

# Contributo dei metodi termici alla prospezione del parmifrost montano : esempi dal massiccio della Cima di Gana Bianaca (Val Blenio, Svizzera)

Autor(en): **Scapozza, Cristian**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Bollettino della Società ticinese di scienze naturali**

Band (Jahr): **97 (2009)**

PDF erstellt am: **09.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-1003134>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

---

# Contributo dei metodi termici alla prospezione del permafrost montano: esempi dal massiccio della Cima di Gana Bianca (Val Blenio, Svizzera)

Cristian Scapozza

Istituto di Geografia dell'Università di Losanna (IGUL), Dorigny, CH – 1015 Losanna, Svizzera, [Cristian.Scapozza@unil.ch](mailto:Cristian.Scapozza@unil.ch)

---

**Riassunto:** Due metodi termici di prospezione del permafrost montano (temperatura delle sorgenti e temperatura della superficie del suolo) sono stati applicati allo studio delle forme periglaciali del massiccio della Cima di Gana Bianca, nelle Alpi Ticinesi orientali (Val Blenio, Ticino, Svizzera). L'analisi statistica delle caratteristiche fisico-chimiche di 38 sorgenti, ha permesso di differenziare le acque secondo la forma geomorfologica. In base alle relazioni tra l'altitudine e la temperatura è stato calcolato il limite inferiore del permafrost rappresentativo per i quadranti settentrionali: esso si situa verso 2400 m slm per il permafrost probabile e verso 2320 m slm per il permafrost possibile. I risultati del primo anno di monitoraggio delle temperature della superficie del suolo, hanno permesso di confermare la ripartizione del permafrost dedotta grazie alla prospezione geofisica. Per quel che concerne il regime termico delle forme geomorfologiche studiate, per i rock glaciers, la presenza/assenza di permafrost è dettata essenzialmente da un regime termico conduttivo che riflette le condizioni topoclimatiche del sito. Per quel che concerne le falde di detrito, la redistribuzione della neve per le valanghe, l'aumento di granulometria dei granuli verso valle e la ventilazione ascendente sembrano essere, per il momento, i processi principali che ne determinano la ripartizione del permafrost.

**Contribution of thermal methods to the prospecting of mountain permafrost: examples from the Cima di Gana Bianca massif (Blenio Valley, Switzerland)**

**Abstract:** Two thermal methods for the prospecting of mountain permafrost (spring temperature and ground surface temperature) have been applied to study the periglacial landforms of the Cima di Gana Bianca massif, in the Eastern Ticino Alps (Blenio Valley, Tessin, Switzerland). The statistical analysis of the physical and chemical characteristics of 38 springs has allowed to differentiate waters according to the geomorphological landform. On the base of the relations between altitude and temperature, the lower limit of permafrost has been calculated for the northern orientations: it is situated toward 2400 m asl for probable permafrost and toward 2320 m asl for possible permafrost. The results of the first year of ground surface temperature monitoring have allowed to confirm the permafrost distribution inferred by geophysical prospecting. Concerning the thermal regime of the studied landforms, for the rockglaciers, the presence/absence of permafrost results essentially of a conductive thermal regime, that reflects the topographical and climatological conditions of the site. Concerning the talus slopes, the redistribution of snow by avalanches, the increase of grain size downslope and the chimney effect could be at this moment the main processes that determine the permafrost distribution within these landforms.

**Key words:** permafrost monitoring, GST, thermal regime, rockglacier, talus slope

---

## INTRODUZIONE

La problematica della degradazione del permafrost alpino a causa dei cambiamenti climatici ha condotto, negli ultimi decenni, a una moltiplicazione delle ricerche in questo campo. In effetti, in caso di degradazione termica del permafrost, le forti pendenze che sono spesso associate a questo tipo di terreno potrebbero essere all'origine di instabilità di versante potenzialmente pericolose per l'Uomo (cf. HAEBERLI & BENISTON 1998, BENISTON & HAEBERLI 2001). Molti sforzi sono quindi stati fatti nella

produzione di modelli che cercano di spiegare la ripartizione e le condizioni di occorrenza del permafrost a ogni scala spaziale e i processi che agiscono su questi terreni gelati in permanenza (e.g. HOELZLE *et al.* 2001). Ci si è quindi resi conto che, al fine di produrre dei modelli sempre più completi, era necessario avere delle lunghe serie di dati di tipo termico (e.g. HAEBERLI 1993, HAEBERLI *et al.* 1993) e di compiere degli studi locali sul regime termico e la ripartizione del permafrost (e.g. DELALOYE 2004, LAMBIEL 2006).

In questo contesto, sono nati il programma europeo

PACE (*Permafrost and Climate in Europe*; cf. HARRIS *et al.* 2001, 2003) e il programma svizzero PERMOS (*Permafrost Monitoring Switzerland*; cf. VONDER MÜHLL *et al.* 2004). Dal punto di vista dei dati termici, il programma PERMOS, in particolare, è basato su di una rete di misura comprendente 15 siti di misurazione delle temperature del sottosuolo in perforazioni di alcune decine di metri di profondità e di 19 siti di misura della temperatura della superficie del suolo (GST – *Ground Surface Temperatures*) (VONDER MÜHLL *et al.* 2007 e <http://www.permos.ch/>, sito visitato il 13 novembre 2008). La maggior parte dei siti PERMOS si trova nelle Alpi vallesane, nelle Alpi bernesi e nelle Alpi retiche; un solo sito, quello del Gemstock, sopra Andermatt, si trova nelle Alpi centrali, mentre per il momento nessun sito si trova nelle Alpi ticinesi.

In questo contributo, sono presentati i dati termici provenienti dal massiccio della Cima di Gana Bianca, nelle Alpi Ticinesi orientali. Oltre ai dati di temperatura delle sorgenti, che permettono di stimare la ripartizione del permafrost, sono presentati i risultati dei primi due anni di monitoraggio di GST sul rockglacier di Piancabella e sulle falde di detrito adiacenti. In particolare, questi dati permettono di caratterizzare il regime termico delle forme geomorfologiche studiate, al fine di poter meglio comprendere un'evoluzione futura di GST nel contesto dei cambiamenti climatici in corso.

### Contesto geomorfologico

Le prospezioni termiche sono state compiute nel massiccio della Cima di Gana Bianca, nella parte orientale della Valle di Blenio (Alpi Ticinesi, Svizzera), e in particolare nella Valle di Sceru (fig. 1a). La Valle di Sceru (46°27' N, 9°01' E) è un grande circo glaciale situato tra 2000 e 2787 m slm e orientato ad Est. La geomorfologia è marcata dalla presenza di alcuni rock glaciers di diverso grado di attività, di vaste falde di detrito e di morene di età tardiglaciale (fig. 1b). Degli studi sulla morfologia periglaciale

e la storia quaternaria della regione sono stati eseguiti da SCAPOZZA & REYNARD (2007), SCAPOZZA (2008) e SCAPOZZA *et al.* (2008a, b). Tettonicamente, la regione studiata si situa nella coltre del Simano, che appartiene al penninico inferiore, nella quale è costituita in prevalenza da micascisti e da paragneiss a due miche (BERGER *et al.* 2005). A 2500 m slm le precipitazioni medie annue sono di circa 2300 mm/anno, mentre la media annuale delle temperature dell'aria (MAAT – *Mean Annual Air Temperature*) è di circa -1°C (SCAPOZZA 2008). Nella Valle di Sceru sono già stati impiegati numerosi metodi geofisici (metodi di resistività, elettromagnetici e di polarizzazione spontanea) per cartografare la ripartizione del permafrost e analizzare i flussi d'acqua all'interno delle forme periglaciali (SCAPOZZA 2008, SCAPOZZA *et al.* 2008c).

### MATERIALI E METODI

I metodi termici utilizzati comprendono la misura della temperatura delle sorgenti e la misura della temperatura della superficie del suolo. Nel primo caso, è possibile determinare indirettamente la presenza di permafrost, mentre nel secondo caso, è possibile avere delle indicazioni molto precise sul regime termico del sottosuolo, anche se ciò non permette di pronunciarsi in maniera assoluta sulla presenza di permafrost.

### Temperatura delle sorgenti.

La temperatura delle sorgenti è un metodo rapido ed efficace per determinare la presenza di permafrost in un corpo sedimentario (HAEBERLI 1975). La temperatura dell'acqua fornisce delle indicazioni sulla temperatura del sottosuolo: in effetti, l'acqua non è il prodotto della fusione del ghiaccio del permafrost, ma transitandovi a contatto, per esempio in un rock glacier, si raffredda fortemente (nel caso di acqua di origine meteorica) o conserva la sua bassa temperatura (nel caso di acqua di fusione della neve).

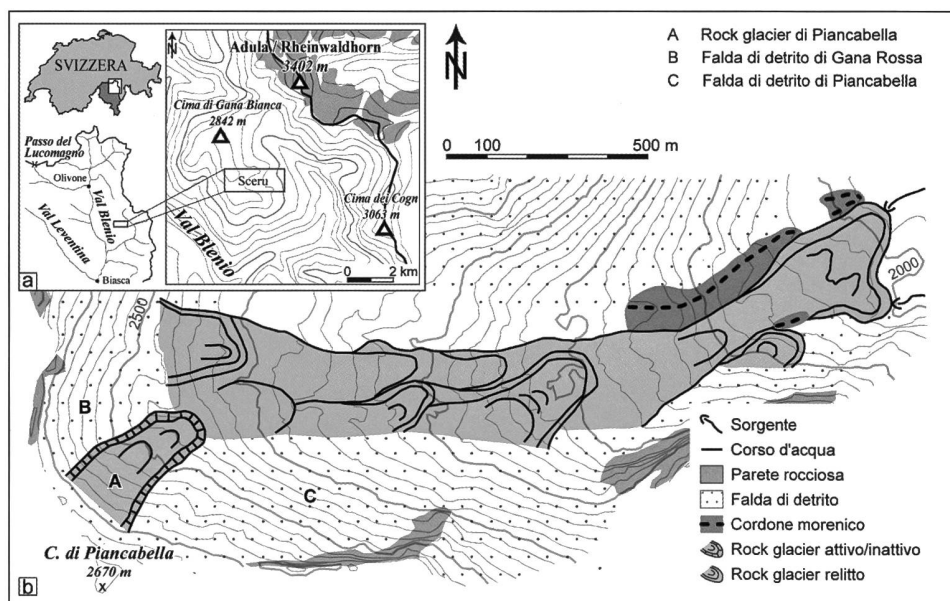


Fig. 1 – (a) Localizzazione della Valle di Sceru. (b) Carta geomorfologica semplificata della Valle di Sceru. Per maggiori informazioni, vedere SCAPOZZA (2008).

Il procedimento per la presa delle misure è molto semplice: è sufficiente immergere completamente il termometro nell'acqua al fine di misurarne la temperatura. Il miglior momento per compiere delle misure di temperatura delle sorgenti è verso fine estate – inizio autunno, quando il manto nevoso è di regola completamente assente. La neve in fusione, in effetti, può falsare le misure e quindi l'interpretazione dei risultati. L'interpretazione convenzionale delle misure di temperatura delle sorgenti è presentata nella tabella 1.

Tab. 1 – Interpretazione della temperatura delle sorgenti. Da Haerberli (1975).

Temperatura della sorgente	Presenza di permafrost
0 – 1°C	permafrost probabile
1 – 2°C	permafrost possibile
> 2°C	permafrost improbabile

In alcuni casi, in complemento alla temperatura, è stata misurata anche la conduttività elettrica specifica dell'acqua. Questo dato è molto utile perché permette di avere delle informazioni concernenti l'origine dell'acqua (cf. EVIN & ASSIER 1983, EVIN 1984, TENTHOREY 1993, 1994, KRAINER & MOSTLER 2002, SEPPI *et al.* 2005).

Per la misura della temperatura è stato impiegato un termometro digitale *GTI 175/Pt 1000*, mentre per la conduttività elettrica è stato utilizzato un conduttivimetro digitale *WTW Cond 315i*.

### Temperatura della superficie del suolo (GST)

La registrazione continua di GST con dei piccoli sensori autonomi (mini-loggers) che registrano la temperatura a intervalli regolari, permette di ottenere delle informazioni sullo stato termico del suolo durante tutto l'anno, al fine di conoscere l'evoluzione invernale della temperatura del suolo e l'influenza della stagione estiva (DELALOYE 2004).

A partire dalla registrazione della temperatura, è possibi-

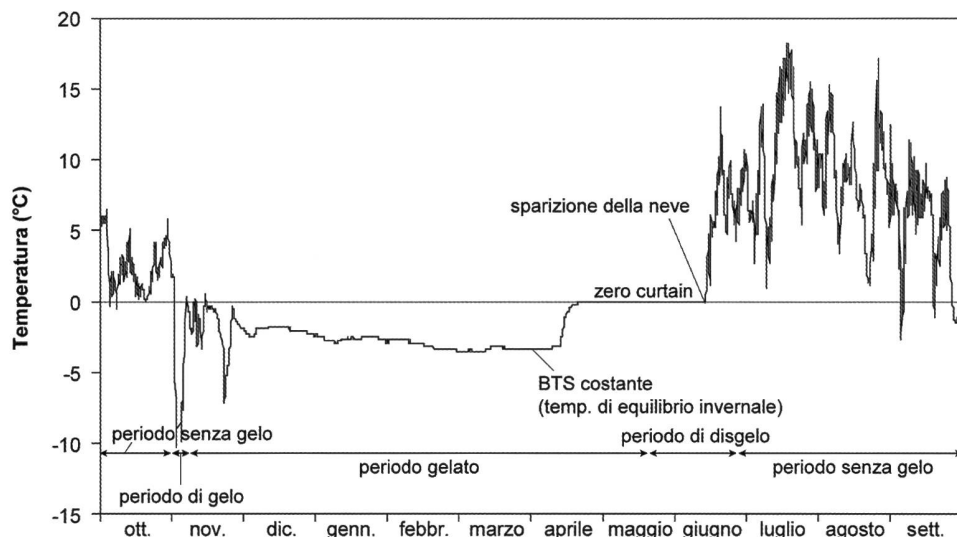


Fig. 2 – Curva di temperatura tipica registrata da un mini-logger su di un terreno sedimentario sciolto contenente permafrost. Esempio del logger L08b, situato nella parte distale della falda di detrito di Piancabella. BTS: Temperatura alla base del manto nevoso (*Bottom temperature of the Snow cover*).

Tab. 2 – Caratteristiche principali di ogni fase di comportamento di GST su di un terreno sedimentario sciolto contenente permafrost. Queste fasi sono valide solamente per dei mini-loggers situati al disopra del limite superiore della foresta (verso 2000–2200 m slm), dove la probabilità di avere un'umidificazione del manto nevoso dovuto alla pioggia nel periodo compreso tra fine novembre e inizio marzo è molto bassa. Modificato da Delaloye (2004).

(1) I: Gennaio, XII: Dicembre. (2) Da Hoelzle *et al.* (2003).

+: flusso di calore dalla superficie verso il permafrost.

-: flusso di calore dal permafrost verso la superficie.

Fase	1	2	3	4a	4b	5
Periodo (1)	V-VII fino a IX-X	(fine XVIII) – IX-X	(da IX) – XI-XII – (I)	(da IX) – I-II – (III)	(II) – III – metà-IV – (metà-V)	da IV-V
Copertura nevosa	in generale assente	discontinua nello spazio e nel tempo	poco spessa/cattive capacità isolanti, discontinua	spessa, buone capacità isolanti, continua		stato di fusione
Flusso di Calore	+	-	-	(-)		(+)
Periodo di gelo-disgelo (2)	periodo senza gelo	periodo di gelo	periodo gelato			periodo di disgelo



Sorgente	X	Y	Alt. (m)	T° (°C)	C. (mS/cm)	Data
RG relitto di Sceru I, lobo Nord	721°950	146°200	1975	3.7	27.8	(media)
RG relitto di Sceru I, lobo Sud	721°970	145°950	2005	2.1	35.5	(media)
RG relitto di Lavill I	718°950	145°500	2040	2.9	-	15.09.2005
RG attivo/inattivo di Gana	719°700	148°200	2530	1.3	16.7	22.08.2006
RG attivo/inattivo di Gana	719°700	148°200	2530	0.9	-	16.09.2005
RG attivo/inattivo di Gana	719°700	148°200	2530	0.5	16.7	22.08.2006
RG attivo/inattivo di Piancabella	720°050	145°630	2480	0.4	-	16.09.2005
RG attivo/inattivo di Piancabella	720°130	145°670	2470	0.3	13.2	31.07.2006
RG attivo/inattivo di Piancabella	720°130	145°670	2470	0.1	-	16.07.2007
RG inattivo di Pièi	718°850	147°140	2360	2.9	-	15.09.2005
RG inattivo di Pièi	718°600	147°100	2330	1.9	-	15.09.2005
RG inattivo di Pièi	718°560	147°150	2360	0.8	-	15.09.2005
Falda di detrito	720°350	145°920	2395	2.1	12.2	31.07.2006
Falda di detrito	720°350	145°970	2410	1.9	16.2	31.07.2006
Falda di detrito	720°650	146°700	2280	1.6	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°700	146°760	2260	1.9	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°750	146°840	2230	2.3	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°800	146°870	2210	2.5	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°850	146°910	2190	3.1	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°400	146°020	2400	2.3	20.7	31.07.2006
Falda di detrito	720°460	146°010	2380	1.7	13.6	31.07.2006
Falda di detrito	720°510	146°190	2450	1.4	24.4	08.08.2006
Falda di detrito	720°795	146°860	2215	2.8	25.2	21.08.2006
Falda di detrito	720°795	146°860	2215	2.5	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°660	146°740	2275	2.2	28.2	21.08.2006
Falda di detrito	720°660	146°740	2275	1.6	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°340	147°140	2320	1.7	20.5	21.08.2006
Falda di detrito	720°360	147°520	2325	3.2	9.8	21.08.2006
Falda di detrito	720°330	147°730	2330	2.8	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°330	147°350	2340	2.8	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°500	147°150	2290	2.9	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°500	147°020	2285	3.7	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°840	146°900	2190	3.1	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°400	146°020	2400	3.0	-	16.09.2005
Falda di detrito	720°350	145°900	2400	2.3	-	16.09.2005
Affioramento roccioso	720°370	145°930	2395	4.0	19.5	31.07.2006
Affioramento roccioso	720°490	146°670	2335	4.6	16.4	21.08.2006
Affioramento roccioso	720°350	147°430	2320	4.7	14.5	22.08.2006

Tab. 3 – Caratteristiche delle sorgenti campionate. Per le sorgenti situate al fronte del rock glacier di Sceru I, un monitoraggio delle temperature è stato compiuto durante il periodo 2005–2007.

le calcolare diversi parametri, come la temperatura media annua della superficie del suolo (MAGST – *Mean Annual Ground Surface Temperature*), la temperatura di equilibrio invernale (WEqT – *Winter Equilibrium Temperature*; si tratta della temperatura del suolo nella seconda parte dell’inverno, quando non ci sono più variazioni significative della temperatura), la somma dei gradi-giorno negativi (FrezInd – *Freezing Index* o indice di gelo) oppure la durata della fase di *zero curtain* (periodo durante il quale la temperatura è esattamente di 0°C). Questa varietà di impiego è alla base dell’intensa utilizzazione di questo metodo, non solamente nei terreni sedimentari sciolti (e.g. HOELZLE *et al.* 1999, 2003, ISHIKAWA 2003), ma ugualmente nelle pareti rocciose (e.g. GRUBER *et al.* 2003, 2004). In questo studio, sono stati utilizzati dei mini-loggers del tipo UTL-1 (*Universal Temperature Logger*, Geotest AG,

<http://www.utl.ch/>; cf. KRUMMENACHER 1997, HOELZLE *et al.* 1999), con una precisione di misura di  $\pm 0.25^\circ\text{C}$ . Programmati con un intervallo di misura di due ore, sono stati piazzati a una profondità variante da 10 a 50 cm secondo le caratteristiche del terreno.

Le due caratteristiche principali di GST sono la sua variabilità inter-annuale e la sua variabilità spaziale (DELALOYE 2004, HOELZLE *et al.* 2003). La variabilità inter-annuale è data dalle perturbazioni del flusso energetico tra l’atmosfera e il permafrost dovute alla copertura nevosa (spessore, densità, durata), alle caratteristiche della superficie del terreno (albedo, rugosità, permeabilità) e alle caratteristiche dello strato attivo (litologia, granulometria, porosità) (HOELZLE *et al.* 2001, STOCKER-MITTAZ *et al.* 2002), che può condurre a una differenza di MAGST di più di 2°C da un anno all’altro.

Tab. 4 – Coefficienti di correlazione calcolati.

	T° vs altitudine		Cond. vs altitudine		T° vs cond.	
	R	R <sup>2</sup>	R	R <sup>2</sup>	R	R <sup>2</sup>
Tutti i campioni	-0.46	0.21	-0.70	0.48	0.04	0.00
RG attivi/inattivi e falde di detrito	-0.65	0.43	-0.36	0.13	-0.04	0.00
Variazione (%)		21.58		-35.55		0.00
Rock glaciers (n = 12)	-0.80	0.64	-0.93	0.87	0.65	0.43
Falde di detrito (n = 23)	-0.35	0.12	-0.37	0.14	-0.21	0.05

La variabilità spaziale, invece, è particolarmente pronunciata nel caso di un regime termico avvertivo, con differenze di GST che possono superare i 10°C nello spazio di qualche decina di metri.

L'analisi delle curve di temperatura registrate dai mini-loggers ha permesso a HOELZLE *et al.* (2003), ISHIKAWA (2003), DELALOYE (2004) e LAMBIEL (2006) di trovare un comportamento tipico, caratterizzato da una successione di 5 fasi per ogni momento dell'anno: 1-condizioni estive, 2-gelo autunnale, 3-gelo invernale precoce intenso, 4-equilibrio termico invernale (divisa nella fase 4a-periodo di messa in equilibrio termico del suolo e 4b-fase di equilibrio invernale, con il suolo che si stabilizza a WEqT per diverse settimane) e 5-fusione della neve (fig. 2 e tab. 2).

Bisogna considerare che questo modello a cinque fasi può variare considerevolmente nel tempo (da un anno all'altro) e nello spazio. In funzione delle condizioni di innevamento, certe fasi possono essere più o meno lun-

ghe, fino a sparire del tutto nei casi più estremi. Questa variabilità rende molto difficile l'interpretazione delle curve di temperatura per determinare la presenza di permafrost. Assai sovente, è quindi necessario avere più anni di misure disponibili. Secondo LAMBIEL (2006), tuttavia, nel caso di un monitoraggio su più anni, delle temperature di 0°C durante tutto l'inverno testimonierebbero dell'assenza di permafrost, mentre dei periodi prolungati con delle temperature inferiori a -2/-3°C indicherebbero che la presenza di permafrost è probabile.

## RISULTATI

### Temperatura delle sorgenti

Durante le estati dal 2005 al 2007, la temperatura di 38 sorgenti e la conduttività di 17 di loro è stata misurata in tutto il massiccio della Cima di Gana Bianca, di cui fa parte la Valle di Sceru. All'eccezione dei rock glaciers relitti (situati tra 1975 e 2040 m slm), tutte le forme stu-

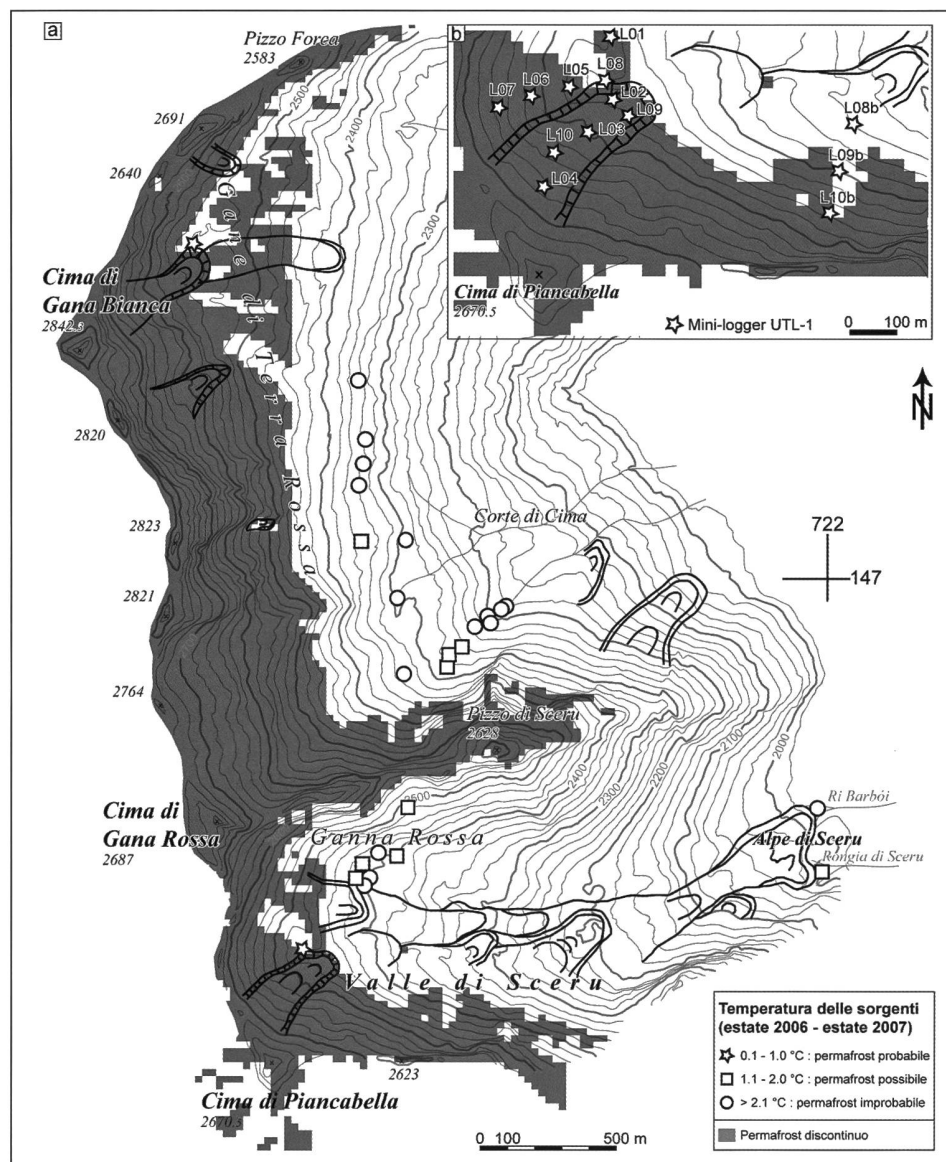


Fig. 3 - (a) Simulazione della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo (secondo il modello presentato in SCAPOZZA 2008 e SCAPOZZA *et al.* 2008a) e classificazione delle sorgenti secondo la probabilità di occorrenza del permafrost. Per la localizzazione delle sorgenti situate sul versante occidentale della Cima di Gana Bianca, vedi SCAPOZZA & REYNARD (2007). (b) Localizzazione dei mini-loggers UTL-1 sui tre siti studiati nella Valle di Sceru.

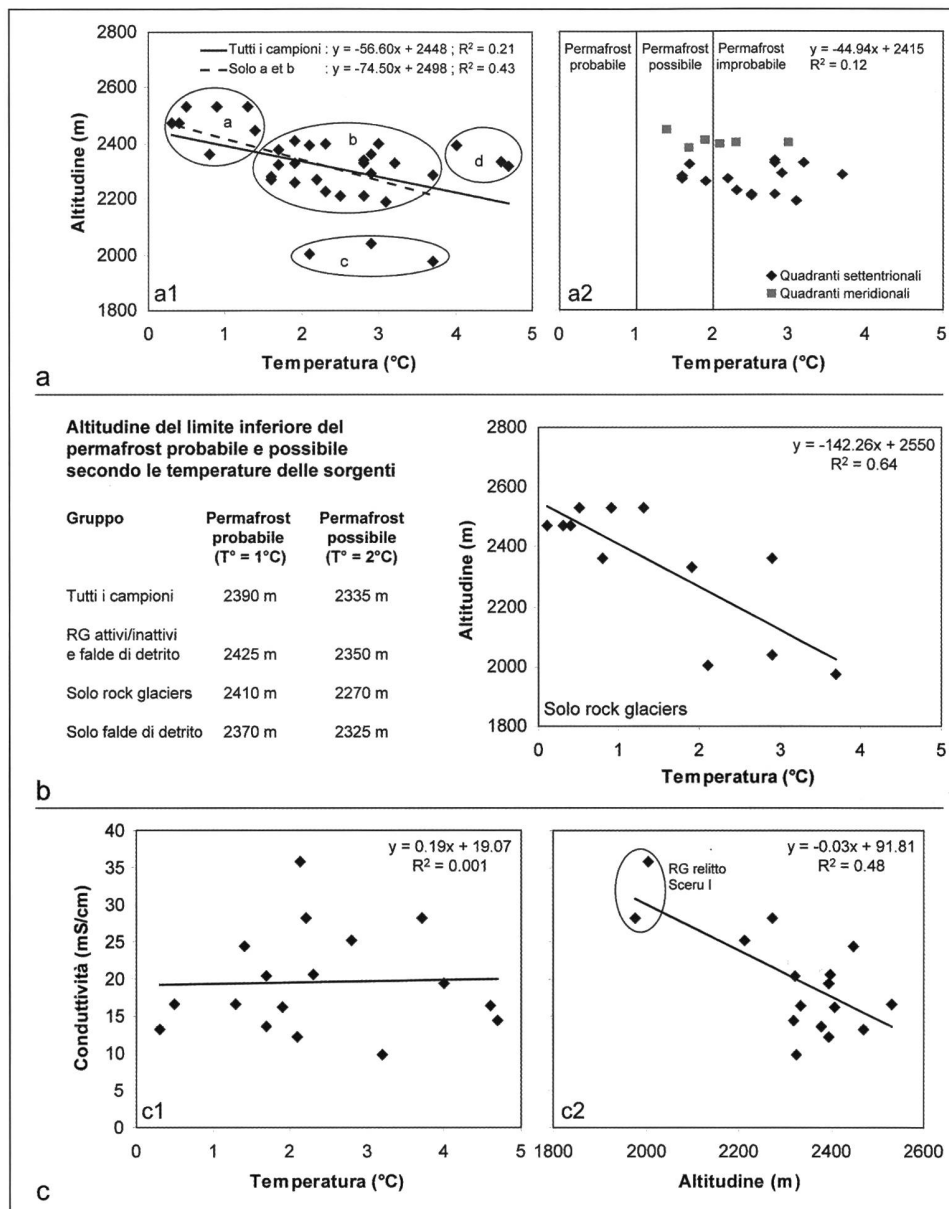


Fig. 4 – (a) Relazione tra l'altitudine e la temperatura delle sorgenti (a1) e tra l'altitudine e la temperatura delle sorgenti situate ai piedi di una falda di detrito in funzione dell'esposizione del versante (a2). a: rock glaciers attivi/inattivi, b: falde di detrito, c: rock glaciers relitti, d: affioramenti rocciosi. (b) Stima dell'altitudine del limite inferiore del permafrost probabile e possibile in base alle temperature delle sorgenti e relazione tra l'altitudine e la temperatura dell'acqua per i rock glaciers. (c) Relazione tra la conducibilità e la temperatura delle sorgenti (c1) e tra la conducibilità e l'altitudine delle sorgenti (c2).

diate si situano tra 2190 e 2530 m di altitudine. 12 sorgenti sono state campionate alla base del fronte di rock glaciers di diverso grado di attività, 23 ai piedi di falde di detrito e 3 su degli affioramenti rocciosi (tab. 3). Classificando le temperature delle sorgenti secondo l'interpretazione convenzionale proposta da HAEBERLI (1975), 6 sorgenti indicano che la presenza di permafrost è probabile, 9 sorgenti che la presenza di permafrost è possibile, mentre 23 sorgenti mostrano che la presenza di permafrost è improbabile (fig. 3a). È interessante menzionare che le sorgenti indicanti la presenza probabile di permafrost sono tutte situate al fronte di rock glaciers attivi/inattivi (e questo anche per le sorgenti non rappresentate sulla figura 3a), mentre le sorgenti indicanti la presenza possibile di permafrost sono situate al piede di falde di detrito. Al fine di individuare quali parametri determinano questa differenziazione tra rock glaciers attivi/inattivi e falde di detrito, sono state calcolate un certo

numero di correlazioni tra la temperatura, l'altitudine e la conducibilità elettrica delle sorgenti studiate. Le correlazioni sono presentate nella tabella 4, mentre le analisi grafiche e i coefficienti di regressione sono presentati nella figura 4.

#### Temperatura della superficie del suolo (GST)

Le temperature della superficie del suolo presentate in questo articolo coprono il periodo tra il 1 ottobre 2006 e il 30 settembre 2007. Per il confronto con le temperature dell'aria, sono state considerate le temperature medie giornaliere a 2 m dal suolo della stazione del Matro della rete di misura dell'Ufficio federale di climatologia e meteorologia – MeteoSvizzera (714°260/140°940; 2171 m slm). I dati concernenti l'innevamento sono stati forniti da Edo Beretta e Barbara Scapozza e sono relativi alla zona della Bassa di Nara, sul versante destro della Valle di Blenio.



Fig. 5 – Veduta del rock glacier di Piancabella e posizione dei mini-loggers UTL-1.

**Rock glacier di Piancabella (fig. 5)**

Questo rock glacier di versante presenta un fronte con dei grossi blocchi in una matrice di sabbie fini. La parte dorsale è composta da blocchi di granulometria compresa tra alcuni decimetri e un metro e presenta delle rughe trasversali ben marcate. Alla base del fronte, si hanno dei blocchi di più grande taglia. In base alle misure geofisiche effettuate da SCAPOZZA (2008) e SCAPOZZA *et al.* (2008c), questo rock glacier contiene del ghiaccio. Lo spessore dello stato attivo è stato stimato a 4 m in base a un sondaggio geoelettrico, mentre la base dello strato gelato si situerebbe a 21 m di profondità.

Al fine di conoscere il regime termico di superficie del

rock glacier, questo sito è stato equipaggiato con 5 mini-loggers. L02 e L03 sono stati piazzati a monte del fronte, L03 nella zona di transizione della parte dorsale del rock glacier con il versante di detriti soprastante e L04 e L10 nella parte superiore del versante.

**Falda di detrito di Gana Rossa (fig. 6)**

Questa falda di detrito si sviluppa tra 2600 e 2460 m di altitudine ai piedi della parete rocciosa che chiude la valle di Sceru nella sua parte occidentale. La granulometria è da media a grossolana e la distribuzione granulometrica è ben marcata. Gli elementi clastici sono costituiti da ghiaie e da piccoli ciottoli nella parte superiore, da ciot-

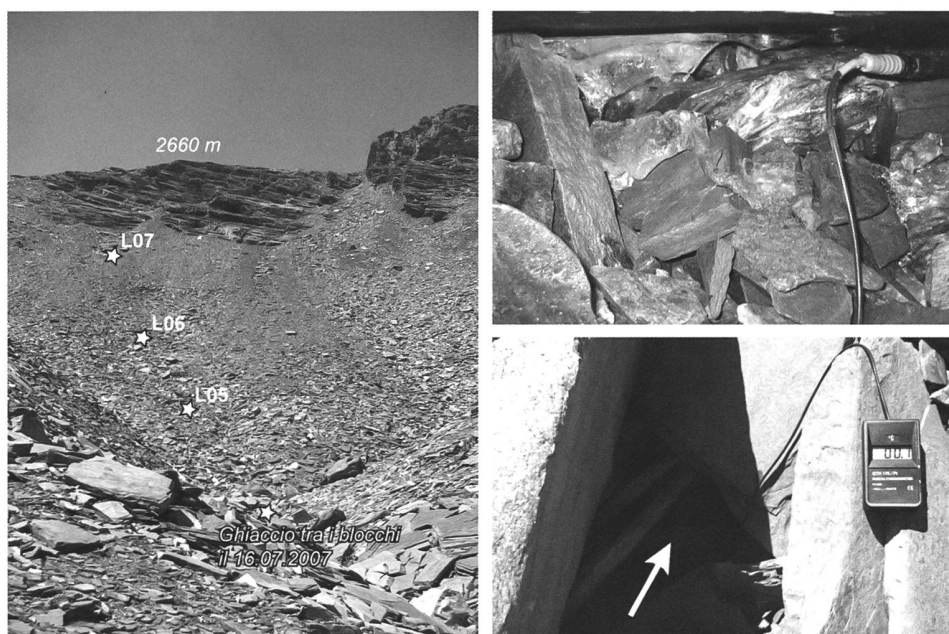


Fig. 6 – In senso orario: la falda di detrito di Gana Rossa con la posizione dei mini-loggers UTL-1; ghiaccio di congelamento fotografato il 16 luglio 2007 tra i blocchi della parte distale della falda di detrito. La temperatura dell'acqua che scorre tra i blocchi è di 0.1°C.



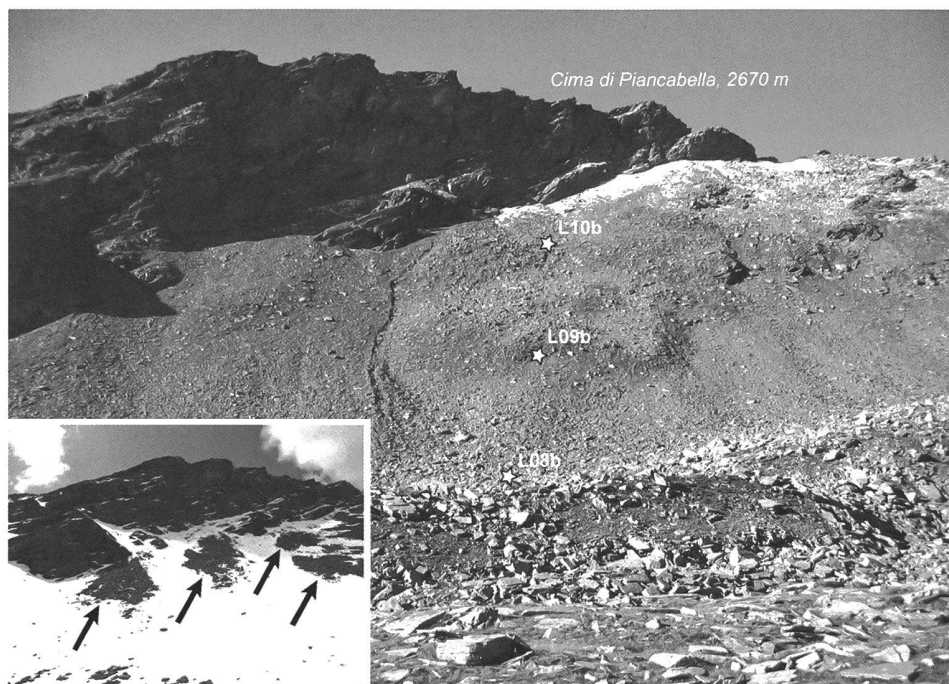


Fig. 7 – Vista frontale della falda di detrito di Piancabella. Notare i grandi lobi di soliflusso che caratterizzano la zona centrale dell'accumulazione sedimentaria. Nel riquadro, finestre di fusione precoce del manto nevoso osservate il 20 aprile 2007 nella parte superiore della falda di detrito.

li e blocchi nella parte centrale, e da blocchi di taglia compresa tra alcuni decimetri e un metro nella parte inferiore. La prospezione geofisica di questa falda di detrito ha evidenziato una ripartizione eterogenea del permafrost (SCAPOZZA 2008, SCAPOZZA *et al.* 2008c), che caratterizza solamente la metà inferiore del versante.

Il 16 luglio 2007, del ghiaccio di congelamento era presente tra i blocchi della parte distale della falda detritica (fig. 6), a lato del rock glacier di Piancabella; questo indica che il suolo ha un potenziale di raffreddamento molto importante durante l'inverno e può conservare delle condizioni fredde durante l'intera estate.

Questo sito è stato equipaggiato con 4 mini-loggers piazzati su di un profilo valle-monte. L08 è stato posto nella parte terminale del versante, L05 nella parte mediana inferiore, L06 nella parte mediana-superiore e L07 nella parte superiore della falda di detrito.

#### **Falda di detrito di Piancabella (fig. 7)**

Questa falda di detrito si estende su di un dislivello di circa 250 m, tra 2350 e 2600 m slm ed è orientata a Nord-Nord-Est. La sua larghezza massima è di circa 300 m. La parte superiore della falda detritica, di aspetto convesso, è marcata da importanti lobi di soliflusso che perturbano la distribuzione granulometrica dei sedimenti. Gli elementi sono dei blocchi su di una matrice di ghiaie e ciottoli nella parte superiore, dei ciottoli e delle ghiaie nella parte centrale (alla base dei lobi di soliflusso) e dei grandi blocchi superiori al metro di diametro nella parte inferiore della falda di detrito. La porosità del settore distale è molto importante.

Delle osservazioni interessanti concernenti il regime termico della falda detritica sono state effettuate durante la primavera 2007. Delle finestre di fusione precoce del manto nevoso erano presenti il 29 aprile 2007 nella parte

superiore del versante (fig. 7). Questo indica che, durante l'inverno, l'accumulazione sedimentaria è caratterizzata da una circolazione d'aria ascendente (effetto camino o *chimney effect*, cf. DELALOYE & LAMBIEL 2005).

Al fine di conoscere nei dettagli il regime termico di superficie e di confermare le osservazioni effettuate, la falda detritica è stata equipaggiata con 3 mini-loggers. L08b è stato posto nella parte inferiore del versante, L09b nella parte mediana (alla base del fronte del lobo di soliflusso centrale) e L10b nella parte superiore dell'accumulazione sedimentaria.

## **DISCUSSIONE**

### **Temperatura delle sorgenti**

Nell'insieme, i coefficienti di correlazione calcolati sono poco significativi. La variabile «altitudine» spiega al 21% le temperature misurate, mentre per la conduttività,  $R^2$  aumenta leggermente (48%). La relazione tra altitudine e temperatura delle sorgenti si rafforza se si considerano solo i rock glaciers attivi/inattivi e le falde detritiche, mentre per quel che concerne le conduttività la relazione si indebolisce. La correlazione tra temperatura e conduttività è quasi nulla, ciò significa che questi due fattori sono indipendenti.

La figura 4a1 permette di differenziare i gruppi di forme studiate, con i rock glaciers attivi/inattivi e le sorgenti sugli affioramenti rocciosi che presentano le temperature dell'acqua più basse, rispettivamente più alte. Per quel che concerne i rock glaciers relitti, si può vedere come questi contribuiscano ad esportare delle condizioni fredde a più bassa altitudine rispetto a delle altre forme geomorfologiche con la stessa temperatura delle sorgenti. Delle circolazioni d'aria interne alla formazione sedimenta-

taria potrebbero mantenere la temperatura del rock glacier relitto più fredda rispetto alle zone circostanti, com'è già stato osservato da DELALOYE (2004) e DELALOYE & LAMBIEL (2005) per quel che concerne dei rock glacier inattivi/relitti situati poco sotto il limite inferiore del permafrost e da LAMBIEL (2006) e da MORARD *et al.* (2008) su dei rock glacier situati nelle Prealpi romande.

Globalmente, possiamo quindi ritenere che a un abbassamento dell'altitudine corrisponde un aumento della temperatura. Questa relazione si rinforza se teniamo conto solo dei rock glaciers ( $R^2 = 0.64$ ), mentre si indebolisce se teniamo conto solo delle falde detritiche ( $R^2 = 0.12$ ). La buona correlazione tra la temperatura e l'altitudine per i rock glaciers ( $R = -0.80$ ), conferma che il regime

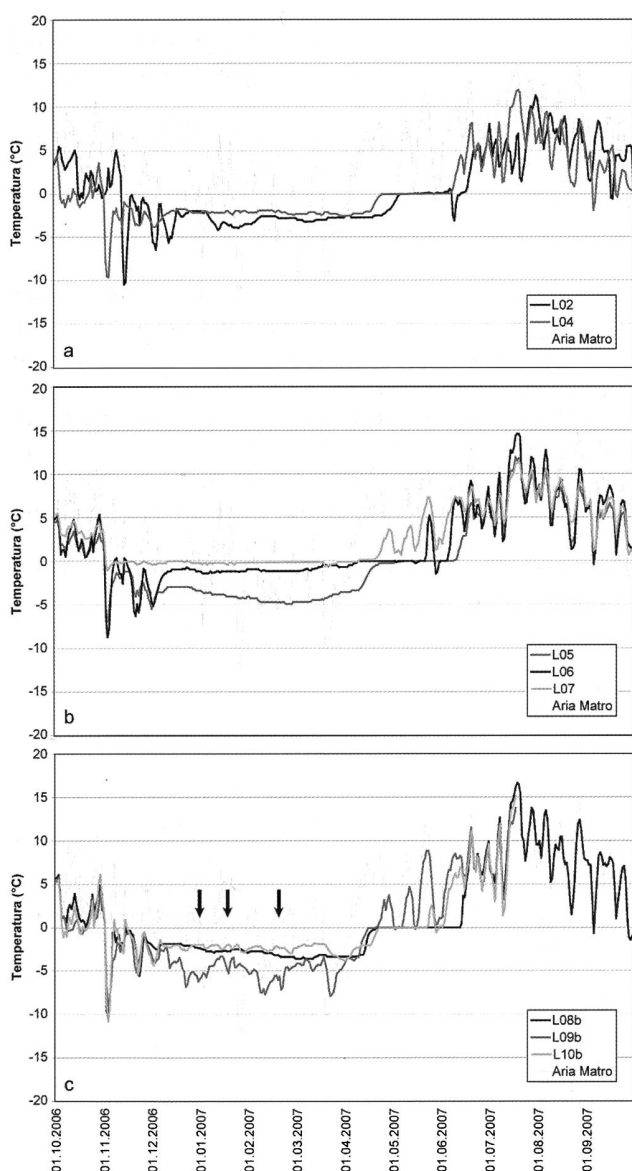


Fig. 8 – Curve di temperatura registrate sul rock glacier di Piancabella (a), sulla falda di detrito di Gana Rossa (b) e sulla falda di detrito di Piancabella (c). Le frecce indicano un comportamento termico in opposizione tra i mini-loggers L09b e L10b.

termico di queste forme dovrebbe essere in gran parte conduttivo/convettivo (anche se delle eccezioni sono possibili, in particolare per i rock glacier relitti). A condizioni morfologiche simili (in particolare per quel che concerne la porosità e la granulometria), la temperatura del suolo dovrebbe essere determinata dalle condizioni topoclimatiche del sito; ciò spiegherebbe la buona correlazione tra temperatura ed altitudine. Per le falde detritiche, dato che a un regime termico conduttivo/convettivo potrebbe sommarsi un regime termico avvertivo (come evidenziato da LAMBIEL & PIERACCI 2008 e da PIERACCI *et al.* 2008 per delle falde detritiche situate in zona di permafrost), la dipendenza della ripartizione del permafrost dalle condizioni topoclimatiche dovrebbe essere meno marcata; questo spiegherebbe l'indipendenza parziale tra la temperatura e l'altitudine ( $R = -0.35$ ).

Per quel che concerne la conduttività elettrica dell'acqua, possiamo ritenere che quest'ultima è indipendente dalla temperatura e diminuisce con l'altitudine (fig. 4c1). È probabile che le acque meteoriche, di fusione della neve e di fusione del ghiaccio nello strato attivo si caricano in ioni durante il loro deflusso verso valle. Questa relazione è particolarmente marcata per i rock glaciers ( $R = -0.93$ ) che, come evidenziato per esempio da HAEBERLI (1985), TENTHOREY (1992), HAEBERLI & VONDER MÜHLL (1996) e SCAPOZZA *et al.* (2008c), possono costituire delle falde acquifere importanti.

Nonostante i coefficienti di correlazione poco significativi, l'altitudine del limite inferiore del permafrost probabile e possibile è stata calcolata grazie a una regressione lineare tra la temperatura delle sorgenti e l'altitudine. I valori ottenuti variano tra 2370 e 2425 m slm per il permafrost probabile, e tra 2270 e 2350 m slm per il permafrost possibile. Tenendo in considerazione la configurazione morfologica del settore studiato, questi valori devono essere considerati significativi solamente per i quadranti settentrionali.

Dall'analisi statistica di temperature e conduttività elettriche delle sorgenti è quindi possibile ritenere i punti seguenti:

- (1) tutte le forme indicanti morfologicamente la presenza probabile di permafrost (rock glaciers attivi/inattivi) presentano delle temperature inferiori a 1°C, mentre le forme nelle quali la presenza di permafrost è possibile (falde di detrito in altitudine e rock glaciers inattivi/relitti) presentano delle temperature comprese tra 1.0 e 2.5°C;
- (2) le acque delle sorgenti situate al fronte di rock glaciers o al piede di falde di detrito hanno delle proprietà fisico-chimiche che permettono di differenziarle tra di loro e rispetto al resto delle acque della zona periglaciale alpina;
- (3) un'elevazione in altitudine causa una diminuzione della temperatura e della conduttività delle sorgenti, ciò che indica che le acque si riscaldano e si mineralizzano man mano che scendono a valle;
- (4) in base alle relazioni tra l'altitudine e la temperatura è stato calcolato il limite inferiore del permafrost rap-



presentativo per i quadranti settentrionali: esso si situa verso 2400 m slm per il permafrost probabile e verso 2320 m slm per il permafrost possibile.

Globalmente, i risultati e le conclusioni presentati confermano gli studi di EVIN (1984) e TENTHOREY (1993) sulle caratteristiche fisico-chimiche delle acque in zona periglaciale alpina, svolti in un contesto morfologico simile a quello di questa ricerca.

### Temperatura della superficie del suolo

#### *Rock glacier di Piancabella (fig. 8a)*

Le temperature invernali stabili attorno a  $-3.0^{\circ}\text{C}$  registrate dai mini-loggers L02 e L04 sono assai tipiche di un terreno gelato in permanenza. La temperatura del suolo conferma quindi che la presenza di permafrost è probabile. È interessante costatare che, durante la fine dell'autunno e l'inizio dell'inverno (sempre durante dei periodi senza coltre nevosa), le temperature della superficie del suolo si comportano in modo opposto alle temperature dell'aria. Questo fenomeno è particolarmente marcato il 4 novembre 2006, quando la temperatura dell'aria è di  $5^{\circ}\text{C}$ , mentre la temperatura registrata da L02 è di  $-10.5^{\circ}\text{C}$ ! Questo fenomeno si manifesta solamente durante i periodi senza innevamento: è quindi possibile che si abbia una combinazione di evaporazione/sublimazione dell'acqua/ ghiaccio e di convezione per effetto di Balch nello strato attivo (cf. HARRIS & PEDERSEN 1998). L'evaporazione/ sublimazione permetterebbe di raffreddare l'aria all'interno dello strato attivo, mentre l'effetto di Balch permetterebbe di mantenere delle condizioni fredde per stagnazione dell'aria fredda (più densa) tra i blocchi. E quindi assai probabile che i flussi di calore tra lo strato attivo a grossi blocchi del rock glacier e l'atmosfera siano assai complessi e che combinino conduzione, convezione e liberazione/consumazione di calore latente (cf. GRUBER 2005).

#### *Falda di detrito di Gana Rossa (fig. 8b)*

Le curve di temperatura indicano che la presenza di permafrost è probabile a L05, improbabile a L06 e molto improbabile a L07, il che confermerebbe il modello di ripartizione del permafrost proposto in base alle misure geofisiche (cf. SCAPOZZA 2008, SCAPOZZA *et al.* 2008c). Si può notare che il potenziale di raffreddamento di L05 e L06 a inizio inverno è molto importante, con le temperature che si abbassano di  $13^{\circ}\text{C}$  tra il 29 ottobre e il 3 novembre 2006. Al contrario, nello stesso periodo, L07 ha una temperatura di  $-0.8^{\circ}\text{C}$  (che è anche la temperatura più bassa registrata da questo mini-logger durante l'inverno 2006/2007). Dopo delle fluttuazioni di temperatura importanti fino a metà dicembre, la temperatura del suolo a L06 resta assai costante attorno a  $-1^{\circ}\text{C}$  fino a marzo, mentre a L05 il suolo si raffredda progressivamente fino a fine febbraio ( $-5^{\circ}\text{C}$ ) per riscaldarsi in seguito verso metà aprile. Nonostante la grande disparità nelle temperature dei tre mini-loggers, ben marcata nei parametri della tabella 5, non si ha mai un comportamento termico in opposizione tra i mini-loggers e l'aria esterna:

questo non permette di provare che un sistema di ventilazione funzioni in seno alla falda detritica.

Tab. 5 – Temperatura di equilibrio invernale (WEqT), temperatura media del mese di marzo e indice di gelo (FrezInd) per i tre mini-loggers della falda di detrito di Gana Rossa.

Mini-logger	WEqT	T° media marzo	FrezInd
L05	$-3.3^{\circ}\text{C}$	$-4.3^{\circ}\text{C}$	-632
L06	$-0.9^{\circ}\text{C}$	$-0.8^{\circ}\text{C}$	-236
L07	$-0.2^{\circ}\text{C}$	$-0.2^{\circ}\text{C}$	-18

#### *Falda di detrito di Piancabella (fig. 8c)*

Il comportamento termico della superficie del suolo a L09b è parzialmente opposto a quello di L10b. Più volte vi è un riscaldamento sensibile di L10b, mentre L09b si raffredda. L'opposizione tra i due mini-loggers è evidente durante gennaio. In concomitanza con i picchi freddi della temperatura dell'aria del 2 e del 26 gennaio 2007, L09b mostra un leggero riscaldamento, mentre un raffreddamento si manifesta a L10b. Questo comportamento è contrario a quel che ci si dovrebbe aspettare in presenza di una falda detritica ventilata. Le spiegazioni vanno quindi trovate, da una parte per la perdita di calore dello strato attivo a causa della penetrazione di aria fredda (che permette un mescolamento dell'aria quando il manto nevoso è ancora poco sviluppato) e d'altra parte per un apporto importante di neve che permette di isolare il sottosuolo (il quale si riscalderebbe per evolvere verso la temperatura di equilibrio invernale). A inizio gennaio 2007, in effetti, il raffreddamento delle temperature dell'aria è di  $8.2^{\circ}\text{C}$  (da  $0.9^{\circ}\text{C}$  il 31.12.2006 a  $-7.3^{\circ}\text{C}$  il 2.1.2007) con un manto nevoso che non supera i 60 cm, mentre il picco di freddo di fine gennaio 2007 è associato a precipitazioni nevose che fanno evolvere il manto nevoso dai 50 cm del 19 gennaio 2007 agli 85 cm del 26 gennaio 2007.

Fatta astrazione di questi episodi puntuali, le temperature registrate da L09b e L10b indicano che una ventilazione ascendente della falda di detrito potrebbe essere possibile, il che sarebbe confermato dalla presenza di finestre precoci di fusione del manto nevoso durante aprile 2007. Per quel che concerne L08b, le fluttuazioni di temperatura sono meno marcate rispetto agli altri due mini-loggers. La temperatura di equilibrio invernale stabile attorno a  $-3.5^{\circ}\text{C}$  indica che la presenza di permafrost a L08b è possibile; questo confermerebbe la presenza di ghiaccio individuata con i metodi geofisici (cf. SCAPOZZA 2008). Questa porzione di falda detritica sembra non partecipare alla ventilazione ascendente d'aria, il che potrebbe indicare che il tenore di ghiaccio è abbastanza importante da impedire all'aria di muoversi.

### CONCLUSIONI

Le prospezioni termiche effettuate permettono di confermare i risultati della prospezione geofisica del permafrost

nei rock glaciers e nelle falde di detrito della Valle di Sceru (SCAPOZZA 2008, SCAPOZZA *et al.* 2008c). Nel rock glacier di Piancabella la presenza di permafrost è probabile, nella falda di detrito di Gana Rossa la presenza di permafrost è probabile nella parte bassa e improbabile nella parte superiore del versante, mentre nella falda di detrito di Piancabella la presenza di permafrost è possibile nella parte inferiore e improbabile in quella superiore. Se non teniamo conto della ripartizione eterogenea del permafrost nelle falde di detrito studiate, il limite inferiore del permafrost determinato in base alle temperature delle sorgenti si accorda in maniera soddisfacente con le prospezioni termiche e geofisiche eseguite. Malgrado la sua semplicità, questo metodo è quindi interessante per degli studi preliminari della ripartizione del permafrost di una regione o di una particolare forma geomorfologica. Per quel che concerne il regime termico delle forme studiate, per i rock glaciers, la presenza/assenza di permafrost è dettata essenzialmente da un regime termico conduttivo che riflette le condizioni topoclimatiche del sito. Più complessi sembrano essere i flussi di calore all'interno dello strato attivo, dove a un regime termico conduttivo si somma un regime termico convettivo. I processi sono più articolati per quel che concerne le falde di detrito studiate. Da una parte, in conseguenza all'assenza di permafrost nella loro parte superiore, gli scambi termici avvertiti sembrano prevalere sugli scambi di calore conduttivi e/o convettivi, com'è già stato evidenziato da LAMBIEL (2006). D'altra parte, poiché la pendenza della parte inferiore di una falda detritica diminuisce gradatamente, la granulometria più grossolana e l'accumulazione importante di neve per il vento e le valanghe possono favorire il raffreddamento e il mantenimento di condizioni fredde nel sottosuolo. La ridistribuzione della neve per le valanghe, l'aumento di granulometria dei clasti verso valle e la ventilazione ascendente sembrano quindi essere, per il momento, i processi principali che determinano la ripartizione del permafrost in una falda di detrito (LAMBIEL & PIERACCI 2008, PIERACCI *et al.* 2008).

La prosecuzione delle prospezioni di tipo termico su dei rock glacier e delle falde di detrito potrebbe quindi permettere una migliore comprensione dei processi responsabili della ripartizione del permafrost e favorire una modellazione sempre più realistica della distribuzione spaziale di questi terreni gelati in permanenza a scala locale e regionale.

## RINGRAZIAMENTI

Il monitoraggio a lungo termine delle temperature della superficie del suolo non sarebbe possibile senza la messa a disposizione dei mini-loggers dell'Istituto di Geografia dell'Università di Losanna: si ringraziano quindi il Dr. Christophe Lambiel e il Prof. Emmanuel Reynard. Le prospezioni geofisiche di riferimento sono state eseguite con il materiale e la supervisione del Dr. Pierre Gex, dell'Istituto di Geofisica dell'Università di Losanna. Un caloroso ringraziamento va a tutti i colleghi e gli

amici che hanno aiutato durante la raccolta dei dati sul terreno: Edo Beretta, Claire-Anne Dvorak, Georgia Fontana, Stefano Mari, Barbara Scapozza, Eliano Scapozza e Valerio Scapozza.

Un ringraziamento particolare a Stefano Mari per la rilettura critica del manoscritto e a Edo Beretta e Barbara Scapozza per i dati riguardanti l'innevamento nella regione della Bassa di Nara.

## BIBLIOGRAFIA

- BENISTON M. & HAEERLI W. 2001. Sensivity of mountain regions to climate change. In: Lozan, J.L., Grassi H. & Hupfer P. (Eds.), *Climate of the 21<sup>st</sup> Century: changes and risks*. Hamburg, GEO Publications: 237–244.
- BERGER I., MERCOLLI I. & ENGI M. 2005. The Central Lepontine Alps: notes accompanying the tectonic and petrographic map sheet Sopra Ceneri (1:100'000). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 85: 109–146.
- DELALOYE R. 2004. Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. Fribourg, Département des Géosciences, *GeoFocus* 10: 1–240.
- 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.
- EVIN M. 1984. Caractéristiques physico-chimiques des eaux issues des glaciers rocheux des Alpes du Sud (France). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 20: 27–40.
- EVIN M. & ASSIER A. 1983. Glacier et glaciers rocheux dans le Haut-Vallon du Loup, (Haute-Ubaye, Alpes du Sud, France). *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 19: 27–41.
- GRUBER S. 2005. Mountain permafrost: transient spatial modelling, model verification and the use of remote sensing. PhD dissertation, Department of Geography, University of Zurich, Switzerland, 123 p.
- GRUBER S., PETER M., HOELZLE M., WODDHATCH I. & HAEERLI W. 2003. Surface temperatures in steep Alpine rock faces – a strategy for regional scale measurements and modelling. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003*: 325–330.
- GRUBER S., HOELZLE M. & HAEERLI W. 2004. Rock-wall temperatures in the Alps: modelling their topographic distribution and regional differences. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 69–77.
- HAEERLI W. 1975. Untersuchungen zur Verbreitung von Permafrost zwischen Flüelapass und Piz Grialetsch (Graubünden). *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 17: 1–221.
- HAEERLI W. 1985. Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers. *Mitteilungen der VAW – ETH Zürich* 77: 1–142.
- HAEERLI W. 1993. Research on permafrost and periglacial processes in mountain areas – status and perspectives. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Beijing, China, 5–9 July 1993*: 1014–1018.
- HAEERLI W. & BENISTON M. 1998. Climate change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio* 27: 258–265.

- HAEBERLI W. & VONDER MÜHLL D. 1996. On the characteristics and possible origin of ice in rock glacier permafrost. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Suppl.*-Bd. 104: 43–57.
- HAEBERLI W., HOELZLE M., KELLER F., SCHMID W., VONDER MÜHLL D. & WAGNER S. 1993. Monitoring the long-term evolution of mountain permafrost in the Swiss Alps. *Proceedings of the 6<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Beijing, China, 5–9 July 1993*: 214–219.
- HARRIS S.A. & PEDERSEN D.E. 1998. Thermal regimes beneath coarse blocky materials. *Permafrost and Periglacial Processes* 9: 107–120.
- HARRIS C., HAEBERLI W., VONDER MÜHLL D. & KING L. 2001. Permafrost monitoring in the high mountain of Europe: the PACE project in its global context. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 3–11.
- HARRIS C., VONDER MÜHLL D., ISAKSEN K., HAEBERLI W., SOLLID J.L., KING L., HOLMUND P., DRAMIS F., GUGLIELMIN F. & PALACIOS D. 2003. Warming permafrost in European mountains. *Global and Planetary Change* 39: 215–225.
- 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., MITTAZ C., ETZELMÜLLER B. & HAEBERLI W. 2001. Surface energy fluxes and distribution models of permafrost in European mountain areas: an overview of current developments. *Permafrost and Periglacial Processes* 12: 53–68.
- HOELZLE M., HAEBERLI W. & STOCKER-MITTAZ C. 2003. Miniature ground temperature data logger measurements 2000–2002 in the Murtèl–Corvatsch area, Eastern Swiss Alps. *Proceedings of the 8<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, 21–25 July 2003*: 419–424.
- ISHIKAWA M. 2003. Thermal regimes at the snow–ground interface and their implications for permafrost investigation. *Geomorphology* 52: 105–120.
- KRAINER K. & MOSTLER W. 2002. Hydrology of active rock glaciers: examples from the Austrian Alps. *Arctic, Antarctic, and Alpine research* 34: 142–149.
- KRUMMENACHER B. 1997. Minitemperatur–Datalogger UTL–1. *Arbeitsheft der VAW/ETH Zürich* 19: 10–13.
- MORARD S., DELALOYE R. & DORTHE J. 2008. Seasonal thermal regime of a mid–latitude ventilated debris accumulation. *Proceedings of the 9<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2009*: 1233–1238.
- LAMBIEL C. 2006. Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités. Lausanne, Institut de Géographie, *Travaux et recherches* 33: 1–260.
- 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.
- 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.
- SCAPOZZA C. 2008. Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales. Lausanne, Institut de Géographie, Thèse de Master, 286 p. (pubblicata il 25 febbraio 2008 su <http://doc.rero.ch/>).
- 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., LAMBIEL C. & REYNARD E. 2008a. Glaciers rocheux et distribution régionale du pergélisol discontinu dans les Alpes Tessinoises orientales (Suisse). In: Rothenbühler C. (Ed.), *Klimaveränderungen auf der Spur. Studien des Europäischen Tourismus Instituts an der Academia Engiadina, Samedan, Vol. 5*: 79–92.
- SCAPOZZA C., SCAPOZZA V. & FONTANA G. 2008b. Morfologia periglaciale delle Alpi Ticinesi orientali. *GEA, paesaggi, territori, geografia* 24: 14–22.
- SCAPOZZA C., GEX P., LAMBIEL C. & REYNARD E. 2008c: Contribution of self–potential (SP) measurements in the study of alpine periglacial hydrology: examples from the southern Swiss Alps. *Proceedings of the 9<sup>th</sup> International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, 29 June – 3 July 2009*: 1583–1588.
- SEPPI R., PILLA G., GARDINO M., CARTON A. & BARONI C. 2005. Thermal and physico–chemical characteristics of springs discharging from rock glaciers in the Ortles – Cevedale Region (Italian Alps). *2<sup>nd</sup> European Conference on Permafrost, Potsdam, 12–16 June 2005*: Poster Abstract.
- STOCKER-MITTAZ C., HOELZLE M. & HAEBERLI W. 2002. Modelling alpine permafrost distribution based on energy–balance data: first step. *Permafrost and Periglacial Processes* 13: 271–282.
- TENTHOREY G. 1992. Perennial névés and the hydrology of rock glaciers. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 247–252.
- TENTHOREY G. 1993. Paysage géomorphologique du Haut–Val de Réchy (Valais, Suisse) et hydrologie liée aux glaciers rocheux. Institut de Géographie de l'Université de Fribourg, Thèse de doctorat.
- TENTHOREY G. 1994. Hydrologie liée aux glaciers rocheux, Haut–Val de Réchy (Nax, VS). *Bulletin de la Murithienne* 112: 97–116.
- VONDER MÜHLL D., NÖTZLI J., MAKOWSKI K. & DELALOYE R. 2004. Permafrost in Switzerland 2000/2001 and 2001/2002. *Glaciological Report (Permafrost)* 2/3: 1–86.
- VONDER MÜHLL D., NÖTZLI J., ROER I., MAKOWSKI K. & DELALOYE R. 2007. Permafrost in Switzerland 2002/2003 and 2003/2004. *Glaciological Report (Permafrost)* 4/5: 1–106.