

Prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans le sud des Alpes suisses

Multi-method geophysical prospecting of alpine permafrost in the southern Swiss Alps

Cristian Scapozza*, Christophe Lambiel*, Pierre Gex**, Emmanuel Reynard*

Résumé

La prospection géophysique multi-méthodes du pergélisol alpin dans la Valle di Sceru (sud des Alpes suisses, Canton du Tessin) à l'aide de méthodes thermiques (température des sources et de la surface du sol), de résistivité (sondage géoélectrique) et électromagnétiques (VLF-R et conductivimètre EM31) a permis de déterminer la répartition et les caractéristiques du pergélisol dans les glaciers rocheux et les éboulis étudiés. La répartition du pergélisol dans les glaciers rocheux est assez homogène et généralement contrôlée par les conditions topoclimatiques du site. Pour les éboulis, au contraire, l'extension spatiale du pergélisol est le plus souvent hétérogène et la probabilité d'occurrence du pergélisol diminue en direction du haut du versant. Les processus qui semblent contrôler la répartition du pergélisol dans les éboulis sont les échanges d'air advectifs, la redistribution de la neige (par le vent et les avalanches) et le granoclassement longitudinal. L'étude a également permis de tester les méthodes électromagnétiques utilisées et de les valider pour la prospection du pergélisol alpin.

Mots-clés : pergélisol, glacier rocheux, éboulis, géophysique, méthodes électromagnétiques, Alpes suisses.

Abstract

The multi-method geophysical prospecting of alpine permafrost in the Sceru Valley (southern Swiss Alps, Ticino Canton) with thermal methods (spring temperature and ground surface temperature monitoring), DC-resistivity method (Vertical Electrical Sounding) and electromagnetic methods (VLF-R and conductivity-meter EM 31), allowed determining the permafrost distribution and characteristics in the investigated rockglaciers and talus slopes. The permafrost distribution is quite homogeneous in the rockglaciers, where it is generally controlled by the topoclimatic conditions of the site. In the talus slopes, the permafrost distribution is quite heterogeneous and the probability of permafrost occurrence decreases upslope. The main processes controlling this particular permafrost distribution are the chimney effect, the redistribution of snow by wind and avalanches and, finally, the increase of grain size downslope. The study also allowed testing electromagnetic methods and to validating their application in the prospecting of alpine permafrost.

Key words: permafrost, rockglacier, talus slope, geophysics, electromagnetic methods, Swiss Alps.

Abridged English version

During the last decades, several efforts were made to improve the application of geophysical methods in geomorphology (Schrott et al., 2003; Schrott and Sass, 2008), particularly in periglacial environments (Vonder Mühll et al., 2002; Hauck and Vonder Mühll, 2003; Hauck and Kneisel, 2008; Kneisel et al., 2008). In alpine periglacial contexts, multi-method geophysical prospecting was intensively applied to test the complementarity of methods, to identify the internal structure of permafrost, and to map the bi- and tri-dimensional spatial extension of frozen bodies (Ishikawa and Hirakawa, 2000; Marescot et al., 2003; Lugon et al., 2004; Ikeda, 2006; Lambiel and Pieracci, 2008; Pieracci et al., 2008).

In this study, multi-method geophysical prospecting of alpine permafrost in the Sceru Valley (southern Swiss Alps, Ticino Canton) with thermal methods (spring temperature and ground surface temperature monitoring), DC-resistivity method (Vertical Electrical Sounding) and electromagnetic methods (VLF-R and conductivity-meter EM 31) is carried out. The Valle di Sceru is situated in the eastern part of the Blenio Valley (46°26'N, 9°01'E), in the canton of Ticino in southern Switzerland. The area is a large east-facing glacial cirque characterised by large glacial and periglacial surface deposits, in particular moraines, rockglaciers and talus slopes (Scapozza and Reynard, 2007; Scapozza and Fontana, 2009). Several rockglaciers and talus slopes were investigated.

* Institut de géographie, Université de Lausanne, Anthropole, CH-1015 Lausanne, Suisse (cristian.scapozza@unil.ch).

** Institut de géophysique, Université de Lausanne, Amphipôle, CH-1015 Lausanne, Suisse.

Three groups of methods were applied: thermal, electrical and electromagnetic methods. Thermal measurements of both springs (Haeberli, 1975) and ground surface (Hoelzle *et al.*, 1999) were carried out. DC-resistivity method is one of the most extensively applied methods in frozen ground prospecting (Fisch *et al.*, 1977; Vonder Mühll, 1993; Assier *et al.*, 1996; Kneisel *et al.*, 2000). The Very Low Frequency Resistivity (VLF-R) method is less known and has been poorly applied in alpine environments (King *et al.*, 1992; Vonder Mühll, 1993; Scapozza *et al.*, 2008). The conductivity-meter EM 31 has also been poorly applied in alpine contexts (Hauck, 2001; Hauck *et al.*, 2001; Kneisel and Hauck, 2003; Hördt and Hauck, 2008).

Spring temperatures were measured on 10 sites. Only one site presents temperatures between 0.1°C and 1.0°C, typical of probable permafrost occurrence. Ground surface temperature was measured at 8 sites. Nine electrical soundings were carried out on the studied landforms and classified in three groups: i) 3 to 4 layer soundings with maximum resistivities (~100 kΩm) near the surface (1-7 m); ii) 2 layer soundings with a surficial resistant layer (~5-6 kΩm) and a more conductive layer below 3 m (~1 kΩm); iii) 3 layer soundings with a superficial resistant layer near the surface (~5-10 kΩm) followed by a very resistant layer (~50-100 kΩm) and a poorly resistant layer below 15 m (~1 kΩm). Permafrost is assumed to be absent in the first two groups and present (second layer) in the third group. 6 VLF profiles, 3 VLF tomographies and 4 EM 31 conductivity profiles were also carried out.

The combination of methods allowed us to identify the permafrost distribution and characteristics in the investigated rockglaciers and talus slopes. The permafrost distribution is quite homogeneous in the rockglaciers, where it is generally controlled by the topoclimatic conditions of the site. The position of active and relict rockglaciers is coherent with the regional model of permafrost distribution (Scapozza and Fontana, 2009). Only one rockglacier - Piancabella rockglacier - seems to be active. The possible occurrence of ice in the Sceru I rockglacier southern lobe may be explained by the blocky surface protection or by possible advective air circulation from the Sasso di Luzzone talus slope. In the talus slopes, the permafrost distribution is quite heterogeneous and the probability of permafrost occurrence decreases upslope. Advective thermal exchanges are certainly present in the Piancabella and Gana Rossa talus slopes due to chimney effect (Lambiel, 2006; Lambiel and Pieracci, 2008). The redistribution of snow by wind and avalanches and the increase of grain size downslope are other factors explaining the possible presence of ice in the talus slopes.

Finally, from a methodological point of view, three conclusions are highlighted: i) the combined use of electrical, electromagnetic and thermal methods is adapted to the prospecting of mountain permafrost; ii) VLF-R is an excellent method for mapping apparent resistivities and the method is complementary with electrical soundings; iii) the rho-h index, that combines data at two depths of investigation for the EM 31, is a better tool for mapping the permafrost extension than the mere apparent conductivity variations.

Introduction

Au cours des dernières décennies, d'importants progrès ont été réalisés pour développer le potentiel et le champ d'application de diverses méthodes géophysiques dans le domaine de la géomorphologie (Gilbert, 1999 ; Hecht, 2003 ; Schrott *et al.*, 2003 ; Schrott et Sass, 2008). Ainsi, de nombreuses recherches ont eu recours aux méthodes géophysiques pour l'étude de l'épaisseur et de la structure d'éboulis (Sass et Wollny, 2001 ; Sass, 2006 ; Otto et Sass, 2006), pour la prospection de cônes de déjection et de plaines alluviales (Leclerc et Hickin, 1997 ; Beres *et al.*, 1999 ; Hoffmann et Schrott, 2003) ou pour l'étude de glissements de terrain (Bogoslovky et Ogilvy, 1977 ; Bichler *et al.*, 2004 ; Jongmans et Garambois, 2007). L'étude de la répartition et des caractéristiques du pergélisol alpin a fait également un large usage des méthodes géophysiques (Vonder Mühll *et al.*, 2002 ; Hauck et Vonder Mühll, 2003 ; Hauck et Kneisel, 2008 ; Kneisel *et al.*, 2008). Dans ce domaine, de nombreux efforts ont été réalisés dans la prospection géophysique multi-méthodes, avec pour objectif de tester la complémentarité des méthodes, d'identifier la structure interne du pergélisol et de cartographier l'étendue spatiale bi- et tri-dimensionnelle de corps gelés à partir de mesures de surface (Ishikawa et Hirakawa, 2000 ; Marescot *et al.*, 2003 ; Lugon *et al.*, 2004 ; Ikeda, 2006 ; Lambiel et Pieracci, 2008 ; Pieracci *et al.*, 2008).

Dans ce travail, la démarche multi-méthodes a été largement utilisée. Outre les méthodes géophysiques « classiques » utilisées dans la prospection du pergélisol alpin, telles que les méthodes thermiques et de résistivité, deux méthodes électromagnétiques ont également été utilisées : le VLF-R et l'EM 31. La première a été très peu employée jusqu'à maintenant dans la prospection du pergélisol alpin (King *et al.*, 1992 ; Vonder Mühll, 1993 ; Scapozza *et al.*, 2008), tandis que le conductivimètre de terrain EM 31 a connu un succès discret durant la dernière décennie (Cannone *et al.*, 2003 ; Hauck *et al.*, 2004). Ces différentes méthodes ont été utilisées dans le but de déterminer la répartition du pergélisol et les caractéristiques de celui-ci, en particulier sa teneur en glace et son régime thermique. L'objectif est de cartographier la répartition spatiale du pergélisol dans la zone d'étude, afin de pouvoir évaluer l'importance relative des paramètres régionaux et des paramètres strictement locaux dans cette répartition, ce qui nécessite donc de prospecter de manière très précise la répartition du pergélisol (Delaloye, 2004 ; Lambiel, 2006 ; Monnier, 2006 ; Bodin, 2007 ; Cossart *et al.*, 2008 ; Scapozza, 2008). L'apport du VLF-R et de l'EM 31 dans la prospection du pergélisol de montagne sera également discuté. Dans le contexte actuel d'un climat de plus en plus chaud dans les Alpes (Beniston, 2005), l'étude de la répartition du pergélisol dans différents contextes morphoclimatiques s'avère nécessaire, ce type de données demeurant encore lacunaire au sud des Alpes suisses (Scapozza et Reynard, 2007). Cet article synthétise ainsi les résultats de prospection du pergélisol obtenus au niveau local dans les Alpes tessinoises orientales, dans le but d'effectuer des comparaisons avec d'autres études me-

nées dans les Alpes et de valider le modèle régional de répartition du pergélisol discontinu développé par C. Scapozza et G. Fontana (2009).

Présentation du terrain d'étude

Le secteur étudié, la Valle di Sceru, se situe dans la partie orientale du Val Blenio (46°26'N, 9°01'E) ; il s'agit de la vallée la plus septentrionale du Canton du Tessin (Suisse ; fig. 1). Du point de vue géomorphologique, la Valle di Sceru s'inscrit dans un grand cirque glaciaire orienté vers l'est, marqué par la présence de vastes étendues de formations superficielles d'origine glaciaire et périglaciaire (fig. 2), en particulier des moraines tardiglaciaires, des glaciers rocheux de différents degrés d'activité et des éboulis (Zeller, 1964 ; Scapozza et Reynard, 2007 ; Scapozza et Fontana, 2009). Les sites étudiés se situent entre 2 000 m et 2 600 m d'altitude et sont tous constitués de paragneiss de la nappe du Simano qui, du point de vue tectonique, fait partie du domaine Pennique inférieur (Berger et Mercolli, 2006 ; Scapozza et Fontana, 2009). A 2 500 m d'altitude, les précipitations annuelles moyennes (MAP) sont d'environ 2 300 mm/a et la moyenne annuelle de la température de l'air (MAAT) est d'environ -1°C (Scapozza et Fontana, 2009). Les glaciers rocheux étudiés sont étagés entre 2 000 m et 2 500 m. Le glacier rocheux de Sceru I (fig. 2, lettre A) comprend toute la partie basse du secteur étudié et présente deux grands lobes dans la zone frontale. Le glacier rocheux de Sasso di Luzzone (fig. 2, lettre B) constitue le prolongement de l'éboulis homonyme et se superpose au glacier rocheux de Sceru I, tandis que le glacier rocheux de Sceru II (fig. 2, lettre C) se situe dans la partie médiane de la Valle di Sceru. Ces trois glaciers rocheux sont végétalisés et présentent de vastes dépressions thermokarstiques, indiquant qu'ils sont morphologiquement fossiles (Haeberli, 1985 ; Barsch, 1988). Le glacier rocheux de Piancabella (fig. 2, lettre E) est le seul qui se situe dans la partie supérieure de la Valle di Sceru. Il s'agit d'un glacier rocheux de pied de versant présentant un front composé de gros blocs insérés dans une matrice de sables fins. L'aspect bombé et la sédimentologie du front indiquent que cette forme est assez fraîche et morphologiquement active. L'éboulis de Sasso di Luzzone (fig. 2, lettre B) présente un profil très régulier et un granoclassement longitudinal bien marqué, avec des graviers dans la partie apicale et des blocs dans la zone de transition avec le glacier rocheux de Sasso di Luzzone. Seule la partie supérieure à granulométrie plus fine est végétalisée. L'éboulis de Piancabella (fig. 2, lettre D) a un aspect convexe et il est marqué dans sa partie occidentale par la présence de loupes de solifluxion qui perturbent la distribution granulométrique des sédiments. On observe des blocs décimétriques à métriques pris dans une matrice graveleuse dans la partie supérieure, des graviers et des cailloux (au sens granulométrique du terme) dans la partie centrale (à la base des loupes de solifluxion) et de gros blocs de taille métrique dans la partie inférieure. La zone distale de l'éboulis est concave et alimente la partie supérieure du glacier rocheux

de Sceru II. L'éboulis de Gana Rossa (fig. 2, lettre F), enfin, se situe dans la partie supérieure de la Valle di Sceru, au contact avec le glacier rocheux de Piancabella. Le profil de cet éboulis est d'aspect concave et le granoclassement est bien marqué. L'éboulis est formé de graviers et de petits cailloux vers l'apex, de cailloux et de blocs dans la partie centrale et de blocs décimétriques à métriques vers le front. La partie inférieure de l'éboulis est légèrement bombée et présente de petits bourrelets indiquant que le fluage est relativement profond. Le glacier rocheux de Piancabella et les éboulis de Piancabella et de Gana Rossa se situent entièrement ou partiellement à l'intérieur de la zone à pergélisol discontinu, telle que définie à l'échelle régionale (Scapozza et Fontana, 2009 ; fig. 8). Le modèle de la répartition du pergélisol discontinu à l'échelle régionale pour le Val Blenio a été déterminé sur la base d'un inventaire de 77 glaciers rocheux (Scapozza et Fontana, 2009). Il s'agit d'un modèle simple, permettant de cartographier la limite inférieure du pergélisol discontinu en fonction de l'orientation du versant, comme c'est le cas pour d'autres modèles de ce type développés dans les Alpes suisses (Imhof, 1996 ; Lambiel et Reynard, 2001).

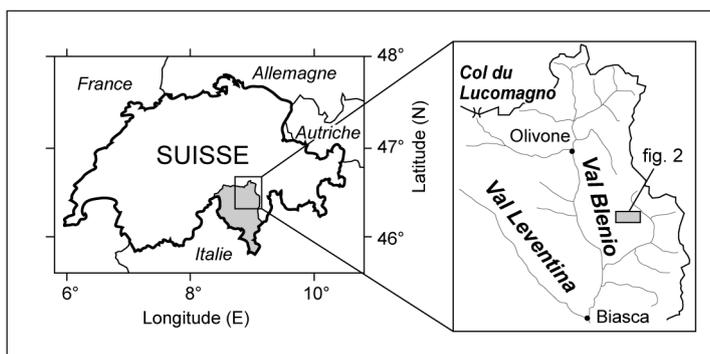


Fig. 1 – Localisation de la région d'étude.

Fig. 1 – Localisation of the studied area

Prospection géophysique multi-méthodes

Caractéristiques physiques étudiées

La prospection géophysique est basée sur la mesure de différences et de contrastes dans les propriétés physiques des composantes du sous-sol. Son but est de déduire la nature et les caractéristiques du terrain prospecté sur la base des observations (mesures et interprétations) effectuées (Meyer de Stadelhofen, 1991 ; Reynolds, 1997 ; Dubois et Diament, 2005). Chaque méthode géophysique a ses caractéristiques propres et permet de travailler sur une propriété physique bien déterminée. Des méthodes thermiques (température des sources et de la surface du sol) et des méthodes de potentiel reposant sur l'étude des champs électrique ou électromagnétique (sondages géoélectriques, VLF-R, EM 31) ont été utilisées dans ce travail. Les méthodes thermiques utilisées offrent des informations semi-directes sur l'état thermique

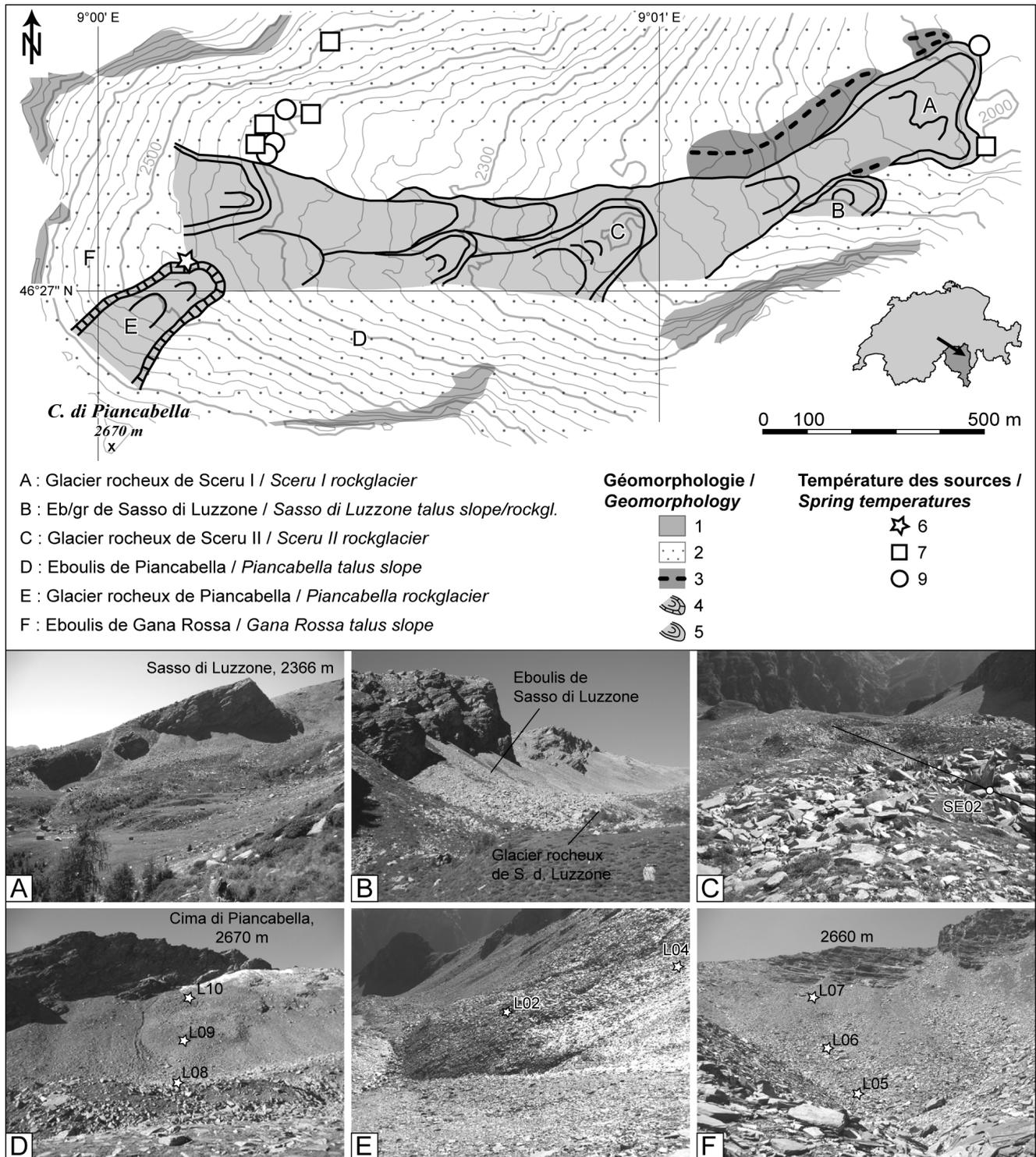


Fig. 2 – **Caractéristiques géomorphologiques des sites étudiés.** En bas, vues sur les six sites étudiés. SE00 : sondage géoélectrique ; L00 : capteur de température ; 1 : paroi rocheuse ; 2 : éboulis ; 3 : cordon morainique ; 4 : glacier rocheux actif/inactif ; 5 : glacier rocheux fossile ; 6 : 0,1-1,0 °C = pergélisol probable ; 7 : 1,1-2,0 °C = pergélisol possible ; 8 : >2,0°C = pergélisol improbable. Clichés : C. Scapozza.

Fig. 2 – **Geomorphological characteristics of the studied sites.** In the lower part, photos of the six studied sites. SE00: Vertical Electrical Sounding; L00: temperature logger; 1: rock wall; 2: talus slope; 3: morainic ridge; 4: active/inactive rockglacier; 5: relict rockglacier; 6: 0,1-1,0 °C = probable permafrost; 7: 1.1-2.0 °C = possible permafrost; 8: >2,0°C = improbable permafrost. Photos: C. Scapozza.

du sous-sol. La température des sources permet de déterminer indirectement la présence de pergélisol alors que la température de la surface du sol renseigne sur l'état thermique du sous-sol mais ne permet pas de se prononcer de

manière absolue sur la présence ou non de pergélisol. Ces méthodes ont été utilisées pour simplement détecter et émettre une première hypothèse sur la présence de pergélisol et pour étudier le régime thermique des glaciers rocheux

et éboulis étudiés. Les méthodes de potentiel employées permettent d'obtenir des informations relatives à la répartition de la résistivité électrique (et de la conductivité électrique, qui est l'inverse de la résistivité) dans plusieurs dimensions. Elles ont donc été utilisées pour affiner la reconstitution de la répartition latérale et verticale du pergélisol. La résistivité électrique est un paramètre physique important dans la prospection du pergélisol car elle s'élève avec l'augmentation de la teneur en glace et la diminution de la température au-dessous de 0°C (Scott *et al.*, 1990 ; Haeberli et Vonder Mühll, 1996 ; Hauck, 2001).

Les méthodes thermiques

La température des sources nous renseigne sur la température du sous-sol. En raison du contact prolongé avec un pergélisol durant son transit, l'eau peut se refroidir fortement (dans le cas d'eau météorique) ou garder sa température très froide (dans le cas d'eau de fonte de neige). Par convention, on considère que la présence de pergélisol est : probable lorsque la température de la source est comprise entre 0°C et 1°C ; possible avec une température comprise entre 1°C et 2°C ; improbable avec une température supérieure à 2°C (Haeberli, 1975 ; Monnier, 2006 ; Cossart *et al.*, 2008). Avec cette méthode, le meilleur moment pour effectuer des mesures est le mois de septembre, quand toute la neige de l'hiver précédent a fondu. En effet, la neige en fusion peut fausser les résultats des mesures. Dans cette étude, les mesures ont été effectuées vers le milieu de la journée afin d'éviter des perturbations des températures de l'eau induites par le gel matinal.

La température de la surface du sol : son enregistrement en continu a été réalisé à l'aide de petits capteurs autonomes de type UTL-1, avec une précision de $\pm 0,25^\circ\text{C}$ (Hoelzle *et al.*, 1999), placés sur des profils amont-aval. Programmées à un intervalle de mesure de 2 h, ils ont été placés immédiatement sous la surface du sol, à l'abri du rayonnement solaire, à une profondeur variant entre 10 cm et 50 cm selon les caractéristiques du terrain. Les températures ont été enregistrées d'octobre 2006 à fin septembre 2007. Les données obtenues permettent de connaître le comportement thermique annuel de la surface du sol (Hoelzle *et al.*, 2003 ; Ishikawa, 2003 ; Delaloye, 2004). Des températures de 0°C tout au long de l'hiver indiquent une absence de pergélisol alors que des périodes prolongées avec des températures inférieures à -2/-3°C indiquent une présence possible du pergélisol (Lambiel, 2006). Dans le cas de profils amont-aval sur des éboulis, un comportement thermique opposé entre les capteurs pendant l'hiver, avec refroidissement dans la partie inférieure de la pente et réchauffement dans la partie supérieure, peut indiquer qu'une ventilation ascendante de l'éboulis est possible. La ventilation d'un éboulis est provoquée par le mouvement ascendant d'air interne relativement chaud (et donc léger) au cours de l'hiver, ce qui provoque l'aspiration d'air externe relativement froid à travers le manteau neigeux (Delaloye et Lambiel, 2005). Ce mécanisme a pour conséquence de réchauffer la partie supérieure d'un éboulis et de maintenir des conditions froides dans sa partie inférieure

(Lambiel et Pieracci, 2008). L'efficacité du mécanisme dépend du contraste thermique entre l'air externe et l'air piégé dans l'éboulis. Si la température de ce dernier est positive, l'expulsion d'air relativement chaud peut provoquer la formation de fenêtres de fonte précoce du manteau neigeux dans la partie supérieure de la pente (fig. 9).

Les méthodes de potentiel

Le sondage géoélectrique est l'une des méthodes les plus anciennes utilisées dans l'étude des terrains gelés en permanence (Fisch *et al.* 1977 ; Vonder Mühll, 1993 ; Assier *et al.*, 1996 ; Kneisel *et al.*, 2000). Lorsqu'un courant électrique continu d'intensité I est généré entre deux électrodes de courant A et B, et que la différence de potentiel (ΔV) due à l'action conjuguée de A et B est mesurée à l'aide de deux électrodes de potentiel M et N, il est possible de calculer la résistivité électrique du sous-sol (Marescot, 2006). Pour le dispositif utilisé dans cette étude (configuration de Schlumberger), les électrodes A, M, N et B se suivent dans cet ordre sur une même ligne. Les distances AM et NB sont toujours égales alors que la distance MN doit être inférieure à un cinquième de AB. Comme la profondeur d'investigation varie en fonction de l'écartement AB et MN (elle vaut généralement environ AB/4 ; Milsom, 1996), en répétant les mesures avec un écartement AB de plus en plus grand, il est possible d'obtenir des informations relatives à une portion de terrain de plus en plus épaisse. Comme la valeur de résistivité obtenue intègre toutes les résistivités des couches traversées par le champ électrique généré entre A et B, on l'appelle résistivité apparente (r_a). Les résistivités spécifiques et l'épaisseur des couches ont été obtenues par inversion des données de résistivité apparente à l'aide du logiciel DCINV (Pirttijärvi, 2004). Les mesures ont été effectuées avec un appareillage de fabrication artisanale composé d'un multimètre digital à haute impédance d'entrée et d'un potentiomètre permettant de compenser manuellement la polarisation spontanée (PS) entre les électrodes M et N avant d'effectuer la mesure (Scapozza, 2008). Les électrodes sont de simples tiges métalliques qui, dans les environnements constitués de blocs et de vides, sont remplacées par des éponges imbibées d'eau salée (Marescot *et al.*, 2003). La source de courant, enfin, est constituée par 20 piles de 4,5 V mises en série et placées dans des malles en plastique. Selon les conditions du terrain, jusqu'à trois malles (270 V) ont dû être utilisées. Les sondages géoélectriques ont été réalisés pour la plupart parallèlement aux courbes de niveau afin de diminuer les perturbations induites par la pente qui peut canaliser les filets de courant et perturber la répartition de ceux-ci dans le sous-sol. Dans certains cas, quand la forme étudiée était plus longue que large, ce qui est un cas assez fréquent sur des glaciers rocheux, il a été choisi d'effectuer des sondages électriques dans la direction de la pente afin de pouvoir poser les électrodes sur un terrain le plus homogène possible. Dans les éboulis, la prospection de la partie inférieure de la pente a été privilégiée.

VLF-R (Very Low Frequency Resistivity) : alors qu'elle a connu un succès discret dans l'étude du pergélisol arctique

au cours des années 1970 et 1980 (Hoekstra *et al.*, 1975 ; Scott, 1975 ; Hoekstra, 1978 ; McGrath et Henderson, 1985), la méthode VLF-R a été très peu utilisée dans le domaine périglaciaire alpin (King *et al.*, 1992 ; Vonder Mühl, 1993 ; Scapozza *et al.*, 2008). Le VLF-R est une méthode électromagnétique de résistivité semi-passive qui utilise l'énergie électromagnétique émise par une antenne à très basse fréquence (VLF). En raison de la faible atténuation d'un courant alternatif à basse fréquence en profondeur (effet pelliculaire ; Cagniard, 1953), l'émetteur peut être situé à plusieurs centaines de kilomètres de distance. Dans cette étude, c'est l'émetteur de Rhaderfehn (23,4 kHz), situé 80 km à l'ouest de Brême, en Allemagne, qui a été utilisé. Cet émetteur se situe donc à environ 750 km de la zone d'étude. La mesure de la composante horizontale du champ électrique (E) et de la composante horizontale du champ magnétique (H), perpendiculaire à l'azimut de l'émetteur, permet de calculer la valeur de la résistivité apparente du sous-sol ainsi que celle du déphasage entre E et H (Cagniard, 1953). Ce déphasage vaut 45° sur un terrain homogène et isotrope. Un déphasage inférieur à 45° est l'indice d'une augmentation de la résistivité avec la profondeur, d'une diminution dans le cas inverse. L'appareil utilisé est un EM 16R de la firme canadienne Geonics (Geonics, 1979). La mesure du champ électrique se fait à l'aide de deux électrodes en acier à très haute impédance d'entrée espacées de 10 m, tandis que le champ magnétique est mesuré à l'aide d'un magnétomètre placé perpendiculairement à la ligne des électrodes. Etant donnée la longueur du dispositif (10 m), le VLF-R n'arrive pas à visualiser des couches superficielles d'épaisseur inférieure à quelques mètres, comme par exemple la couverture pédologique. Les mesures se font toujours dans la direction du champ électrique E , donc dans la direction de l'azimut de l'émetteur. Elles ont été représentées sous la forme de profils unidimensionnels de résistivité apparente et sous la forme de tomographies. Permettant d'obtenir un modèle à deux couches de la subsurface (Beamish, 2000), les tomographies VLF-R ont été obtenues grâce à l'inversion conjointe des valeurs de résistivité apparente et du déphasage à l'aide du logiciel 2LAYINV (Pirttijärvi, 2006). Indispensable pour l'inversion des données VLF-R, la résistivité de la première couche a été déterminée sur la base des sondages géo-électriques.

Conductivimètre EM 31 : si le Geonics EM 31 (McNeill, 1980) a été utilisé depuis les années 1970 dans la prospection du pergélisol arctique (Hoekstra et McNeill, 1973 ; Hoekstra, 1978 ; Kawasaki et Osterkamp, 1988), son application dans la prospection du pergélisol alpin est plus récente (Hauck, 2001 ; Hauck *et al.*, 2001 ; Kneisel et Hauck, 2003 ; Hördt et Hauck, 2008). L'EM 31 est une méthode électromagnétique en domaine fréquence permettant de mesurer des variations latérales de la conductivité apparente du sous-sol. L'utilisation d'un courant alternatif de fréquence f (en Hz) généré par la bobine émettrice (T_x) de l'appareil, fait naître dans le sous-sol un courant électrique par induction d'un champ magnétique primaire. Ce champ va, à son tour, générer un champ magnétique secondaire dont les amplitudes sont mesurées à la surface à l'aide de la bobine réceptrice (R_x). La profondeur

d'investigation varie en fonction de la distance T_x-R_x (environ 4 m pour l'EM 31), de la fréquence (9,8 kHz) et de l'orientation des bobines. Dans la position normale (dipôle vertical, DV), les bobines sont horizontales et coplanaires, le champ magnétique produit est vertical et l'investigation maximale porte à environ 6-10 m de profondeur. Par une rotation de 90° de l'appareil, le champ magnétique devient horizontal (dipôle horizontal, DH) et la profondeur d'investigation diminue de moitié. En soustrayant la valeur de résistivité apparente obtenue en DH à la valeur obtenue en DV , il est possible de calculer un indice $\rho-h$ qui renseigne sur les variations de conductivité avec la profondeur (Scapozza, 2008). Si $\rho-h$ est négatif, la conductivité diminue avec la profondeur et *vice versa*. Un des principaux problèmes de l'utilisation de l'EM 31 dans des environnements très résistants, comme le sont les terrains de haute montagne, est la dérive instrumentale systématique de 0,3-0,4 mS/m de l'appareil pendant le premier quart d'heure d'utilisation (Hauck *et al.*, 2001 ; Scapozza, 2008). Pour pallier ce problème, les mesures ont été effectuées après avoir laissé l'appareil allumé au sol pendant au moins 15 mn.

Résultats : mesures effectuées et interprétation

Propriétés thermiques des sites étudiés

Température des sources : dans la zone d'étude, 10 sources ont été échantillonnées (fig. 2). Les sources situées à la base du front du lobe nord et du lobe sud du glacier rocheux de Sceru I indiquent que la présence de pergélisol y est respectivement improbable et possible. Plusieurs sources se situent au pied des éboulis qui occupent la partie supérieure en rive gauche du vallon. Quatre d'entre elles indiquent que la présence de pergélisol est possible. La seule source qui montre une présence probable de pergélisol se situe à la base du glacier rocheux de Piancabella, avec des températures comprises entre $0,1^\circ\text{C}$ et $0,4^\circ\text{C}$ (Scapozza, 2009).

Température de la surface du sol : sur l'éboulis de Piancabella (fig. 3, lettre B), le comportement thermique hivernal de la surface du sol dans la partie médiane-inférieure (L09) est partiellement opposé à celui de la partie apicale de la pente (L10). On assiste à plusieurs reprises à un léger réchauffement de L10, alors que L09 se refroidit. Les températures de la surface du sol enregistrées par L09 et L10 pourraient donc indiquer qu'une ventilation ascendante de l'éboulis est possible. Pour L08, les fluctuations de température sont moins marquées qu'aux deux autres emplacements. La température du mois de mars, stable autour de $-3,5^\circ\text{C}$, indique que la présence de pergélisol est possible à cet endroit. En raison de la redistribution de la couverture neigeuse par le vent et les avalanches, cet emplacement bénéficie d'un apport en neige plus important que le reste de l'éboulis, ce qui peut favoriser un déneigement tardif du secteur. En effet, pendant l'été 2007, le déneigement s'est produit environ un mois plus tard que dans la partie médiane de l'éboulis. Cette partie de l'éboulis ne semble pas être concernée par la ventilation ascendante, ce qui pourrait indiquer que la teneur en glace du sous-sol est

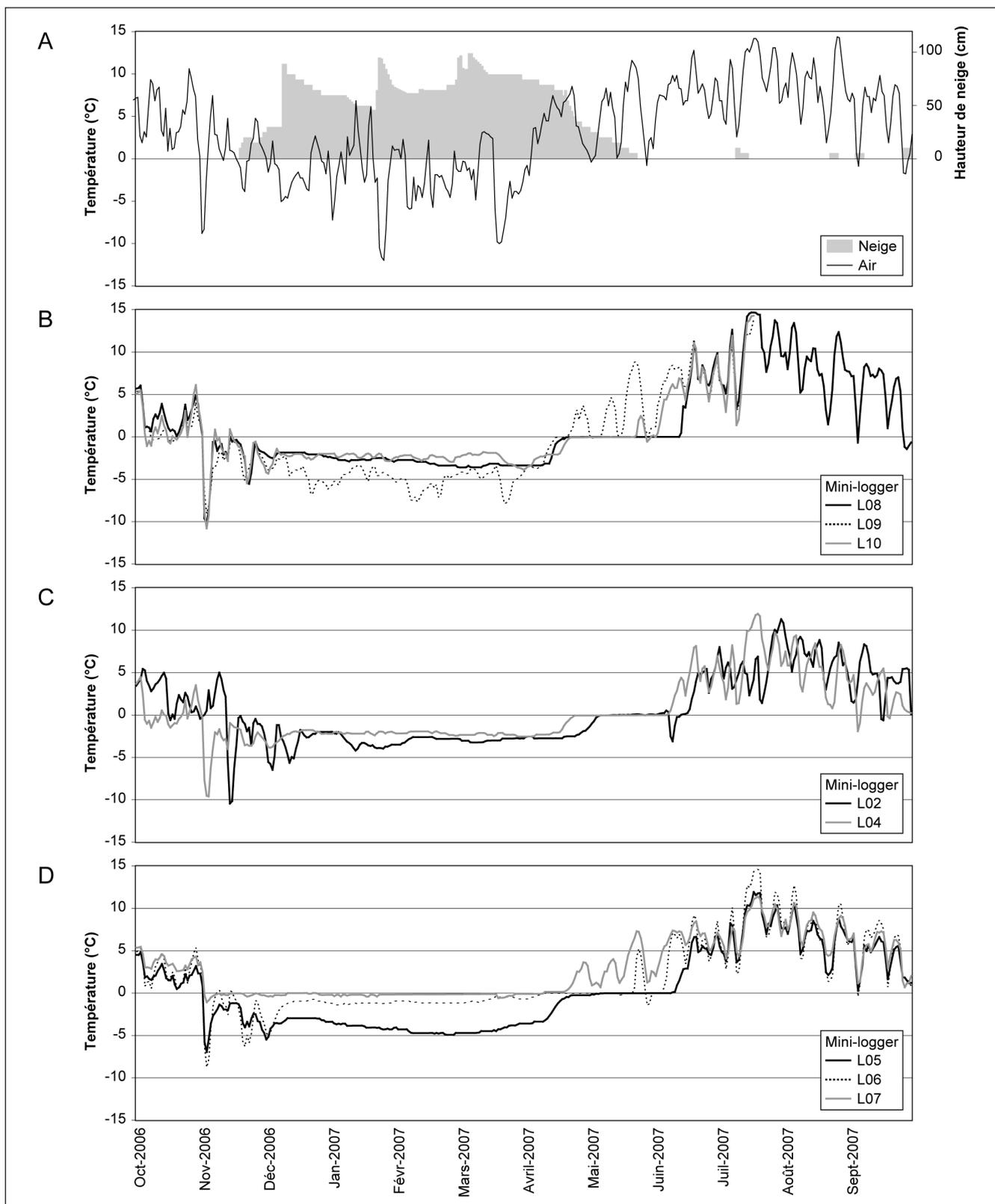


Fig. 3 – Evolution de la température de l'air (station MétéoSuisse du Matro, 2171 m) et des hauteurs de neige (région du Nara – données E. Beretta et B. Scapozza) dans la partie centrale du Val Blenio (A) et évolution des températures de la surface du sol sur l'éboulis de Piancabella (B), sur le glacier rocheux de Piancabella (C) et sur l'éboulis de Gana Rossa (D). Pour la localisation des capteurs de température, voir fig. 2 et fig. 5.

Fig. 3 – Evolution of air temperatures (Matro MeteoSwiss station, 2171 m a.s.l.) and of snow height (Nara region – data E. Beretta and B. Scapozza) in the central part of the Blenio Valley (A) and evolution of the ground surface temperatures on the Piancabella talus slope (B), on the Piancabella rockglacier (C) and on the Gana Rossa talus slope (D). For the localisation of the temperature data loggers, see fig. 2 and fig. 5.

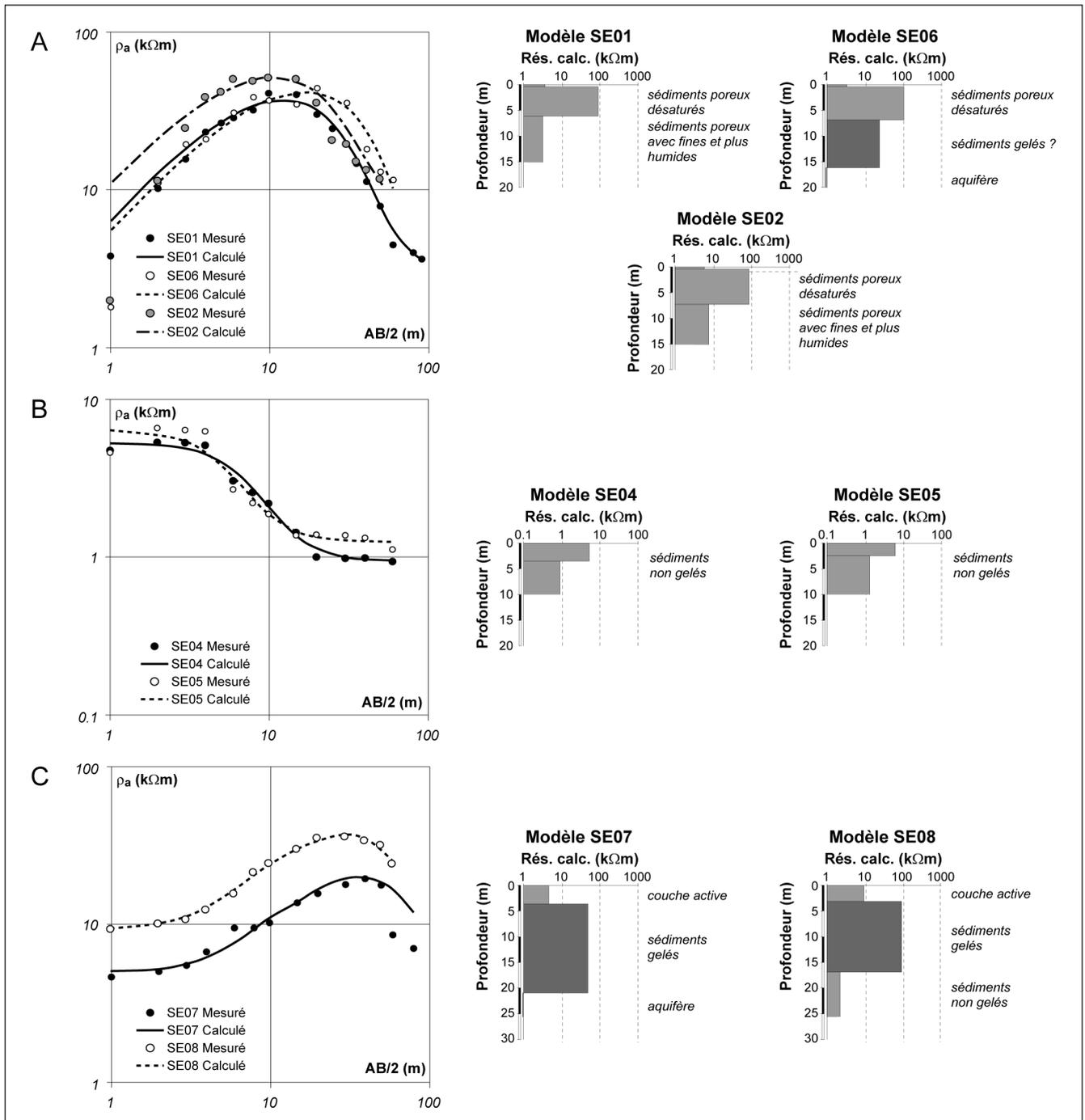


Fig. 4 – Sélection de sondages géoélectriques verticaux réalisés sur les sites étudiés : (A) glacier rocheux de Sceru I (SE01 et SE06) et glacier rocheux de Sceru II (SE02) ; (B) complexe éboulis/glacier rocheux de Sasso di Luzzone ; (C) glacier rocheux de Piancabella (SE07) et éboulis de Gana Rossa (SE08). Pour la localisation des sondages géoélectriques, voir fig. 2 et fig. 5.

Fig. 4 – Selection of Vertical Electrical Soundings (VES) performed on the studied sites: (A) Sceru I rockglacier (SE01 and SE06) and Sceru II rockglacier (SE02); (B) Sasso di Luzzone talus slope/rockglacier complex; (C) Piancabella rockglacier (SE07) and Gana Rossa talus slope (SE08). For the localisation of the VES, see fig. 2 and fig. 5.

assez importante pour empêcher l'air de se déplacer (pergélisol saturé en glace). Sur le glacier rocheux de Piancabella (fig. 3, lettre C), les températures hivernales stables autour de -3°C enregistrées par les mini-loggers L02 et L04 sont assez typiques d'un terrain gelé en permanence, confirmant ainsi la présence probable de pergélisol dans le glacier rocheux. Les courbes de température enregistrées sur l'éboulis de Gana

Rossa (fig. 3, lettre D) montrent que la présence de pergélisol est probable à L05, improbable à L06 et très improbable à L07. Malgré la grande disparité dans les températures affichées par les trois capteurs, l'absence de variations inverses des températures du sol et de l'air durant cet hiver ne permet pas de conclure qu'un système de ventilation fonctionne dans l'éboulis (Scapozza, 2009).

Propriétés électriques des sites étudiés

Sondages géoélectriques : les 7 sondages géoélectriques présentés ici peuvent être classés selon trois catégories (localisation *in* fig. 2, lettre C, et fig. 5) : 1) des sondages à 3 ou 4 couches (fig. 4, lettre A) présentant une forme en cloche avec les résistivités maximales (~100 kΩm) à faible profondeur (1-7 m ; SE01, SE02) et, dans le cas de SE06, une couche résistante (~25 kΩm) entre 7 m et 16 m de profondeur, masquée par la couche très résistante située au-dessus ; 2) des sondages à 2 couches (fig. 4, lettre B) présentant une couche résistante de surface (~5-6 kΩm) et une couche plus conductrice à partir d'environ 3 m de profondeur (~1 kΩm ; SE04, SE05) ; 3) des sondages à 3 couches (fig. 4, lettre C) avec une couche résistante (~5-10 kΩm) de 3-4 m d'épaisseur, suivie par une couche très résistante (~50-100 kΩm) d'environ 15 m d'épaisseur et d'une couche peu résistante (~1 kΩm) située à plus de 15 m de profondeur (SE07, SE08). Etant donné le principe d'équivalence (Meyer de Stadelhofen, 1991), des variations inversement proportionnelles de l'épaisseur et de la résistivité d'une couche prise entre deux autres couches peuvent s'annuler. C'est notamment le cas pour les sondages géoélectriques du premier et du troisième type présentés ci-dessus. Dans ces cas, en effet, on ne peut pas connaître l'épaisseur vraie de la couche résistante (h_2) mais seulement le produit $h_2 \cdot r_2$ de la couche, r_2 étant sa résistivité électrique. L'interprétation des sondages géoélectriques

soumis à l'effet d'équivalence a donc été faite sur la base des caractéristiques géologiques et géomorphologiques du terrain étudié afin d'avoir une valeur de h_2 cohérente par rapport au contexte étudié. Pour les sondages du premier et du deuxième type (excepté le sondage SE06), la présence de glace en profondeur est exclue. Au contraire, la troisième couche dans le sondage SE06 pourrait être interprétée comme un corps gelé situé en profondeur, masqué sur la courbe du sondage géoélectrique par la présence de la couche résistante située entre 1 m et 6 m de profondeur, ou comme un changement de la porosité des sédiments constituant le glacier rocheux de Sceru I. Pour les sondages du troisième type, la deuxième couche a été interprétée comme un niveau de sédiments gelés.

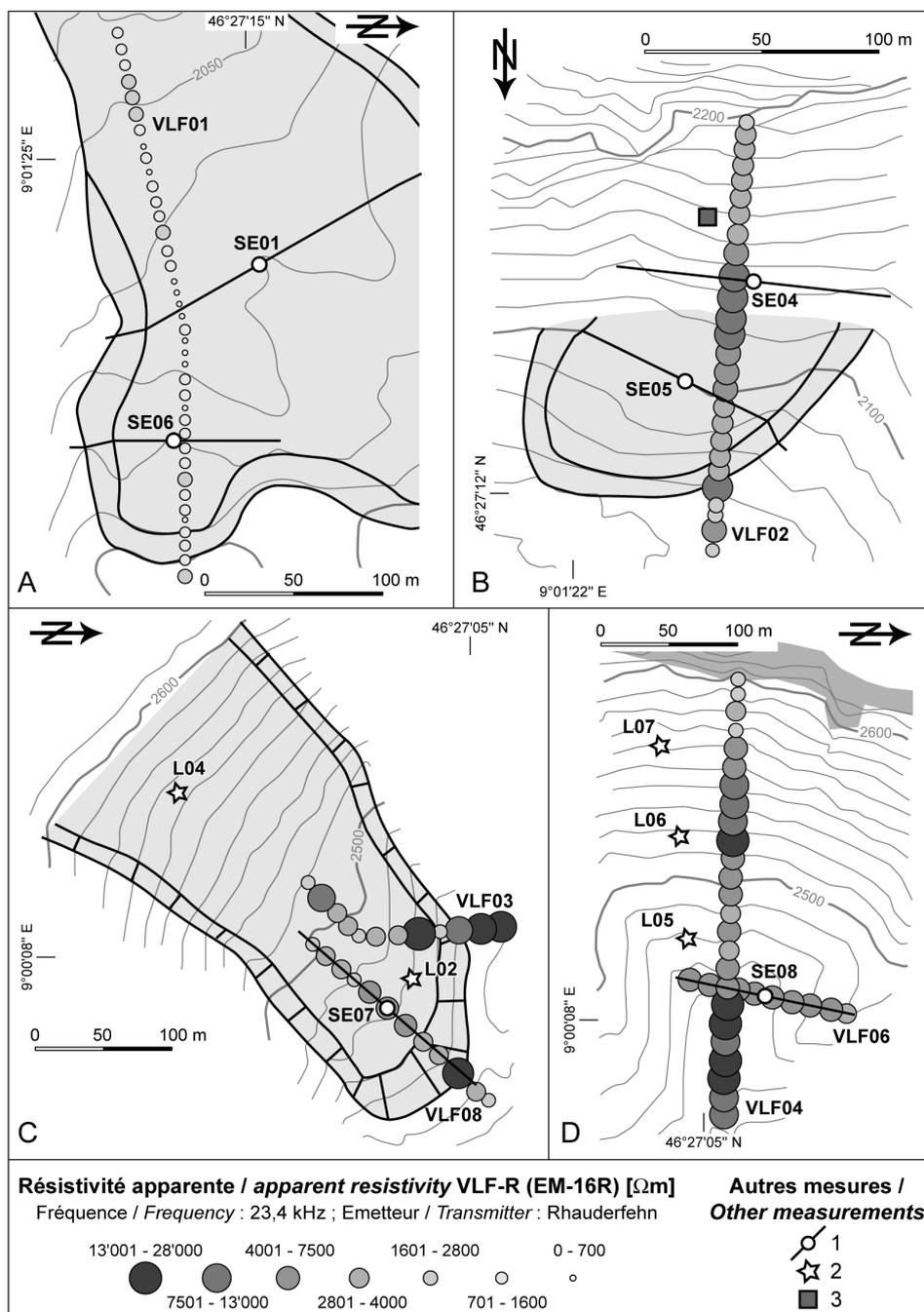


Fig. 5 – Cartes des résistivités apparentes obtenues à l'aide du VLF-R sur le lobe sud du glacier rocheux de Sceru I (A), sur le complexe éboulis/glacier rocheux de Sasso di Luzzone (B), sur le glacier rocheux de Piancabella (C) et sur l'éboulis de Gana Rossa (D). 1 : sondage géoélectrique ; 2 : mini-logger UTL-1 ; 3 : température de l'air le 01.12.2006 (air sortant de l'éboulis : +3,1°C ; air extérieur : -0,9°C).

Fig. 5 – Maps of the VLF-R apparent resistivities on the southern lobe of the Sceru I rockglacier (A), on the Sasso di Luzzone talus slope/rockglacier complex (B), on the Piancabella rockglacier (C) and on the Gana Rossa talus slope (D). 1: Vertical Electrical Sounding; 2: temperature logger UTL-1; 3: air temperature 01.12.2006 (air from the talus slope: +3.1°C; external air: -0.9°C).

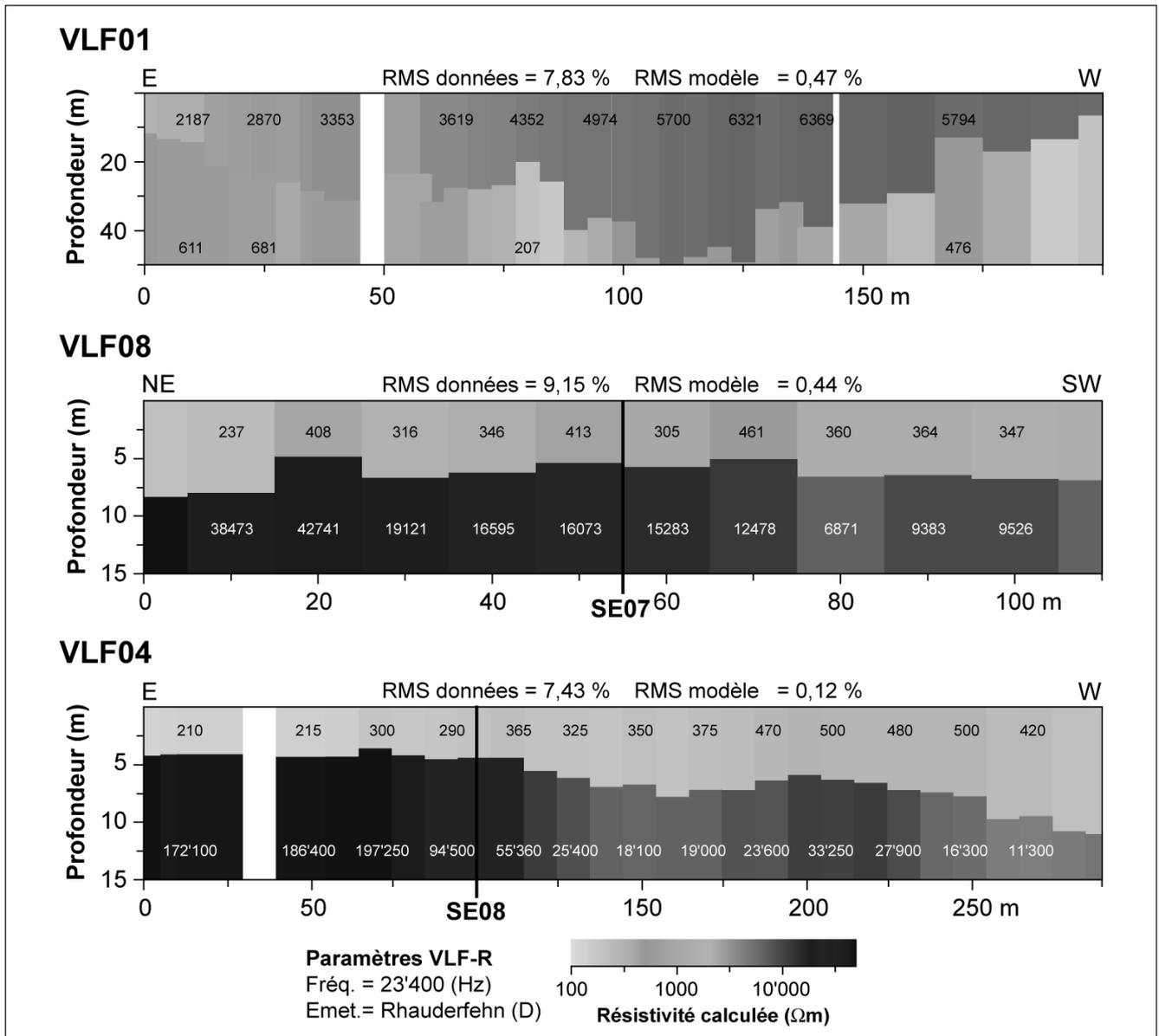


Fig. 6 – Tomographies VLF-R réalisées sur le glacier rocheux de Sceru I (VLF01), sur le glacier rocheux de Piancabella (VLF08) et sur l'éboulis de Gana Rossa (VLF04). Pour la localisation des profils de tomographie, voir fig. 5. SE00 : sondages géoélectriques.

Fig. 6 – VLF-R tomographies performed on the Sceru I rockglacier (VLF01), on the Piancabella rockglacier (VLF08) and on the Gana Rossa talus slope (VLF04). For the localisation of the VLF-R tomographies, see fig. 5. SE00: Vertical Electrical Sounding.

Profils et tomographies VLF-R : 6 profils (fig. 5) et 3 tomographies (fig. 6) de résistivité apparente ont été réalisés. Le profil VLF01 (fig. 5, lettre A) a été réalisé longitudinalement sur la partie sud du glacier rocheux de Sceru I. Les valeurs mesurées sont relativement faibles (0,2-2 kΩm). Les résistivités les plus hautes se situent sur le lobe sud du glacier rocheux et à proximité du front du glacier rocheux de Sasso di Luzzzone. Sur les 100 premiers mètres, la visualisation sous forme de tomographie (fig. 6) permet de distinguer l'interface entre le glacier rocheux (~3 kΩm) et un aquifère (~0,6 kΩm). L'allure inclinée de l'interface entre la partie supérieure du glacier rocheux et l'aquifère doit être considérée comme horizontale. Elle résulte du fait que la topographie de surface, qui n'est pas horizontale, monte en direction

de l'ouest. Entre 80 m et 130 m de distance, la tomographie présente une importante épaisseur de la première couche, caractérisée par une résistivité d'environ 6 kΩm. Conformément au modèle d'interprétation à quatre couches du sondage SE06, il est probable que le VLF-R n'arrive pas à différencier les deux couches résistantes présentes à cet endroit. Il attribue donc à la première couche une résistivité et une épaisseur plus grandes que dans le reste de la tomographie. Ceci pourrait confirmer la présence de glace dans le sous-sol, ce qui expliquerait cette anomalie dans la tomographie VLF-R. Le profil VLF02 (fig. 5, lettre B) a été réalisé longitudinalement au centre du glacier rocheux et de l'éboulis de Sasso di Luzzzone. Il présente une légère augmentation des résistivités apparentes du glacier rocheux vers la partie basse de

l'éboulis, avec un maximum de 11 k Ω m, et une diminution de celles-ci en direction de la partie apicale de la pente (~3-5 k Ω m). Les variations du déphasage ne sont pas homogènes et indiquent une augmentation de la résistivité avec la profondeur sur le glacier rocheux (valeurs comprises entre 34° et 43°) et une diminution progressive de la résistivité avec la profondeur tout au long de l'éboulis, avec des valeurs passant progressivement de 52° à 82°. Ceci confirme que l'éboulis est poreux en surface, colmaté par une matrice fine en profondeur et qu'il n'y a pas de sédiments gelés. L'augmentation des valeurs du déphasage pourrait également être liée à la présence de la roche en place sous faible couverture. L'erreur résultant du processus d'inversion en raison de ces grandes variations de déphasage ne nous a pas permis d'effectuer une tomographie fiable. Deux profils de résistivité apparente (VLF03 et VLF08) ont été effectués sur le glacier rocheux de Piancabella (fig. 5, lettre C). Pour ces deux profils, les valeurs maximales se trouvent au niveau du front (15-20 k Ω m). Dans les deux cas, le déphasage est toujours inférieur à 45°, indiquant que la résistivité augmente avec la profondeur. La tomographie effectuée le long du profil VL08 (fig. 6) permet de visualiser deux niveaux bien distincts, l'un conducteur et l'autre résistant, correspondant vraisemblablement au niveau de surface non gelé et au corps du pergélisol. Le niveau résistant est caractérisé par des résistivités décroissantes de l'aval vers l'amont. Les résistivités apparentes mesurées longitudinalement sur l'éboulis de Gana Rossa (profil VLF04 ; fig. 5, lettre D), présentent les valeurs maximales dans la partie inférieure de la pente (~10-30 k Ω m) et une diminution en direction de l'amont, avec un intervalle de valeurs supérieures à 10 k Ω m dans la partie centrale de l'éboulis. Le déphasage est compris entre 6° et 30°, indiquant une importante augmentation de la résistivité avec la profondeur. Dans la partie inférieure de l'éboulis, la tomo-

graphie le long du profil VLF04 (fig. 6) confirme la stratigraphie obtenue d'après le sondage géoélectrique SE08. Les résistivités maximales calculées se trouvent entre le pied de l'éboulis et le sondage géoélectrique. L'épaisseur de la couche de surface y est d'environ 4 m. À partir d'une distance de 110 m, cette couche devient hétérogène, reflétant probablement une stratigraphie du sous-sol à plusieurs couches. En amont de l'emplacement du sondage géoélectrique, les résistivités de la deuxième couche diminuent progressivement jusqu'à une distance de 150 m, où elles montrent une légère augmentation. En direction de la partie proximale de l'éboulis, la diminution des résistivités de la deuxième couche et l'épaississement de la première couche sont importants. Pour le profil VLF06, enfin, les résistivités apparentes sont homogènes sur tout le profil et sont en accord avec les valeurs mesurées sur le profil VLF04 au même endroit. La faible hétérogénéité latérale garantit la qualité du sondage SE08.

Conductivités apparentes (EM 31) : dans la zone médiane inférieure de l'éboulis de Piancabella, 4 profils de 100 m de longueur, en modalité *DV* et *DH* avec un pas de mesure de 5 m, ont été levés à l'aide de l'EM 31 (fig. 7). Les mesures brutes en *DV* et *DH* montrent une augmentation de la conductivité vers l'amont. Au contraire, si l'on regarde l'indice *rho-h*, les valeurs sont de plus en plus négatives en direction de l'amont, indiquant que la résistivité augmente progressivement avec la profondeur dans cette direction. Les seules zones avec un indice *rho-h* positif correspondent à des secteurs où des écoulements d'eau en profondeur dans les blocs étaient bien audibles. La partie nord des profils réalisés présente des indices *rho-h* compris entre 0 et -0,1. En tenant compte d'une marge d'erreur de 0,1 mS/m, il est permis de conclure que la résistivité ne varie pratiquement pas avec la profondeur. Malgré le fait que les conductivités apparentes en *DV* et *DH* diminuent en direction du sud, l'indi-

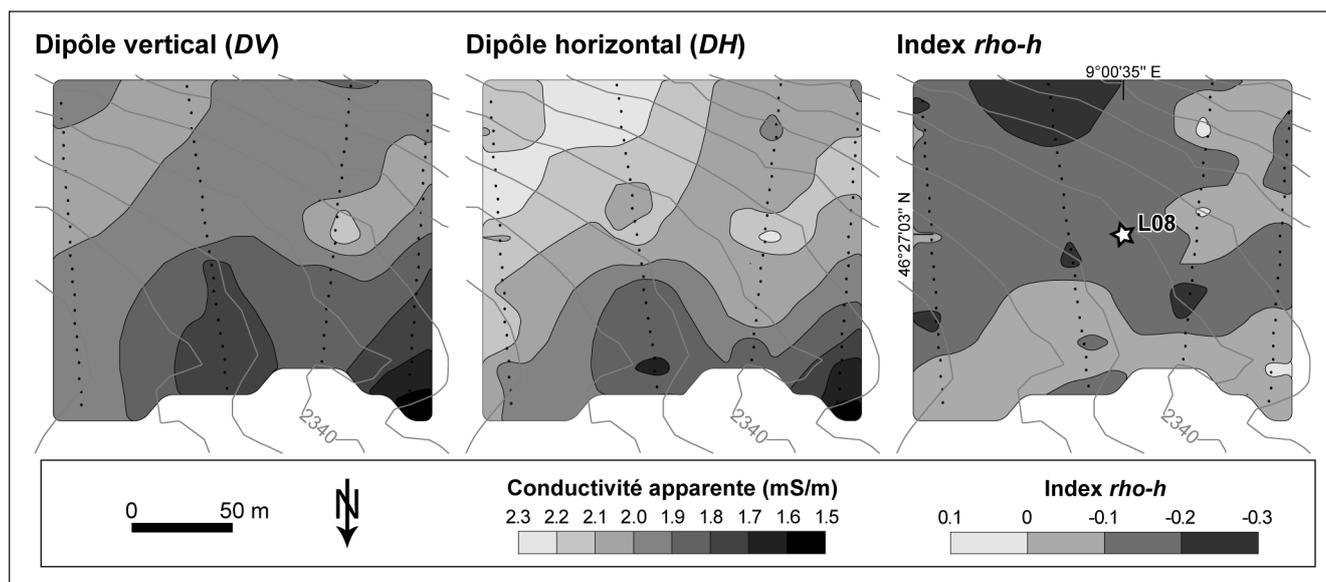


Fig. 7 – Interpolation par krigeage ordinaire des mesures de conductivité apparente effectuées à l'aide de l'EM 31 sur l'éboulis de Piancabella.

Fig. 7 – Ordinary kriging interpolation of the apparent conductivities measured with the EM 31 on the Piancabella talus slope.

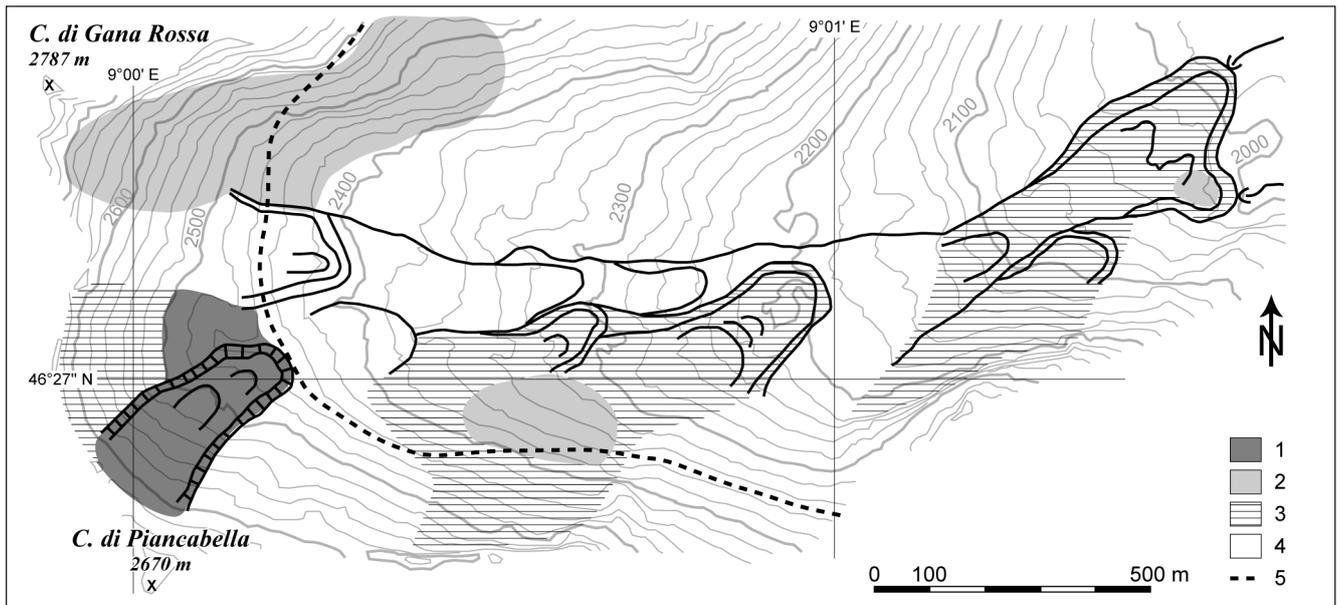


Fig. 8 – Répartition du pergélisol dans la Valle di Sceru. 1 : pergélisol probable ; 2 : pergélisol possible ; 3 : pergélisol improbable ; 4 : pas de données ; 5 : limite inférieure du pergélisol discontinu d'après le modèle régional (Scapozza et Fontana, 2009).

Fig. 8 – *Permafrost distribution in the Sceru Valley*. 1: probable permafrost; 2: possible permafrost; 3: improbable permafrost; 4: no data; 5: lower limit of discontinuous permafrost based on the regional model (Scapozza and Fontana, 2009).

ce *rho-h* montre que la résistivité de la deuxième couche est (progressivement) plus grande que celle de la couche de surface. Les conductivités apparentes en *DV* et *DH* globalement étant très faibles (~ 2 mS/m), la progressive diminution de l'indice *rho-h* en direction de l'amont pourrait traduire le passage dans un terrain gelé en aval de l'emplacement du capteur L8. Malheureusement, en raison de fréquentes chutes de blocs, nous avons dû renoncer à l'acquisition de données dans la partie centrale et supérieure de l'éboulis.

Discussion

Répartition du pergélisol

Une carte de la répartition du pergélisol dans la Valle di Sceru a été élaborée sur la base des différents résultats obtenus dans cette étude (fig. 8). Les résultats de la prospection géophysique dans les glaciers rocheux sont en accord avec les données topoclimatiques (altitude et orientation du versant). Le seul glacier rocheux pour lequel la présence de pergélisol est probable est celui de Piancabella, situé au-dessus de la limite inférieure du pergélisol à l'échelle régionale. La seule exception correspond au lobe sud du glacier rocheux de Sceru I, où la présence de glace en profondeur semble être possible alors que le glacier rocheux se situe en dessous de la limite inférieure du pergélisol discontinu. Concernant les éboulis, la présence de pergélisol est improbable dans l'éboulis de Sasso di Luzzzone, tandis qu'elle est possible pour le voile d'éboulis situé sur le versant est de la Cima di Gana Rossa. Toutefois, il n'est pas possible de préciser l'extension spatiale du pergélisol dans ce secteur, les seules données disponibles étant des températures de sources. Quant aux éboulis de Piancabella et de Gana Rossa,

la probabilité d'occurrence du pergélisol diminue du pied vers la partie supérieure du versant, ce qui est en désaccord avec le modèle de la répartition du pergélisol discontinu à l'échelle régionale (Scapozza et Fontana, 2009) mais en accord avec le modèle de répartition du pergélisol dans les éboulis situés au dessus ou à proximité de la limite inférieure du pergélisol discontinu (Lambiel et Pieracci, 2008).

Facteurs de contrôle

Un schéma récapitulatif de la répartition du pergélisol et des facteurs de contrôle dominants pour chacun des sites étudiés dans la Valle di Sceru est présenté dans le tab. 1. Les facteurs de contrôle ne sont presque jamais uniques et il est extrêmement difficile de déterminer la part de chacun d'eux dans la répartition du pergélisol. Pour les glaciers rocheux étudiés, la présence/absence de pergélisol semble être dictée essentiellement par un régime thermique conductif reflétant les conditions climatiques actuelles. La cohérence entre la position des glaciers rocheux étudiés et la répartition régionale du pergélisol discontinu est donc très bonne. En revanche, la présence possible de glace à l'intérieur du lobe sud du glacier rocheux de Sceru I pourrait s'expliquer, le cas échéant, par la protection offerte par la carapace de blocs et, éventuellement, par des processus advectifs, processus du reste évident dans l'éboulis de Sasso di Luzzzone sus-jacent. Malgré le fait que nous ne disposons pas de mesures thermiques pour ce site, nous avons des indices visuels du fonctionnement d'un système de ventilation au sein de l'éboulis. À la fin de l'automne 2006 et au milieu du printemps 2007, il a été possible d'observer des fenêtres de fonte du manteau neigeux bien développées sur pratiquement tous les cônes constituant le versant d'éboulis à l'aval du Sasso di Luzzzone. À la fin de l'au-

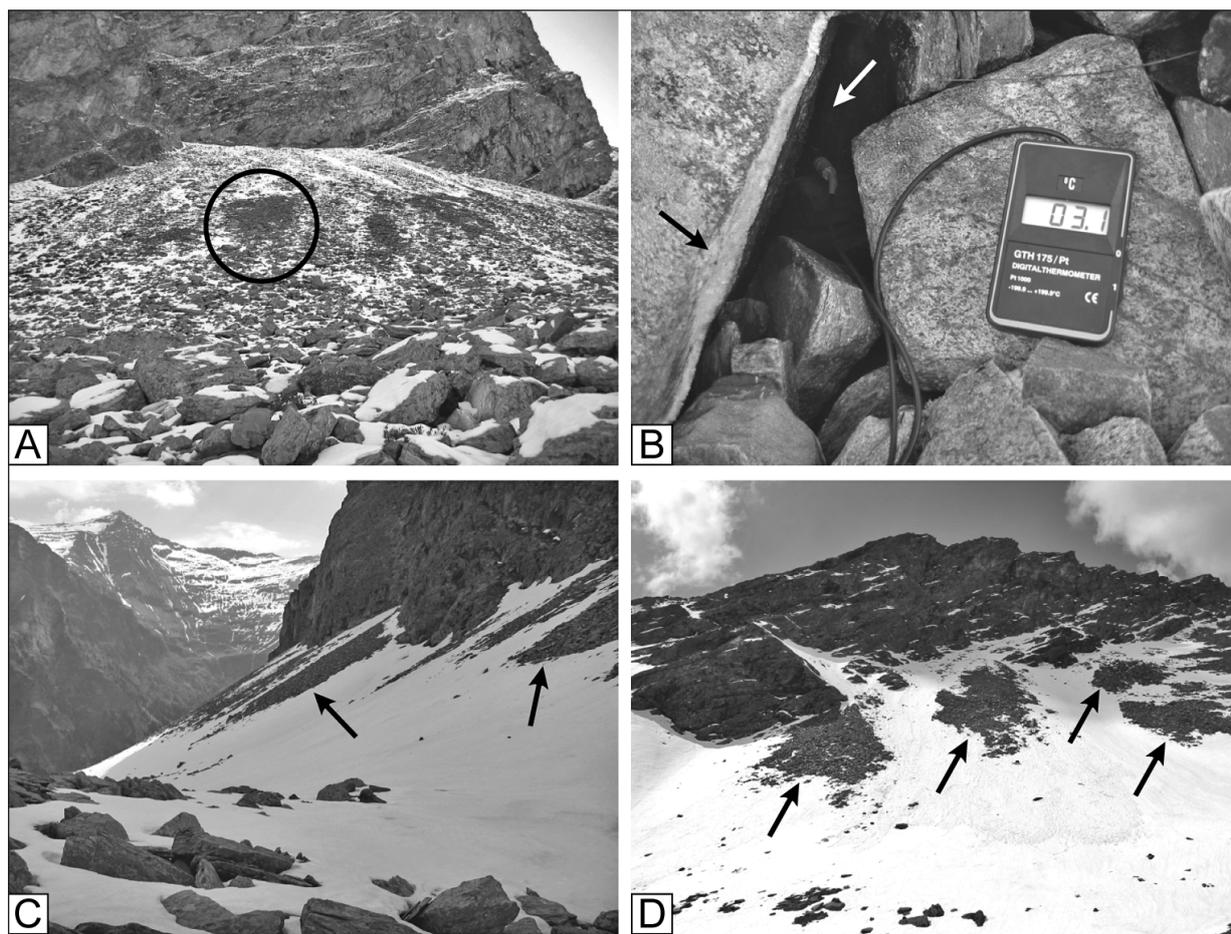


Fig. 9 – Indices visuels du fonctionnement d’un système de ventilation sur les éboulis de Sasso di Luzzone et de Piancabella. A : Fenêtres de fonte automnales du manteau neigeux (01.12.2006) sur l’éboulis de Sasso di Luzzone. Le cercle permet de situer la zone présentée en B ; B : Evacuation d’air à une température de 3,1°C alors qu’elle est de -0,9°C à +1,5 m de la surface du sol ; de ce fait, la partie interne des blocs était humide (flèche blanche), alors que la partie externe était recouverte par du givre s’étant formé par congélation de la vapeur d’eau au contact avec l’air externe (flèche noire) ; C : Fenêtres de fonte de printemps (29.04.2007) sur la partie centrale de l’éboulis de Sasso di Luzzone ; D : Fenêtres de fonte de printemps (29.04.2007) sur la partie supérieure de l’éboulis de Piancabella. Clichés : C. Scapoza.

Fig. 9 – Visual indices of the presence of a ventilation system in the Sasso di Luzzone and Piancabella talus slopes. A: Autumnal early snow melt patches (01.12.2006) on the Sasso di Luzzone talus slope. The circle allows us to situate the zone presented in B; B: Evacuation of air with a temperature of 3.1°C, while the temperature of the air situated 1.5 m above the surface was -0.9°C; the internal part of the blocks was humid (white arrow), whereas the external part was covered by hoarfrost formed by freezing of the steam in contact with the external air (black arrow); C: Spring early snow melt patches (29.04.2007) on the central part of the Sasso di Luzzone talus slope; D: Spring early snow melt patches (29.04.2007) on the upper part of the Piancabella talus slope. Photos: C. Scapoza.

Tab. 1 – Tableau récapitulatif de la répartition du pergélisol et des facteurs de contrôle dominants pour chacun des sites étudiés dans la Valle di Sceru.

Tab. 1 – Summary table for the permafrost distribution and the main controlling processes for the studied sites in the Sceru Valley.

	Site	Répartition du pergélisol	Caractéristiques particulières	Facteurs de contrôle déterminants
Glacier rocheux	Sceru I	Improbable dans le lobe nord, possible dans le lobe sud	Glace d’âge pléistocène ?	Advection ?
	Sasso di Luzzone	Improbable	-	Conduction
	Sceru II	Improbable	-	Conduction
	Piancabella	Probable	Pergélisol tempéré en état de dégradation ?	Conduction
Éboulis	Sasso di Luzzone	Improbable	-	Advection
	Piancabella	Possible en pied de pente, improbable dans le haut du versant	Pied de pente à granulométrie très grossière	Advection, redistribution de la neige, granulométrie
	Gana Rossa	Probable en pied de pente, improbable dans le haut du versant	Pied de pente à faible déclivité	Redistribution de la neige, granulométrie, advection ?

tomne 2006, des fenêtres de fonte se sont ouvertes dans la partie médiane de l'éboulis (fig. 9, lettre A) tandis qu'à la fin du mois d'avril 2007, elles occupaient pratiquement toute la partie supérieure des cônes d'éboulis (fig. 9, lettre C). La température de l'air expulsé le premier décembre 2006 était de 3,1°C, alors que la température de l'air à 1,5 m de la surface du sol était de -0,9°C (fig. 5, lettre B et fig. 9, lettre B). Il est difficile de savoir si la ventilation se limite à l'éboulis, avec de l'aspiration d'air froid dans sa partie inférieure et de l'évacuation d'air plus chaud dans sa partie supérieure, ou si elle comprend tout le système glacier rocheux de Sceru I-glacier rocheux de Sasso di Luzzzone-éboulis de Sasso di Luzzzone. Toutefois, la présence possible de glace dans le lobe sud du glacier rocheux de Sceru I accrédite plutôt la deuxième hypothèse. Dans ce cas de figure, le complexe glacier rocheux-éboulis de Sasso di Luzzzone ferait partie de la zone supérieure du système de ventilation où de l'air relativement chaud est expulsé, tandis que l'aspiration d'air froid à travers le front du lobe sud du glacier rocheux de Sceru I permettrait de maintenir de la glace en son sein. Ceci n'aurait rien d'exceptionnel, étant donné que des circulations d'air internes aux accumulations sédimentaires semblent être possibles aussi à l'intérieur de glaciers rocheux inactifs ou fossiles (Delaloye, 2004 ; Delaloye et Lambiel, 2005 ; Lambiel, 2006 ; Morard *et al.*, 2008). En raison de l'absence de pergélisol dans la partie supérieure des éboulis de Piancabella et de Gana Rossa, les échanges thermiques advectifs semblent prévaloir sur les échanges thermiques conductifs et/ou convectifs, comme c'est le cas dans un éboulis ventilé (Lambiel, 2006 ; Lambiel et Pieracci, 2008). Bien qu'il n'y ait que peu d'évidences thermiques (fig. 3, lettre B), un système de ventilation semble fonctionner dans l'éboulis de Piancabella car des fenêtres de fonte du manteau neigeux étaient présentes le 29 avril 2007 dans la partie supérieure de l'éboulis (fig. 9, lettre D). Aucune évidence de ce type n'a par contre pu être observée pour l'éboulis de Gana Rossa malgré l'important contraste thermique existant entre la partie inférieure et supérieure de la pente. Dans les deux cas, deux autres facteurs pourraient expliquer la présence de pergélisol dans la partie inférieure de la pente : 1) des conditions topoclimatiques (altitude, orientation du versant) favorables à la préservation de pergélisol au sein des deux éboulis ; 2) du fait de la faible déclivité de la partie inférieure des deux versants étudiés, la granulométrie grossière et l'accumulation importante de neige par le vent et par les avalanches favorisent le refroidissement ou le maintien de conditions froides du sous-sol. À ce stade, il est difficile de déterminer quelle est la part de chaque processus dans l'explication de cette répartition hétérogène du pergélisol. Malgré cela, notre étude s'accorde bien avec les résultats d'autres recherches menées sur les éboulis de la zone périglaciaire alpine. Les prospections menées dans la Valle di Sceru permettent de confirmer deux faits : 1) dans un éboulis de haute altitude, la présence de pergélisol est probable dans la partie inférieure de la pente et généralement improbable dans la partie supérieure (Haeberli, 1975 ; Delaloye et Lambiel, 2005 ; Otto et Sass, 2006 ; Scapozza *et al.*, 2009) ; 2) les facteurs de contrôle principaux de la répartition du pergélisol dans ces éboulis semblent être la ventila-

tion interne, la redistribution de la neige par les avalanches et l'augmentation de la granulométrie vers l'aval (Lambiel et Pieracci, 2008 ; Pieracci *et al.*, 2008 ; Lambiel et Scapozza, 2009).

Apport des méthodes électromagnétiques utilisées

L'utilisation conjointe de méthodes de type électrique ou électromagnétique et de méthodes de type thermique s'est révélée être particulièrement adaptée pour la prospection du pergélisol alpin. En effet, dans les terrains étudiés de la Valle di Sceru, il existe le plus souvent une bonne concordance spatiale entre les zones présentant les résistivités électriques les plus élevées et les températures les plus froides, en particulier dans les éboulis de Piancabella et Gana Rossa. Les deux méthodes électromagnétiques utilisées sont complémentaires des méthodes « classiques » d'étude du pergélisol alpin. Le VLF-R s'est révélé être également une bonne méthode pour la cartographie des résistivités apparentes et de ses variations avec la profondeur. Cette méthode présente une bonne complémentarité avec les sondages géoélectriques ; leur utilisation conjointe a permis d'obtenir des tomographies électriques à deux couches, permettant de déterminer l'étendue latérale du pergélisol et de visualiser la résistivité électrique de la couche active, la profondeur du toit du pergélisol et la résistivité électrique du corps du pergélisol. En revanche, des problèmes d'inversion des données VLF-R sont encore présents. Dans les tomographies effectuées le long du glacier rocheux de Piancabella (VLF08, fig. 6) et sur l'éboulis de Piancabella (VLF04, fig. 6), le processus d'inversion choisit une valeur de résistivité de la première couche beaucoup plus faible que celle obtenue avec les sondages géoélectriques SE07 et SE08 (fig. 4, lettre C), ce qui, de ce fait, est invraisemblable du point de vue des caractéristiques géomorphologiques du terrain prospecté. En revanche, les résistivités du corps gelé tout comme l'épaisseur de la couche active restent dans le même ordre de grandeur, bien que la résistivité du corps gelé ait été sous-estimée d'un facteur 3 pour le glacier rocheux de Piancabella (tab. 2). Il est possible d'expliquer cela par le fait que, pour une méthode EM à courant alternatif comme le VLF-R, la profondeur d'investigation dépend de la fréquence utilisée et de la résistivité du sous-sol. Étant donné que, à fréquence égale, plus la résistivité est grande et plus la profondeur d'investigation est grande (Cagniard, 1953), il est probable qu'en introduisant une première couche avec une résistivité de 10 k Ω m, le processus d'inversion aura tendance à lui attribuer une épaisseur nettement surestimée par rapport à la réalité. Afin d'obtenir des épaisseurs conformes à la réalité, il faut nécessairement diminuer drastiquement la résistivité du premier niveau du terrain. Ce problème ne devrait pas affecter la géométrie des couches modélisées car le processus d'inversion tient compte des variations latérales de résistivité mesurées (Pirttijärvi, 2006). En ce qui concerne l'EM 31, la création d'un indice *rho-h* à partir de la combinaison des données à deux profondeurs d'investigation différentes

	Glacier rocheux de Piancabella		Éboulis de Gana Rossa	
	SE07	VLF08	SE08	VLF04
Résistivité de la première couche (en kΩm)	4,9	0,4	9,5	0,4
Épaisseur de la première couche (en m)	4	6	3	4
Résistivité de la deuxième couche (en kΩm)	47	16	92	94

Tab. 2 – **Comparaison entre les valeurs obtenues avec les sondages géoélectriques SE07 et SE08 et les tomographies VLF08 et VLF04.** Pour la position des sondages géoélectriques par rapport aux tomographies VLF-R, voir fig. 6.

Tab. 2 – **Comparison between the values obtained with the Vertical Electrical Soundings SE07 and SE08 and the tomographies VLF08 and VLF04.** For the localisation of the Vertical Electrical Soundings in the VLF-R tomographies, see fig. 6.

selon l'orientation des bobines s'est révélé être un meilleur outil pour la cartographie de l'étendue du pergélisol que les seules variations de la conductivité apparente. En accord avec les données thermiques, la cartographie de l'indice *rho-h* (fig. 7) a permis de montrer la présence possible de pergélisol dans la partie inférieure de l'éboulis de Piancabella. Comme c'est le cas pour la plupart des recherches qui ont utilisé l'EM 31 (Hauck *et al.*, 2001 et 2004 ; Cannone *et al.*, 2003), si on n'avait considéré que les variations de la conductivité apparente en dipôle vertical (DV), on aurait probablement conclu que le pergélisol était absent dans la partie inférieure de l'éboulis de Piancabella, ce qui aurait été en désaccord avec les températures enregistrées par le logger L08 (fig. 3, lettre B). Le poids relativement limité de l'appareillage, tout comme le fait de bénéficier d'un couplage indirect (EM 31) ou semi-direct (VLF-R) avec la surface du sol, rendent ces deux méthodes électromagnétiques très intéressantes dans la cartographie rapide de l'étendue latérale du pergélisol.

Conclusions

La prospection géophysique multi-méthodes dans la Valle di Sceru a permis de cartographier la répartition spatiale du pergélisol et d'étudier les facteurs de contrôle de la répartition du pergélisol dans les formes prospectées. La répartition du pergélisol dans les glaciers rocheux étudiés est assez homogène et le plus souvent contrôlée par des processus conductifs reflétant les conditions topoclimatiques du site (en particulier l'altitude et l'exposition). Au contraire, la répartition du pergélisol dans les éboulis est le plus souvent assez hétérogène. Dans ces formes, l'analyse montre que la probabilité d'occurrence du pergélisol diminue en direction du haut du versant. Les processus qui semblent contrôler ce phénomène sont la ventilation interne, la redistribution de la neige par le vent et les avalanches ainsi que le granoclassement longitudinal ; ces facteurs peuvent fortement varier d'un éboulis à l'autre et ils peuvent agir seuls ou de manière combinée. La comparaison de ces observations avec le modèle de la reparti-

tion du pergélisol à l'échelle régionale a montré les difficultés de la cartographie la répartition spatiale du pergélisol et de l'évaluation de l'importance des facteurs déterminant cette répartition selon l'échelle d'analyse, en particulier pour les éboulis. Cette étude se proposait aussi de discuter de l'application de plusieurs méthodes géophysiques dans l'étude du pergélisol alpin. Les méthodes électromagnétiques employées (VLF-R et EM 31) ont montré une bonne complémentarité par rapport aux méthodes « classiques » de prospection du pergélisol alpin. L'utilisation conjointe du VLF-R et du sondage géoélec-

trique a permis d'obtenir des données spatiales dans les deux dimensions tandis que l'EM 31 a permis une cartographie rapide des conductivités électriques du sous-sol et de leur variation avec la profondeur. La poursuite de la prospection géophysique et thermique sur des glaciers rocheux et des éboulis de la zone périglaciaire alpine, tout comme l'étude des processus et le test de nouvelles méthodes de prospection, doivent donc être fortement encouragés. Cela pourrait permettre une meilleure compréhension des facteurs de contrôle de la répartition du pergélisol et favoriser une modélisation toujours plus réaliste de la distribution spatiale de ces terrains gelés en permanence à l'échelle régionale et locale.

Remerciements

Nos remerciements vont aux collègues et étudiants de l'Institut de Géographie de l'université de Lausanne et aux amis qui ont participé à l'acquisition des données de terrain. Un remerciement particulier aux quatre relecteurs anonymes et au Prof. Gilles Arnaud-Fassetta, qui par leurs commentaires ont permis d'améliorer la qualité du manuscrit, et à Meredith Blake pour les améliorations des résumés anglais.

Références

- Assier A., Fabre D., Evin M. (1996)** – Prospection électrique sur les glaciers rocheux du Cirque de Sainte-Anne (Queyras, Alpes du Sud, France). *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 53-67.
- Barsch D. (1988)** – Rockglaciers. In Clark M.J. (Ed.): *Advances in periglacial geomorphology* Wiley, Chichester, 69-90.
- Beamish D. (2000)** – Quantitative 2D VLF data interpretation. *Journal of Applied Geophysics*, 45, 33-47.
- Beniston M. (2005)** – Mountain climates and climatic change: an overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, 162(8-9), 1587-1606.
- Beres M., Huggenberger P., Green A.G., Hortsmeier H. (1999)** – Using two- and three-dimensional georadar methods to characterize glaciofluvial architecture. *Sedimentary Geology*, 129, 1-24.

- Berger A., Mercolli I. (2006)** – *Tectonic and petrographic map of the central Lepontine Alps, 1:100'000*. Federal Office of Topography – Swisstopo, Berne. Carta geologica speciale No. 127.
- Bichler A., Bobrowsky P., Best M., Douma M., Hunter J., Calvert T., Burns R. (2004)** – Three-dimensional mapping of a landslide using a multi-geophysical approach: the Quesnel Forks landslide. *Landslides*, 1, 29-40.
- Bodin X. (2007)** – *Géodynamique du pergélisol alpin : fonctionnement, distribution et évolution récente. L'exemple du massif du Combeynot (Hautes Alpes)*. Université Paris VII, Thèse de doctorat, 273 p.
- Bogoslovsky V.A., Ogilvy A.A. (1977)** – Geophysical methods for the investigation of landslides. *Geophysics*, 42, 562-581.
- Cagniard L. (1953)** – Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, 605-635.
- Cannone N., Guglielmin M., Hauck C., Vonder Mühll D. (2003)** – The impact of recent glacier fluctuation and human activities on permafrost distribution, Stelvio Pass (Italian Central-eastern Alps). *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 125-130.
- Cossart E., Perrier R., Schwarz M., Houee S. (2008)** – Mapping permafrost at a regional scale: interpolation of field data by GIS application in the Upper Durance catchment (Southern French Alps). *GeoFocus*, 8, 205-224.
- Delaloye R. (2004)** – *Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale*. Département des Géosciences, Fribourg. *GeoFocus*, 10, 240 p.
- 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.
- Dubois J., Diamant M. (2005)** – *Géophysique*. Dunod, Paris (3^{ème} édition), 227 p.
- Fisch W. Sr., Fisch W. Jr., Haeberli W. (1977)** – Electrical D.C. resistivity soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 13, 239-260.
- Geonics (1979)** – *EM 16R Operating Manual*. Geonics Ltd, Mississauga. Technical Note TN-1, 34 p.
- Gilbert R. (1999)** (Ed.) – *A handbook for geophysical techniques for geomorphic and environmental research*. Geological Survey of Canada, Ottawa. Open file report 3731, 125 p.
- Haerberli W. (1975)** – Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich*, 17, 1-221.
- Haerberli W. (1985)** – Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich*, 77, 1-139.
- Haerberli W., Vonder Mühll D. (1996)** – On the characteristics and possible origin of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplementband 104*, 43-57.
- Hauck C. (2001)** – Geophysical methods for detecting permafrost in high mountains. *Mitteilungen der VAW-ETH Zürich*, 171, 1-204.
- Hauck C., Kneisel C. (Ed.) (2008)** – *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press, Cambridge, 240 p.
- Hauck C., Vonder Mühll D. (2003)** – Evaluation of geophysical techniques for application in mountain permafrost studies. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplementband 132*, 161-190.
- Hauck C., Guglielmin M., Isaksen K., Vonder Mühll D. (2001)** – Applicability of frequency-domain and time-domain electromagnetic methods for mountain permafrost studies. *Permafrost and Periglacial Processes*, 12, 39-52.
- Hauck C., Isaksen K., Vonder Mühll D., Sollid J.L. (2004)** – Geophysical surveys designed to delineate the altitudinal limit of mountain permafrost: an example from Jotunheimen, Norway. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 191-205.
- Hecht S. (2003)** – Investigation of the shallow subsurface with seismic refraction methods – application potentials and limitations with examples from various field studies. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplementband 132*, 19-36.
- Hoekstra P. (1978)** – Electromagnetic methods for mapping shallow permafrost. *Geophysics*, 43, 782-787.
- Hoekstra P., McNeill D. (1973)** – Electromagnetic probing of permafrost. *Proceedings of the 2nd International Conference on Permafrost*, North American Contributions, 517-526.
- Hoekstra P., Sellmann P.V., Delaney A. (1975)** – Ground and airborne resistivity surveys of permafrost near Fairbanks, Alaska. *Geophysics*, 40, 641-656.
- 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 and Periglacial Processes*, 10, 113-124.
- Hoelzle M., Haerberli W., Stocker-Mittaz C. (2003)** – Miniature ground temperature data logger measurements 2000-2002 in the Murtèl-Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21-25 July 2003, 419-424.
- Hoffmann T., Schrott L. (2003)** – Determining sediment thickness of talus slopes and valley fill deposits using seismic refraction – a comparison of 2D interpretation tools. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplementband 132*, 71-87.
- Hördt A., Hauck C. (2008)** – Electromagnetic methods. In Hauck C., Kneisel C. (Ed.): *Applied geophysics in periglacial environments*. Cambridge University Press, Cambridge, 28-56.
- Ikeda A. (2006)** – Combination of conventional geophysical methods for sounding the composition of rock glaciers in the Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 17, 35-48.
- Imhof M. (1996)** – Modelling and verification of the permafrost distribution in the Bernese Alps (Western Switzerland). *Permafrost and Periglacial Processes*, 7, 267-280.
- Ishikawa M. (2003)** – Thermal regimes at the snow-ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology*, 52, 105-120.
- Ishikawa M., Hirakawa K. (2000)** – Mountain permafrost distribution based on BTS measurements and DC resistivity soundings in the Daietsu Mountains, Hokkaido, Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 109-123.
- Jongmans D., Garambois S. (2007)** – Geophysical investigation of landslides: a review. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178, 101-112.

- Kawasaki K., Osterkamp T.E. (1988)** – Mapping shallow permafrost by electromagnetic induction – Practical considerations. *Cold Regions Science and Technology*, 15, 279-288.
- King L., Gorbunov A. P., Evin M. (1992)** – Prospecting and mapping of mountain permafrost and associated phenomena. *Permafrost and Periglacial Processes*, 3, 73-81.
- Kneisel C., Hauck C. (2003)** – Multi-method geophysical investigation of a sporadic permafrost occurrence. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.*, Supplementband 132, 145-159.
- Kneisel C., Hauck C., Vonder Mühl D. (2000)** – Permafrost below the timberline confirmed and characterised by geoelectrical resistivity measurements, Bever Valley, Eastern Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 11, 295-304.
- Kneisel C., Hauck C., Fortier R., Moorman B. (2008)** – Advances in geophysical methods for permafrost investigations. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 157-178.
- Lambiel C. (2006)** – *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Institut de géographie, Lausanne. Travaux et recherches, 33, 260 p.
- Lambiel C., Pieracci K. (2008)** – Permafrost distribution in talus slopes located within the alpine periglacial belt, Swiss Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 19, 293-304.
- Lambiel C., Reynard E. (2001)** – Regional modelling of present, past and future potential distribution of discontinuous permafrost based on a rock glacier inventory in the Bagnes – Hérens area (Western Swiss Alps). *Norsk Geografisk Tidsskrift*, 55, 219-223.
- Lambiel C., Scapozza C. (2009)** – Thermal regime of an alpine talus slope. *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009-7094.
- Leclerc R., Hickin E.J. (1997)** – The internal structure of scrolled floodplain deposits based on ground-penetrating radar, North Thomson River, British Columbia. *Geomorphology*, 21, 17-25.
- Lugon R., Delaloye R., Serrano E., Reynard E., Lambiel C., González-Trueba J.J. (2004)** – Permafrost and Little Ice Age glacier relationships, Posets Massif, Central Pyrenees, Spain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15, 207-220.
- Marescot L. (2006)** – Introduction à l'imagerie électrique du sous-sol. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*, 90, 23-40.
- Marescot L., Loke M.H., Chapellier 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, 57-67.
- McGrath P.H., Henderson J.B. (1985)** – Reconnaissance ground magnetic and VLF profile data in the vicinity of the Thelon Front, Artillery Lake Map Area, District of Mackenzie. *Paper – Geological Survey of Canada*, 85-1A, 455-462.
- McNeill J.D. (1980)** – *Electromagnetic Terrain Conductivity Measurements at Low Induction Numbers*. Geonics Ltd., Mississauga. Technical Note TN-6, 15 p.
- Meyer de Stadelhofen C. (1991)** – *Applications de la géophysique aux recherches d'eau*. Lavoisier Technique et Documentation, Paris, 192 p.
- Milsom J. (1996)** – *Field geophysics*. Wiley, Chichester (3^{ème} édition), 244 p.
- Monnier S. (2006)** – *Les glaciers-rocheux, objets géographiques. Analyse spatiale multiscalaire et investigations environnementales. Application aux Alpes de Vanoise*. Université Paris XII, Thèse de doctorat, 330 p.
- Morard S., Delaloye R., Dorthe J. (2008)** – Seasonal thermal regime of a mid-latitude ventilated debris accumulation. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2008, 1233-1238.
- Otto J.C., Sass O. (2006)** – Comparing geophysical methods for talus slope investigations in the Turtmann valley (Swiss Alps). *Geomorphology*, 76, 257-272.
- 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*, 2/2008, 87-97.
- Pirttijärvi M. (2004)** – *DCINV v. 1.3. 1-D interpretation of electrical (DC) soundings*. Division of Geophysics, University of Oulu, 10 p.
- Pirttijärvi M. (2006)** – *2LAYINV v. 1.0a. Laterally constrained two-layer inversion of VLF-R measurements*. Division of Geophysics, University of Oulu, OYGF/M/2006/1, 12 p.
- Reynolds J.M. (1997)** – *An introduction to applied and environmental geophysics*. Wiley, Chichester, 796 p.
- Sass O. (2006)** – Determination of the internal structure of alpine talus using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria). *Geomorphology*, 80, 45-58.
- Sass O., Wollny K. (2001)** – Investigations regarding alpine talus slopes using ground penetrating radar (GPR) in the Bavarian Alps, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1071-1086.
- Scapozza C. (2008)** – *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales*. Université de Lausanne. Mémoire de Master, 286 p. (publié le 25 février 2008 sur <http://doc.rero.ch/record/8799?ln=f>).
- Scapozza C. (2009)** – Contributo dei metodi termici alla prospezione del permafrost montano: esempi dal massiccio della Cima di Gana Bianca (Val Blenio, Svizzera). *Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali*, 97, 55-66.
- Scapozza C., Fontana G. (Ed.) (2009)** – Le Alpi Bleniesi. Storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico. *Memorie della Società ticinese di Scienze naturali e del Museo cantonale di storia naturale*, Lugano, 10, 1-111.
- Scapozza C., Reynard E. (2007)** – Rock glaciers e limite inferiore del permafrost discontinuo tra la Cima di Gana Bianca e la Cima di Piancabella (Val Blenio, TI). *Geologia Insubrica*, 10(2), 29-40.
- Scapozza C., Gex P., Lambiel C., Reynard E. (2008)** – Contribution of self-potential (SP) measurements in the study of alpine periglacial hydrology: examples from the southern Swiss Alps. *Proceedings of the 9th International Conference on Permafrost*, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2008, 1583-1588.
- Scapozza C., Lambiel C., Reynard E., Baron L., Marescot L. (2009)** – Verification of geophysical models of the permafrost distribution within an Alpine talus slope using borehole information, Valais, Swiss Alps. *Geophysical Research Abstracts*, 11, EGU2009-9444.
- Schrott L., Sass O. (2008)** – Application of field geophysics in geomorphology: advances and limitations exemplified by case studies. *Geomorphology*, 93, 55-73.

- Schrott L., Hördt A., Dikau R. (Ed.) (2003)** – Geophysical applications in geomorphology. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, Supplementband 132, 190 p.
- Scott W.J. (1975)** – VLF-resistivity (radiohm) survey, Agricola Lake area, District of Mackenzie. *Paper – Geological Survey of Canada*, 75-1A, 223-225.
- Scott W.J., Sellmann P., Hunter J. (1990)** – Geophysics in the study of permafrost. In Wars S. (Ed.): *Geotechnical and Environmental Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, 355-384.
- Vonder Mühl D. (1993)** – Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. *Mitteilungen der VAW-ETH Zürich*, 122, 1-220.
- Vonder Mühl D., Hauck C., Gubler H. (2002)** – Mapping of mountain permafrost using geophysical methods. *Progress in Physical Geography*, 26, 643-660.
- Zeller G. (1964)** – Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. *Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie* 13, 1-116.

Article soumis le 26 octobre 2009, accepté le 23 décembre 2009.