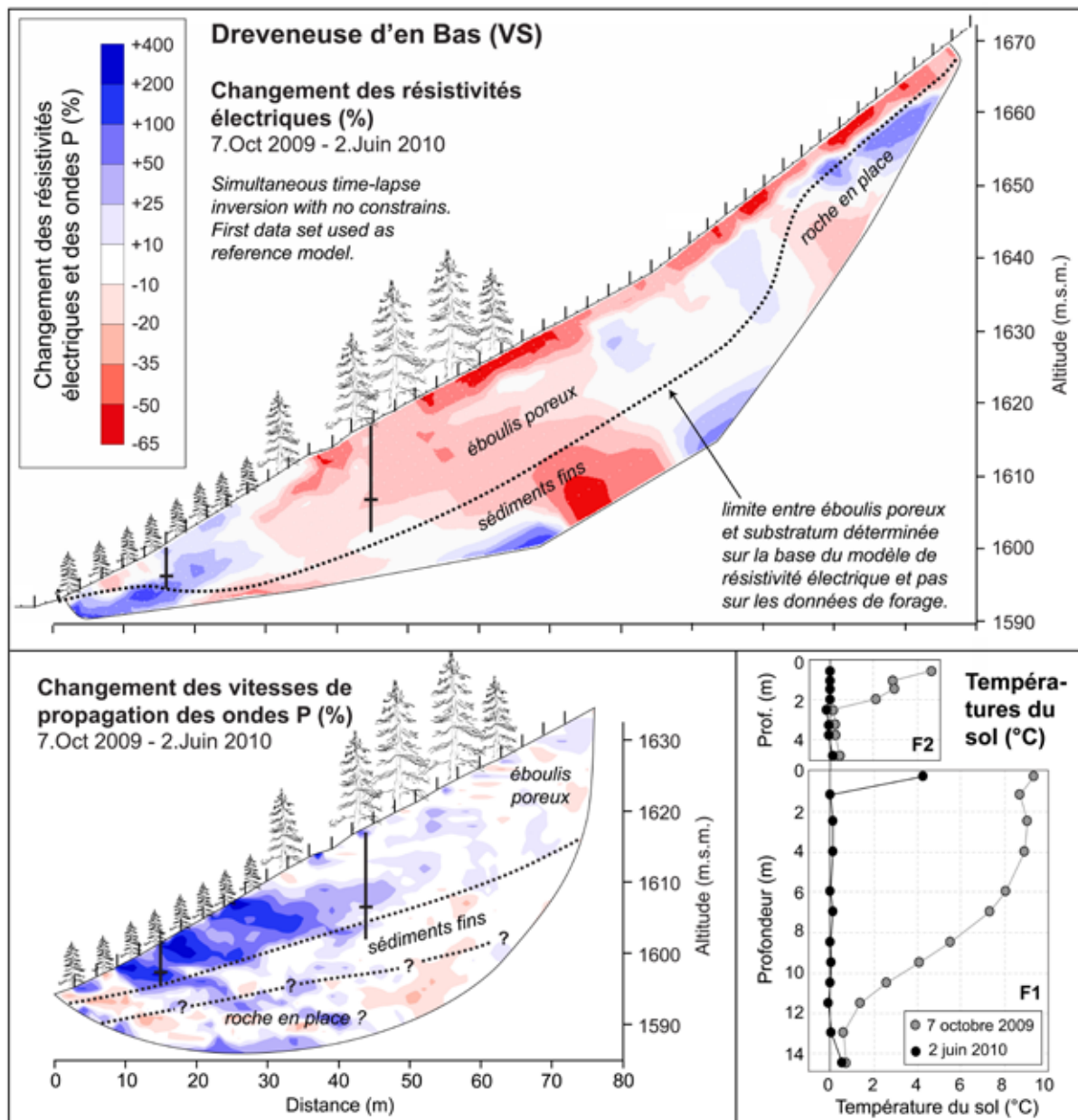


Fig. 7.6 - Changement relatif (en %) des résistivités électriques et des vitesses de propagation des ondes sismique (P) entre le 7 octobre 2009 et le 2 juin 2010. En bas à droite, profils des températures dans les forages F1 et F2.

7.3.3 Relation entre résistivités et températures

Selon la théorie (HOEKSTRA & MCNEILL 1973, HAUCK 2001), il existe une relation marquée entre résistivité électrique et température. Les résistivités du modèle d'inversion DrB-T01 à la 3^{ème} itération et les températures mesurées dans le forage F1 à différentes profondeurs sont comparées dans la figure 7.7 (gauche). Le calage des profondeurs du modèle d'inversion sur celles (réelles) du forage a été présenté au chapitre 3.4.3.6. Afin de limiter l'erreur liée à cet ajustement, une valeur moyenne a également été

extraite pour les profondeurs entre 4.0 et 10.5m (fig. 7.7, droite). La relation entre résistivités spécifiques et températures de la surface du sol (UTLs) est présentée à la figure 7.8.

Les résultats par niveau de profondeur correspondent bien à la théorie, avec une augmentation linéaire des résistivités lorsque la température diminue jusqu'à 0°C, alors qu'une augmentation exponentielle s'observe sous le point de congélation (fig. 7.7, gauche). La même tendance est observée à la surface du sol (fig. 7.8). Comme l'avaient déjà montrée HOEKSTRA & MCNEILL

(1973) sur des tests en laboratoire, l'augmentation exponentielle ne débute pas directement à 0°C mais à une valeur probablement légèrement inférieure. Les valeurs moyennes montrent sensiblement la même chose avec quelques observations supplémentaires très intéressantes.

En dessous du point de congélation, les valeurs moyennes de résistivité et de température présentent un écart-type important par rapport aux valeurs situées au-dessus de 0°C (fig. 7.7, droite). L'erreur absolue des modèles d'inversion de la période hivernale est également plus élevée (6 à 10% contre 3 à 5%). **Deux courbes théoriques calculées avec des facteurs b de 0.5 et 2.5, et une résistivité de 150 kOhm.m pour une température de 0°C, s'ajustent relativement bien aux données mesurées** (cf. équation 3.2). En comparant la température de la surface du sol et la résistivité spécifique des premières couches du sol, les constantes b valent 2.5 à DrB-10 et 0.4 à DrB-11 pour une résistivité de 25 kOhm.m à 0°C.

La relation entre résistivité et température au-dessus du point de congélation est linéaire. Cependant, **il faut relever un comportement différent entre les**

mesures du début d'été et celles d'automne. Durant la période de fonte des neiges, les 8 mai 2008, 15 mai 2009, le 2 juin 2010 et le 14 juin 2011, la valeur de résistivité pour une température d'approximativement 0°C est de 75 kOhm.m. L'éboulis se réchauffe ensuite et les résistivités moyennes suivent une courbe linéaire avec un facteur α de 0.10 (courbe noire continue sur la figure 7.7, droite) jusqu'à fin septembre environ. **Lors du refroidissement du début d'automne, l'augmentation des résistivités moyennes suit en revanche une autre courbe** (courbe gris clair continue sur la figure 7.7, droite) **pour atteindre une valeur moyenne de résistivité de 150 kOhm.m à 0°C, soit une valeur deux fois plus élevée qu'en début d'été pour une température similaire.** Le facteur de croissance α vaut alors 0.18 au lieu de 0.10. L'augmentation des résistivités en début d'automne ne se fait donc pas de façon identique à la baisse des résistivités entre mai et septembre, formant ainsi une courbe d'hystérésis. La seule exception notable à relever concerne les valeurs du 16 novembre 2009, mais les mesures furent effectuées durant une journée pluvieuse coïncidant avec une période de fonte de la neige tombée durant la première moitié de novembre 2009.

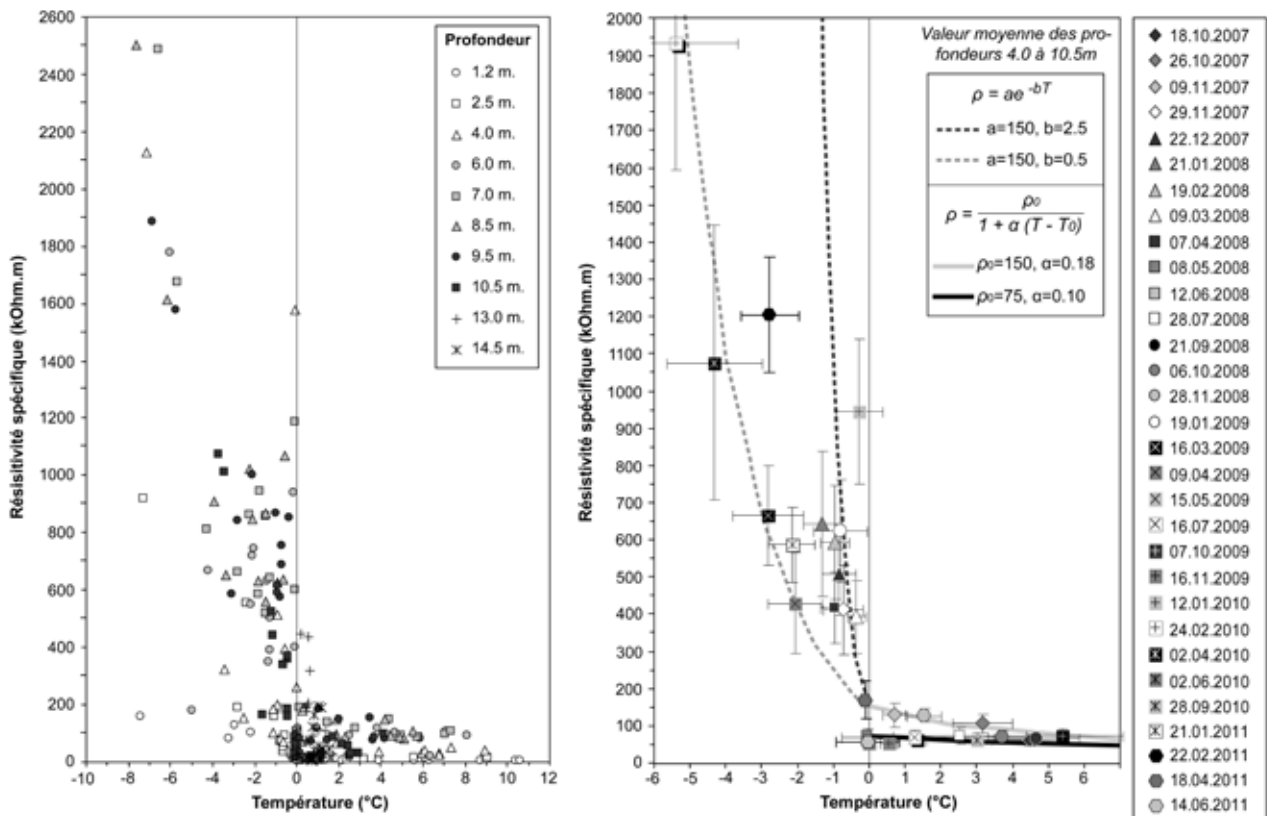


Fig. 7.7 - Relation entre les températures du forage F1 et des résistivités électriques (Dr-T01) pour les différentes dates de mesures ERT. Gauche : par niveau de profondeur ; droite : valeurs moyennes par date de mesures ; les barres correspondent à 1/2 écart-type de part et d'autre de la valeur moyenne.

7.4 EBOULIS DU CREUX-DU-VAN

7.4.1 Modèles de résistivité électrique

Le profil longitudinal du Creux-du-Van – présenté au chapitre 3 (cf. fig. 3.8) – comprend une zone résistante (env. 10 kOhm.m) débutant dans le secteur des épicéas nains dans la partie inférieure de la pente et s'étendant à l'amont plus en profondeur. Il a été démontré que le secteur dont la résistivité atteignait les 30-50 kOhm.m au milieu du profil était la conséquence d'un artéfact d'inversion (cf. 3.4.3.5). Les modèles d'inversion CV-T01 utilisés pour le monitoring ont ainsi été inversés sur la base d'une pseudo-section de résistivité apparente avec 12 niveaux de profondeur, au lieu des 23 niveaux originaux.

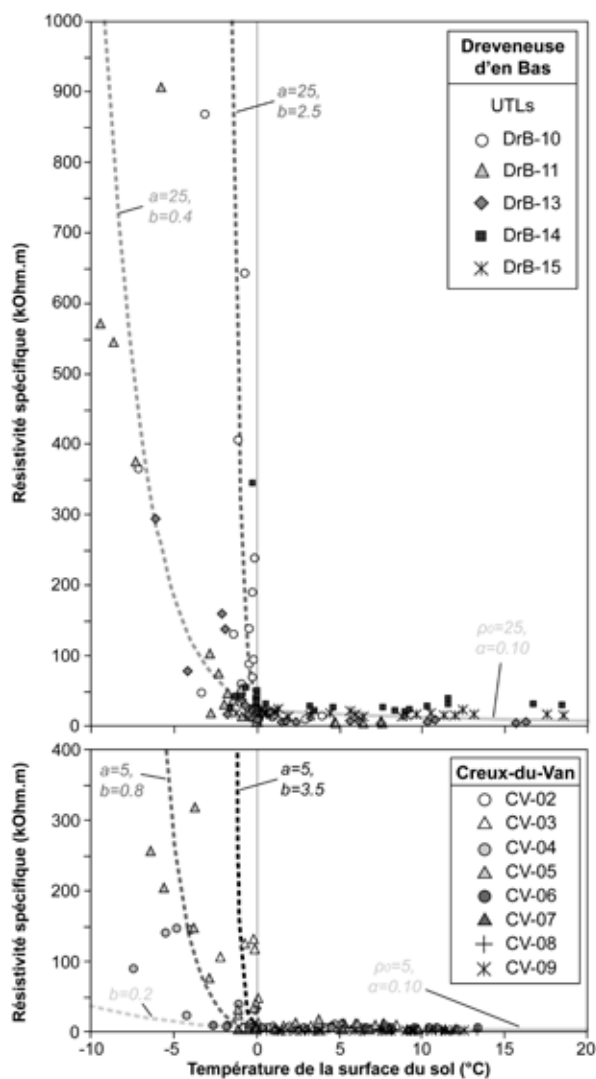


Fig. 7.8- Relation entre les températures de la surface du sol (UTLs) à Dreveneuse d'en Bas (en haut) et au Creux-du-Van (en bas). Noter que les résistivités spécifiques sont largement plus élevées à Dreveneuse d'en Bas qu'au Creux-du-Van.

7.4.2 Modifications saisonnières des résistivités spécifiques

19 profils ERT acquis entre le 20 octobre 2008 et le 7 juin 2011 sont présentés dans la figure 7.9. Le tomogramme du 20 octobre 2008 sert de modèle de référence pour la comparaison des variations des résistivités. Le ratio des résistivités dans les premiers mètres du sol au niveau de l'UTL CV-05 (partie amont de la forêt d'épicéas nains) est indiqué sur la figure 7.9.

Le 29 novembre 2008, **trois petites zones situées dans la forêt d'épicéas nains connaissent une augmentation de la résistivité** (flèches noires sur fig. 7.9). Entre les mois de décembre et de mars, l'ensemble de la surface du sol entre l'aval de la clairière et le milieu de la pente d'éboulis connaît une forte augmentation des valeurs de résistivités électriques. Le ratio des résistivités par rapport au 20 octobre 2008 est de 10 le 23 février 2011, de 18 le 19 janvier 2009, et de 28 le 14 janvier 2010. **La couche résistante s'épaissit également entre décembre et avril pour atteindre une profondeur d'environ 10 à 15 mètres.**

Des modifications s'observent également vers 30 mètres de profondeur et s'étendent dans la partie médiane de l'éboulis. Néanmoins, il a été montré au chapitre 3 que les résistivités dans ce secteur étaient moins fiables que les valeurs situées proches de la surface (points d'interrogation sur la figure 7.9). On relèvera juste qu'une couche plus conductrice d'environ 5 mètres d'épaisseur sépare les 10 premiers mètres de l'éboulis des niveaux sous-jacents.

Alors que de très forts contrastes de résistivité sont observés en hiver par rapport au tomogramme de référence du 20 octobre 2008, l'éboulis connaît des changements de plus faible amplitude durant la période mai à octobre. **Les résistivités diminuent progressivement depuis la surface entre mai/juin et juillet/août** (doubles flèches sur fig. 7.9). Un profil de sismique réfraction réalisé en août 2010 (cf. chapitre 5.1) a montré que les vitesses de propagation des ondes-P étaient inférieures à 1000 m/s proche de la surface, puis étaient comprises dans une fourchette de 1000 – 1800 m/s jusque vers 30 mètres de profondeur. La répartition des résistivités électriques est en revanche très similaire entre août et début octobre.

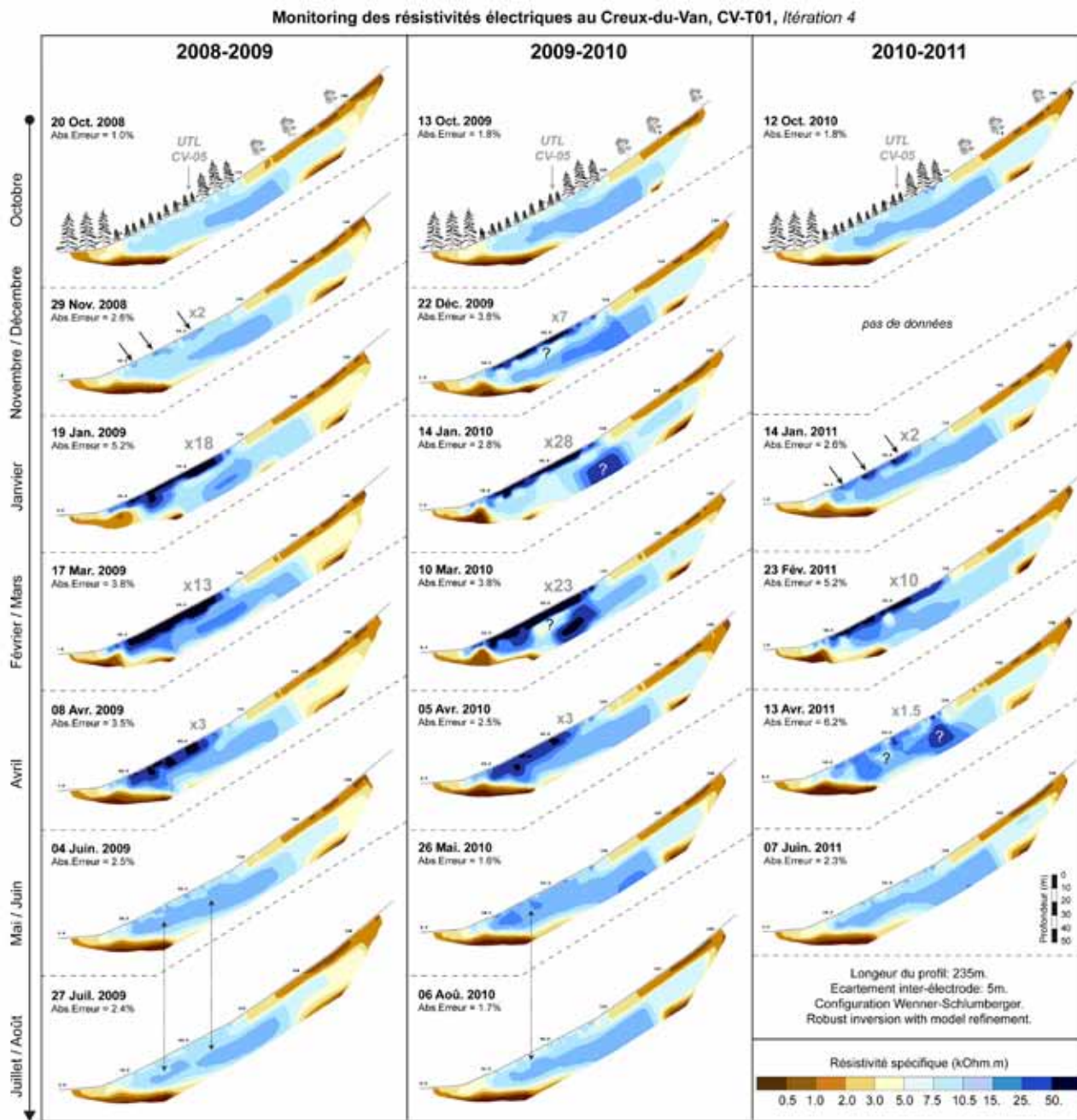


Fig. 7.9 - Tomogrammes de résistivité électrique au Creux-du-Van entre octobre 2008 et juin 2011. Les résistivités connaissent une importante augmentation en hiver dans la moitié inférieure de l'éboulis sur environ 10m de profondeur, indiquant un gel profond du terrain. Noter la diminution progressive des résistivités entre juin et août (doubles flèches). Les modifications de résistivité électrique par rapport au modèle initial du 18 octobre 2007 sont indiquées sur certaines parties des tomogrammes par une valeur de ratio (x ##).

7.4.3 Relation entre résistivité et température

Comme pour l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas, il existe une relation marquée entre la résistivité spécifique des premières couches du sol et les températures de la surface du sol (fig. 7.8). L'augmentation des résistivités est exponentielle en dessous du point de gel et linéaire pour des températures positives.

Sous le point de congélation, **trois courbes théoriques** ont été calculées avec des facteurs b de 3.5 à CV-03, de 0.8 à CV-04 et CV-05, et de 0.2 à CV-06. Dans les trois cas, la résistivité vaut 5 kOhm.m pour une température de 0°C. Lorsque la température est positive, la constante α est égale à 0.10 comme à Dreveneuse d'en Bas. Notons cependant que la résistivité au point de gel est de 5 kOhm.m proche de la surface au Creux-du-Van, mais 5 fois supérieure (25 kOhm.m) proche de la surface à Dreveneuse d'en

Bas (fig. 7.8). Cette différence illustre la plus grande porosité de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas, alors que la couche de sol fin est plus épaisse au Creux-du-Van.

7.5 GLACIER ROCHEUX FOSSILE DU GROS CHADOUA

Un profil de résistivité électrique a également été répété sur le glacier rocheux fossile du Gros Chadoua le 6 juillet et le 25 octobre 2007 (fig. 7.10). Cette dernière mesure a été réalisée après une première période de temps froid. Alors que les résistivités électriques ne changent pas dans la cuvette marécageuse à gauche du profil, une augmentation de 50% est enregistrée dans les 5 premiers mètres du glacier rocheux fossile, avec des valeurs plus importantes (environ 200%) proche du front où se situent les trous à vent (cf. 5.3.3). Plus en profondeur les changements sont plus faibles, mais également plus hétérogènes. Au milieu du profil une zone connaît ainsi une faible diminution de 10 à 35%. Il s'agit peut-être d'un artefact d'inversion lié à l'augmentation des résistivités de la couche située proche de la surface (cf. 3.4.3.).

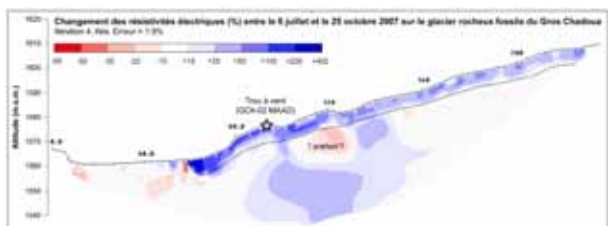


Fig. 7.10 - Changement relatif (en %) des résistivités électriques sur le glacier rocheux fossile du Gros Chadoua entre le 6 juillet et le 25 octobre 2007.

7.6 DISCUSSION

Le suivi thermique (cf. chapitre 5) et la répétition des mesures de tomographie de résistivité électrique permettent de préciser l'effet bidimensionnel du refroidissement à l'intérieur des éboulis ventilés de Dreveneuse d'en Bas et du Creux-du-Van.

7.6.1 Circulation d'air par un système de chenaux d'aération poreux

Le gel du terrain se caractérise par une composante à la fois verticale, mais surtout horizontale (ou "advective") : horizontal car l'air aspiré dans la partie basse se transmet rapidement à l'ensemble

de l'éboulis jusque dans la partie médiane de la pente. **Cette aspiration semble se faire par des zones préférentielles ("canaux") plus poreuses** (plus résistantes) comme l'indiquent les différences d'augmentation des résistivités dans la partie basse des pentes d'éboulis (figs. 7.12 et 7.13). Sur la base des résultats d'un court profil de tomographie de résistivité électrique réalisé dans l'éboulis du Creux-du-Van en 2001-2002, DELALOYE (2004) avait également déterminé que le refroidissement des 3 premiers mètres du sol se produit par une aspiration localisée d'air froid dans l'éboulis en début d'hiver. Depuis la surface du sol, l'onde de gel se propage par la suite en profondeur. La géométrie de ces chenaux d'aération est difficile à appréhender. Néanmoins aux vues des résultats acquis par la répétition de mesures ERT et dans les forages de Dreveneuse d'en Bas, on peut noter que l'emplacement des zones présentant une grande perméabilité au passage du courant d'air n'est pas uniforme à la fois longitudinalement et latéralement (par ex. flèches "a" sur fig. 7.4).

7.6.2 L'effet "frigo" : formation d'un réservoir de froid en hiver dans la moitié inférieure de l'éboulis en lien avec les températures de l'air extérieur

Durant l'hiver, le terrain gèle profondément. Il existe une bonne correspondance théorique entre les températures et les résistivités mesurées. L'utilisation de ces dernières est donc fiable pour détecter les modifications thermiques à l'intérieur des éboulis ventilés.

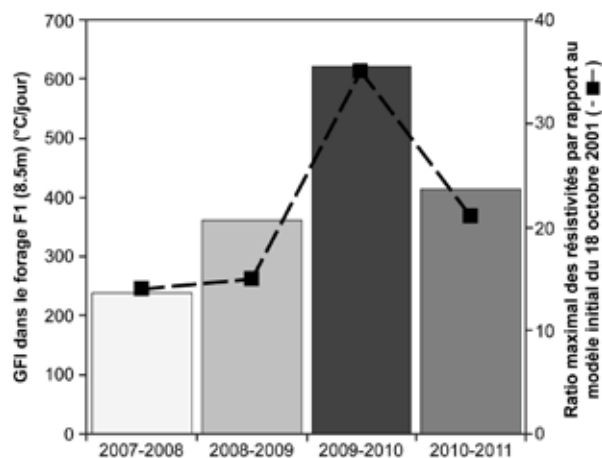


Fig. 7.11 - Evolution de l'indice de gel (GFI) du sol à 8.5m de profondeur dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (barres grises) et du ratio maximal des résistivités par rapport au modèle d'inversion initial du 18 octobre 2007.

	2007 – 2008	2008 – 2009	2009 – 2010	2010 – 2011
AFI (DrB)	280	342	515	339
Neige (CV) (max)	1.30	2.00	1.39	0.85
<i>Dreveneuse d'en Bas</i>				
Ratio max	14	15	35	21
GFI (DrB-F1 à 8.5m)	239	362	622	414
GFI (DrB-11)	278	700	831	-
<i>Creux-du-Van</i>				
Ratio max	-	18	28	10
GFI (CV-05)	93	388	416	-
GFI (CV-Soil)	21	400	372	-
GFi (CV-14)	243	530	457	-

Tab. 7.1 - Hauteur maximal du manteau neigeux au Creux-du-Van, indice de gel de l'air à Dreveneuse d'en Bas, indices de gel du sol ratio maximal des résistivités par rapport au modèle d'inversion initial dans les éboulis de Dreveneuse d'en Bas et du Creux-du-Van entre 2007 et 2011.

Les résultats montrent d'une part que plus les températures sont basses dans l'éboulis, plus les résistivités sont élevées (fig. 7.11 et tab. 7.1). D'autre part, **la zone de forte résistivité grandit en direction de l'amont de la pente, de façon d'autant plus marquée que les températures atmosphériques hivernales sont basses** (fig. 7.12 et tab. 7.1). Cette croissance est particulièrement bien visible dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (fig. 7.12).

Dans l'éboulis du Creux-du-Van, l'étendue de la zone résistante est relativement similaire durant les 3 hivers. Contrairement à Dreveneuse d'en Bas, les indices de gel du sol sont également presque identiques entre 2008-2009 et 2009-2010 (tab. 7.1). Il s'agit également de relever que la zone connaissant une forte augmentation de résistivité concerne une épaisseur (10-15m) et une extension latérale (environ 100m) bien plus importante qu'à Dreveneuse d'en Bas. De plus les importantes augmentations des résistivités observées durant l'hiver froid 2009-2010 vers 25m de profondeur au milieu du profil indiquent peut-être un gel profond et une extension du réservoir de froid dans ce secteur (fig. 7.13).

En résumé, **les zones devenant très résistantes en hiver peuvent être interprétées comme la taille du "réservoir de froid" se développant dans l'éboulis.**

En raison de la différence de taille des éboulis de Dreveneuse d'en Bas et du Creux-du-Van, l'étendue du réservoir de froid est probablement plus importante dans ce dernier éboulis.

Alors que la pénétration du front de gel dans les sédiments fins sous l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas est bien visible dans les données de forages, il est impossible de la détecter avec les mesures ERT. MARESCOT ET AL. (2003) et DELALOYE (2004) ont en effet montré que sous un corps très résistant, les informations sur les propriétés du sous-sol sont très souvent masquées et peu fiables, et en conséquence la plupart du temps non interprétables. **Ainsi le gel des sédiments fins sous-jacents à l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas en hiver, et le gel probable des marnes disposées sous l'éboulis poreux du Creux-du-Van, ne sont pas visibles sur les tomogrammes de résistivité électrique.** Il en va de même pour le sol gelé peu épais et tempéré (à 0°C) observé en été dans les deux forages de Dreveneuse d'en Bas. En conséquence, il est impossible de détecter un pergélisol tempéré de faible épaisseur situé sous une couche poreuse sans l'aide de forages. Cette observation est quelque peu dommageable, puisqu'une bonne partie du réservoir de froid se constitue également par conduction dans le substrat poreux sous-jacent à l'éboulis (cf. chapitre 5).

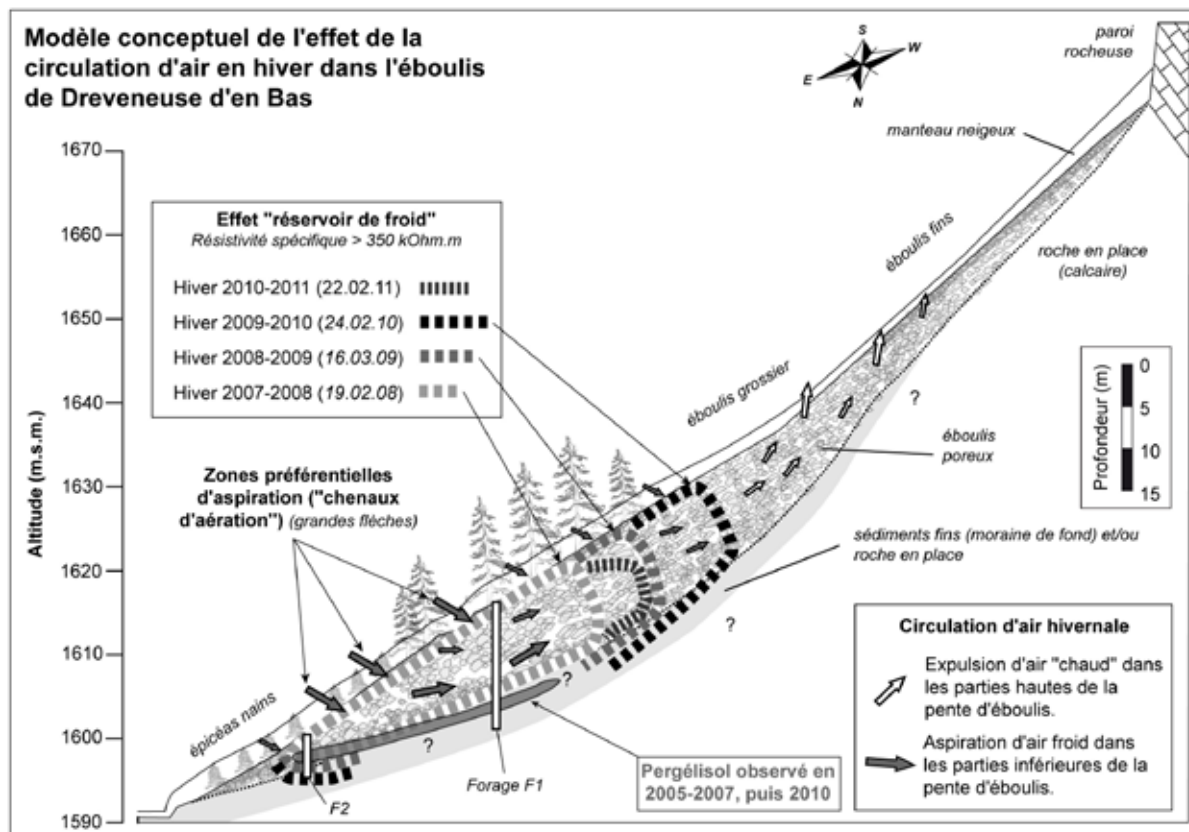


Fig. 7.12 - Modèle de circulation d'air en hiver et de formation d'un réservoir de froid pour l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas, basé sur les données thermiques de surface et de forages et sur la répétition de mesures de tomographie électrique et sismique. Noter la différence de taille du "réservoir de froid" observé entre les 4 hivers.

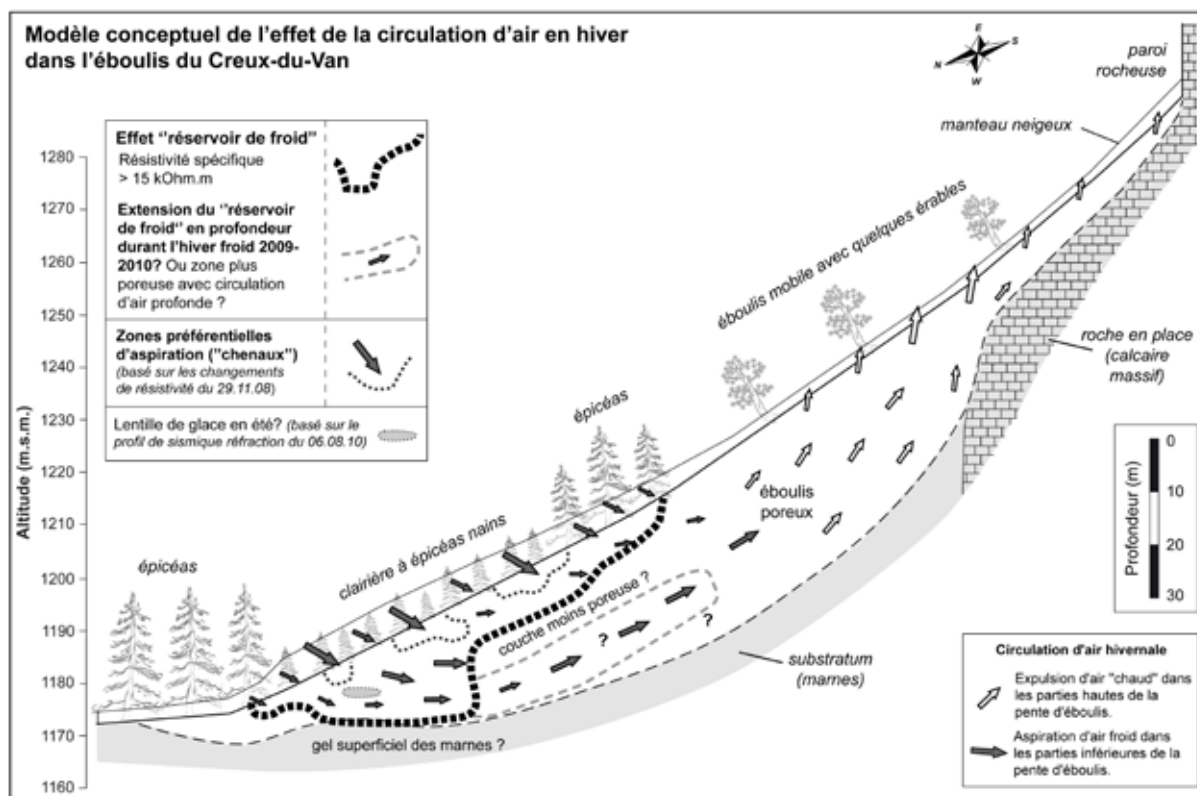


Fig. 7.13 - Modèle de circulation d'air en hiver et de formation d'un réservoir de froid pour l'éboulis du Creux-du-Van, basé sur les données thermiques de surface et de forages et sur la répétition de mesures de tomographie électrique et sismique..

7.6.3 Assèchement des parties basses de l'éboulis durant l'hiver ?

Les forts changements de résistivité durant l'hiver sont essentiellement causés par l'action du courant d'air, dont le potentiel de gel rapide du terrain a déjà été montré par les mesures en forage. L'augmentation importante de la résistivité peut-elle également être attribuée à une formation significative de glace dans l'éboulis en hiver comme le proposaient GUDE & MOLENDEN (2000) ? Différents indices semblent plutôt indiquer le contraire, à savoir un assèchement du moins dans les parties basses de la pente d'éboulis.

A Dreveneuse d'en Bas durant les mois de mai et juin, alors que les valeurs de vitesses de propagation des ondes sismiques indiquent la présence de glace dans le sous-sol, les résistivités sont similaires (voire légèrement inférieures) à celles observées en automne lorsque les températures de l'éboulis sont positives (fig. 7.6). **A Dreveneuse d'en Bas, la résistivité globale de l'éboulis poreux lorsque de la glace occupe une partie des interstices du sous-sol est ainsi plus ou moins similaire à celle de l'éboulis libre de glace.**

Deux explications peuvent être avancées : d'une part au printemps le sol gelé est essentiellement tempéré (c'est-à-dire à 0°C). L'éboulis contient ainsi certes de la glace interstitielle, mais aussi une portion potentiellement importante d'eau liquide qui aura tendance à abaisser les résistivités. Seule la partie la plus avale de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas est plus résistante (environ 50 à 100%) en juin qu'en octobre. Il en va de même dans l'éboulis du Creux-du-Van, où le terrain sous la clairière à épicéas nains demeure légèrement plus résistant à la fin mai, indiquant probablement la présence d'une lentille de glace. D'autre part comme l'augmentation exponentielle des résistivités débute légèrement sous le point de congélation (HOEKSTRA & MCNEILL 1973), un sol gelé tempéré possède une valeur de résistivité très proche de celle d'un terrain non gelé. Or durant l'hiver, les résistivités sont (très) largement supérieures aux valeurs mesurées en mai et en juin, indiquant une faible portion d'eau liquide dans la moitié inférieure de la pente d'éboulis.

Aucune mesure sismique n'a été réalisée au cœur de l'hiver pour vérifier si de la glace se forme. Néanmoins **les variations du facteur b** (constante contrôlant le taux de croissance des résistivités) de l'équation 3.2 (cf. 3.4.3.2.) **peuvent être interprétées comme un indice d'assèchement de l'éboulis en**

hiver. Lors de mesures sur des sédiments fins et grossiers en laboratoire, HAUCK (2001) a en effet montré que la valeur de la constante b de l'équation 3.2 diminuait pour un état sec par rapport à un état saturé. Durant les hivers 2008-2009 et 2009-2010, les mesures effectuées dans la deuxième partie de l'hiver (fin février à début avril) s'alignent relativement bien sur la courbe exponentielle avec un facteur $b=0.5$, alors que celles du début d'hiver (et de l'hiver doux 2007-2008) s'alignent essentiellement sur une courbe calculée avec une constante b plus élevée ($b=2.5$) (fig. 7.7).

En plus de ces résultats liés à la répétition de mesures géophysiques, un indice thermique permet de montrer que la formation de glace en hiver est insignifiante ou du moins ne se produit qu'en faible quantité. En effet, comme nous l'avons vu au chapitre 5, lorsque de la glace se forme dans l'éboulis des phases avec des températures stables à 0°C se produisent en raison du changement phase entre l'état liquide et solide de l'eau. Or rien de tel n'est observé dans les deux forages, sauf brève exception durant des périodes de redoux. Les températures de la surface du sol, sous le manteau neigeux indiquent également des températures négatives dans la moitié inférieure de l'éboulis.

Ainsi sur la base de ces indices, il faut conclure que les valeurs élevées des résistivités en hiver, d'autant plus élevées que les températures de l'éboulis sont froides, sont non seulement un indice de refroidissement, mais également un indice d'assèchement de l'éboulis, du moins dans sa partie basse. Ce processus d'assèchement s'explique par l'aspiration d'air froid et généralement sec en hiver, à l'image de ce qui se produit dans les glaciers dynamiques (LUETSCHER ET AL. 2008, MORARD ET AL. 2010B) dont le principe de fonctionnement par effet de cheminée se rapproche de celui observé dans les éboulis froids de basse altitude (cf. chapitre 6). Des mesures d'humidité relative dans des trous aspirateurs dans la partie basse des éboulis en début d'hiver ont en effet montré que le courant d'air aspiré est sec (LAMBIEL 2006, cf. chapitre 4). En pénétrant dans les parties inférieures du système ventilé, cet air froid se réchauffe au contact des blocs et du terrain sous-jacent, diminue ainsi son humidité relative et entretient l'assèchement du terrain. Cette évaporation hivernale proche des entrées inférieures (ie. à quelques mètres de profondeur ?) – illustrée par les mesures dans la glacière des Diablotins – accentue encore théoriquement l'ampleur du refroidissement par

absorption de chaleur latente. Le “frigo” des éboulis de basse et moyenne altitude est définitivement bien réglé !

7.6.4 Un regard sur la partie haute du système ventilé

Un éboulis peut être perçu comme un système ventilé à deux entrées distinctes, à savoir la partie basse de l'éboulis (l'entrée basse du système), bien étudiée et dont les processus de refroidissement et d'assèchement hivernaux ont été discutés ci-dessus, et la partie haute de la pente dont les données sont plus lacunaires et plus difficilement interprétables. Les mesures thermiques se limitent en effet à la surface du sol et comme les températures y demeurent la plupart du temps au-dessus du point de congélation, **la relation entre résistivité et température est essentiellement linéaire** ce qui implique forcément des variations bidimensionnelles des résistivités de (beaucoup) plus faible amplitude que dans la moitié inférieure de la pente d'éboulis.

Néanmoins malgré ces quelques limitations il vaut cependant la peine de s'y attarder un instant, différents indices permettant tout de même de relever certains effets de la ventilation dans la partie haute de l'éboulis. Outre la présence de températures du sol positives et de secteurs rapidement déneigés, **les résistivités ont tendance à décroître durant l'hiver**. Ainsi elles diminuaient de 40% le 29 novembre 2007 dans les premiers mètres de la partie haute de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (fig. 7.5), alors qu'elles augmentaient à la même date d'environ 700% dans la moitié inférieure de l'éboulis par rapport au modèle de référence du 18 octobre. **Cette diminution notable peut être interprétée comme conséquence d'apport d'eau liquide causé par la fonte basale du manteau neigeux**. Des blocs mouillés à la surface du sol sont la trace visible de ce processus. En percolant dans le terrain, cette eau liquide va se retrouver plus à l'aval en contact avec des secteurs sur-refroidis de l'éboulis et très vraisemblablement regeler. La brutale remontée des températures à 8.5m de profondeur dans le forage F1 en janvier 2009 et 2010 (cf. fig. 5.19) pourrait indiquer que du regel d'une petite quantité d'eau de fonte ait lieu à ce moment proche du forage F1. **Ainsi alors les processus d'évaporation (et éventuellement de sublimation) semblent être dominants dans la partie basse de l'éboulis en hiver, il est envisageable qu'il y ait formation de petite quantité de glace dans la moitié supérieure de la pente**. Il est cependant difficile sur la base des

données géophysiques et thermiques de déterminer les secteurs exacts concernés par ce regel hivernal.

Lors de la fonte des neiges au printemps (avril - juin), l'humidification du terrain se généralise à la presque totalité de l'éboulis comme le montrent les valeurs plus basses des résistivités mesurées en juin par rapport à celles d'octobre. Le fait est d'autant plus étonnant que le début d'été coïncide avec un état gelé (tempéré) de l'éboulis dont la teneur en glace interstitielle semble importante, comme illustrée par les longues périodes de phase zéro dans les températures de forage et l'augmentation des vitesses de propagation des ondes P. Cette humidification explique également l'existence d'une courbe d'hystérésis entre résistivité et température observées au-dessus de 0°C.

7.7 SYNTHÈSE

La répétition de tomographies résistivités électrique a permis de livrer de façon indirecte de précieuses informations sur les modifications spatiales des températures à l'intérieur des éboulis ventilé de Dreveneuse d'en Bas et du Creux-du-Van. On se rappellera notamment que :

- Les résistivités électriques de la moitié inférieure de l'éboulis connaissent une augmentation exponentielle lorsque la température du sous-sol décroît au-dessous du point de congélation. La relation mesurée entre température et résistivité correspond bien à la théorie.

- **La pénétration du gel se fait de façon préférentielle par des canaux plus poreux**, puis se généralise dans le courant de l'hiver à toute la surface du sol dans la partie basse et médiane de la pente.

- Un réservoir de froid – véritable “frigo” naturel – se constitue durant la période hivernale et **la zone soumise à ce refroidissement est d'autant plus grande que les températures extérieures sont froides**.

- L'analyse conjointe des mesures thermiques et géophysiques a aussi permis de préciser l'évolution saisonnière des éboulis froid de basse et moyenne altitude avec un **refroidissement et un assèchement en hiver dans la partie basse du versant, une rapide humidification et formation de glace interstitielle lors de la fonte des neiges, puis un réchauffement graduel et la fonte de cette glace depuis les parties**

hautes du système durant l'été. Dans le futur, l'installation d'une station de mesures automatiques ERT devrait permettre d'acquérir des données journalières et de mieux détailler cette évolution saisonnière.

- Le pergélisol tempéré et peu épais sous-jacent à l'éboulis à Dreveneuse d'en Bas ne peut pas être détecté par des mesures géophysiques. Il en va de même du gel hivernal du substratum composé de sédiments fins à Dreveneuse d'en Bas et de marnes au Creux-du-Van.

Le prochain chapitre reprendra les principaux enseignements de la répétition de mesures géophysiques présentés ci-dessus, et les mettra en relation avec les résultats de l'analyse du régime thermique des éboulis et des modifications du climat hypogé de la glacière des Diablotins.

4ÈME PARTIE

SYNTHÈSE ET CONCLUSION

8 - CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'étude détaillée des processus ayant cours dans les éboulis froids de basse et moyenne altitude initiée en 1997 par DELALOYE & REYNARD (2001) au Creux-du-Van, puis poursuivie par les thèses de doctorat de DELALOYE (2004) et LAMBIEL (2006) et le travail de diplôme de DORTHE & MORARD (2007), et enfin approfondie dans le cadre de cette thèse de doctorat a permis de lever le voile sur de nombreuses zones d'ombre.

Cette dernière partie propose donc de mettre en commun les principaux enseignements obtenus dans le cadre de mes recherches menées sur différentes accumulations sédimentaires poreuses de basse et moyenne altitude. Le chapitre aborde ainsi les résultats dans un premier temps sous la forme d'un point de vue processuel, puis dans un deuxième temps d'un point de vue méthodologique. Quelques perspectives futures de recherche viennent enfin conclure ce travail. Les réflexions présentées dans ce chapitre de conclusion ont déjà été évoquées dans les chapitres précédents, conclusions qui ne seront pas reprises dans leur totalité dans cette dernière partie.

8.1 D'UN POINT DE VUE PROCESSUEL

8.1.1 Généralisation du régime thermique de type Creux-du-Van

8.1.1.1 Un régime thermique saisonnier similaire

Se basant sur l'étude du régime thermique de l'éboulis du Creux-du-Van, DELALOYE (2004) avait pu déterminer 5 types de comportements annuels de la surface du sol très différents les uns des autres et liés

à l'occurrence d'un système de ventilation par effet de cheminée (cf. 2.4). Le long d'une pente d'éboulis, on retrouve ainsi de l'amont vers l'aval : un secteur chaud en hiver et "normal" en été (type I) dans le haut de la pente, un secteur froid en hiver mais "normal" en été dans la partie médiane de la pente (type II), une zone à la fois froide en hiver et en été (type III) dans la moitié inférieure de l'éboulis, puis un secteur peu refroidi en hiver mais frais en été (type IV) dans les secteurs situés les plus à l'aval de la pente d'éboulis. En dehors de l'éboulis, le comportement thermique annuel est "normal" durant toute l'année (type 0), le sol ne gelant notamment pas à basse et moyenne altitude durant l'hiver.

Cette distribution hétérogène du régime thermique de la surface du sol a été retrouvée sur l'ensemble des sites prospectés situés dans les Préalpes et les Alpes, à des altitudes, des orientations et/ou dans des conditions géologiques différentes de celles du Creux-du-Van (cf. chapitre 5). Ainsi à la fois les variations saisonnières, la répartition spatiale et l'évolution interannuelle des températures de la surface du sol sont de même ordre de grandeur, avec des valeurs dépendantes essentiellement de l'altitude du site. Outre les éboulis, d'autres formes géomorphologiques composées de blocs aérés comme les glaciers rocheux fossiles (Dreveneuse du Milieu, Gros Chadoua, Bois des Arlettes (DORTHE & MORARD 2007)), des tassements (Bruson) ou des zones d'éboulement (La Pierreuse (DORTHE & MORARD 2007)) sont également sur-refroidies en raison de la mise en place d'une ventilation par effet de cheminée. Dans le cas unique de Vudèche (cf. 5.3.5), une interconnexion possible avec un réseau karstique sous-jacent aux éboulis est possible.

8.1.1.2 Facteurs abiotiques et variabilité intra-site du régime thermique

Si le modèle du régime thermique de type Creux-du-Van est détecté sur tous les sites investigués, un certain nombre de particularités intrinsèques à chaque site a pu être mis en évidence. En effet, étudier différents sites permet dans une certaine mesure de déterminer de quelle manière et dans quel ordre de grandeur les spécificités abiotiques propres à chaque site – comme la taille de l'éboulis, la granulométrie, la morphologie du substratum, l'importance de la végétation, etc. – peuvent influencer le régime thermique d'une accumulation sédimentaire poreuse ventilée (cf. 2.3.1).

On relèvera notamment que la présence de matériaux peu perméables (sédiments fins) et/ou imperméables (roche en place) proche de la surface influence les trajectoires des courants d'air de façon évidente. Ainsi au Creux-du-Van et à Brusson (cf. 5.1 & 5.3.6), la remontée de la roche en place proche de la surface force l'air chaud à sortir en hiver dans des secteurs qui ne se situent pas forcément tout à l'amont de l'éboulis. Dans l'éboulis du Bois de Finges (capteur Fi-04) (cf. 5.3.8), une accumulation de sédiments fins au milieu de l'éboulis pourrait entraîner une évacuation partielle de la chaleur en début d'hiver à cet emplacement et expliquer pourquoi les GST passent d'un type I à un type II en cours d'hiver.

L'existence d'hétérogénéités latérales de la granulométrie des premiers centimètres du sol a également été mise en évidence à Dreveneuse de l'Est (cf. 5.3.2). Dans la partie basse de cet éboulis – où la situation en bas de la pente devrait se traduire par un régime thermique de type III – les secteurs où le matériel est plus fin montrent un régime thermique de type II (GST normale en été). Le terrain n'étant pas assez perméable pour le passage du courant d'air, ces secteurs ne sont pas soumis à la décharge gravitationnelle d'air froid durant la saison estivale.

Ces quelques considérations illustrent la potentielle complexité des chemins d'évacuation du courant d'air. La répétition de tomographies de résistivité électrique (cf. chapitre 7) montre également que l'augmentation des résistivités dans les premiers mètres du sol dans la partie inférieure des éboulis n'est pas homogène, traduisant l'existence de secteurs plus poreux offrant une meilleure perméabilité au passage du courant d'air. Ces secteurs d'aspiration préférentielle se retrouvent ainsi d'une part plus rapidement refroidis en début d'hiver, et d'autre part concentrent les sorties d'air froid en été. Plusieurs mesures viennent

confirmer l'importance de ces facteurs abiotiques, comme les images thermiques du Bois de Finges (sorties d'air chaud ponctuelles) (cf. 5.3.8) et du Gros Chadoua (sorties d'air froid ponctuelles) (cf. 3.1), la variabilité spatiale des GST de type III dans la forêt d'épicéas nains du Creux-du-Van (cf. 5.1.2), ou encore la température minimale enregistrée à 8.5m de profondeur dans le forage F1 de l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas (cf. 5.2).

8.1.2 Confirmation de l'analogie avec les glaciers dynamiques

TANAKA ET AL. (2000) avaient déjà souligné avec humour cette évidence : il est impossible pour le chercheur de pénétrer à l'intérieur d'un éboulis pour y réaliser des observations et des mesures directes. L'étude de la glacière dynamique des Diablotins (cf. chapitre 6) – un système karstique ventilé par effet de cheminée – a permis de montrer que **le régime thermique de la galerie inférieure de cette grotte connaissait des variations saisonnières identiques à celles du trou à vent de l'éboulis du Creux-du-Van**. La véracité de l'analogie entre ces deux systèmes est ainsi confirmée. Les résultats des études très avancées concernant les transferts de chaleur dans les réseaux souterrains ou encore les modifications des conditions d'englacement (par ex. LUETSCHER ET AL. 2008) peuvent ainsi être extrapolés avec un certain degré de confiance aux éboulis froids.

8.1.3 Caractéristiques du courant d'air comme vecteur de chaleur

Différentes propriétés du courant d'air et de l'air interstitiel ont pu être mesurées en continu avec succès dans les parties basses des pentes d'éboulis (cf. chapitre 4) et dans la galerie inférieure des Diablotins (cf. chapitre 6).

8.1.3.1 Vitesse et direction du courant d'air

Les mesures de vitesse et de direction du courant d'air dans les parties inférieures des éboulis du Creux-du-Van, de Dreveneuse d'en Bas (LAMBIEL 2006) et au front du glacier rocheux fossile du Gros Chadoua (cf. chapitre 4) ont permis de montrer que le processus de ventilation est continue durant toute l'année, même en présence d'un épais manteau neigeux. Comme le décrit la théorie de l'effet de cheminée (cf. formule 2.3), le courant d'air traversant ces accumulations de

blocs aérés est maintenu **par une relation simple non linéaire déterminée par un gradient de pression motrice résultant d'une différence de température entre l'intérieur et l'extérieur du système ventilé**. La vitesse du courant d'air dépend à la fois du gradient de température entre l'intérieur et l'extérieur de l'éboulis, ainsi que de la géométrie et la densité des chenaux d'aération qui déterminent la concentration du flux d'air (cf. variation du coefficient "c" au point 4.2.4).

8.1.3.2 Courant d'air à travers le manteau neigeux

Un épais manteau neigeux est la plupart du temps considéré comme une interface isolant les températures du sol des influences atmosphériques. Dans un terrain sédimentaire poreux ventilé par un effet de cheminée, tel n'est cependant pas le cas. En effet, les variations thermiques et hydriques enregistrées durant toute la période hivernale à la surface du sol ou en forage (cf. chapitre 5) indiquent que **la présence de neige en hiver n'empêche pas l'air froid et sec de pénétrer dans le sol** ! Une preuve irréfutable de cet état de fait a pu être mis en évidence au Creux-du-Van (cf. chapitre 4), où des vitesses de courant d'air de 0.2 à 0.4 m/s ont été enregistrées sous 1.5m de neige par un anémomètre sonique placé suffisamment profondément dans un trou à vent. Le processus responsable est la création d'un **gradient de pression** – mesuré par des capteurs de pression différentielle – entre la base et le sommet du manteau neigeux, en raison de l'ascension d'air "chaud" à l'intérieur de l'éboulis. En conséquence, une aspiration forcée est initiée à travers les pores du manteau neigeux.

8.1.3.3 Seuil d'inversion de la direction du courant d'air

La direction du courant d'air se renverse lorsque la température de l'air extérieur franchit un certain seuil thermique. En automne lorsque le système de ventilation passe du régime estival au régime hivernal, cette renverse est facilement identifiable sur la base de l'analyse des variations des températures du sol par rapport à celles de l'air extérieur. A l'intérieur de ces deux grandes phases saisonnières, la ventilation peut néanmoins s'inverser durant de courtes périodes de redoux en hiver ou de temps froid en été. **La température de ce seuil d'inversion de la direction du courant d'air est très proche de la température moyenne annuelle de l'air extérieur du lieu**. De plus dans la glacière des Diablotins, la valeur du seuil d'inversion (+2.5°C environ) est presque identique à

la température de la roche près de l'entrée de la grotte en été. Ainsi comme LISMONDE (2002b) l'avait montré pour les réseaux souterrains, la valeur de ce seuil donnerait une indication sur la température générale du système ventilé, elle-même fonction de la température moyenne annuelle de l'air extérieur.

8.1.3.4 Variations spatiales des propriétés du courant d'air

Entre l'entrée inférieure de la glacière des Diablotins et la salle de la cheminée située 40m plus profondément, les propriétés hydriques et thermiques de l'air interstitiel varient spatialement. Par analogie, on conclura que les processus d'échange de chaleur et d'humidité entre les sédiments, la glace (si elle existe) et l'air interstitiel peuvent varier de part et d'autre de l'éboulis entre les entrées inférieures et supérieures. LAURIOL ET AL. (1988) ont également souligné que la distribution de la glace et les propriétés du climat hypogé pouvaient être très hétérogènes et changer drastiquement sur de courtes distances.

8.1.3.5 Assèchement de l'éboulis en hiver

Les mesures d'humidité relative de l'air dans la galerie inférieure des Diablotins (cf. chapitre 6) et dans des trous à vent (cf. chapitre 4) montrent que dans les parties basses d'un système ventilé par effet de cheminée, le courant d'air aspiré en hiver est à la fois froid et sec, alors que durant l'été il demeure frais et dans un état de saturation (rH = 100%).

L'assèchement hivernal de la galerie inférieure de Diablotins consécutif à l'aspiration d'air extérieur est plus intense proche de l'entrée inférieure. On peut supposer qu'il en va de même dans les nombreux chenaux d'aération des éboulis. La comparaison des températures du forage F1 et des résistivités électriques dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas viennent également confirmer l'ampleur de l'assèchement hivernal. En effet, durant les hivers les plus froids, à la fois une augmentation exponentielle des résistivités traduisant un refroidissement du sous-sol s'observe sous le point de congélation, ainsi qu'une migration vers des valeurs plus faibles du facteur "b" de l'équation 3.2 (constante contrôlant le taux de croissance des résistivités) (cf. 7.3.3). Sur la base de tests de laboratoire menés par HAUCK (2001), ces variations peuvent être interprétées comme un **indice d'assèchement de la moitié inférieure (voire plus) de l'éboulis en hiver**. Dans la glacière des Diablotins, le passage d'un courant d'air froid et sec entraîne

également une diminution du volume de glace en hiver **par sublimation**, ainsi qu'un assèchement des parois encaissantes par évaporation. En effet la perte de glace au bouchon de glace entre juin 2009 et octobre 2010 s'est produite presque exclusivement durant la période hivernale malgré des températures de l'air dans la grotte largement négatives.

8.1.3.6 Humidification de l'éboulis au printemps et en été

Lorsque le système de ventilation est **en mode estival, le courant d'air sortant des parties basses demeure à saturation**, indiquant que de la condensation doit avoir lieu près de la sortie inférieure des chenaux d'aération. Sur la base des données géophysiques (cf. chapitre 7), on peut remarquer que **l'humidification du terrain se généralise à la presque totalité de l'éboulis**. Le courant d'air descendant dans l'éboulis se charge ainsi d'humidité durant son passage de l'amont à l'aval en raison de trois processus.

Premièrement une partie des eaux de fonte de la neige s'infiltré dans le terrain et regèle comme l'ont montré les mesures de sismique réfraction (cf. 7.3.2) ou la persistance d'une période de *zero curtain* (cf. chapitre 5). Néanmoins durant cette période printanière, le sol est non seulement gelé mais contient aussi une portion potentiellement importante d'eau liquide, qui explique pourquoi les valeurs de résistivités électriques mesurées en juin (dans un éboulis pourtant partiellement englacé) sont plus basses que celles d'octobre (dans un éboulis libre de glace, mais également plus sec) à Dreveneuse d'en Bas.

Deuxièmement, la chaleur amenée par conduction depuis la surface du sol et/ou surtout celle amenée par l'aspiration d'air chaud dans les parties hautes de l'éboulis contribue à la fonte de la glace interstitielle. Le forage F1 à Dreveneuse d'en Bas montrait en effet que le réchauffement de l'éboulis et la fin des phases *zéro (zero curtain)* se produisaient depuis le haut en direction du bas de la pente d'éboulis. Dans les éboulis, contrairement à la glacière des Diablotins où la température de l'air interstitiel demeure à 0°C durant tout l'été, la température positive du courant d'air indique que de la fonte peut se produire. Cette eau de fonte de la glace interstitielle humidifie le terrain.

Enfin, on peut supposer que l'air extérieur aspiré dans les parties hautes de l'éboulis va se refroidir et donc se condenser lors de son passage dans l'éboulis

sur-refroidi. Cette condensation pourra également libérer de la chaleur latente contribuant à accentuer la fonte de la glace.

8.1.4 Formation d'un réservoir de chaleur dans l'éboulis

8.1.4.1 Mode de stockage de la chaleur

La chaleur advectée par le courant d'air dans les éboulis et les réseaux souterrains entraîne la constitution de ce que nous avons qualifié de "réservoir de chaleur". Dans un système ventilé continuellement par un effet de cheminée avec des vitesses de courant d'air de 0.2 à 2m/s, cette chaleur n'est probablement pas stockée dans l'air interstitiel, sauf si une morphologie en cuvette permet la stagnation de poches d'air froid. Selon les données enregistrées aux Diablotins (cf. chapitre 6), il semble qu'une partie importante de l'énergie advectée se transmette d'une part par conduction dans la roche encaissante (10cm de profondeur), et d'autre part dans la glace (10cm de profondeur). La roche qui entoure les galeries joue ainsi un rôle de réservoir de chaleur sensible. Selon LISMONDE (2002b), c'est en effet la masse de calcaire (et de façon secondaire la masse d'eau et de glace) qui permet le plus grand stockage et la restitution éventuelle d'énergie dans un réseau souterrain. Selon LUETSCHER (2005), la formation d'une masse de glace constitue également un important réservoir de chaleur latente. Si la part des flux de chaleur latente et sensible n'est pas connue aujourd'hui dans les Diablotins, on peut en effet néanmoins supposer que l'effet "frigo" provoqué par l'advection d'air extérieur froid est très probablement encore renforcé par l'assèchement de la grotte et la sublimation de la glace durant la période hivernale. **Dans les éboulis froids, les frigories sont ainsi supposées être stockées dans l'éboulis soit par conduction dans le matériel rocheux ou le sol sous-jacent, soit sous forme de chaleur latente lors du gel des eaux de fonte de la neige au printemps.**

8.1.4.2 Phases de recharge et de vidange

Dans un système ventilé par effet de cheminée, l'évolution saisonnière du réservoir de chaleur peut être perçue de façon simplifiée avec en hiver une vidange par les parties hautes du système et une recharge de "froid" par la bas du système, et vice versa durant la période estivale.

▪ Recharge du réservoir de froid durant l'hiver

En hiver, les conditions thermiques à l'intérieur de l'éboulis sont globalement plus chaudes qu'à l'extérieur. L'air interstitiel étant plus léger que l'air extérieur, il subit un mouvement ascendant et est expulsé dans les parties supérieures de la pente d'éboulis. Cette expulsion d'air chaud se traduit par la persistance de températures du sol positives (sauf durant les périodes de temps doux) et d'autre part par une baisse constante des températures jusqu'à la fin de l'hiver. Cette décroissance des GST exprime la vidange de la chaleur contenue dans l'éboulis (cf. chapitre 5.3.4.2).

En conséquence de l'air froid extérieur est aspiré dans l'éboulis par les ouvertures inférieures. Le processus est d'autant plus efficace que les périodes de temps froid sont longues et intenses (cf. 5.1.3.2). L'éboulis profite donc de toutes les périodes froides de l'hiver pour s'assécher et se refroidir sous le point de congélation, quelque soit l'épaisseur du manteau neigeux. Les répétitions de tomographies de résistivité électrique (cf. chapitre 7) montrent d'une part que plus les températures sont basses dans l'éboulis, plus les résistivités sont élevées (fig. 7.11 et tab. 7.1). D'autre part, la zone de forte résistivité grandit depuis la surface du sol jusqu'en profondeur en direction de l'amont de la pente, de façon d'autant plus marquée que les températures atmosphériques hivernales sont basses. **Un important réservoir de froid se constitue donc durant l'hiver à l'intérieur de l'éboulis.**

▪ Vidange du réservoir de froid durant l'été

Au printemps (dès mars-avril à basse et moyenne altitude), le manteau neigeux commence à fondre sous l'effet du rayonnement solaire et des températures de l'air redevenues à nouveau positives. Dans les parties basses des éboulis ventilés, la fonte est néanmoins significativement ralentie en raison du regel de la base humidifiée du manteau neigeux lié au sur-refroidissement du sous-sol durant l'hiver (cf. 3.2). Lors de la fonte des neiges, de l'eau liquide circulant plus ou moins librement à la surface et à l'intérieur de l'éboulis regèle dans les secteurs sur-refroidis de l'éboulis (glace de congélation). La période de formation de glace correspond également – par la libération de chaleur latente – au début d'une phase de réchauffement rapide jusqu'au point de congélation. Aux vues des résultats acquis dans la glacière des Diablotins, on peut envisager que la quantité de glace formée dépend d'une part de l'importance du

réservoir de froid constitué durant l'hiver et d'autre part de la quantité de neige tombée durant l'hiver. Dans les éboulis, la glace de congélation n'occupe probablement pas l'ensemble des espaces interstitiels, permettant le maintien d'un courant d'air dans les chenaux d'aération. Contrairement à l'automne, un stock de chaleur latente se constitue donc à ce moment, énergie qui servira à refroidir le système en été lorsque la glace commencera à fondre.

La période zéro (*zero curtain*) initiée au printemps persiste jusqu'à la disparition complète de la glace dans les conduits d'aération (mai à juillet à la surface du sol, voire septembre à l'intérieur de l'éboulis comme mesuré dans les forages de Dreveneuse d'en Bas), en raison de l'absorption de chaleur latente lors de la fonte (cf. chapitre 5). Pendant la période estivale, l'éboulis se réchauffe graduellement depuis la surface dans le forage F1. Dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas à 8.5m de profondeur, la température ne dépasse cependant jamais les +5°C (cf. 5.2). A la surface du sol, une légère tendance au réchauffement (+1 à +2 °C) s'observe entre la fin de la période zéro et l'automne. Cette vidange se traduit soit par une remontée graduelle des températures dans le sol fin, soit par le biais de différentes remontées rapides des températures dans les trous à vent. En comparant les données du forage F2 et du capteur DrB-10 situés 2m à l'aval durant l'été 2009, on peut relever que ce saut des GST intervient au moment où le sol à 1.43 et 1.96m de profondeur dégèle. Simultanément, de la chaleur est apportée depuis les parties hautes de la pente d'éboulis par l'entremise du courant d'air et dans une certaine mesure par un transfert conductif vertical depuis la surface du sol.

8.1.5 Evolution interannuelle d'un éboulis froid ventilé

8.1.5.1 La température de l'air extérieur en hiver comme facteur de contrôle

Le suivi à long terme du régime thermique (MAGST) de différentes accumulations sédimentaires ventilées nous a permis de déterminer les variables contrôlant l'évolution de ces environnements. **Le facteur clé d'évolution est la température de l'air extérieur durant la période hivernale.** Des périodes de temps froid prolongées et très intenses en hiver favorisent le gel profond du sol. En effet dans le trou à vent du Creux-du-Van (cf. 5.1.3.2) et dans le forage F1 de Dreveneuse d'en Bas (cf. 5.2.2.1), il existe une

relation plus ou moins linéaire entre GFI et AFI, avec un GFI tendant à être plus grand qu'AFI lorsque les hivers sont froids. Relevons également que le gel du terrain peut certaines années être plus intense à basse altitude qu'à haute altitude !

Les données acquises sur les différents sites durant des années aux conditions météorologiques hivernales contrastées ont également permis de relever l'existence d'une **relation bien déterminée entre le refroidissement hivernal de l'éboulis et les conditions thermiques régnant en été proche de la surface et à l'intérieur de l'accumulation sédimentaire** (cf. chapitre 5). De plus, la taille du "réservoir de froid" (cf. chapitre 7) ainsi que l'existence d'un pergélisol azonal (cf. 5.2) dans les éboulis semblent être directement dépendants de l'ampleur du refroidissement hivernal. On peut notamment souligner qu'un hiver doux (comme en 2006-2007) avec un gel du sol limité entraîne une augmentation significative des températures du sol durant l'été et l'automne (cf. 5.1.3.3 & 5.2.2.4). Ainsi, les températures froides observées durant l'été ne sont que l'unique conséquence du sur-refroidissement du bas de l'éboulis ayant lieu durant l'hiver (et non durant l'été).

En raison de la relation inverse unissant température du courant d'air et température de l'air extérieur en été, cette dernière ainsi que l'importance de l'enneigement ne contribuent que très modérément à l'évolution du régime thermique des parties basses sur-refroidies des éboulis, contrairement aux environnements de blocs aérés de haute altitude. **Dans les éboulis de basse et moyenne altitude, un été caniculaire (comme 2003 ou 2006) suivant un hiver froid n'entraîne pas un réchauffement du terrain.** De même, les années où le refroidissement est important sont aussi parmi les plus enneigées. Ainsi en raison de ce processus de ventilation par effet de cheminée, l'évolution de la température moyenne de la surface du sol diffère fondamentalement des terrains à pergélisol de haute montagne (glacier rocheux, parois rocheuses).

8.1.5.2 Ampleur des anomalies thermiques annuelles

Si l'évolution des MAGST dans les parties inférieures (type III) des éboulis est similaire, on notera tout de même que les courbes s'agencent selon l'altitude avec un gradient thermique d'environ 0.2 – 0.3°C/100m. Ce gradient est ainsi plus faible que

l'évolution de la température de l'air en fonction de l'altitude qui vaut 0.55°C/100m, gradient couramment utilisé et vérifié par des mesures in situ de la température de l'air à 2m de hauteur. La conséquence de cette différence est que **les sites situés aux plus basses altitudes présentent des anomalies thermiques négatives plus importantes que pour les sites de moyenne altitude par rapport à MAAT !**

Ces différences d'anomalie thermique sont peut-être causées par les conditions topographiques et morphologiques du lieu (position du versant, cuvette, lac d'air froid...) et/ou par des phénomènes d'inversion thermique, situations courantes en hiver qui ont tendance à abaisser la température de l'air au fond des vallées par rapport aux versants situés à plus haute altitude. Cette constatation permet en partie d'expliquer pourquoi l'anomalie thermique de la surface du sol s'accroît dans les sites de basse altitude étudiés dans le cadre de cette thèse, les MAGST dans les parties inférieures des éboulis étant essentiellement dépendantes des températures de l'air durant l'hiver.

8.1.6 Détection de pergélisol dans les éboulis froids

8.1.6.1 Un pergélisol azonal à la géométrie particulière

Dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas, un pergélisol peut se former à la suite d'hivers froids (cf. 5.2.3). Le sol est en effet resté gelé pendant plus d'une année à 3.2m de profondeur dans la zone des épicéas nains (forage F2) en bas du versant, et entre 10.5 et 13m de profondeur au milieu de la pente (forage F1), soit dans les sédiments fins situés au-dessous de la base de l'éboulis poreux. Le courant d'air traversant l'intégralité de l'éboulis poreux en hiver apporte ainsi l'énergie nécessaire à faire geler le terrain fin sous-jacent, de façon similaire à ce qui se produit dans les remblais ventilés (par ex. PHAM ET AL. 2008a) (cf. 2.2.5).

La dynamique du sol gelé dans l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas diffère cependant des pergélisols de haute montagne. En effet, il peut être considéré comme un "**pergélisol azonal à court terme**", appelé "pereletok" par GORBUNOV ET AL. (2004), et dont la géométrie semble changer fortement d'une année à l'autre en fonction des températures de l'air extérieur hivernales.

8.1.6.2 Difficultés de détection du pergélisol des éboulis froids

Alors que la pénétration du front de gel dans l'éboulis poreux de Dreveneuse d'en Bas est bien visible par la répétition de mesures géophysiques, il n'en va pas de même dans les sédiments fins sous-jacents à l'éboulis. Si le gel et la formation possible d'un pergélisol sont bien visibles dans les données de forages, il est impossible de les détecter avec les mesures géophysiques. MARESCOT ET AL. (2003) et DELALOYE (2004) ont en effet montré que sous un corps très résistant, les informations sur les propriétés du sous-sol sont très souvent masquées et peu fiables, et en conséquence la plupart du temps non interprétables. Ainsi le gel des sédiments fins sous-jacents à l'éboulis de Dreveneuse d'en Bas en hiver, et le gel probable des marnes disposées sous l'éboulis poreux du Creux-du-Van, ne sont pas visibles sur les tomogrammes de résistivité électrique. De plus, le pergélisol de Dreveneuse d'en Bas est "tempéré" (c'est-à-dire à 0°C), de faible épaisseur et situé en profondeur, caractéristiques qui rendent sa détection par méthodes géophysiques très délicates (cf. chapitre 3.4).

8.2 D'UN POINT DE VUE MÉTHODOLOGIQUE

8.2.1 Intérêt de l'étude de la ventilation des éboulis par le biais de différentes méthodes

Recoupant revue de la littérature scientifique, observations géomorphologiques, mesures thermiques à la surface du sol et dans des forages, analyse de différentes propriétés (humidité, vitesse, pression) des courants d'air circulant entre les blocs, répétition de mesures géophysiques, **l'approche multi-méthodologique utilisée dans cette thèse s'est révélée être tout à fait adéquate** pour saisir la complexité du processus de ventilation et ses effets dans les accumulations sédimentaires poreuses de basse et moyenne altitude. Comprendre un processus aussi complexe que la circulation d'air par effet de cheminée ne peut se faire uniquement par le biais d'une seule méthode, aussi bonne soit-elle.

Nous avons également essayé de **comparer nos résultats à ceux obtenus** par divers auteurs ou dans le cadre des recherches du groupe du Prof. R. DELALOYE **sur différents sites de haute altitude** situés dans la frange du pergélisol de montagne. Cette comparaison est importante, car elle permet de ne pas oublier dans quel contexte général se situent les éboulis froids et les raisons qui nous ont poussés à les étudier.

8.2.2 Importance du monitoring sur différents sites

La succession d'hivers aux conditions météorologiques contrastées – en ce qui concerne les températures de l'air et l'enneigement – a permis de comprendre de façon précise les effets de la ventilation sur le bilan thermique des éboulis de basse et moyenne altitude. Il aurait été notamment impossible de déterminer les facteurs clé d'évolution par un suivi ponctuel ou limité à une seule année hydrologique. Ce fait illustre clairement l'importance cruciale du monitoring dans la recherche des environnements de montagne, que ce soit en géographie physique ou dans d'autres branches scientifiques. Comme nous l'avons déjà évoqué au point 8.1.1, l'étude de différents sites d'altitude, d'orientation et de géologie différentes a permis d'une part de montrer que le régime thermique est quasi identique entre les sites investigués et d'autre part de souligner l'influences de certaines particularités abiotiques (présence de couches peu perméables dans l'éboulis, remontée de la roche en place, influence partielle de réseaux karstiques souterrains, etc.).

8.2.3 Répétition de mesures géophysiques

Répéter des mesures géophysiques sur un même profil à différentes dates de l'année est peut-être l'un des meilleurs contrôles de qualité des résultats de géophysique qu'il puisse être. Dans tous les cas, l'application de différents tests de qualité (cf. 3.4) comme le DOI, la modélisation synthétique et la comparaison entre les résultats acquis par le biais de diverses méthodes est souhaitable. Les résultats de géophysique doivent également s'interpréter en prenant en compte la géomorphologie du site et – pour autant que de telles mesures soient disponibles – les résultats de mesures thermiques.

8.3 IMPLICATIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

Cette recherche a démontré l'importance de la ventilation par effet de cheminée dans des formations sédimentaires poreuses de basse et moyenne altitude. Ce processus fascinant permet de maintenir des conditions extrêmement froides, malgré des températures moyennes de l'air extérieur largement positives. Si cette étude a permis de lever le voile sur de nombreuses zones d'ombre et de préciser le fonctionnement d'un tel système de circulation d'air, plusieurs pistes restent à explorer.

- Les effets de la ventilation par effet de cheminée sont clairement démontrés à basse et moyenne altitude. Mais quand est-il dans les terrains poreux ou fissurés de haute altitude ? De nombreux enjeux environnementaux et en termes de risques naturels y sont en effet d'actualité. DELALOYE (2004), LAMBIEL (2006) ou encore PHILIPPS ET AL. (2009) ont montré que la circulation d'air – essentiellement la phase ascendante hivernale – semble affecter de façon notable le régime thermique et la répartition du pergélisol dans les talus d'éboulis et les glaciers rocheux situés dans la frange du pergélisol de haute montagne. Plus récemment, HASLER ET AL. (2011) ont indiqué que de la ventilation puisse se produire à l'intérieur des fissures des parois rocheuses libre de glace et de la sorte ralentir le réchauffement de la roche. Ainsi les enseignements tirés de l'analyse du régime thermique des éboulis froids de basse et moyenne altitude peuvent servir à la compréhension des processus ayant cours dans les terrains à pergélisol de haute montagne. Dans un même ordre d'idées, les conclusions tirées de cette thèse pourraient servir à améliorer les systèmes de refroidissement artificiel (remblais ventilés).
- Les résultats acquis durant cette thèse pourront également intéresser les biologistes dans la compréhension de l'évolution et de l'existence d'espèces reliques associés à la niche écologique particulière des éboulis froids. Des collaborations futures approfondies avec des biologistes et des pédologues sont envisagées.

Certains développements futurs sont souhaités, dont une partie est déjà en cours de planification :

- Le monitoring des températures sera maintenu dans les différents sites présentés dans cette thèse. Un forage serait souhaitable dans l'éboulis du Creux-du-Van. Plusieurs travaux sont planifiés dans la combe de Dreveneuse : automatisation de la tomographie de résistivité électrique, extension des mesures géophysiques dans la combe afin de mieux comprendre la géomorphologie complexe du lieu, installation d'une webcam pour suivre le développement de l'ouverture des fenêtres de fonte.
- Une modélisation des flux d'énergie et le développement d'un modèle physique de

fonctionnement du système de ventilation interne sont les deux principaux challenges à réaliser pour ces prochaines années. Il s'agira de s'inspirer des études menées dans les glaciers. L'acquisition (trop) récente du logiciel GeoStudio doit nous permettre d'avancer dans cette direction.

- La mise en valeur contrôlée de ces frigos naturels a été initiée au Creux-du-Van par la réalisation de panneaux d'information dans la salle d'exposition de la Ferme Robert en collaboration avec le groupe de pédologie du Prof. JEAN-MICHEL GOBAT de l'Université de Neuchâtel. L'installation d'une nouvelle station météorologique envoyant des informations sur la température de l'éboulis en direct sur un terminal de la salle d'exposition est projetée. Un projet de création de cave à lait (Milchkeller) est également en discussion dans l'éboulis du Bois de Finges, partie intégrante du nouveau Parc Naturel Régional Pfyn-Finges.
- L'étude de la glacière des Diablotins sera poursuivie. Une exploration et un équipement du puits vertical depuis l'entrée supérieure difficile d'accès, des analyses de glace ou l'installation de capteurs à ultra-sons ou de webcam pour mesurer à court terme les variations du volume de glace sont envisagés pour ces prochaines années. M. BOCHUD a d'ailleurs soumis un projet dans ce sens, regroupant l'ensemble des glaciers du canton de Fribourg. Ces perspectives inaugurent de passionnantes recherches à poursuivre parmi les souffles et les murmures des "petits diables" du Gouffre. Dans le cadre d'un éventuel projet de valorisation, une collaboration avec le musée fribourgeois d'histoire naturelle pourrait être une piste intéressante.

Pour terminer, retournons quelques instants dans les caves à lait de Seelisberg. Il est amusant de constater que nos ancêtres avaient déjà compris le rôle central joué par la circulation d'air par effet de cheminée dans le sur-refroidissement des parties basses des éboulis. Cette remarque est importante, n'oublions jamais que comme le disait IMMANUEL VELIKOWSKY nos '*ancêtres n'étaient pas des idiots, qui expliquaient tout pas la magie*', même si des légendes existaient bel et bien. Mais laissons-nous tenter et quittons un instant la rigueur scientifique pour plonger dans la magie des éboulis. Etudier un tas de cailloux inerte durant plusieurs années peut paraître à première vue quelque peu rébarbatif. Heureusement, le processus fascinant

d'effet de cheminée rend d'une certaine façon l'éboulis "vivant", comme JAMES LOVELOCK l'avait fait à juste titre pour la Terre dans son hypothèse Gaïa. En effet par le biais de la ventilation, l'éboulis respire, prenant une grande aspiration d'air froid en hiver et expirant un courant d'air frais durant l'été. Ce processus rend possible la vie d'écosystèmes insulaires particuliers qui sans lui seraient condamnés à disparaître. La science est aussi poésie...

BIBLIOGRAPHIE

- ABBET, D. (2009). *Indices de ventilation dans les éboulis du col de la Flüela. Aperçu des investigations effectuées sur un pergélisol marginal 1972 – 2009*. Travail de Recherche personnelle II, Géographie, Université de Fribourg, 38p., non publié.
- ALBERT, M.R. & SCHULTZ, E.F. (2002). Snow and firn properties and air-snow transport processes at Summit, Greenland. *Atmospheric Environment*, Vol. 36, n°15: 2789-2797.
- ARENSON, L.U. & SEGO, D.C. (2006). Considering convective air fluxes in the design of engineered structures in cold regions. *Sea to Sky Geotechnique*, 1033-1040.
- ARENSON, L.U., PHAM, H.-N., KLASSEN, R., SEGO, D.C. (2007a). Heat convection in coarse waste rock piles. *Canadian Geotechnical Conference, Ottawa, Ontario, Canada*, 1500-1506.
- ARENSON, L.U., CHEN, J.F., PHAM, H.-N., SEGO, D.C. (2007b). Laboratory investigations on air convection in porous media. *Canadian Geotechnical Conference, Ottawa, Ontario, Canada*, 1836-1843.
- ATKINSON, T.C., SMART, P.L., WIGLEY, T.M.L. (1983). Climate and Natural Radon Levels in Castleguard Cave, Columbia Icefields, Alberta, Canada. *Arctic Alpine Res.*, 15/4: 487-502.
- BADOUX, H., CHESSEX, R., JEANNET, A., LUGEON, M., RIVIER, F. (1960). Carte géologique Monthey. *Atlas géologique de la Suisse, Berne, Feuille 37*.
- BAECHLER, E. (1946). Der verwünschte oder verhexte Wald im Brüeltobel. *Appenzeller Kalender, in Club Nachrichten der Sektion St-Gallen SAC*, 18/8, 91-96.
- BALCH, E.S. (1900). *Glacières or freezing caverns*. Allen, Lane & Scott, Philadelphia.
- BAST, A., GÄRTNER, H. & GÄRTNER-ROER, I. (2010). If trees have cold feet: tree-ring analyses of *Larix decidua* Mil. at a sporadic permafrost site in the Swiss Alps. *8th Swiss Geoscience Meeting, Fribourg, Abstract Volume*: 150.
- BEHM, M. & HAUSMANN, H. (2007). Eisdickenmessungen in alpinen Höhlen mit Georadar. *Die Höhle*, 58. Jg., Heft 1-4/2007, 3-11.
- BELLA, P. (2006). Morphology of ice surface in the Dobsina Ice Cave. *Proceed. 2nd Int. Workshop Ice Caves, Demanovska Dolina*, 15-23.
- BERES, M., LUETSCHER, M., OLIVIER, R. (2001). Integration of ground-penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. *J. Applied Geophysics*, 46, 249-262.
- BERTINELLI, F., PETITCOLAS, V., ASTA, J., RICHARD, L. & SOUCHIER, B. (1993). Dynamic relations between vegetation and soil on cold scree in southern french alps. *Revue d'Ecologie Alpine*, II, 93-104.
- BINDSCHEDLER, S. & HEINIGER, CH. (2007). *Etude de la matière organique des sols et des communautés microbiennes et pédofaunistiques d'un permafrost marginal au Creux-du-Van (NE)*. Travail de Master, Laboratoire Sol et Végétation, Université de Neuchâtel, Suisse, 177p.
- BLANT, M., BOCHUD, M., BRAILLARD, L., MAGNIN, B. (2004). Bärenloch (Jaun, FR): le dernier repaire d'ours des cavernes dans les Alpes suisses? *Stalactite* 54/1, 39-47.
- BOVEY, M. (1995). Gouffre des Diablotins. *Akten des 10. Nationalen Kongresses für Höhlenforschung, Breitenbach, Suisse*, 170-172.
- BRISTOW, C.S. & JOL, H.M. (eds.) (2003). Ground Penetrating Radar in Sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 211.
- BYUN, H.R., TANAKA, H.L. & AZZAYA, D. (2006). On the mysteries of summer icing and winter warming in the Ice Valley at Miryang, Korea. *Proceed. 2nd Int. Workshop Ice Caves, Demanovska Dolina*, 82-86.

- CÉCILLON, L., CASSAGNE, N. & BRUN, J.J. (2007). Les enclaves boréo-alpines sur éboulis froids : un réseau d'habitats exceptionnels pour la conservation des espèces et la surveillance des écosystèmes montagnards ? *Musée National d'Histoire Naturelle*, [en ligne] www.mnhn.fr (consulté le 05.09.2007).
- CÉCILLON, L. (2008). *Indicators of forest soil quality under environmental constraints*. PhD Thesis, ADEME-Cemagref, Doctoral School Earth, Universe & Environment, Grenoble Universities, France, 213p.
- CÉCILLON, L., DE MELLO, N.A., DE DANIELI, S. & BRUN, J.J. (2010). Soil macroaggregate dynamics in a mountain spatial climate gradient. *Biogeochemistry* 97: 31-43.
- CHRISTIAN, E. (1993). Collemboles aus zwei Windröhren des Ötscherlandes (Niederösterreich). *Verh. Zool.-Bot. Ges. Österreich* 130, 157-169.
- CONSTANDACHE, M. (2009). *Le Bärenloch – Approche structurale et étude paléontologique d'une population d'Ursus spelaeus des Préalpes fribourgeoises*. Master thesis, Université de Fribourg, 155p.
- CYSAT, J.-L. (1661). *Chronik über den Vierwaldstättersee*.
- DELALOYE, R. (2004). *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. *GeoFocus* 10.
- DELALOYE, R. & MORAND, S. (1997). *Du Val Ferret au Grand-Combin (Alpes valaisannes) : Inventaire des glaciers rocheux et analyse spatiale du pergélisol à l'aide d'un système d'information géographique (IDRISI)*. Travail de diplôme, Inst. Géogr., Univ. Fribourg (non publié).
- DELALOYE, R. & REYNARD, E. (2001). Les éboulis gelés du Creux-du-Van (Chaîne du Jura, Suisse). *Environnements périglaciaires*, Vol. 8, 118-129.
- DELALOYE, R., REYNARD, E., LAMBIEL, C., MARESCOT, L. & MONNET, R. (2003). Thermal anomaly in a cold scree slope (Creux du Van, Switzerland). *Proceed. 8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003*, 175-180.
- DELALOYE, R. & LAMBIEL, C. (2005). Evidence of winter ascending air circulation throughout talus slopes and rock glaciers situated in the lower belt of alpine discontinuous permafrost (Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59: 194-203.
- DELALOYE, R. & LAMBIEL, C. (2007). Drilling in a low elevation cold talus slope (Dreveneuse, Swiss Alps). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 10907.
- DELALOYE, R. & LAMBIEL, C. (2008). Typology of vertical electrical soundings for permafrost/ground ice investigation in the forefields of small alpine glaciers. In HAUCK, C. & KNEISEL, C. (eds). *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge: Cambridge University Press: 101-108.
- DELALOYE R. & MORARD S. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (Val d'Entremont, Valais): morphologie de surface, vitesses de déplacement et structure interne. In LAMBIEL, C., REYNARD, M., SCAPOZZA, C. (eds). *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n°36). Institut de géographie, Université de Lausanne, 197-210.
- DE PLANHOL, X. (1995). *L'eau de neige. Le tiède et le frais. Histoire et géographie des boissons fraîches*. Paris, Fayard.
- DE SAUSSURE, H.-B. (1796). *Voyages dans les Alpes, précédés d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève*. Tome troisième, Neuchâtel, S.Fauche, [en ligne] <http://gallica.bnf.fr> (consulté le 04.01.2007).
- DESCROIX, L. (2001). Note technique au sujet de l'éboulis englacé de Laux Montaux (Baronnies, Drôme, France). *Revue de Géographie Alpine*, 3, 90-94.
- DIMCLIM (2011). Techniques de Climatisation et de Conditionnement de l'Air Humide. *Site internet*, <http://dimclim.fr/>, consulté le 15 mai 2011.
- DORTHE, J. (2006). *Eboulis froids dans les Préalpes fribourgeoises*. Travail de Recherche personnelle II, Géographie, Université de Fribourg, 35p., non publié.
- DORTHE, J. & MORARD, S. (2006). *Analyse du rayonnement solaire à l'aide de l'extension pour ArcView 3.x : The Solar Analyst, et création d'une base de données géographiques sur les éboulis froids avec ArcGIS 8.3*. Projet SIRS (Système d'Information à Référence Spatiale), Géographie, Université de Fribourg, 50p., non publié.
- DORTHE, J. & MORARD, S. (2007). *Effet de la ventilation des éboulis froids et des glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes suisses romandes*. Travail de diplôme, Géographie, Université de Fribourg, 166p. [en ligne] <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/morard>.
- DORTHE, J., DELALOYE, R. & ABBET, D. (2010). Air Circulation and Cooling Effect through Artificial

- Screes: a case Study (Fribourg, Switzerland). *3rd European Conference on Permafrost (EUCOP III), June 13-17, 2010, Svalbard, Norway*: 122.
- DURET, S. & KNUTTI, J. (2008). *Etude fine de la végétation des enclaves boréo-alpines sur éboulis froids de basse altitude*. Travail de Master, Laboratoire Sol et Végétation, Université de Neuchâtel, Suisse, 129p.
- DVORAK, C.-A. (2008). *Approche dendroécologique du régime thermique des éboulis froids et des glaciers rocheux fossiles*. Master of Science in Geography, Université de Lausanne, 116p.
- DVORAK, C.-A., LAMBIEL, C., STOFFEL, M. (2011). Etude dendroécologique des épicéas nains. Etude de cas dans la combe de Dreveneuse (Valais, Suisse). In LAMBIEL, C., REYNARD, M., SCAPOZZA, C. (eds). *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n°36). Institut de géographie, Université de Lausanne, 115-126.
- DYSLI, M. & LUETSCHER, M. (2003). Un phénomène peu connu : les glaciers du Jura. *Les Alpes*, 7: 38-41.
- ELLMAUER, T. & STEINER, G.M. (1992). Vegetationsökologische Untersuchungen an einem Kondenswassermoor in Tragöss (Steuermark). *Ber. Nat.-med. Verein Innsbruck, Band 79*, 37-47.
- FORBES, J. (1998). Air temperature and relative humidity study: Torgac cave, New Mexico, *J. Cave Karst Stud.*, 60(1): 27-32.
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. W. (1989). *Karst geomorphology and hydrology*. Chapman and Hall, London.
- FRANCOU, B. (1991). Pentes, granulométrie et mobilité des matériaux le long d'un talus d'éboulis en milieu alpin. *Permafrost Perigl. Proc.*, 2: 175-186.
- FRANCOU, B. & HÉTU, B. (1989). Eboulis et autres formations de pente hétérométriques. Contribution à une terminologie géomorphologique. *Environnements périglaciaires*, 14 : 11-69.
- FREPPAZ, M., CELI, L., STÖCKLI, V. & PHILIPPS, M. (2003). Results of a first study on tree growth and soil characteristics at a cold site located below the limit of discontinuous alpine permafrost. *8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003, Extended Abstracts Volume*, 39-40.
- FURRER, E. (1970/71). Kaltluftvegetation im Waagtal (Schwytz). *Berichte des Geobotanischen Instituts der ETH Zürich (Stiftung Rübel)*, 41, 21-24.
- GEIGER, R. (1980). *The climate near the ground*. Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, USA.
- GILL, A.E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York, 662 pp.
- GOBAT, J.-M., ARAGNO, M. & MATTHEY, M. (2003). *Le sol vivant. Bases de pédologie, biologie des sols*. PPUR, Lausanne, 2ème édition.
- GOERING, D.J. (1998). Experimental investigation of air convection embankments for permafrost-resistant roadway design. *Proceedings of the Seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada*, 319-326.
- GORBUNOV, A.P., MARCHENKO, S.S. & SEVERSKY, E.V. (2004). The Thermal Environment of Blocky Materials in the Mountains of Central Asia. *Permafrost Perigl. Proc.*, 15: 95-98.
- GRUBER, S. & HOELZLE, M. (2001). Statistical modelling of mountain permafrost distribution: local calibration and incorporation of remotely sensed data. *Permafrost Perigl. Proc.*, 12: 69-77.
- GSL (2008). Exploration de la zone de Vudèche. *Groupe de spéléologie de Lausanne, site internet: <http://www.speleo-lausanne.ch>*.
- GUDE, M. & MOLENDAS, R. (2000). Zeitliche Dynamik im Temperatureregime von Blockhalden in Mitteleuropa. *Acta Univ. Purkyn., Usti n. L., stud. Biol.*, 4:31-35.
- GUDE, M. & MOLENDAS, R. (2002). Blockhalden in Mittelgebirgen – Relikte der Eiszeiten. *Institut für Länderkunde, Leipzig*.
- GUDE, M. & MOLENDAS, R. (2003). Felsen, Block- und Schutthalden, Blockmeere. In: *Konold, W., Böcker, R. & Hampicke, U. (eds.), Handbuch Naturschutz und Landschaftspflege, Landsberg*, XI-2.27, 1-9: 181-192.
- GUDE, M., DIETRICH, S., MÄUSBACHER, R., HAUCK, C., MOLENDAS, R., RUZICKA, V. & ZACHARDA, M. (2003). Probable occurrence of sporadic permafrost in non-alpine scree slopes in central Europe. *Proc. 8th Int. Conf. Perm., Zurich*, 331-336.
- GUODONG, C., YUANMING, L., ZHIZHONG, S., FAN, J. (2007). The Thermal Semi-Conductor Effect of Crushed Rocks. *Permafrost Perigl. Proc.*, 18: 151-160.

- HACHTEL, M., WEDDELING, K. & MÖSELER, M. (1999). Zusammenhänge zwischen Mikroklima und Moosvegetation der Arkose-Blockhalden im Warchetal (Hohe Ardennen / Belgien). *Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie periglazialer Blockhalden im ausseralpinen Mitteleuropa. Decheniana – Beihefte* (Bonn), 37, 49-65.
- HAEBERLI, W. (1973). Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher Indikator für die Verbreitung von Permafrost in den Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 9, 221-227.
- HAEBERLI, W. & VONDER MÜHLL, D. (1996). On the characteristics and possible origins of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, 104, 43-57.
- HAEBERLI, W., NOETZLI, J., ARENSON, L., DELALOYE, R., GÄRTNER-ROER, I., GRUBER, S., ISAKSEN, K., KNEISEL, C., KRAUTBLATTER, M., PHILLIPS, M. (2010). Mountain permafrost: development and challenges of a young research field. *J. Glaciology, vol.56, No 200*, 1043-1058.
- HARRIS, S. & PEDERSEN, D.E. (1998). Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost Perigl. Proc.*, 9: 107-120.
- HASLER, A., GRUBER, S., HAEBERLI, W. (2011). Temperature variability and thermal offset in steep alpine rock and ice faces. *The Cryosphere Discuss.*, 5, 721-753.
- HAUCK, C. (2001). *Geophysical methods for detecting permafrost in high mountain*. Mitt. Der VAW / ETH Zürich, 171.
- HAUCK, C. & VONDER MÜHLL, D. (2003). Inversion and Interpretation of Two-dimensional Geoelectrical Measurements for Detecting Permafrost in Mountainous Regions. *Permafrost Perigl. Proc.*, 14: 305-318.
- HAUCK, C. & KNEISEL, C. (2008). Quantifying the ice content in low-altitude scree slopes using geophysical methods. In HAUCK, C. & KNEISEL, C. (eds). *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge: Cambridge University Press: 153-164.
- HAUCK, C., VONDER MÜHLL, D., MAURER, H. (2003). Using DC resistivity tomography to detect and characterize mountain permafrost. *Geophysical Prospecting*, 51, 273-284.
- HAUCK, C., BÖTTCHER, M., MAURER, H. (2011). A new model for estimating subsurface ice content based on combined electrical and seismic data sets. *The Cryosphere*, 5, 453-468, 2011
- HECHT, E. (2004). *Physique*. Editions De Boeck Université, Bruxelles, 1305 p.
- HEGGEM, E., JULIUSSEN, H., ETZELMÜLLER, B. (2005). Mountain permafrost in Central-Eastern Norway. *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 59: 94-108.
- HILBICH, C. (2010). Time-lapse refraction seismic tomography for the detection of ground ice degradation. *The Cryosphere*, 4, 243-259, doi:10.5194/tc-4-243-2010.
- HILBICH, C., HAUCK, C., HOELZLE, M., SCHERLER, M., SCHUDEL, L., VÖLKSCH, I., VONDER MÜHLL, D., MÄUSBACHER, R. (2008). Monitoring mountain permafrost evolution using electrical resistivity tomography: a 7-year study of seasonal, annual, and long-term variations at Schilthorn, Swiss Alps. *J. Geophysical Research*, vol.113, F01S90.
- HILBICH, C., MARESCOT, L., HAUCK, C., LOKE, M.H., MÄUSBACHER, R. (2009). Applicability of electrical resistivity tomography monitoring to coarse blocky and ice-rich permafrost landforms. *Permafrost Perigl. Proc.*, 20: 269-284.
- HOEKSTRA, P. & MCNEILL, D. (1973). Electromagnetic probing of permafrost. *2nd Int. Conf. on Permafrost, North. Am. Contrib., Nat. Acad. Sci., Washington DC*, 517-526.
- HOELZLE, M. & HAEBERLI, W. (1995). Simulating the effects of mean annual air-temperature changes on permafrost distribution and glacier size: an example from the Upper Engadin, Swiss Alps. *Annals of Glaciology* 21: 399-405.
- HOELZLE, M., WEGMANN, M., KRUMMENACHER, B. (1999). Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain areas: first experience from the Swiss Alps. *Permafrost Perigl. Proc.*, 10: 113-124.
- HOELZLE, M., MITTAZ, C., ETZELMÜLLER, B., HAEBERLI, W. (2001). Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European Mountain area: an overview of current developments. *Permafrost Perigl. Proc.*, 12: 53-68.
- HOELZLE, M., HAUCK, C., SCHERLER, M., SCHNEIDER, S., BIRCHER, S., PANZ, M. (2010). Active layer processes on rock glacier Murtèl-Corvatsch. *Third Europ. Conf. Permafrost., Longyearbyen, Svalbard, abstract book*, 326.
- HOFFMANN, T. & SCHROTT, L. (2003). Determining sediment thickness of talus slopes and valley fill deposits using seismic refraction – a comparison of 2D interpretation tools. *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Vol.* 132, 71.87.
- IMHOF, M. (1996). Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps

- (Western Switzerland). *Permafrost Perigl. Proc.*, 7: 267-280.
- ISHIKAWA, M. (2003). Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52: 105-120.
- JULIUSSEN, H. & HUMLUM, O. (2008). Thermal Regime of Openwork Block Fields on the Mountains Elgahogna and Solen, Central-eastern Norway. *Permafrost Perigl. Proc.*, 19: 1-18.
- JULIUSSEN, H., HUMLUM, O., KRISTENSEN, L., CHRISTIANSEN, H.H. (2008). Thermal Processes in the Active Layer of the Larsbreen Rock Glaciers, Central Spitsbergen, Svalbard. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska*, 877-882.
- JUTZET, J.-M. (1991). Brèves nouvelles: Gouffre B15 aux Morneys (Préalpes fribourgeoises). *Stalactite*, 41/2, 99.
- KELEMEN, J. (1995). Österreichischer Moorschutzkatalog (Grüne Reihe des BUJF, Band. 1) by G.M. Steiner. *The Journal of Applied Ecology*, Vol. 32/1, 253.
- KELLER, F. (1839). *Wetterlöcher und Windhöhlen. An die Zürcherische Jugend auf das Jahr 1839 von der Naturforschenden Gesellschaft 41*, [en ligne] <http://www.ngzh.ch/Neuj1839.html> (consulté le 04.01.2007).
- KERN, Z., FORIZS, I., PAVUZA, R., MOLNAR, M., NAGY, B. (2011). Isotope hydrological studies of the perennial ice deposit of Saarlöhle, Mammuthöhle, Dachstein Mts, Austria. *The Cryosphere*, 5, 291-298, doi:10.5194/tc-5-291-2011.
- KNEISEL, C., HAUCK, C. & VONDER MÜHLL, D. (2000). Permafrost below the Timberline Confirmed and Characterized by Geoelectrical Resistivity Measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. *Permafrost Perigl. Proc.*, 11: 295-304.
- KNEISEL, C. & HAUCK, C. (2003). Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence. *Z. Geomorph. N.F., Suppl., Vol.132, Berlin-Stuttgart*, 145-159.
- KNEISEL, C. & SCHWINDT, D. (2008). Geophysical Mapping of Isolated Permafrost Lenses at a Sporadic Permafrost Site at Low Altitude in the Swiss Alps. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska*, 959-964.
- KNEISEL, C., HAUCK, C., FORTIER, R., MOORMAN, B. (2008). Advances in Geophysical Methods for Permafrost Investigations. *Permafrost Perigl. Proc.*, 19: 157-178.
- KÖRNER, C. & HOCH, G. (2006). A test of treeline theory on montane permafrost island. *Arctic, Antarctic and Alpine Research, Vol.38/1*, 113-119.
- KUZMIN, G.P. & ZHANG, R.V. (2003). Operation of air and liquid thermosyphons: an experimental comparison. *Proceed. 8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003*, 617-619.
- LAMBIEL, C. (1999). *Inventaire des glaciers rocheux entre le Val de bagnes et le Val d'Héremence (Valais)*. Inst. Géogr., Univ. Lausanne, mémoire de licence (non publié).
- LAMBIEL, C. (2006). *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités*. Géographie, Université de Lausanne, Travaux et recherches 33, 260p.
- LAMBIEL, C. & PIERACCI, K. (2008). Permafrost distribution in talus slopes located within the alpine periglacial belt, Swiss Alps. *Permafrost Perigl. Proc.*, 19(3): 293-304. Doi:10.1002/ppp.624.
- LAURIOL, B. & CLARK, I.D. (1993). An approach to determine the origin and age of massive ice blockages in two arctic caves. *Permafrost Perigl. Proc.*, 4: 77-85.
- LAURIOL, B., CARRIER, L., THIBAudeau, P. (1988). Topoclimatic zones and ice dynamics in the caves of the Northern Yukon, Canada. *Arctic*, vol. 41/3, 215-220.
- LAW, J. & VANDIJK, D. (1994). Sublimation as a geomorphic process : a review. *Permafrost Perigl. Proc.*, 5: 237-249.
- LERJEN, M., KÄÄB, A., HOELZLE, M., HAEBERLI, W. (2003). Local distribution pattern of discontinuous mountain permafrost. A process study at Flüela Pass, Swiss Alps. *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost, Zürich, Switzerland*, 667-672.
- LEWKOWICZ, A.G. (2008). Evaluation of miniature temperature-loggers to monitor snowpack evolution at mountain permafrost sites, Northwestern Canada. *Permafrost Perigl. Proc.*, 19: 323-331.
- LISMONDE, B. (1981). Circulation d'air dans les réseaux souterrains à deux ouvertures. *Colloque de Seyssins sur le karst, Fédération française de spéléologie*, 37-53.
- LISMONDE, B. (1993). Mesure de la propagation d'une perturbation de pression au Trou qui Souffle (Méaudre, Isère). *Karstologia*, 22/2, 43-47.
- LISMONDE, B. (2001). L'âne de Buridan, le principe de Curie et l'effet de cheminée. Courants d'air dans les cavités en forme de U. *Karstologia*, 37/1 : 23-28.

- LISMONDE, B. (2002a). *Climatologie du monde souterrain: vents des ténèbres*. Ed. Comité Départemental de Spéléologie de l'Isère, tome 1, 168p.
- LISMONDE, B. (2002b). *Climatologie du monde souterrain: aérologie des systèmes karstiques*. Ed. Comité Départemental de Spéléologie de l'Isère, tome 2, 362p.
- LOKE, M.H. (2001). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2D and 3D surveys. *Notes*, 67p. [publié sur www.iris-instruments.com].
- LOKE, M. H. & BARKER, R.D. (1995). Least squares deconvolution of apparent resistivity. *Geophysics*, 60(6), 1682-1690, doi:10.1190/1.1443900.
- LOKE, M.H., ACWORTH, I., DAHLIN, T. (2003). A comparison of smooth and blocky inversion methods in 2D electrical imaging surveys. *Exploration Geophysics*, 34, 182-187.
- LUETSCHER, M. (2005). *Processes in Ice Caves and their Significance for Paleoenvironmental Reconstructions*. SISKKA, La Chaux-de-Fonds: 154 p. ISBN 3-908495-19-9.
- LUETSCHER, M. (2007). Evolution des glaciers dans un contexte climatique changeant. *Actes du 12e Congrès national de Spéléologie, 2007*, 75-80
- LUETSCHER, M. & JEANNIN, P.-Y. (2004a). The role of winter air circulations for the presence of subsurface ice accumulations : an exemple from Monlési ice cave (Switzerland). *Theoretical and Applied Karstology*, 17: 19-25.
- LUETSCHER, M. & JEANNIN, P.-Y. (2004b). Temperature distribution in karst systems: the role of air and water fluxes. *Terra Nova*, 16, 344-350.
- LUETSCHER, M. & JEANNIN, P.-Y. (2004c). A processed-based classification of alpine ice caves. *Theoretical and Applied Karstology*, 17: 5-10.
- LUETSCHER, M., JEANNIN, P.-Y., HAEBERLI, W. (2003). Energy fluxes in a cave of sporadic permafrost in the Swiss Jura mountains: concept and first observational results. *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost, Zürich, Switzerland*, 691-696.
- LUETSCHER, M., JEANNIN, P.-Y., HAEBERLI, W. (2005). Ice caves as an indicator of winter climate evolution: a case study from the Jura Mountains. *The Holocene* 15/7, 982-993.
- LUETSCHER, M., LISMONDE, B., JEANNIN, P.-Y. (2008). Heat exchanges in the heterothermic zone of a karst system: Monlesi cave, Swiss Jura Mountains. *J. Geophysical Research*, Vol. 113, F02025, doi:10.1029/2007JF000892.
- LUGON, R. & DELALOYE, R. (2001). Modelling alpine permafrost distribution, Val de Réchy, Valais Alps (Switzerland). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55: 224-229.
- MARESCOT, L. (2005). Imagerie électrique pour géologues. Acquisition, traitement, interprétation. *Support de cours, Univ. Lausanne*, 74p.
- MARESCOT, L. (2006). Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* 90.1, 23-40.
- MARESCOT, L., LOKE, M. H., CHAPPELLIER, D., DELALOYE, R., LAMBIEL, C. & REYNARD, E. (2003). Assessing reliability of 2D resistivity imaging in mountain permafrost studies using the depth of investigation index method. *Near Surface Geophysics*, 1.2, 3-13.
- MASSEN, F., DUSAR, M., LOY, W., VANDENBEGHE, N. (1998). Cave volume computed on the behavior of a blowing well (Tournai basin, W. Belgium). *Terra Nova*, 10, 131-135.
- MAY, B., SPÖTL, C., WAGENBACH, D., DUBLYANSKY, Y., LIEBL, J. (2011). First investigations of an ice core from Eisriesenwelt cave (Austria). *The Cryosphere*, 5, 81-93, doi:10.5194/tc-5-81-2011.
- MEYER DE STADELHOFEN, C. (1991). *Applications de la géophysique aux recherches d'eau*. Lavoisier, Technique et Documentation, Paris, 183 p.
- MONNIER, S., CAMERLYNCK, C., REJIBA, F. (2008). Ground penetrating radar survey and stratigraphic interpretation of the Plan du Lac rock glaciers, Vanoise Massif, Northern French Alps. *Permafrost Perigl. Proc.*, 19: 19-30.
- MONNIER, S., CAMERLYNCK, C., REJIBA, F. (2009). Ground-penetrating radar surveys on rock glaciers in the Vanoise Massif (Northern French Alps): methodological issues. *Géomorphologie: relief, processus environnement*, n°2.
- MOORMAN, B.J., ROBINSON, S.D., BURGESS, M.M. (2003). Imaging periglacial conditions with ground-penetrating radar. *Permafrost Perigl. Proc.*, 14: 319-329.
- MORARD, S., DELALOYE, R., DORTHE, J. & LAMBIEL, C. (2007). Inventory of ventilated cold scree slopes and rock glaciers in the Swiss Alps and Prealps. *Geophysical Research Abstracts*: 9, 10671.
- MORARD S., DELALOYE R. & DORTHE J. (2008a). Indices de fonctionnement de la ventilation des éboulis froids. *Proceedings, Swiss Geomorphological Society (SSGm), Annual Meeting 2007, Samedan, Switzerland*, 44-56.
- MORARD S., DELALOYE R. & DORTHE, J. (2008b). Seasonal thermal regime of a mid-latitude ventilated debris accumulation. *Proceedings of the Ninth International Conference on*

- Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska*, 1233-1238.
- MORARD S. (2010). Extrazonal Permafrost in a Low Elevation Talus Slope (Dreveneuse d'en Bas, Swiss Prealps). In NOETZLI, J., NAEGELI, B. & VONDER MUEHLL, D. (2010) (eds.). Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008. *Glaciological Report (Permafrost) No. 8/9 of the Cryospheric Commission (CC) of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT)*, p.35-41.
- MORARD S., DELALOYE R. & LAMBIEL C. (2010a). Pluriannual thermal behavior of low elevation cold talus slopes (western Switzerland). *Geographica Helvetica, Jg. 65, Heft 2*, 124-134.
- MORARD S., BOCHUD M. & DELALOYE R. (2010b). Rapid changes of the ice mass configuration in the dynamic Diablotins ice cave – Fribourg Prealps, Switzerland. *The Cryosphere*, 4, 489-500, doi:10.5194/tc-4-489-2010.
- MORARD S., BOCHUD M. & DELALOYE R. (2010c). La glacière des Diablotins: evolution rapide d'une masse de glace souterraine au coeur des Préalpes fribourgeoises. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.*, Vol. 99/1, 99-121.
- MÖSELER, B.M. & WUNDER, J. (1999). Kaltluftströme auf Blockhalden und ihre Auswirkungen auf Flora und Vegetation. *Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie perglazialer Blockhalden im ausseralpinen Mitteleuropa. Decheniana – Beihefte (Bonn)*, 37, 43-47.
- MÜLLER, C. & MOLEND, R. (1999). Mikroklima und Coleoptera an Blockhalden in Thüringen und angrenzenden Gebieten. *Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie perglazialer Blockhalden im ausseralpinen Mitteleuropa. Decheniana – Beihefte (Bonn)*, 37, 111-119.
- MÜLLER, M.M., SIEBER, T.N. & HANTULA, J. (2007). Genetic variation among European *Lophodermium piceae* Populations – Preliminary Results. *Acta. Silv. Lign. Hung., Spec. Edition*, 61-64.
- NEKOLA, J.C. (1999). Paleorefugia and neorefugia : the influence of colonnization history on community pattern and process. *Ecology*, 80(8), 2459-2473.
- OBLEITNER, F. & SPÖTL, C. (2011). The mass and energy balance of ice within the Eisriesenwelt cave, Austria. *The Cryosphere*, 5, 245-257, doi:10.5194/tc-5-245-2011.
- OFEFP (1992). Conservation des marais en Suisse : manuel. *Office fédéral de l'environnement, des forêts et du paysage. Berne*.
- OHATA, T., FURUKAWA, T., HIGUCHI, K. (1994a). Glacioclimatological study of perennial ice in the Fuji ice cave, Japan, Part 1. Seasonal variation and mechanism of maintenance. *Arctic Alpine Res.*, 26/3, 227-237.
- OHATA, T., FURUKAWA, T., OSADA, K. (1994b). Glacioclimatological study of perennial ice in the Fuji ice cave, Japan, Part 2. Interannual variation and relation to climate. *Arctic Alpine Res.*, 26/3, 238-244.
- PANCZA, A. (1989). Un pergélisol actuel dans le Jura Neuchâtelois. *Bulletin de la Société Neuchâteloise de Géographie*, 32/33, 129-140.
- PERMOS (2007). Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004. VONDER MÜHLL, D., NOETZLI, J., ROER, I., MAKOWSKI, K., DELALOYE, R. (eds.), *Glaciological Report Permafrost No 4/5 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*, 107 pp.
- PERMOS (2010). Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008. NOETZLI, J. & VONDER MÜHLL, D. (eds.), *Glaciological Report Permafrost No 8/9 of the Cryospheric Commission of the Swiss Academy of Sciences*, 68 pp.
- PERSOIU, A. & PAZDUR, A. (2011). Ice genesis and its long-term mass balance and dynamics in Scarisoara Ice Cave, Romania. *The Cryosphere*, 5, 45-53, doi:10.5194/tc-5-45-2011.
- PHAM, H.-N., ARENSON, L.U., SEGO, D.C. (2008a). Numerical analysis of forced and natural convection in waste-rock piles in permafrost environments. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska*, 1411-1416.
- PHAM, H.-N., SEGO, D.C., ARENSON, L.U., BLOWES, D. SMITH, L. (2008b). Convective heat transfer in waste rock piles under permafrost environment. *Canadian Geotechnical Conference, Edmonton, Canada*, 940-947.
- PHILIPPS, M., ZENKLUSEN-MUTTER, E., KERN-LUETSCHG, M., LEHNING, M. (2009). Rapid degradation of ground ice in a ventilated talus slope: Flüela Pass, Swiss Alps. *Permafrost Perigl. Proc.*, 20: 1-14.
- PIERACCI, K. (2006). *Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude – région du Grand Chavalard, Valais, Suisse*. Travail de diplôme, Institut de Géographie, Université de Lausanne, 143 p. [en ligne] <http://doc.rero.ch>.
- PIERACCI, K., LAMBIEL, C. & REYNARD, E. (2008). La répartition du pergélisol dans trois éboulis alpins du massif de la Dent de Morcles (Valais, Alpes suisses). *Géomorphologie. Relief, processus, environnement*, 2: 87-97.

- PINCHON, J. (1989). Le fromage de Roquefort. *Options méditerranéennes, série Séminaires, n°6*, 199-204.
- PROSSER, F. (1992). Le « Buche del Vento » di cornacalda (Rovereto, Trentino meridionale): aspetti floristici ed ecologici. *Ann. Mus. Civ. Rovereto, Sez. Arch., St., Sc. Nat.*, Vol. 7, 157-176.
- QUAN, X., LI, N., LI, G. (2005). Numerical simulation on the optimum grain-diameter of the open graded embankment in Qinghai-Tibet railway. *Sec. Europ. Conf. Permafrost., Potsdam, Germanby, Terra Nostra*, 191.
- RACHLEWICZ, G. & SZCZUCINSKI, W. (2004). Seasonal, annual and decadal ice mass balance changes in the ice cave Jaskinia Lodowa w Ciemniaku, the Tatra Mountains, Poland. *Theoretical and Applied Karstology*, 17: 11-18.
- REYNARD, E., LAMBIEL, C., DELALOYE, R., DEVAUD, G., BARON, L., CHAPPELLIER, D., MARESCOT, L., MONNET, R. (2003). Glacier/permafrost relationships in forefields of small glacier (Swiss Alps). *Proceedings of the Eight International Conference on Permafrost, Zürich, Switzerland*, 947-952.
- RICHARD, J.-L. (1961). Les forêts acidophiles de résineux. In : *Les forêts acidophiles du Jura*, Commission phytogéographique de la Société Helvétique des Sciences Naturelles. Editions Hans Huber, Berne.
- RISEBOROUGH, D. (2005). Influence of snow cover characteristics on permafrost temperatures. *Terra Nostra*, 146.
- RISEBOROUGH, D., SHIKLOMANOV, N., ETZELMÜLLER, B., GRUBER, S. & MARCHENKO, S. (2008). Recent Advances in Permafrost Modelling. *Permafrost Perigl. Proc.*, 19: 137-156.
- RIST, A. (2003). Unterkühlte Blockschutthalden mit Hexenwäldli. Abiotische Faktoren zur Charakterisierung des Phänomens. *Diplomarbeit, Technischen Univ. München-Weihenstephan, Eidg. Inst. F. Schnee- und Lawinenforschung, Davos*.
- RIST, A., PHILIPPS, M. & AUERSWALD, K. (2003). Undercooled scree slopes covered with stunted dwarf trees in Switzerland – abiotic factors to characterize the phenomenon. *8th Int. Conf. Permafrost, Zurich 2003, Extended Abstracts Volume*, 135-136.
- ROSSEL, V. (2004). Typologie des formes d'humus sur pergélisol au Creux-du-Van (NE, Suisse). *Laboratoire d'écologie végétale et phytosociologie, Université de Neuchâtel*.
- RUZICKA, V. (1999). The freezing scree slopes and their arachnofauna. Blockhalden mit Frostvorkommen und ihre Spinnenfauna. *Lebensraum Blockhalde – Zur Ökologie periglazialer Blockhalden im ausseralpinen Mitteleuropa. Decheniana – Beihefte (Bonn)*, 37, 141-147.
- RUZICKA, V. & KLIMES, L. (2005). Spider (Aranean) communities of scree slopes in the Czech Republic. *The Journal of Arachnology* 33: 280–289.
- RUZICKA, V. & ZACHARDA, M. (2010). Variation and diversity of spider assemblages along a thermal gradient in scree slopes and adjacent cliffs. *Pol. J. Ecol.*, 58/2, 361-369.
- RUZICKA, V., MLEJNEK, R. & SMILAUER, P. (2010). Local diversity versus geographical distribution of arthropods occurring in a sandstone rock labyrinth. *Pol. J. Ecol.*, 58/3, 533-544.
- SAAR, R. (1956). Die Dachstein-Rieseneishöhle nächst Obertraun und ihre Funktion als dynamische Wetterhöhle. *Jb d. oö Musealvereins, Linz*, 263-319.
- SASS, O. & WOLLNY, K. (2001). Investigations regarding alpine talus slopes using ground-penetrating radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1071-1086.
- SAWADA, Y. (2003). Monitoring of ground-ice formation in a block slope at Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido, Japan. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich 2003*, Vol. 2, 1001-1005.
- SAWADA, Y. (2008). Origin and Age of Perennial Ice Within a Block Slope in the Shikaribestu Mountains, Hokkaido, Japan. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska*, 1577-1582.
- SAWADA ET AL. (2003). Thermal regime of sporadic permafrost in a block slope on Mt. Nishi-Nupukaushinupuri, Hokkaido Island, Northern Japan. *Geomorphology* 52, 121-130.
- SCHAEFTLEIN, H. (1962). Ein eigenartiges Hochmoor in den Schladminger Tauern. *Mitt. Naturwissen. Ver. Steiermar*, 92, 104-119.
- SCHOENEICH, P. (1992). Glaciers rocheux fossiles dans les Préalpes vaudoises. *Bull. Géologie, Lausanne*, 318, 35-55.
- SCHOENEICH, P. (1998). *Le retrait glaciaire dans les vallées des Ormonts, de l'Hongrin et de l'Etivaz (Préalpes vaudoises)*. Travaux et recherches de l'Inst. Géogr., Univ. Lausanne, n°14.
- SCHÖNER, W., WEYSS, G., MURSCH-RADLGRUBER, E. (2011). Linkage of cave-ice changes to weather

- patterns inside and outside the cave Eisriesenwelt (Tennengebirge, Austria). *The Cryosphere*, 5, 603-616, doi:10.5194/tc-5-603-2011.
- SCHROTT, L., PEFFER, G. & MÖSELER, B.M. (2000). Geophysikalische Untersuchungen an einer Blockhalde im Mittelgebirge (Hundsbachtal / Eifel). *Acta Univ. Purkyn., Ústi n. L., stud. Biol.*, 4, 19-30.
- SCHROTT, L. & SASS, O. (2008). Application of field geophysics in geomorphology: advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, 93: 55-73.
- SCHWINDT, D. & KNEISEL, C. (2010). Temporal Permafrost Variability at Three Subalpine Talus Slopes in the Swiss Alps, by Geoelectrical Monitoring and Supplemental Methods. *Third Europ. Conf. Permafrost., Longyearbyen, Svalbard, abstract book*, 241.
- SCPF (2011). Spéléo-Club des Préalpes fribourgeoises. Site internet, <http://www.scpf.info/>.
- SIEGHARDT, H., PUNK, W. & REIMITZ, R. (2000). Vergleichend-anatomische Studien an Pflanzen der Eppaner „Eislöcher“. *Vcrh. Zool.-Bot. Ges. Österreich* 137, 255-264.
- SMITHSON, P.A. (1991). Inter-relationships between cave and outside air temperatures. *Theor. Appl. Climatology*, 44(1), 65-73.
- SONE, T. (2005). Extra-zonal permafrost and ground air circulation at a slope along the Kanokodam, Oketo town, Hokkaido, Japan. *Sec. Europ. Conf. Permafrost., Potsdam, Germanby, Terra Nostra*, 80.
- SPÖTL, C. (2008). Kryogene Karbonate im Höhleneis der Eisriesenwelt. *Die Höhle*, 59. Jg., Heft 1-4/2008, 26-36.
- SUN, Z., MA, W., LI, D. (2005). In situ test on cooling effectiveness of the air convection embankment with crushed rock slope protection in permafrost regions. *Sec. Europ. Conf. Permafrost., Potsdam, Germanby, Terra Nostra*, 196.
- TANAKA, H.L., MOON, S.E., HWANG, S.J. (1999). An observational study of summertime ice formation at the Ice Valley in Milyang, Korea. *Sci. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sect. A*, Vol.20, 34-51.
- TANAKA, H.L., NOHARA, D., YOKOI, M. (2000). Numerical simulation of wind hole circulation and summertime ice formation at Ice Valley in Korea and Nakayama in Fukushima, Japan. *J. Meteorological Society of Japan*, Vol. 78(5), 611-630.
- TROMBE, F. (1965). *La spéléologie. Que sais-je?* Presses Universitaires de France, Paris, n°709 : 110 p.
- TURRI, S., CRITERIO, M., BINI, A., MAGGI, V., UDISITI, R., STENNI, B. (2003). Etude glaciologique et climatologique des cavités glacées du Moncodeno (Grigna septentrionale, province de Lecco, Lombardie). *Karstologia*, 42(2) : 37-44
- VITTOZ, P., DVORAK, C.-A., MORARD, S., DELALOYE, R., LAMBIEL, C., STOFFEL, M. (*in prep.*). Annual growth of Norway spruces (*Picea abies* (L.) Karsten) on cold scree slopes is limited by winter temperatures.
- VONDER MÜHLL, D. (1993). *Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins*. Mitt. VAW/ETH Zürich, 122.
- WAKONNIG, H. (1996). Unterkühlte Schutthalden. Beiträge zur Permafrost-forschung in Österreich. *Arbeiten aus dem Inst. f. Geogr. Karl Franzens-Universität Graz*, 33, 209-223.
- WANG, S., NIU, F., ZHAO, L., LI, S. (2003). The thermal stability of roadbed in permafrost regions along Qinghai-Tibet Highway. *Cold Regions Science and Technology* 37, 25-34.
- WEGMANN, G. (1995). *Permafrostvorkommen auf geringer Meereshöhe. Eine Fallstudie im Brüeltobel (AI)*. Diplomarbeit, Geogr. Inst., Univ. Zürich.
- WITT, B. (2005). An ecosystem frozen in time. *Iowa Natural Heritage Foundation*.
- WOODWARD, J., ASHWORTH, P.J., BEST, J.L., SAMBROOK SMITH, G.H., SIMPSON, C.J. (2003). The use and application of GPR in sandy fluvial environments: methodological considerations. In BRISTOW, C.S. & JOL, H.M. (eds.). *Ground Penetrating Radar in Sediments. Geological Society, London, Special Publications*, 211: 127-142.
- ZACHARDA, M., GUDE, M., KRAUS, S., HAUCK, C., MOLENDI, R. & RUZICKA, V. (2005). The Relict Mite *Rhagidia gelida* (Acari, Rhagidiidae) as a Biological Cryoindicator of Periglacial Microclimate in European Highland Scree. *Arctic, Antarctic, Alpine Res.*, Vol 37/3: 402-408.
- ZACHARDA, M., GUDE, M. & RUZICKA, V. (2007). Thermal Regime of Three Low Elevation Scree Slopes in Central Europe. *Permafrost Perigl. Proc.*, 18: 301-308.
- ZAK, K., ONAC, B.P., PERSOIU, A. (2008). Cryogenic carbonates in cave environments : a review. *Quaternary International* 187, 84-96.

CURRICULUM VITAE

MORARD SÉBASTIEN

Né le 8 novembre 1980, à Sierre (Valais, Suisse)

Formation académique et professionnelle

- 2000 : Maturité fédérale type B (latin-anglais), Lycée-collège de la Planta, Sion.
- 2001-2007 : Diplôme de Géographie, Faculté des Sciences, Université de Fribourg (Suisse)
(branches secondaires : géologie, pédologie et hydrogéologie, biologie)
Travail de diplôme : *Ventilation des éboulis froids et des glaciers rocheux fossiles des Préalpes suisses romandes*.
- 2004-2006 : Tuteur en géomorphologie (Prof. MICHEL MONBARON) (travaux pratiques en géomorphologie).
- 2006 : Sous-assistant en géographie pour les travaux pratiques de méthodes quantitatives (statistiques) (Prof. CLAUDE COLLET).
- 2006 : Accomplissement d'une branche complémentaire à 60 ects en biologie pour l'enseignement secondaire de degré 2.
- 2007-2011 : Assistant-doctorant et assistant de recherche en géographie et géomorphologie (Prof. MICHEL MONBARON et Prof. REYNALD DELALOYE), Département des Géosciences, Géographie, Université de Fribourg (travaux pratiques de statistique et de géomorphologie, cours magistraux, conférences, excursions, réalisation de divers mandats).
- 2008- : Mandats pour la mise en valeur du patrimoine géomorphologique du Parc Naturel Régional Pfyn-Finges (VS, Suisse).
- 2008-2009 : Mandat de la Société Suisse de Géomorphologie pour la réalisation de fiches didactiques pour l'enseignant du degré secondaire (<http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/montagne>).
- 2009 : Mandat pour la création d'un livret-guide (géo)touristique sur le Vallon de Réchy (VS, Suisse) (avec Dr. E. BARDOU, DSM consultant).
- 2010 : Membre fondateur du comité des Jeunes Géomorphologues Suisses.

Principales publications

- DELALOYE R. & MORARD S. (2011). Le glacier rocheux déstabilisé du Petit-Vélan (Val d'Entremont, Valais): morphologie de surface, vitesses de déplacement et structure interne. In LAMBIEL, C., REYNARD, M., SCAPOZZA, C. (eds). *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n°36). Institut de géographie, Université de Lausanne, 197-210.

- MORARD, S. (2011). Evaluation du paysage géomorphologique par la méthode OFEV dans le cadre du projet de Parc Naturel Régional (PNR) Pfyng-Finges (Valais, Suisse). In LAMBIEL, C., REYNARD, M., SCAPOZZA, C. (eds). *La géomorphologie alpine : entre patrimoine et contrainte*. Actes du colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3-5 septembre 2009, Olivone (Géovisions n°36). Institut de géographie, Université de Lausanne, 49-60.
- MORARD, S., BOCHUD, M., DELALOYE, R. (2010). Rapid changes of the ice mass configuration in the dynamic Diablotins ice cave – Fribourg Prealps, Switzerland. *The Cryosphere*, 4, 489-500, doi:10.5194/tc-4-489-2010.
- MORARD, S., DELALOYE, R., LAMBIEL, C. (2010). Pluriannual thermal behavior of low elevation cold talus slopes (western Switzerland). *Geographica Helvetica*, Jg. 65, Heft 2, 124-134.
- MORARD, S., DELALOYE, R., DORTHE, J. (2008). Seasonal thermal regime of a mid-latitude ventilated debris accumulation. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, July 2008, Fairbanks, Alaska*, 1233-1238.

Autres publications

- MORARD S. & DELALOYE R., *submitted*. Répétition de tomographies de résistivité électrique dans l'éboulis froid ventilé de Dreveneuse d'en Bas (Préalpes du Chablais valaisan, Suisse). *Environnements Périglaciaires*.
- DELALOYE, R., HAUCK, C., HILBICH, C., MORARD, S. (2011). Geophysical Investigation of the Rock Glaciers in the Quebrada NW in the Los Pelambres Mine, Chile. *Report for MLP*, 18p.
- MORARD S., BOCHUD M. & DELALOYE R. (2010). La glacière des Diablotins: evolution rapide d'une masse de glace souterraine au coeur des Préalpes fribourgeoises. *Bull. Soc. Frib. Sc. Nat.*, Vol. 99/1, 99-121.
- MORARD, S. (2010). Extrazonal Permafrost in a Low Elevation Talus Slope (Dreveneuse d'en Bas, Swiss Prealps). In NOETZLI, J., NAEGELI, B., AND VONDER MUEHLL, D. (2010) (eds.). Permafrost in Switzerland 2006/2007 and 2007/2008. *Glaciological Report (Permafrost) No. 8/9 of the Cryospheric Commission (CC) of the Swiss Academy of Sciences (SCNAT)*, p.35-41. <http://www.permos.ch>.
- MORARD, S., SCAPOZZA, C., DUHEM, V., REYNARD, E., DELALOYE, R. (2009). Géomorphologie de la montagne - Fiches pour l'enseignant. *Société Suisse de Géomorphologie (SSGm)*, <http://www.unifr.ch/geoscience/geographie/montagne>.
- MORARD, S. (2008). Géomorphologie et Géologie du Parc Naturel Régional de Finges (Valais). *Rapport final pour le projet Parc Naturel Régional de Finges (Valais)*, 22 p.
- MORARD, S., DELALOYE, R., DORTHE, J. (2008). Indices de fonctionnement de la ventilation des éboulis froids. *Proceedings, Swiss Geomorphological Society (SSGm), Annual Meeting 2007, Samedan, Switzerland*, 44-56.
- DELALOYE, R., HAUCK, C., MORARD, S., DORTHE, J. (2008). Geophysikalische untersuchung im Fieschergletschervorfeld (VS). *Bericht für Kanton Wallis*, 27p.
- MORARD, S. (2007). Etude paléoclimatique du Sud-Ouest des Etats-Unis et du Mexique. Excursus in STIERLIN, H. (2007). *MEXICA - Peuples et arts précolombiens au rythme du climat*. Actes Sud éditions, Paris, France.

Dans le cadre de ma thèse, j'ai également participé à de nombreuses conférences et présenté plus d'une dizaine de contributions orales ou sous forme de posters entre 2007 et 2011. Outre le cadre purement scientifique, plusieurs contributions ont également été effectuées dans le cadre de conférence tout public.

Already published:

- Vol. 1 **HILLGÄRTNER, Heiko** (1999) The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing (203 pp.).
- Vol. 2 **DUPRAZ, Christophe** (1999) Paléontologie, paléoécologie et évolution des faciès récifaux de l'Oxfordien Moyen-Supérieur (Jura suisse et français) (247 pp.).
- Vol. 3 **BASSANT, Philip** (1999) The high-resolution stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonate-siliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey (278 pp.).
- Vol. 4 **COLOMBIÉ, Claude** (2002) Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France): relations plate-forme - bassin et facteurs déterminants (198 pp.).
- Vol. 5 **PICOT, Laurent** (2002) Le Paléogène des synclinaux du Jura et de la bordure sud-rhénane: paléontologie (Ostracodes), paléoécologie, biostratigraphie et paléogéographie (240 pp.).
- Vol. 6 **DAPPLES, Florence** (2002) Instabilités de terrain dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène: influence des changements climatiques, des fluctuations de la végétation et de l'activité humaine (158 pp.).
- Vol. 7 **HUG, Wolfgang Alexander** (2003) Sequenzielle Faziesentwicklung der Karbonatplattform des Schweizer Jura im Späten Oxford und frühesten Kimmeridge (156 pp.).
- Vol. 8 **OSWALD, Daniel** (2003) Analyse de l'activité de glissements de terrain et relation avec les conditions climatiques: Exemples dans les Préalpes fribourgeoises (Suisse) (147 pp.).
- Vol. 9 **BECKER, Damien** (2003) Paléoécologie et paléoclimats de la Molasse du Jura (Oligo-Miocène): apport des Rhinoceroidea (Mammalia) et des minéraux argileux (327 pp.).
- Vol. 10 **DELAHOYE, Reynald** (2005) Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale (240 pp.).
- Vol. 11 **FREUDIGER-BONZON, Jeanne** (2005) Archaeometrical study (petrography, mineralogy and chemistry) of Neolithic Ceramics from Arbon Bleiche 3 (Canton of Thurgau, Switzerland) (187 pp.).
- Vol. 12 **STOFFEL, Markus** (2005) Spatio-temporal variations of rockfall activity into forests - results from tree-ring and tree analysis (188 pp.).
- Vol. 13 **RAMEIL, Niels** (2005) Carbonate sedimentology, sequence stratigraphy, and cyclostratigraphy of the Tithonian in the Swiss and French Jura Mountains - a high-resolution record of changes in sea level and climate (246 pp.).
- Vol. 14 **BRAILLARD, Luc** (2006) Morphogenèse des vallées sèches du Jura tabulaire d'Ajoie (Suisse): rôle de la fracturation et étude des remplissages quaternaires (224 pp.).
- Vol. 15 **GOYETTE-PERNOT, Joëlle** (2006) L'Ambroisie: analyse statistique et modélisation numérique de sa trajectoire aérobiologique (274 pp.).
- Vol. 16 **TRESCH, Jonas** (2007) History of a Middle Berriasian transgression (Switzerland, France, and southern England) (271 pp.).
- Vol. 17 **BONNET, Cécile** (2007) Interactions between tectonics and surface processes in the Alpine foreland: Insights from analogue model and analysis of recent faulting (189 pp.).
- Vol. 18 **VONLANTHEN, Pierre** (2007) EBSD-based investigations of upper mantle xenoliths, snowball garnets and advanced ceramics (114 pp.).
- Vol. 19 **VÉDRINE, Stéphanie** (2007) High-frequency palaeoenvironmental changes in mixed carbonate-siliciclastic sedimentary systems (Late Oxfordian, Switzerland, France, and southern Germany) (216 pp.).
- Vol. 20 **BOLLSCHWEILER, Michelle** (2008) Spatial and temporal occurrence of past debris flows in the Valais Alps - results from tree-ring analysis (182 pp.).
- Vol. 21 **MARTY, Daniel** (2008) Sedimentology, taphonomy, and ichnology of Late Jurassic dinosaur tracks from the Jura carbonate platform (Chevenez-Combe Ronde tracksite, NW Switzerland): insights into the tidal-flat palaeoenvironment and dinosaur diversity, locomotion, and palaeoecology (278 pp.).
- Vol. 22 **STIENNE, Noémie** (2010) Paléoécologie et taphonomie comparative en milieux carbonatés peu profonds (Oxfordien du Jura Suisse et Holocène du Belize) (248 pp.).
- Vol. 23 **WAITE, Richard** (2010) The palaeoecology of high-spined gastropods and the lost palaeosols: depositional reconstructions on a shallow carbonate platform (Late Kimmeridgian, Swiss Jura Mountains) (149 pp.).
- Vol. 24 **MARGRET, Stephan** (2010) Benthic foraminifera associated to cold-water coral ecosystems (248 pp.).
- Vol. 25 **VON ALLMEN, Katja** (2010) Variations of calcium and barium isotopes and elemental contents in biogenic and abiogenic geological archives (97 pp.).
- Vol. 26 **VOUILLAMOZ, Naomie / SAUDAN, Corinne / MOSAR, Jon** (2010) Microzonage sismique du canton de Fribourg - Cartographie au 1:25'000 des sols de fondation selon la norme SIA 261 (57 pp.).
- Vol. 27 **IBELE, Tobias**, (2011) Tectonics of the Western Swiss Molasse Basin during Cenozoic Time (166 pp.).
- Vol. 28 **GENNARI, Giordana**, (2011) The Mediterranean - Black Sea connections: The fundamental role of foraminifera as a multifaceted tool for the geological reconstruction of the last 10 ky (171 pp.).