

## Morfologia periglaciale delle Alpi Ticinesi orientali

*di Cristian Scapozza<sup>1</sup>, Valerio Scapozza<sup>2</sup> & Georgia Fontana<sup>1</sup>*

La problematica della degradazione del permafrost dovuta ai cambiamenti climatici ha provocato negli ultimi decenni un importante aumento delle ricerche scientifiche in questo campo. Ci si interessa in particolare ai fattori di ripartizione del permafrost ed ai modelli che possono simularli. Questi studi potrebbero dare delle indicazioni su un possibile aumento dei rischi naturali in alta montagna.

Il Ticino è sempre stato una regione marginale per quel che concerne gli studi sugli ambienti periglaciali. Pochi lavori recenti si sono interessati alla distribuzione del permafrost nelle Alpi Ticinesi, tra questi possiamo citare quelli di Scapozza & Reynard (2007), Steens (2003) e Valenti (2006). Questo contributo si basa sullo studio degli ambienti periglaciali delle Alpi Ticinesi orientali (versante sinistro della Val Leventina e Valle di Blenio con le sue valli laterali), in modo da mostrare, da una parte, quali sono le principali forme geomorfologiche degli ambienti periglaciali alpini e, dall'altra, quali potrebbero essere le conseguenze dei cambiamenti climatici sulla morfologia del paesaggio. Queste conoscenze, unitamente alle future ricerche nel settore [vedi, per esempio, Fontana (2008), Scapozza (2008)], saranno indispensabili per una gestione sostenibile del territorio alpino nei prossimi anni. L'impatto dei

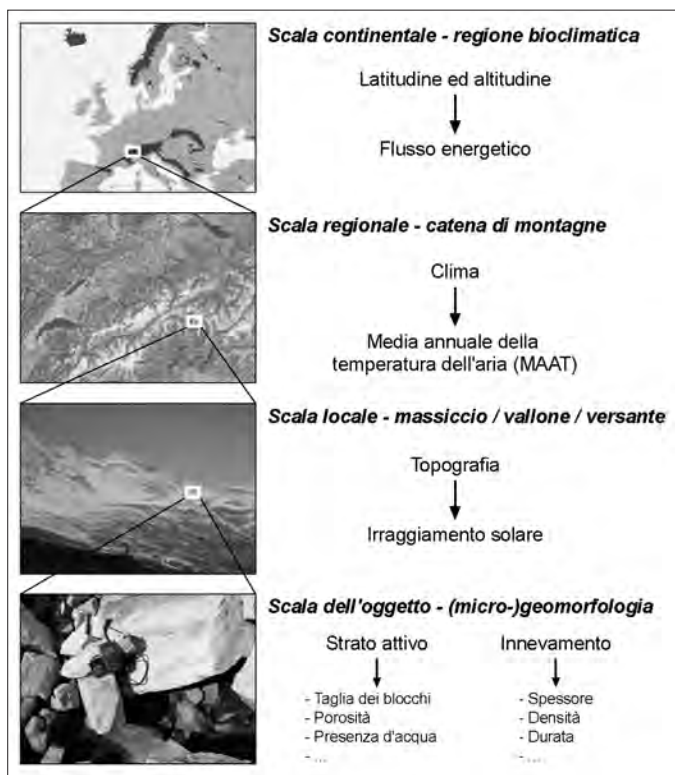
cambiamenti climatici sulla criosfera ci mostra già da oggi che le zone d'alta montagna sono degli ambienti dinamici ed in continua trasformazione. Le ricerche a carattere dinamico sull'evoluzione del paesaggio d'alta montagna dovrebbero quindi essere accompagnate da degli studi a carattere più statico inerenti la conoscenza, la protezione e la valorizzazione del patrimonio paesaggistico e dei geotopi, come si sta realizzando da poco in Valle di Blenio (vedi, per esempio, Fontana et al., 2007; Reynard et al., 2007).

Per quel che concerne la struttura di questo contributo, ci concentreremo in un primo momento sulla definizione del permafrost e sui fattori che controllano la sua distribuzione. Tratteremo in seguito la questione dei paesaggi periglaciali attraverso l'esempio di due forme geomorfologiche caratteristiche di questi ambienti: i rock glaciers e le falde di detrito. In questo capitolo, gli esempi presentati saranno tratti da alcune ricerche in corso nelle Alpi Ticinesi orientali. Nelle conclusioni discuteremo infine dei possibili effetti dei cambiamenti climatici sui paesaggi periglaciali d'alta montagna.

### **Il permafrost**

Il permafrost (o «permagelo») è definito come una porzione della litosfera, che può essere della morena, del suolo, una falda di detrito,

Fig. 1: Fattori di controllo della distribuzione del permafrost secondo la scala spaziale. Schema ispirato a Lambiel (2006).



un rock glacier o della roccia, la cui temperatura resta al di sotto di 0°C durante più di un anno. La definizione di permafrost è basata esclusivamente su delle caratteristiche termiche, senza implicare la presenza di ghiaccio. A causa di questo carattere termico, si può trovare il permafrost ad alta latitudine (permafrost polare) o ad alta altitudine (permafrost alpino). Nelle Alpi svizzere, si stima che questi terreni perennemente gelati occupino tra il 4 % ed il 6 % del territorio, vale a dire quasi il doppio della superficie occupata dai ghiacciai. La stratigrafia del permafrost si presenta generalmente nel modo seguente:

- lo strato attivo costituisce lo strato che sgela nel corso della primavera e dell'estate e che gela tra la fine dell'autunno e

l'inizio dell'inverno. Nelle Alpi, lo spessore dello strato attivo varia generalmente tra 3 e 5 metri;

- il corpo del permafrost, separato dallo strato attivo dal tetto del permafrost, costituisce lo strato gelato in permanenza. Nelle zone non gelate possono in ogni caso essere presenti anche all'interno del corpo del permafrost: sono i *taliks*;
- la base del permafrost separa il corpo del permafrost dal terreno non gelato sottostante. Nelle Alpi, la base del permafrost si trova generalmente a qualche decina di metri di profondità.

Un incremento a lungo termine della temperatura del sottosuolo ha i seguenti effetti: un aumento di spessore dello strato attivo

(tempo di reazione di qualche anno), una modifica del profilo termico verticale dato dal gradiente geotermico (tempo di reazione da qualche anno a qualche decennio) ed uno spostamento verso la superficie della base del permafrost (tempo di reazione da qualche decennio a qualche secolo).

### **Fattori di distribuzione**

Si ammette comunemente che nelle Alpi il limite inferiore del permafrost è controllato dalla temperatura media annua dell'aria (MAAT). Per quel che concerne il permafrost discontinuo (comprendente tra il 30 % ed il 70 % della superficie totale di una zona), il limite inferiore è situato a delle altitudini di 2300 – 2500 m s.m., e quindi a delle temperature medie annue dell'aria di -1/-2°C (Haeberli, 1985).

In realtà, la distribuzione del permafrost dipende da una moltitudine di altri fattori, come la variabilità dello spessore della copertura nevosa, l'orientazione dei versanti, la natura del suolo (litologia, diametro dei sedimenti clastici, albedo) e la configurazione morfologica alla micro- e meso-scala spaziale. Questi diversi fattori influenzano il flusso energetico alla superficie del suolo, il cui bilancio permette di determinare la presenza o l'assenza di permafrost. La distribuzione del permafrost è dunque dipendente dalla scala spaziale considerata. Man mano che si passa dalla piccola scala (scala continentale) alla grande scala (scala locale), i fattori di controllo della ripartizione del permafrost si sommano: così, i fattori astronomici saranno predominanti alla scala continentale, mentre i fattori locali lo saranno per le scale spaziali più grandi (Fig. 1).

Nel capitolo seguente, tratteremo delle due forme geomorfologiche caratteristiche degli ambienti periglaciali alpini a due scale spaziali di analisi diverse: i rock glaciers per la scala spaziale regionale e le falde di detrito per la scala spaziale locale. Alla scala regionale, infatti, la distribuzione del permafrost discontinuo può essere approssimata in base alla ripartizione dei rock glaciers attivi/inattivi (Haeberli, 1985; Barsch, 1986). Questo è possibile perché (salvo eccezioni) la distribuzione dei rock glaciers, come per i ghiacciai, è determinata globalmente dai parametri climatici regionali. Per quel che concerne le falde di detrito, al contrario, la distribuzione del permafrost dipende principalmente dai fattori microclimatici alla scala locale e dell'oggetto.

### **Morfologia periglaciale delle Alpi Ticinesi orientali**

#### **I rock glaciers**

Il permafrost alpino, se è di carattere discontinuo e soprassaturato in ghiaccio, se la sua presenza caratterizza materiali sciolti e se le condizioni topografiche sono favorevoli, può cominciare a fluire verso valle grazie alla deformazione del ghiaccio in esso contenuto (Haeberli, 1985). La forma più spettacolare legata a questo processo è il rock glacier. Secondo il grado d'attività, si può distinguere tra rock glacier attivo, contenente del ghiaccio ed in movimento, rock glacier inattivo, contenente del ghiaccio ma non in movimento, e rock glacier fossile o relitto, nel quale il ghiaccio è assente (Barsch, 1996). Le caratteristiche di queste forme geomorfologiche permettono di determinarne il grado di attività in maniera più o meno affidabile (vedi Fig.

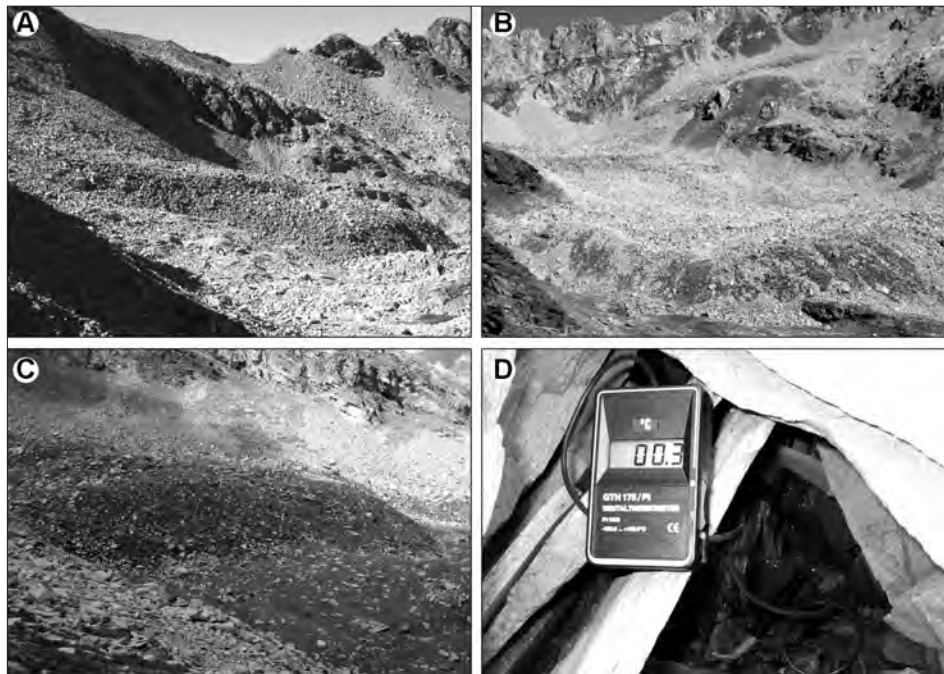


Fig. 2: Caratteristiche morfologiche dei rock glaciers del massiccio della Cima di Gana Bianca (tra la Val di Blenio e la Val Malvaglia).

- A) Rock glacier attivo di Gana, sul versante est della Cima di Gana Bianca.
- B) Rock glacier inattivo di Piei, sul versante sud della Cima di Gana Bianca.
- C) Rock glacier fossile di Luzzzone, a monte dell'alpe omonimo.
- D) Temperatura dell'acqua alla base del fronte del rock glacier di Piancabella, nella Valle di Sceru (alta Val Malvaglia).

2). In effetti, è impossibile differenziare in modo sicuro i rock glaciers attivi da quelli inattivi senza effettuare delle misure di spostamento, mentre per differenziare i rock glaciers inattivi da quelli fossili bisogna provare la presenza di ghiaccio in seno ai detriti rocciosi. I rock glaciers attivi ed inattivi sono degli indicatori del limite inferiore del permafrost attuale (sostanzialmente rimasto quasi invariato nel corso dell'Olocene), mentre i rock glaciers fossili sono degli indicatori paleogeografici della distribuzione passata del permafrost, quando le condizioni climatiche erano diverse da quelle attuali.

I rock glaciers attivi/inattivi delle Alpi Ticinesi orientali presentano un rilievo convesso marcato da rughe trasversali e longitudinali, una scarpata frontale con una pendenza compresa tra 35 e 45°, l'assenza di vegetazione (fatta eccezione di qualche lichene) e delle sorgenti al fronte con una temperatura compresa tra 0 e 2°C. I rock glacier fossili, al contrario, presentano una copertura vegetativa continua, una superficie marcata da numerose depressioni termocarsiche (a testimonianza dello scioglimento del ghiaccio) e delle temperature delle sorgenti situate al fronte superiori ai 2°C (Scapozza & Reynard, 2007).

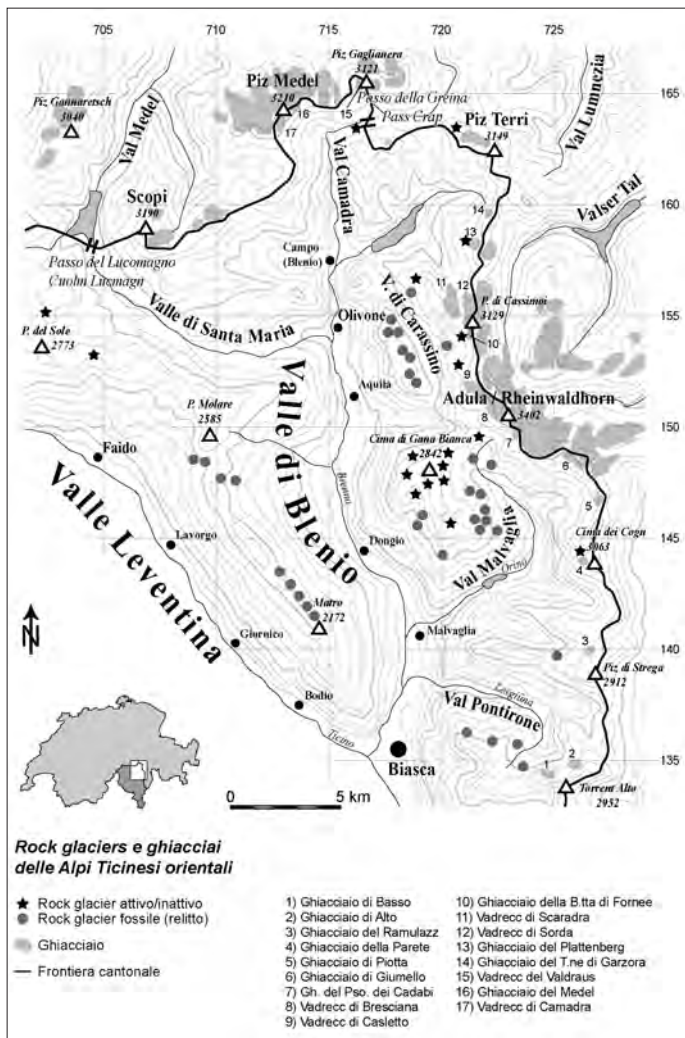


Fig. 3: Distribuzione dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi orientali.

L'analisi regionale della distribuzione dei rock glaciers permette di determinare il cambiamento nella distribuzione del permafrost e quindi i mutamenti che caratterizzano i paesaggi periglaciali alpini. La distribuzione dei 54 rock glaciers finora inventariati nelle Alpi Ticinesi orientali è presentata nella Fig. 3. L'analisi della loro distribuzione in base all'altitudine ed all'orientamento

del versante ha permesso di determinare tre generazioni di rock glaciers. È importante rilevare che l'altitudine inferiore dei rock glaciers varia in base all'orientamento dei versanti: essa è molto più bassa per i quadranti settentrionali (N, NE e NW) rispetto ai quadranti meridionali (S, SE, SW). Nel determinare le diverse generazioni, queste differenze di altitudine sono state considera-

te rispetto alla distribuzione dei rock glaciers attivi/inattivi, ritenuti appartenenti ad una sola generazione, e testimoniati della ripartizione del permafrost alla fine della Piccola Età Glaciale (verso il 1850 DC). Il limite inferiore dei rock glaciers (e quindi del permafrost discontinuo) è stato determinato in base all'altitudine dei tre rock glaciers più bassi per ogni generazione. I risultati ottenuti sono presentati nella Tab. 1: essi sono stati arrotondati ai cinquanta metri al fine di attenuare gli errori di analisi e le differenze date dai microclimi locali nella distribuzione dei rock glaciers.

Per analogia con la depressione della linea di equilibrio dei ghiacciai, che permette delle datazioni relative delle fluttuazioni glaciali, è possibile calcolare la depressione del permafrost, che è la differenza di altitudine tra la ripartizione del permafrost alla fine della Piccola Età Glaciale rispetto ad età più antiche, generalmente le ultime oscillazioni climatiche del Pleistocene (tra 18'000 e 10'000 BPiv).

Per le Alpi Ticinesi orientali, la depressione del permafrost rispetto al limite inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi è di 300 metri per i rock glaciers fossili della generazione I e di 500 metri per i rock glaciers fossili della generazione II. Per analogia con i dati riportati da Lambiel & Reynard (2003) per le Alpi Pennine vallesane, i rock glaciers fossili della generazione I datano probabilmente del Dryas Recente (11'000 – 10'000 BP<sup>3</sup>), mentre i rock glaciers fossili della generazione II sono ancora più antichi. Senza una modellizzazione della linea di equilibrio dei ghiacciai ai vari stadi del Tardiglaciale, è difficile dare delle indicazioni cronologiche più precise sull'età dei rock glaciers studiati.

## Le falde di detrito

Nell'ambiente periglaciale alpino, le falde di detrito sono le forme geomorfologiche che occupano la superficie più vasta. Di origine crio-gravitativa, una falda detritica si forma per il lento accumulo di sedimenti clastici derivanti dall'erosione dovuta soprattutto alle fasi di gelo/disgelo. Il profilo tipico di una falda detritica presenta una pendenza di 30 – 35° all'incirca. I materiali sciolti sono distribuiti in maniera eterogenea secondo la taglia (i più grossi occupano la parte inferiore della falda detritica) e la superficie è spesso marcata da tracce di erosione dovute al passaggio di flussi detritici o di valanghe di neve.

È comunemente ammesso che il permafrost caratterizza solamente la porzione inferiore di una falda di detrito, mentre la parte centrale ne è generalmente sprovvista, ma pochi autori si sono interessati a spiegarne le cause. Delaloye (2004) e Lambiel (2006) hanno messo a punto un modello in cui la ripartizione del permafrost in seno ad una falda detritica è controllata da una circolazione d'aria in seno ai sedimenti. Il funzionamento del sistema di ventilazione è il seguente: in inverno, l'aria all'interno della falda di detrito ha una temperatura più elevata rispetto all'aria esterna (è dunque meno densa) e una circolazione ascendente d'aria calda s'instaura. Questo meccanismo permette un'aspirazione d'aria fredda nella parte inferiore della falda detritica, anche attraverso la copertura nevosa. Durante l'estate, al contrario, l'aria contenuta nella falda di detrito è più fredda dell'aria esterna. La conseguenza è che una circolazione discendente d'aria fredda si instaura nella falda detritica. In entrambi i casi, questa ventilazione permette di mantenere delle condizioni fredde (ed eventualmente la presenza di permafrost) nella parte inferiore

della falda detritica. Questo meccanismo, chiamato “effetto camino” (*chimney effect*), permette di mantenere delle condizioni di permafrost all'interno di falde detritiche che sono situate fino a 1000 metri al di sotto del limite inferiore del permafrost discontinuo a scala regionale.

La circolazione ascendente di aria relativamente calda può provocare la fusione del manto nevoso nella parte superiore della falda di detrito. Il flusso d'aria provoca inizialmente la formazione di canali di fusione, mentre in seguito la coalescenza di questi canali di fusione può provocare la formazione di vere e proprie finestre di fusione della neve. Il comportamento della parte inferiore di una falda di detrito è descritto in base a delle osservazioni effettuate in una “ghiacciaia” naturale situata a 1350 m s.m. in località Rambött, a sud-ovest di Olivone. Si tratta di una fessura situata nella parte inferiore della falda detritica di Brughéisc, dove la grande taglia dei blocchi (qualche metro di diametro) ha permesso la formazione di una cavità con l'apertura orientata a nord-est di 20 metri di profondità. Questo fattore, unitamente al fatto che l'entrata della ghiacciaia è protetto dall'irradiazione solare diretto per la presenza di conifere, permette alla neve di accumularsi nella cavità e di preservarsi fino ad estate inoltrata. Questa ghiacciaia era sfruttata un secolo addietro, quando era interamente riempita di neve, per approvvigionare in ghiaccio i ristoranti di Olivone.

È interessante notare che il fattore che spiega il mantenimento della neve e del ghiaccio non è esclusivamente di tipo topoclimatico (cavità all'ombra orientata a nord-est), ma è legato alla ventilazione del-

le falde detritiche presentata in precedenza. Le misure della temperatura dell'aria hanno sempre messo in evidenza una temperatura dell'aria nella ghiacciaia ben più fredda dell'aria esterna, e questo indipendentemente dalla stagione. Un sensore autonomo di temperatura del tipo UTL-1, che permette di misurare la temperatura dell'aria ogni due ore, è stato installato nella cavità il 05.03.2007 al fine di quantificare le fluttuazioni di temperatura all'interno della ghiacciaia.

Le osservazioni effettuate finora permettono di mettere in evidenza il funzionamento stagionale della ghiacciaia. Durante l'inverno, la ghiacciaia si riempie parzialmente di neve e si raffredda grazie al meccanismo di ventilazione. Il raffreddamento invernale permette di mantenere delle condizioni fredde fino a primavera inoltrata. In effetti, il ghiaccio all'interno della ghiacciaia si forma durante i mesi di aprile e maggio (è assente fino a fine marzo) per rigelo dell'acqua di fusione della neve. Queste condizioni particolarmente fredde permettono il mantenimento del ghiaccio e di residui di neve fino ad autunno inoltrato. Il calore accumulato durante l'estate permette uno scioglimento del ghiaccio interno solo a partire dall'inizio dell'inverno. Questo comportamento, sfasato di circa sei mesi rispetto alle temperature dell'aria all'esterno, è dovuto principalmente a due fattori: la ventilazione delle falde detritiche presentata in precedenza; l'inerzia termica del ghiaccio dovuta al flusso di calore latente, che consuma energia sottoforma di calore al momento di sciogliere il ghiaccio e la neve, permettendo di raffreddare l'aria, e che al contrario libera calore al momento del congelamento dell'acqua.

## Conclusioni

Gli esempi presentati permettono di mettere in evidenza come il legame tra riscaldamento climatico e degradazione del permafrost sia lungi dall'essere lineare. Se prendiamo l'esempio dei rock glaciers, l'inerzia termica del ghiaccio dovuta al flusso di calore latente permette di conservare dei corpi ghiacciati all'interno di rock glaciers morfologicamente fossili risalenti al Pleistocene. Questo fattore è ben visibile in alcune perforazioni profonde nelle Alpi svizzere, dove il profilo termico verticale del permafrost si è oramai fortemente scollato dal profilo geotermico per rimanere costantemente a 0°C (vedere per esempio il caso della perforazione nell'*ébou-lis des Lapires*, Val de Nendaz; cf. Vonder Mühl et al. 2004). D'altro canto, il meccanismo di ventilazione delle falde di detrito di bassa e media altitudine essendo legato esclusivamente alla differenza di temperatura tra l'interno e l'esterno della falda detritica, gli effetti di un riscaldamento dell'aria esterna su questo processo sono difficili da quantificare. Più delicato risulta il discorso relativo alle falde di detrito di alta altitudine dove il ruolo del meccanismo di ventilazione come fattore di controllo della distribuzione del permafrost non è ancora stato completamente delucidato (Lambiel 2006; Pieracci 2006). Una degradazione del permafrost potrebbe in

questo caso essere all'origine di un aumento dei flussi detritici conseguenti alla destabilizzazione degli accumuli di materiali sciolti.

Resta comunque evidente che il riscaldamento climatico in corso sta modificando i territori d'alta montagna delle Alpi. I cambiamenti nel paesaggio sono già evidenti per quel che concerne il ritiro generalizzato dei ghiacciai, mentre nel caso del permafrost abbiamo visto come la morfologia di superficie delle forme geomorfologiche ad esso legate (in particolare i rock glaciers) ha subito delle importanti modifiche nel passato con il passaggio dal Pleistocene all'Olocene. Gli scienziati sono concordi nell'affermare che il riscaldamento recente del clima sia dovuto in parte anche all'azione dell'uomo; resta più difficile quantificare il legame tra aumento delle temperature e degrado del permafrost. Il fatto che questi processi non siano legati in modo lineare, se da una parte rende difficile qualsiasi previsione affidabile sulle modifiche dell'ambiente alpino (cambiamenti del paesaggio, incremento dei rischi naturali, impatti sul turismo e sull'economia, etc.), d'altra parte giustifica gli sforzi degli scienziati nel volere comprendere ad ogni scala spaziale i processi che influenzano la distribuzione del permafrost e nel produrre dei modelli che li descrivano.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
RG attivi/inattivi	2350	2450	2450	2550	2650	2700	2400	2450
RG fossili generazione I	2100	2200	2150	2150	2350	2400	2100	2150
RG fossili generazione II	1950	1900	1900	2050	2050	2050	2050	1950

Tab. 1: Altitudine (in m s.m.) del limite inferiore dei rock glaciers (RG).



## Ringraziamenti

Vorremmo ringraziare il prof. Emmanuel Reynard e Filippo Rivola per la rilettura critica del manoscritto.

## Bibliografia

- BARSCH D. (1996): *Rockglaciers. Indicators for the present and former geocology in high mountain environments*. Berlin/Heidelberg, Springer.
- DELALOYE R. (2004): Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. Fribourg, Département des Géosciences, *GeoFocus* No. 10.
- FONTANA G. (2008): *Analyse et propositions de valorisation d'un paysage géomorphologique. Le cas de la Greina*. Lausanne, Institut de Géographie, mémoire de Master (pubblicato il 25 febbraio 2008 su <http://doc.rero.ch/>).
- FONTANA G., AMBROSETTI-GIUDICI S., SCAPOZZA C. (2007): Geohéritage and Geomorphosites in the Blenio Valley (Ticino, Switzerland). In: Veit H., Scheurer T., Köck G. (Eds.): *Landscape development in mountain regions. Proceedings of the Forum Alpinum 2007, 18. – 21. April, Engelberg/Switzerland*. International Scientific Committee on Research in the Alps ISCAR, Vienna, Austrian Academy of Science Press, Digital Edition, 64-65.
- HAEBERLI W. (1985): *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitteilungen der VAW-ETH Zürich, No. 77.
- LAMBIEL C. (2006): *Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité : distribution, régime thermique et instabilités*. Lausanne, Institut de Géographie, Travaux et recherches No. 33.
- LAMBIEL C., REYNARD E. (2003): Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). In: Maisch M., Vonder Mühl D., Monbaron M. (Eds.): *Entwicklungstendenzen und Zukunftsperspektiven in der Geomorphologie*. Zürich, Geographisches Institut, Physische Geographie No. 41, pp. 91-104.
- PIERACCI K. (2006): *Distribution et caractéristiques du pergélisol dans les éboulis calcaires de haute altitude*.

*Région du Grand Chavalard, Valais, Suisse*. Lausanne, Institut de Géographie, mémoire de licence (non pubblicato).

- REYNARD E., FONTANA G., KOZLIK L., SCAPOZZA C. (2007): A method for assessing the scientific and additional values of geomorphosites. *Geographica Helvetica*, 62, 148-158.
- SCAPOZZA C. (2008): *Contribution à l'étude géomorphologique et géophysique des environnements périglaciaires des Alpes Tessinoises orientales*. Lausanne, Institut de Géographie, mémoire de Master (pubblicato 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* (in stampa).
- STEENS L. (2003): *Cartographie périglaciaire de la région du Basodino-Cristallina*. Lausanne, Institut de Géographie, mémoire de licence (non pubblicato).
- VALENTI G. (2006): Il permafrost in Ticino. *Dati, statistiche e società*, 2, pp. 46-50.
- VONDER MÜHLL D., NÖTZLI J., MAKOWSKI K., DELALOYE R. (2004): *Permafrost in Switzerland 2000/2001 and 2001/2002*. Glaciological Report (Permafrost) No. 2/3.

## Note

- 1 Istituto di Geografia, Università di Losanna, Dorigny – Anthropole, 1015 Losanna, Svizzera. Cristian.Scapozza@unil.ch.
- 2 Chiesa, 6718 Olivone (Blenio), Svizzera.
- 3 BP è l'abbreviazione dell'inglese «Before Present», vale a dire prima del presente. L'anno considerato come il presente è il 1950 DC, data anteriore agli esperimenti nucleari che hanno perturbato la ripartizione naturale degli isotopi utilizzati in radiocronologia.