
Datazione relativa con il martello di Schmidt delle età di esposizione di alcuni rock glaciers delle Alpi Bleniesi (Ticino, Svizzera)

Cristian Scapozza e Giulia Ramelli

Istituto di geografia, Università di Losanna (IGUL), Dorigny – Anthropole, CH-1015 Losanna, Svizzera
(cristian.scapozza@unil.ch, giulia.rame@gmail.com)

Riassunto: La datazione relativa delle età di esposizione è stata eseguita grazie all'analisi di valori di rimbalzo (valori-R) misurati con il martello di Schmidt. L'area di studio è il massiccio della Cima di Gana Bianca, nelle Alpi Bleniesi (Alpi Ticinesi orientali, Svizzera meridionale). I valori-R misurati nell'area di studio sono compresi tra 44 e 63. Gli intervalli di confidenza al 95% sono generalmente inferiori a ± 1.00 , eccetto per i siti di età pleistocenica. Tre diverse cronologie sono state proposte in base alla litologia e alla posizione delle forme geomorfologiche studiate. Un tentativo di calibrazione delle età di esposizione basato su dei valori-R misurati su delle superfici di età conosciuta mostra che le età minime dei rock glaciers attivi del massiccio della Cima di Gana Bianca sono comprese tra 3 e 5 ka cal BP. Questi rock glaciers avrebbero quindi cominciato a formarsi durante la prima parte dell'Olocene o, al più tardi, dopo l'Optimum climatico della prima metà dell'Olocene che è terminato verso 5 ka cal BP.

Relative-age dating with Schmidt hammer of exposure ages of several rockglaciers of the Blenio Alps (Ticino, Switzerland)

Abstract: The relative surface dating was performed with the analysis of Schmidt hammer rebound values (R-values). The studied area is the Cima di Gana Bianca massif, in the Eastern part of the Blenio Valley (Lepontine Alps of the Tessin, Southern Switzerland). The R-values measured in the study area are comprised between 44 and 63. The 95% confidence limits are generally below ± 1.00 , except for the sites of Pleistocene age. Three different chronologies were proposed, based on the lithology and on the position of the studied landforms. A tentative of calibration of the exposure ages based on the R-values measured on surfaces of known age show that the minimum surface age of the investigated active rockglaciers lies between 3 and 5 ka cal BP and that it is likely that these rockglaciers started to evolve during the early phases of the Holocene or, at the latest, after the early-to-mid Holocene temperature optimum (ending around 5 ka cal BP).

Key words: periglacial geomorphology, permafrost, morpho-stratigraphy, Lateglacial, Holocene

INTRODUZIONE

Nel contesto delle ricerche concernenti l'evoluzione morfo-climatica delle Alpi durante il Tardiglaciale e l'Olocene, pochi studi si sono concentrati sulla morfo-stratigrafia delle formazioni sedimentarie sciolte della zona periglaciale alpina. Siccome queste zone si situano per definizione sopra il limite della foresta, è molto difficile trovare resti di origine organica che permettano delle datazioni con i metodi convenzionali (ad esempio, il radiocarbonio) al fine di calare le date in una scala di tempo assoluta (SCAPOZZA *et al.* 2010). Inoltre, i metodi numerici che permettono di misurare le età di esposizione delle rocce sono relativamente

complessi e onerosi e permettono generalmente un numero limitato di datazioni per sito (IVY-OCHS & KOBER 2008). Per ovviare a questo problema si è quindi scelto di utilizzare dei metodi di datazione relativa che permettono correlazioni con una scala cronologica assoluta (HAEBERLI *et al.* 2003).

Sono stati utilizzati congiuntamente il metodo detto paleogeografico e il martello di Schmidt (*Schmidt hammer*): il primo permette la ricostruzione dell'estensione passata dei ghiacciai e del permafrost e il calcolo di un certo numero di parametri paleoclimatici (per esempio, KERSCHNER 1985, LAMBIEL & REYNARD 2003, SCAPOZZA & FONTANA 2009); il secondo consente la datazione relativa della superficie di rock glaciers, falde

di detrito e morene (per esempio, SHAKESBY *et al.* 2006, KELLERER-PIRKLBAUER 2008, SCAPOZZA *et al.* 2011). Il metodo paleogeografico permette un ancoraggio cronologico assoluto per correlazione con periodi freddi o caldi, datati con metodi numerici (per esempio, il radiocarbonio, gli isotopi cosmogenici, la luminescenza, ecc.), mentre il martello di Schmidt permette un ancoraggio delle età mediante la costruzione di una curva di calibrazione dei valori misurati in funzione del tempo. Grazie all'utilizzo del metodo paleogeografico per la costruzione delle curve di calibrazione, è stato possibile compiere un gran numero di datazioni con il martello di Schmidt, che è stato testato su vari rock glaciers di diverso grado di attività del Massiccio della Cima di Gana Bianca (Alpi Ticinesi orientali).

L'obiettivo principale dell'articolo è quello di presentare i risultati delle datazioni effettuate nella zona di studio (vedi RAMELLI 2010, SCAPOZZA & RAMELLI 2010) e una metodologia di studio cronologico delle forme periglaciali alpine grazie all'utilizzo congiunto del martello di Schmidt e del metodo paleogeografico. Per maggiori dettagli riguardo a quest'ultimo, si veda SCAPOZZA & FONTANA (2009) e SCAPOZZA *et al.* (2011).

Contesto geomorfologico

I rock glaciers studiati si trovano nel Massiccio della Cima di Gana Bianca, nella parte orientale della Valle di Blenio (Alpi Ticinesi orientali). Questa regione è caratterizzata da una morfologia periglaciale alpina tipica, che presenta numerosi rock glaciers di diverso grado di attività, vaste falde di detrito e importanti

morene di età tardiglaciale (fig. 1). Tettonicamente, la regione studiata è situata nella coltre del Simano, che appartiene al pennidico inferiore, e le rocce affioranti sono prevalentemente gneiss granitici a due miche (qui denominati «ortogneiss del Simano»), e paragneiss semi pelitici e pelitici e micascisti a due miche di origine meta-sedimentaria (qui denominati «paragneiss») (BERGER *et al.* 2005, RUTTI *et al.* 2005). Questo dato è particolarmente interessante perché, come vedremo in seguito, la litologia è uno dei fattori che possono influenzare i valori misurati con il martello di Schmidt. Una descrizione dettagliata della geologia e della geomorfologia del massiccio, in particolare dei rock glaciers e delle tappe del ritiro glaciale tardo-pleistocenico della regione, così come una compilazione delle ricerche svolte nella regione, sono presentate in SCAPOZZA & FONTANA (2009). Per ulteriori informazioni concernenti i rock glaciers delle Alpi Ticinesi, si veda SCAPOZZA & MARI (2010).

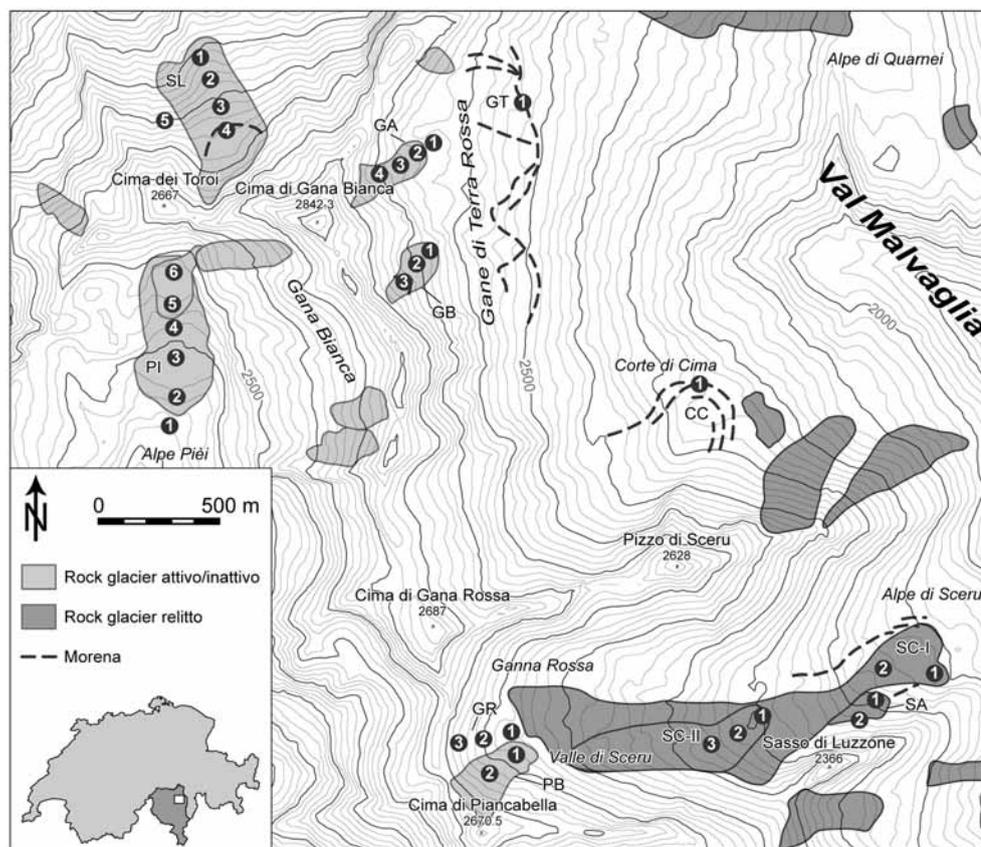
MATERIALI E METODI

Il martello di Schmidt (*Schmidt hammer*), anche chiamato sclerometro per calcestruzzo o sclerometro di Schmidt, è un apparecchio meccanico portatile sviluppato a partire dagli anni '50 che permette il controllo rapido e non distruttivo della qualità di un materiale sulla base della misura di un valore di rimbalzo (SCHMIDT 1950) (fig. 2A). Il valore di rimbalzo (valore-R, adimensionale) è proporzionale alla resistenza alla compressione della

Fig. 1 - Localizzazione della zona di studio e carta dei rock glaciers e delle morene del Massiccio della Cima di Gana Bianca.

I numeri indicano le stazioni di misura con il martello di Schmidt delle figg. 4 e 5, caratterizzate da un codice a due lettere per ogni sito.

CC = morene di Corte di Cima; GA = rock glacier di Gana; GB = rock glacier di Gana Bianca; GR = falda di detrito di Gana Rossa; GT = morene delle Gane di Terra Rossa; PI = rock glacier dell'Alpe Piè; PB = rock glacier di Piancabella; SA = rock glacier di Sasso di Luzzzone; SC-I = rock glacier dell'Alpe di Sceru I; SC-II = rock glacier dell'Alpe di Sceru II; SL = rock glacier di Stabbio di Largario.



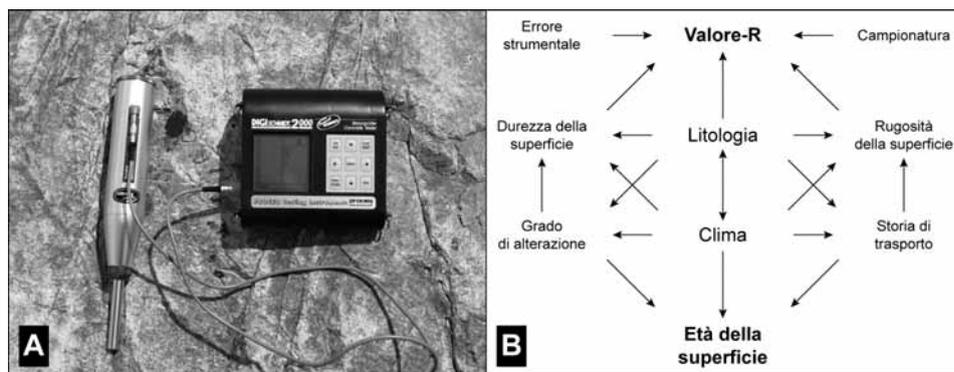


Fig. 2 - (A) Martello di Schmidt con, a sinistra, il percussore che permette di eseguire le misure e, a destra, il modulo digitale di visualizzazione, calibrazione e stoccaggio dei dati misurati (foto C. Scapozza).

(B) Fattori che possono influenzare il valore-R, e quindi l'età di esposizione di un campione, e le loro interrelazioni (modificato da MCCARROLL 1989).

superficie della roccia e, a parità di composizione mineralogica e condizioni climatiche, è proporzionale al grado di alterazione della roccia e quindi alla sua età di esposizione (MCCARROLL 1989, LAUSTELA *et al.* 2003). Tenendo conto della storia di trasporto della roccia, che può influenzare la rugosità della superficie del campione da misurare, è possibile compiere datazioni relative dell'età di esposizione della roccia agli agenti atmosferici in base ai valori-R (fig. 2B). Dei valori-R elevati indicano un'età giovane, e viceversa. A partire dagli anni '80, il martello di Schmidt è stato utilizzato negli studi sugli ambienti glaciali e periglaciali, in particolare per la datazione relativa della superficie di morene (per esempio, MCCARROLL 1989, SHAKESBY *et al.* 2006) e di rock glaciers (per esempio, FRAUENFELDER *et al.* 2005, KELLERER-PIRKLBAUER *et al.* 2008, SCAPOZZA *et al.* 2011).

Le misure sono state eseguite scegliendo la più grande varietà di stazioni di misura per sito. Lo scopo non è solamente la datazione della singola forma geomorfologica, ma piuttosto la comprensione delle relazioni stratigrafiche e sedimentarie tra tutte le forme presenti sul terreno di studio. La strategia di datazione ha quindi tenuto conto della complessità dei flussi sedimentari attuali o passati (fig. 3A). Sulle falde di detrito e sui rock glaciers, sono state scelte almeno tre stazioni di misura per sito, allineate al centro della formazione. Per ogni stazione di misura, sono stati misurati almeno 5 blocchi (fig. 3B). Per ogni blocco, infine, il valore-R è stato misurato nello stesso punto quattro volte (4 impatti) e questo per almeno 10 punti di misura diversi (fig. 3C). Il primo impatto per ogni punto di misura non è stato utilizzato per il trattamento dei dati, dato che indicava sistematicamente un

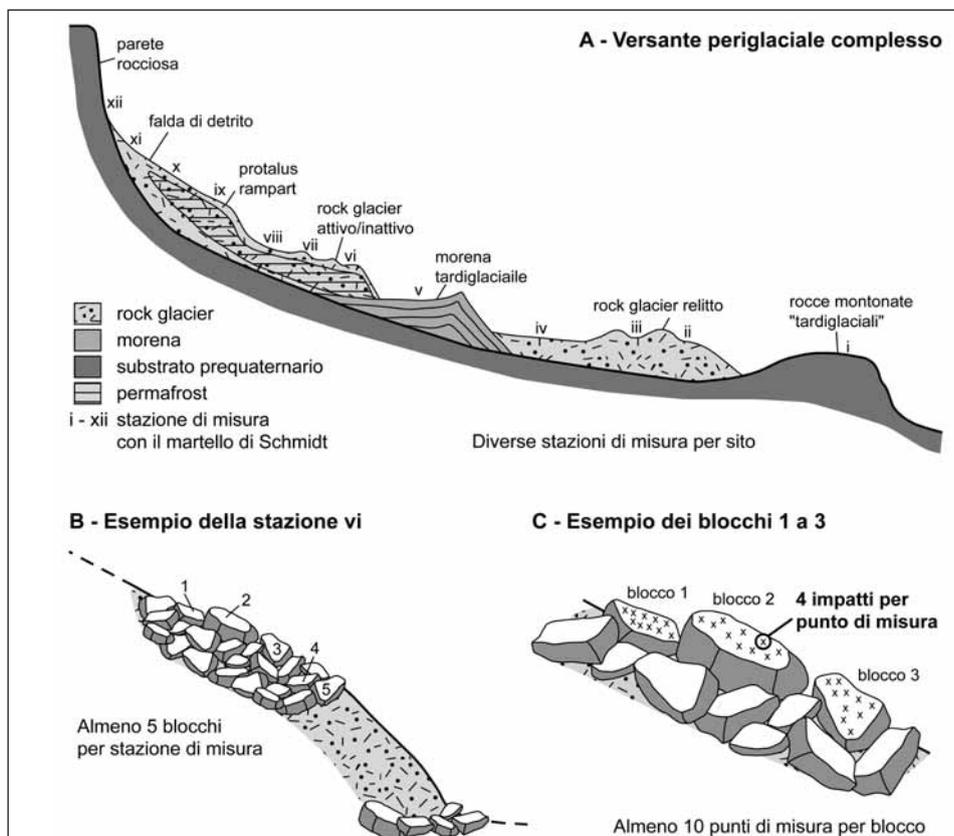


Fig. 3 - Strategia di datazione relativa di forme glaciali e periglaciali alpine con il martello di Schmidt (modificato da SCAPOZZA *et al.* 2011).

valore-R inferiore rispetto agli impatti 2 e 3. Questo è dovuto probabilmente alla polvere che ricopre la superficie dei blocchi. Il quarto impatto, al contrario, è stato utilizzato come valore di controllo, e generalmente presentava il valore-R più elevato a causa dell'assottigliamento dello strato superficiale di alterazione dovuto ai tre impatti precedenti. La media aritmetica delle 50 misure per ogni stazione di misura (tenendo conto solamente dei due valori centrali per ogni gruppo di quattro impatti) è infine stata calcolata con un intervallo di confidenza del 95%, che rappresenta la variazione dei valori-R misurati (KELLERER-PIRKLBAUER 2008).

Per l'acquisizione delle misure è molto importante che la superficie del blocco da datare sia relativamente piatta, poco rugosa (senza licheni e senza grossi minerali), secca, pulita, senza fessure e crepe e di litologia omogenea (MCCARROLL 1989, SHAKESBY *et al.* 2006). Una calibrazione delle età in funzione del valore-R misurato su superfici di età conosciuta è infine stata eseguita per regressione lineare (cf. KELLERER-PIRKLBAUER 2008, MATTHEWS & OWEN 2010, SCAPOZZA *et al.* 2011). In questo studio, è stato utilizzato un martello di Schmidt digitale (*Digi-Schmidt 2000*), modello LD, della marca svizzera Proceq (fig. 2A).

RISULTATI

Il martello di Schmidt è stato utilizzato per eseguire la datazione relativa di 8 rock glaciers, 3 falde di detrito e due complessi morenici tardiglaciali (tab. 1). Le caratteristiche principali di ogni rock glacier studiato sono presentate nella tab. 2. I valori-R misurati sono compresi tra 44 (PI-1) e 63 (GA-4 e GB-3). Gli intervalli di confidenza al 95% sono generalmente inferiori a ± 1.00 , tranne che per alcune stazioni di misura. In questi casi, è interessante notare che gli intervalli di confidenza più grandi corrispondono generalmente alle stazioni con il valore-R più piccolo, ciò significa che l'errore aumenta con l'età di esposizione della superficie. Tenendo conto della litologia dei vari siti, i risultati sono presentati e analizzati per tre settori distinti (fig. 4): il settore occidentale del Massiccio della Cima di Gana Bianca, comprendente i rock glaciers di Stabbio di Largario e dell'Alpe Piè, il settore delle Gane di Terra Rossa e il settore della Valle di Sceru.

Rock glaciers di Stabbio di Largario e dell'Alpe Piè (fig. 4A)

Il rock glacier di Stabbio di Largario è un grande rock glacier monomorfo, esposto a Nord e costituito da ortogneiss del Simano (SCAPOZZA & FONTANA 2009,

Tab. 1 - Misure effettuate con il martello di Schmidt nel Massiccio della Cima di Gana Bianca. In *corsivo* le misure che sono state utilizzate per la calibrazione delle età (vedi tab. 3 e fig. 5). Per i rock glaciers è data la loro generazione di appartenenza, mentre per le morene è dato lo stadio glaciale di riferimento, conformemente a SCAPOZZA & FONTANA (2009). RG I = rock glaciers olocenici; RG II = rock glaciers del Dryas recente, RG III = rock glaciers della fine del Dryas antico; stadio OW1 = stadio massimo del Dryas recente, equivalente allo stadio dell'Egesen di MAISCH (1982); stadio OW 2 = stadio della fine del Dryas antico, equivalente dello stadio di Daun di MAISCH (1982). Cronologia secondo RAVAZZI *et al.* (2007): Dryas recente = 12'900-11'550 cal BP; fine del Dryas antico = 14'500 \pm 200 cal BP. Per il codice dei siti, si veda la fig. 1.

Sito studiato		Coordinate			Valori-R			Commenti
Luogo	St.	X	Y	Alt. (m)	Media	Dev. stand.	Intervallo di conf. 95%	
SL	1	718875	148515	2350	56	3	0.75	Rock glacier RG I
	2	718865	148455	2370	57	3	0.77	
	3	718880	148320	2430	59	3	0.79	
	4	718890	148220	2470	60	4	1.00	Morena stadio 1850
	5	718700	148345	2450	48	6	1.86	Parete rocciosa
PI	1	718695	147020	2335	44	5	1.76	Rocce montonate
	2	718725	147125	2375	55	4	1.07	Rock glacier RG I, lobo inferiore
	3	718715	147260	2390	55	3	0.80	
	4	718695	147415	2420	57	4	1.09	
	5	718700	147525	2460	57	3	0.79	Rock glacier RG I, lobo superiore
	6	718700	147700	2485	57	3	0.79	
CC	1	721020	147140	2170	50	3	0.82	Morena stadio OW2
GT	1	720240	148435	2435	52	4	1.07	Morena stadio OW1
GA	1	719780	148175	2540	59	3	0.79	Rock glacier RG I
	2	719750	148165	2550	59	3	0.74	
	3	719690	148120	2570	60	3	0.75	
	4	719600	148065	2585	63	3	0.73	
GB	1	719805	147725	2585	61	2	0.51	Rock glacier RG I
	2	719755	147685	2600	62	3	0.74	
	3	719695	147645	2625	63	3	0.72	
PB	1	720135	145575	2500	50	4	1.04	Rock glacier RG I
	2	720085	145505	2530	54	3	0.81	Falda di detrito
GR	1	720095	145665	2460	53	3	0.79	Falda di detrito
	2	719985	145655	2515	53	3	0.82	
	3	719935	145630	2550	54	4	1.09	
SC-II	1	721165	145795	2205	51	3	0.81	Rock glacier RG II
	2	721075	145695	2215	50	4	1.04	
	3	721000	145650	2250	51	3	0.82	
SA	1	721665	145825	2095	49	3	0.85	Rock glacier RG III
	2	721620	145775	2115	53	4	1.08	Falda di detrito
SC-I	1	721910	145965	2020	50	2	0.55	Rock glacier RG III
	2	721735	145980	2040	49	2	0.55	

ID	Nome	Attività	Altitudine fronte (m)	Orientazione	Litologia
SL	Stabbio di Largario	Attivo	2240	Nord	Ortogneiss del Simano
GA	Gana	Attivo	2530	Est	Ortogneiss del Simano
PB	Piancabella	Attivo	2440	Nord-Est	Paragneiss
PI	Alpe Pièi	Inattivo	2340	Sud	Ortogneiss del Simano
GB	Gana Bianca	Inattivo	2560	Nord-Est	Ortogneiss del Simano
SC-I	Alpe di Sceru I	Relitto	1975	Nord-Est	Paragneiss
SC-II	Alpe di Sceru II	Relitto	2190	Nord-Est	Paragneiss
SA	Sasso di Luzzone	Relitto	2070	Nord	Paragneiss

Tab. 2 – Caratteristiche principali dei rock glaciers datati in questo studio. Ricordiamo che un rock glacier attivo contiene ghiaccio (permafrost) ed è in movimento, un rock glacier inattivo contiene ghiaccio ma non è in movimento e un rock glacier relitto non contiene più ghiaccio (vedi SCAPOZZA & FONTANA 2009).

RAMELLI 2010). Le misure dei movimenti eseguite con il GPS differenziale nell'estate 2009 indicano che la formazione è attiva, con velocità medie annue superiori a 55 cm/anno nella parte centrale del rock glacier (RAMELLI *et al.* 2011).

I valori-R medi misurati sono compresi tra 48 su di una parete rocciosa del Dryas recente adiacente al rock glacier (SL-5) e 60 nella zona radicale della formazione (SL-4), che secondo MAISCH (1992) era occupata da un piccolo ghiacciaio durante la Piccola Era Glaciale (PEG), tra il 1350 e il 1850 AD circa. Sul corpo del rock glacier i valori-R aumentano in maniera lineare con l'altitudine, indicando che le età di esposizione aumentano dalla zona radicale in direzione del fronte del rock glacier. Le differenze di età sono considerate significative (barre dell'intervallo di confidenza al 95% che non si sovrappongono) tra la parte frontale (SL-1 e 2) e superiore (SL-3 e 4) del rock glacier, e tra il rock glacier e SL-5.

Il rock glacier dell'Alpe Pièi è di tipo polimorfico, costituito da due lobi di flusso sovrapposti (SCAPOZZA & FONTANA 2009, RAMELLI 2010). Secondo le misure geodetiche eseguite sui blocchi della formazione nell'estate del 2009, entrambi i lobi sono attivi, con degli spostamenti annui medi compresi tra 3 e 30 cm/anno (RAMELLI *et al.* 2011).

I valori-R medi per questo sito sono compresi tra 44 su delle rocce montonate del Dryas antico a valle del rock glacier (PI-1) e 57 nella parte superiore della formazione. Le differenze di età sono significative tra le rocce montonate e il rock glacier e, fatta eccezione per PI-4, tra i due lobi di flusso. Il lobo inferiore è dunque più antico rispetto al lobo superiore. Il valore-R medio della stazione di misura PI-4, situata nella parte superiore del lobo inferiore del rock glacier, è uguale ai valori misurati sul lobo superiore; questa similitudine è molto probabilmente dovuta al fatto che i blocchi misurati a PI-4, situata ai piedi del fronte del lobo superiore, provengano direttamente da quest'ultimo a causa del movimento di flusso del rock glacier.

Gane di Terra Rossa (fig. 4B)

I rock glaciers di Gana e di Gana Bianca sono formazioni monomorfiche quasi parallele, situate sul versan-

te Est della Cima di Gana Bianca (SCAPOZZA & FONTANA 2009). Secondo MAISCH (1992), la zona radicale del rock glacier di Gana Bianca era occupata da un piccolo glacionevato durante la PEG. L'analisi dei movimenti tramite interferometria radar da satellite (InSAR) mostra che il rock glacier di Gana è probabilmente attivo, con dei movimenti medi dell'ordine di alcuni cm/anno, mentre il rock glacier di Gana Bianca è probabilmente inattivo (SCAPOZZA & MARI 2010, MARI *et al.* 2011).

I valori-R medi misurati sono compresi tra 50 sulle morene di Corte di Cima dello stadio OW2 (CC-1) e 63 nella zona radicale di entrambi i rock glaciers (GA-4 e GB-3). È interessante notare che le differenze di età sono significative tra le morene di Corte di Cima (CC-1) e le morene delle Gane di Terra Rossa (GT-1) e tra CC-1 e GT-1 e i due rock glaciers. Per il sito di Gana, non vi è nessuna differenza tra le età di esposizione dei grandi blocchi a valle del fronte della formazione e il rock glacier stesso. Su entrambi i rock glaciers i valori-R aumentano con l'altitudine in maniera lineare. Gli stessi valori-R misurati nelle zone radicali delle due formazioni indicano che probabilmente anche la zona a monte del rock glacier di Gana era occupata da un piccolo ghiacciaio o da un glacionevato durante la PEG.

Valle di Sceru (fig. 4C)

La Valle di Sceru è un vallone periglaciale complesso, composto quasi interamente dai paragneiss della coltre del Simano e caratterizzato dalla sovrapposizione di numerosi rock glaciers e falde di detrito (SCAPOZZA & FONTANA 2009). Da valle verso monte troviamo: i rock glaciers di Sceru I e di Sasso di Luzzone, che si sarebbero sviluppati a partire dalla fine del Dryas antico; il rock glacier di Sceru II, attribuibile al Dryas recente; il rock glacier di Piancabella, che sarebbe olocenico (SCAPOZZA *et al.* 2010). Quest'ultimo è l'unico ad essere ancora attivo, come testimoniato dalle misure effettuate tra giugno e ottobre 2009 con il GPS differenziale, che rilevano velocità di spostamento medie annue della formazione comprese tra 5 e 25 cm/anno sull'insieme della formazione (RAMELLI *et al.* 2011).

I valori-R misurati sono compresi tra 49 sui rock glaciers del Dryas antico (SC-I-2 e SA-1) e 54 sulle falde

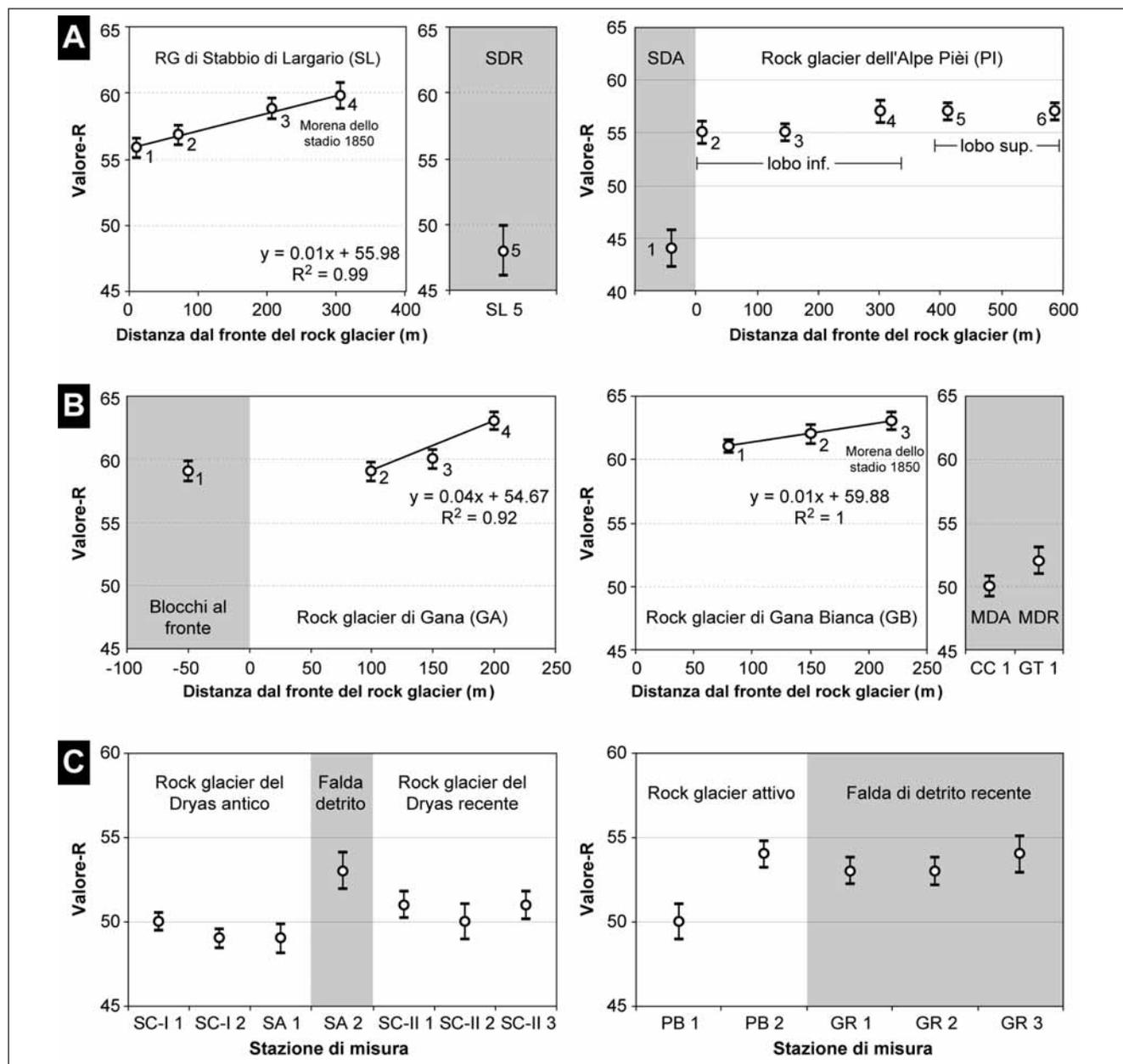


Fig. 4 – Risultati delle misure effettuate con il martello di Schmidt nel Massiccio della Cima di Gana Bianca. In bianco le stazioni di misura su rock glaciers, in grigio su altre superfici. Le differenze di età sono ritenute statisticamente significative quando da una stazione di misura all'altra le barre dell'intervallo di confidenza al 95% non si sovrappongono. (A) Rock glaciers di Stabbio di Largario e dell'Alpe Pièi (ortogneiss del Simano). (B) Settore delle Gane di Terra Rossa (ortogneiss del Simano). (C) Valle di Sceru (paragneiss). SDR = superficie del Dryas recente; SDA = superficie del Dryas antico; MDR = morena del Dryas recente; MDA = morena del Dryas antico. Per il codice dei siti, si veda la fig. 1.

di detrito nella parte radicale del rock glacier di Piancabella (PB-2) e di Gana Rossa (GR-3). Il rock glacier di Sceru II si inserisce tra i rock glaciers del Dryas antico e i siti olocenici. È interessante notare il valore-R assai basso misurato sul corpo del rock glacier di Piancabella (PB-1), che rientra nell'ordine di misura dei valori-R caratteristici dei siti di età pleistocenica. I valori-R misurati nel sito di Gana Rossa non sono significativamente diversi tra loro: questo indica che l'età di esposizione dei blocchi è omogenea su tutta la falda di detrito.

DISCUSSIONE

Grazie alla datazione relativa di morene e rock glaciers relitti con il metodo paleogeografico (SCAPOZZA & FONTANA 2009) è stato possibile utilizzare i valori-R misurati su superfici di età conosciuta per calibrare per regressione lineare le età di esposizione delle forme geomorfologiche studiate (tab. 3 e fig. 5). È stata scelta una regressione di tipo lineare, poiché è difficile poter stimare le variazioni del tasso di alterazione della superficie della roccia in funzione del tempo (KELLERER-

Sito studiato		Valori-R		Cronologia			
Luogo	St.	Media	Intervallo di conf. 95%	Età attribuita (ka cal BP)	Età calcolata (ka cal BP)	Errore (\pm ka cal)	
Rock glaciers di Stabbio di Largarò e dell'Alpe Pièi	SL	4	60	1.00	0.1	0.2	0.9
	SL	3	59	0.79	-	1.1	0.9
	PI	4	57	1.09	-	3.0	1.1
	PI	5	57	0.79	-	3.0	0.8
	PI	6	57	0.79	-	3.0	0.8
	SL	2	57	0.77	-	3.0	0.8
	SL	1	56	0.75	-	3.9	0.7
	PI	2	55	1.07	-	4.8	1.0
	PI	3	55	0.80	-	4.8	0.7
	SL	5	48	1.86	12.0	11.3	1.4
PI	1	45	1.76	14.5	15.0	1.1	
Gane di Terra Rossa	GA	4	63	0.73	0.1	0.1	0.8
	GB	3	63	0.72	0.1	0.1	0.8
	GB	2	62	0.74	-	1.2	0.8
	GB	1	61	0.51	-	2.3	0.6
	GA	3	60	0.75	-	3.4	0.8
	GA	1	59	0.79	-	4.5	0.9
	GA	2	59	0.74	-	4.5	0.8
	GT	1	52	1.07	12.0	12.2	1.2
CC	1	50	0.82	14.5	14.4	0.9	
Valle di Sceru	Sup. "o"		59	0	0.0	0.0	0.0
	GR	3	54	1.09	-	7.2	1.6
	PB	2	54	0.81	-	7.2	1.2
	SA	2	53	1.08	-	8.7	1.6
	GR	1	53	0.79	-	8.7	1.1
	GR	2	53	0.82	-	8.7	1.2
	SC-II	1	51	0.81	11.5	11.6	1.2
	SC-II	3	51	0.82	11.5	11.6	1.2
	SC-II	2	50	1.04	-	13.0	1.5
	PB	1	50	1.04	-	13.0	1.5
	SC-I	1	50	0.55	-	13.0	0.8
	SA	1	49	0.85	14.5	14.5	1.2
	SC-I	2	49	0.55	14.5	14.5	0.8

Tab. 3 – Risultati delle calibrazioni delle età di esposizione per regressione lineare. Le età sono espresse in migliaia di anni (ka) calendari (cal) prima del presente (BP = *Before Present*, con il presente che è fissato per convenzione al 1950). L'errore di età è calcolato in base all'intervallo di confidenza al 95% dei valori-R misurati. Per il codice dei siti, si veda la fig. 1.

PIRKLBAUER 2008, MATTHEWS & OWEN 2010). D'altro canto, si è trovata una relazione lineare tra le tre superfici di età conosciuta utilizzate per calibrare le età di esposizione per i rock glaciers di Stabbio di Largarò e dell'Alpe Pièi (fig. 5A) e per il settore delle Gane di Terra Rossa (fig. 5B). Grazie a questo approccio, è stato possibile calcolare il valore-R corrispondente a una superficie di età «zero» per la Valle di Sceru, utilizzando due altri siti di età conosciuta (fig. 5C).

Tenendo conto che l'approccio utilizzato permette di calcolare delle età minime, questo criterio è stato utilizzato anche per la calibrazione delle date. Per le morene e i rock glaciers della fine del Dryas antico, si è scelto come termine *post quem* 14.5 ka cal BP (PI-1, CC-1, SA-1 e SC-I-1), che corrisponde alla transizione dal Dryas antico al Bølling/Allerød, caratterizzata da un aumento delle temperature medie superiore a 2°C (SCAPOZZA & FONTANA 2009). Il termine *post quem* per il Dryas recente varia se nelle regressioni si utilizzano delle morene o dei rock glaciers. Per le morene, dato che è correntemente ammesso che un'importante diminuzione delle precipitazioni abbia determinato un ritiro glaciale precoce (KERSCHNER 1985; IVY-OCHS *et al.* 1996), si è scelta come età minima per lo stadio OW1

12.0 ka cal BP (SL-5, GT-1), mentre per i rock glaciers è stato scelto il momento della transizione dal Dryas recente al Preboreale (11.5 ka cal BP), caratterizzata da un importante riscaldamento climatico che ha sancito il passaggio dal Pleistocene all'Olocene.

Età e sviluppo dei rock glaciers attivi/inattivi

Le età di esposizione ottenute indicano che i rock glaciers attivi/inattivi del Massiccio della Cima di Gana Bianca hanno cominciato a svilupparsi diversi millenni orsono. Se teniamo conto che la datazione più antica per ogni sito ci indica l'età minima dell'inizio del loro sviluppo, otteniamo dei valori che si inseriscono dalla fine dell'Atlantico (5.0 ka cal BP) all'inizio del Subatlantico (2.5 ka cal BP). Dato che è molto difficile poter determinare un termine *ante quem* per lo sviluppo di questi rock glaciers, se non lo stadio glaciale OW1 che ha caratterizzato il Dryas recente, possiamo concludere che queste formazioni avrebbero cominciato a formarsi durante la prima parte dell'Olocene o, al più tardi, dopo l'Optimum climatico dell'Atlantico, che è terminato verso 5.0 ka cal BP. Questi risultati sono molto simili a quelli ottenuti da FRAUENFELDER *et al.* (2005) su diversi rock glaciers della regione dell'Err-Julier (GR) e del Fletschhorn (VS) e da

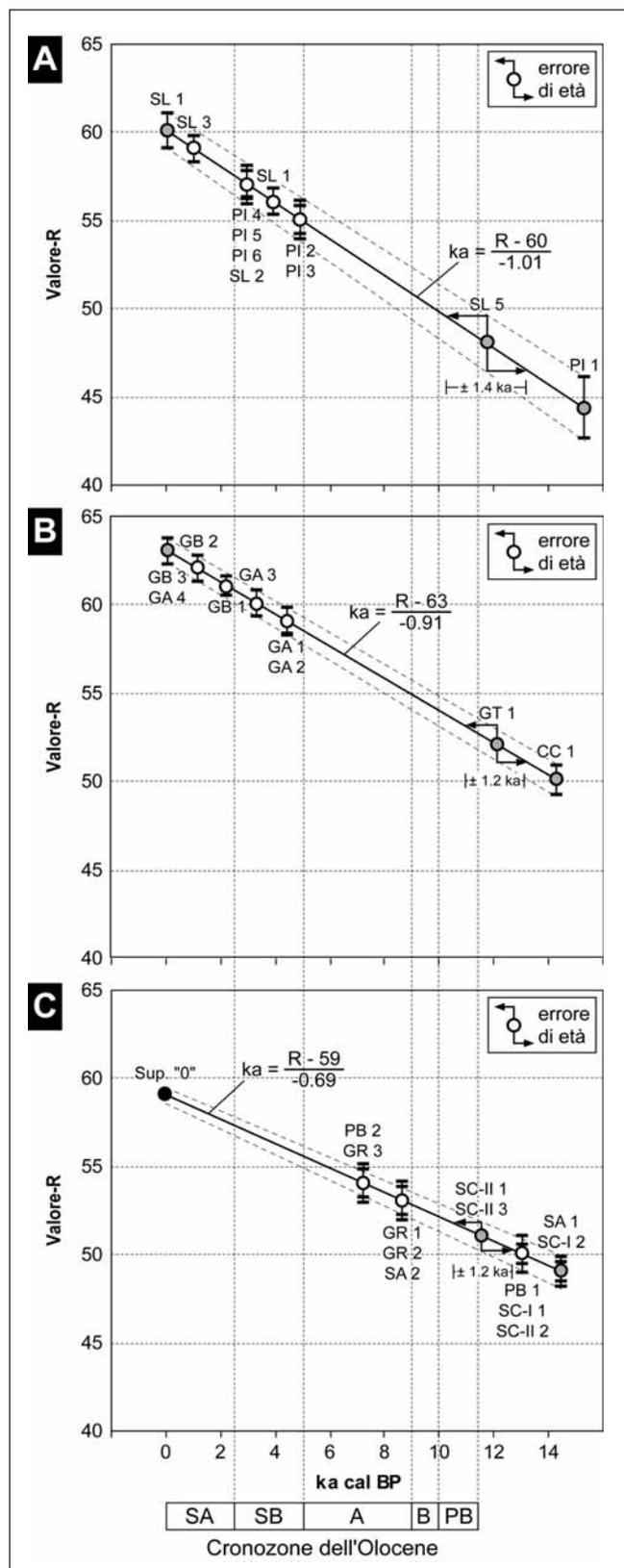


Fig. 5 – Calibrazione delle età di esposizione (in bianco) in funzione del valore-R misurato su superfici di età conosciuta (in grigio) per i rock glaciers di Stabbio di Largario e dell’Alpe Pièi (A), il settore delle Gane di Terra Rossa (B) e la Valle di Sceru (C). Cronozone dell’Olocene: SA = Subatlantico; SB = Subboreale; A = Atlantico; B = Boreale; PB = Preboreale. Per il codice dei siti, si veda la fig. 1.

KELLERER-PIRKLBAUER (2008) su alcuni rock glaciers delle Alpi centrali austriache, che ottengono delle età minime della superficie delle formazioni investigate comprese tra 3.0 e 5.0 ka cal BP.

Per il rock glacier dell’Alpe Pièi, vi è una differenza di circa 2.0 ka tra le età di esposizione del lobo inferiore e del lobo superiore. Dato che è difficile poter fissare un termine *ante quem* di formazione dei due lobi, non è possibile determinare se i lobi del rock glacier si sono formati durante periodi relativamente freddi, favorevoli alla formazione e al mantenimento di ghiaccio del permafrost, o durante periodi più temperati, favorevoli alla gelificazione e quindi all’apporto di detriti rocciosi al rock glacier. Tenendo conto dell’ipotesi «periodi freddi», si potrebbe correlare la formazione del lobo superiore con le oscillazioni di Piora I e II (ca. 5300 – 5000 BP = 6090 ± 90 – 5705 ± 45 cal BP e ca. 4800 – 4400 BP = 5540 ± 50 – 4950 ± 80 cal BP) e la formazione del lobo inferiore con le oscillazioni di Lössen (ca. 3500 – 3100 BP = 3775 ± 55 – 3320 ± 50 cal BP) o di Göschenen I (ca. 2830 – 2270 BP = 2840 ± 40 – 2285 ± 75 cal BP) (cf. BURGA *et al.* 2001). Se, al contrario, si dovesse considerare l’ipotesi «periodi temperati», lo sviluppo del rock glacier sarebbe avvenuto durante gli intervalli compresi tra queste oscillazioni fredde.

Per il rock glacier di Piancabella si ottiene un’età di esposizione di 13.0 ± 1.5 ka cal BP. Questa forma sarebbe quindi molto più antica degli altri rock glaciers attivi/inattivi della regione. La mancanza di morene del Dryas recente nella Valle di Sceru (cf. SCAPOZZA & FONTANA 2009), indica che sarebbe possibile che questo rock glacier dati della fine del Tardiglaciale, in quanto le condizioni climatiche fredde e la mancanza di un ghiacciaio durante questo periodo sarebbero state delle condizioni favorevoli alla sua formazione.

Velocità medie dei rock glaciers

Grazie alle età di esposizione ottenute per regressione lineare, è stato possibile calcolare le velocità medie dei rock glaciers per i quali si disponeva di almeno tre stazioni di misura lungo un profilo longitudinale alla formazione, con età crescenti in direzione del fronte (tab.

Tab. 4 – Velocità medie dei rock glaciers calcolate in base alle età di esposizione.

Periodo (ka cal BP)	Distanza (m)	Velocità (cm/anno)
Rock glacier di Stabbio di Largario		
3.9-3.0	61	6.8
3.0-1.1	136	7.2
1.1-0.2	100	11.1
Rock glacier di Gana		
4.5-3.4	50	4.5
3.4-0.1	50	1.5
Rock glacier di Gana Bianca		
2.3-1.2	70	6.4
1.2-0.1	70	6.4



Fig. 6 – Versante destro dell’alta Val Malvaglia con, in primo piano, i cordoni morenici di Corte di Cima.

4). Per il tempo sul quale calcolare le velocità, si è utilizzato il valore medio dell’età di esposizione. È importante rilevare che questo approccio introduce un errore assai grande nelle velocità medie calcolate, poiché non si prende in considerazione l’errore di età calcolato e il fatto che le datazioni esprimano delle età minime. Le velocità ottenute vanno quindi interpretate qualitativamente in termini di variazioni di flusso del rock glacier da un periodo all’altro e non quantitativamente come spostamenti assoluti.

Si può notare un comportamento diverso per ogni rock glacier. Il rock glacier di Stabbio di Largario presenta un’accelerazione nell’ultimo millennio, corrispondente al Periodo Caldo Medievale (ca. 800–900 AD fino al 1250–1300 AD) e alla PEG, con delle velocità quasi doppie rispetto al periodo tra 3.9 e 3.0 ka cal BP. Tenendo conto delle importanti velocità attuali (>50 cm/anno; cf. RAMELLI *et al.* 2011), praticamente quintuplicate rispetto alla media dell’ultimo millennio, è probabile che un’importante accelerazione del rock glacier si sia prodotta negli ultimi decenni, come lo testimoniano gli importanti segni morfologici di destabilizzazione della formazione (cf. RAMELLI *et al.* 2011) e come si è potuto osservare su altri rock glaciers delle Alpi (per esempio, ROER *et al.* 2005, LAMBIEL 2006, KAAB *et al.* 2007).

Il rock glacier di Gana presenta una decelerazione delle velocità a partire da 3.4 ka cal BP, con delle velocità ridotte di 2/3, mentre il rock glacier di Gana Bianca presenta delle velocità omogenee su tutto il periodo di formazione. Il rock glacier di Gana ha il suo fronte in una zona leggermente in contro-pendenza (SCAPOZZA & FONTANA 2009): è quindi probabile che la topografia giochi un ruolo importante nel controllo delle velocità della formazione. Va infine ricordato che la dinamica di questi due rock glaciers è stata probabilmente influenzata dal piccolo glacionevato che si trovava a monte delle due formazioni durante la PEG, con volumi di

ghiaccio variabili in funzione delle oscillazioni climatiche oloceniche.

Formazione delle falde di detrito

Le età di esposizione delle falde di detrito studiate, tutte situate nella Valle di Sceru, sono assai antiche. Tenendo conto dei margini di errore, l’età minima della loro formazione si colloca tra 10.3 e 5.6 ka cal BP (8.7 ± 1.6 ka cal BP per SA-2 e 7.2 ± 1.6 ka cal BP per GR-3). Questo periodo si inserisce nella prima parte dell’Olocene e comprende la fine del Preboreale, il Boreale e l’Atlantico. Le falde di detrito si sarebbero quindi formate assai velocemente subito dopo la fine dell’ultima glaciazione, al passaggio dal Dryas antico al Bølling/Allerød, e la loro costruzione sarebbe proseguita fino alla fine dell’Optimum climatico della metà dell’Olocene (ca. 8500 – 5500 BP = 9510 ± 20 – 6300 ± 10 cal BP in Europa Centrale), caratterizzato da temperature medie estive fino a 1.5°C superiori rispetto al XX secolo (BURGA *et al.* 2001). È molto probabile che questo periodo sia stato molto favorevole alla gelificazione e alla produzione di detriti a causa della degradazione del permafrost nelle pareti rocciose. Le falde di detrito della Valle di Sceru si sarebbero quindi formate durante una *grande fase di detritismo postglaciale* (per analogia con la «*grande phase d’éboulement périglaciaire*» descritta da JORDA & ROSIQUE 1994) che ha seguito il ritiro glaciale locale, con tassi di erosione dal Bølling/Allerød all’Atlantico (probabilmente soprattutto dal Bølling alla fine del Dryas recente, cf. HINCHLIFFE & BALLANTYNE 1999) molto superiori a quelli della seconda parte dell’Olocene.

CONCLUSIONI

L’utilizzo congiunto del metodo paleogeografico e del martello di Schmidt ha permesso di precisare la crono-

logia delle forme periglaciali del Massiccio della Cima di Gana Bianca. Il metodo paleogeografico ha permesso di identificare gli stadi tardiglaciali della regione e di dare il punto di ancoraggio massimo per la calibrazione delle età di esposizione in funzione dei valori-R misurati. Il martello di Schmidt ha quindi permesso di affinare la cronologia olocenica. In particolare, è stato possibile mostrare che:

- i rock glaciers attivi/inattivi studiati avrebbero cominciato a formarsi durante la prima parte dell'Olocene o, al più tardi, dopo l'Optimum climatico dell'Atlantico, che è terminato verso 5.5 ka cal BP;
- la velocità di flusso dei rock glaciers negli ultimi millenni è stata assai variabile. In particolare, si potuta rilevare un'accelerazione del rock glacier di Stabbio di Largarò a partire dal Periodo Caldo Medievale, una decelerazione delle velocità del rock glacier di Gana a partire da 3.4 ka cal BP e delle velocità omogenee su tutto il periodo di formazione per il rock glacier di Gana Bianca;
- le falde di detrito della Valle di Sceru si sarebbero costruite assai velocemente durante una *grande fase di detritismo postglaciale* cominciata subito dopo la fine dell'ultima glaciazione e durata fino alla fine dell'Optimum climatico della metà dell'Olocene.

Dal punto di vista metodologico, il martello di Schmidt si è rivelato un metodo interessante per studiare le

forme oloceniche, in quanto permette di differenziare le età di esposizione di una stessa forma (per esempio un rock glacier) secondo la posizione delle stazioni di misura. Per contro, il martello di Schmidt sembra meno adatto per differenziare cronologicamente le forme tardiglaciali, in quanto il margine di errore delle età di esposizione calcolate è sovente superiore alla periodicità delle fluttuazioni morfo-climatiche studiate.

Nota

Le calibrazioni in anni calendari (espresse in anni «cal BP») delle date radiocarbonio (espresse in anni «BP») delle Oscillazioni climatiche oloceniche proposte da BURGA *et al.* (2001) è stata eseguita grazie al programma OxCal 4.1 (2010), messo gentilmente a disposizione da Christopher Bronk Ramsey, dell'Oxford Radiocarbon Accelerator Unit, secondo la curva di calibrazione internazionale IntCal 09 (2009).

RINGRAZIAMENTI

L'acquisizione dei dati è stata possibile grazie al supporto di Georgia Scapozza, Stefano Mari, Nicola Deluigi, Laura Bernasconi e Claire-Anne Dvorak. Un ringraziamento particolare a Georgia Scapozza, Stefano Mari, Emmanuel Reynard e Silvio Seno (*referee*) per la rilettura critica del manoscritto.

Fig. 7 – Il rock glacier di Gana, sul versante orientale della Cima di Gana Bianca.



BIBLIOGRAFIA

- 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.
- BURGA C.A., PERRET R. & ZOLLER H. 2001. Swiss localities of early recognised Holocene climate oscillations – Characterisation and significance. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 146: 65–74.
- FRAUENFELDER R., LAUSTELA M. & KAAB A. 2005. Relative age dating of Alpine rockglacier surface. Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 49: 145–166.
- HAEBERLI W., BRANDOVA D., BURGA C., EGLI M., FRAUENFELDER R., KAAB A., MAISCH M., MAUZ B. & DIKAU, R. 2003. Methods for absolute and relative age dating of rock-glaciers surfaces in alpine permafrost. Proceeding of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 2003, pp. 343–348.
- HINCHLIFFE S. & BALLANTYNE C.K. 1999. Talus accumulation and rockwall retreat, Trotternish, Isle of Skye, Scotland. Scottish Geographical Journal, 115: 53–70.
- IVY-OCHS S. & KOBER F. 2008. Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. Eiszeitalter und Gegenwart, 57: 179–209.
- IVI-OCHS S., SCHLUCHTER C., KUBIK P.W., SYNAL H.-A., BEER J. & KERSCHNER H. 1996. The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ¹⁰Be, ²⁶Al and ³⁶Cl. Eclogae geologicae Helvetiae, 89:1049–1063.
- JORDA M. & ROSIQUE T. 1994. Le Tardiglaciaire des Alpes Françaises du Sud : rythme et modalités des changements bio-morphoclimatiques. Quaternaire, 5: 141–149.
- KAAB A., FRAUENFELDER R. & ROER I. 2007. On the response of rockglacier creep to surface temperature increase. Global and Planetary Change, 56: 172–187.
- KELLERER-PIRKLBAUER A. 2008. The Schmidt-Hammer as a relative age dating tool for rock glacier surfaces: examples from Northern and Central Alps. Proceeding of the 9th International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, June 2008, pp. 913–918.
- KELLERER-PIRKLBAUER A., WANGENSTEEN B., FARBROT H. & ETZELMULLER B. 2008. Relative surface age-dating of rock glacier systems near Hólar in Hjaltadalur, northern Iceland. Journal of Quaternary Science, 23: 137–151.
- KERSCHNER H. 1985. Quantitative paleoclimatic inferences from lateglacial snowline, timberline and rock glacier data, Tyrolean Alps, Austria. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 21: 363–369.
- LAMBIEL C. 2006. Le pergélisol dans les terrains sédimentaires à forte déclivité: distribution, régime thermique et instabilités. Thèse de doctorat, Université de Lausanne. Travaux et Recherches, 33, 260 pp.
- LAMBIEL C. & REYNARD E. 2003. Cartographie de la distribution du pergélisol et datation des glaciers rocheux dans la région du Mont Gelé (Valais). Physische Geographie, 41: 91–103.
- LAUSTELA M., EGLI M., FRAUENFELDER R., KAAB A., MAISCH M. & HEBERLI W. 2003. Weathering rind measurements and relative age dating of rockglacier surfaces in crystalline regions of the Eastern Swiss Alps. Proceeding of the 8th International Conference on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 2003, pp. 627–632.
- MAISCH M. 1982. Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. Geographica Helvetica, 37: 93–104.
- MAISCH M. 1992. Die Gletschers Graubündens. Geographischen Institut der Universität Zürich, Physische Geographie, 33, 2 vol.
- MARI S., DELALOYE R., SCAPOZZA C. & STROZZI T. 2011. Inventario dei movimenti di terreno per analisi dei segnali InSAR nelle Alpi meridionali svizzere (periodo 1994–2007). In: LAMBIEL C., SCAPOZZA C. & REYNARD E. (eds.), La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du Colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Institut de géographie, Université de Lausanne, Géovisions, 36: 145–159.
- MATTHEWS J.A. & OWEN G. 2010. Schmidt hammer exposure-age dating: developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen-Jostedalbreen regions of southern Norway. Boreas, 39: 105–115.
- MCCARROL D. 1989. Potential and limitations of the Schmidt Hammer for relative-age dating: field tests on Neoglacial moraines, Jutunheimen, Southern Norway. Arctic and Alpine Research, 21: 268–275.
- RAMELLI G. 2010. Structure interne, dynamique et âge des glaciers rocheux du Massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (TI). Mémoire de master, Université de Lausanne, 141 pp. (disponibile su <http://mesoscaphe.unil.ch/igul/memoires/bd/>).
- RAMELLI G., SCAPOZZA C., MARI S. & LAMBIEL C. 2011. Structure interne et dynamique des glaciers rocheux du massif de la Cima di Gana Bianca, Val Blenio (Tessin). In: LAMBIEL C., SCAPOZZA C. & REYNARD E. (eds.), La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du Colloque de la Société Suisse de Géomorphologie, 3–5 septembre 2009, Olivone. Institut de géographie, Université de Lausanne, Géovisions, 36: 177–193.
- RAVAZZI C., PERESANI M., PINI R. & VESCOVI E. 2007. Il Tardoglaciaire nelle Alpi Italiane e in Pianura Padana. Evoluzione stratigrafica, storia della vegetazione e del popolamento antropico. Il Quaternario – Italian Journal of Quaternary Sciences, 20: 163–184.
- ROER I., KAAB A. & DIKAU R. 2005. Rockglacier acceleration in the Turtmann valley (Swiss Alps): probable controls. Norsk Geografisk Tidsskrift, 59: 157–163.
- RUTTI R., MAXELON M. & MANCKTELOW N.S. 2005. Structure and kinematics of the northern Simano Nappe, Central Alps, Switzerland. Eclogae geologicae Helvetiae, 98: 63–81.
- SCAPOZZA, C. & FONTANA G. (a cura di) 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. & MARI S. 2010. Catasto, caratteristiche e dinamica dei rock glaciers delle Alpi Ticinesi. Bollettino della Società ticinese di Scienze naturali, 98: 15–29.
- SCAPOZZA C. & RAMELLI G. 2010. Relative-age dating of rock-glacier surfaces with Schmidt hammer in Blenio Valley, Southern Swiss Alps. In: MERTES J.N., CHRISTIANSEN H.H. & ETZELMULLER B. (eds.), Thermal state of frozen ground in

- a changing climate during the IPY. Abstracts from the Third European Conference on Permafrost, Svalbard, Norway, 13–17 June 2010, p. 288.
- SCAPOZZA C., LAMBIEL C., REYNARD E., FALLOT J.-M., ANTOGNINI M. & SCHOENEICH, P. 2010. Radiocarbon dating of fossil wood remains buried by the Piancabella rock glacier, Blenio Valley (Ticino, Southern Swiss Alps): implications for rock glacier, treeline and climate history. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21: 90–96.
- SCAPOZZA C., LAMBIEL C. & REYNARD E. 2011. Datation relative de formes périglaciaires alpines à l'aide de la méthode paléogéographique et du marteau de Schmidt. In: LAMBIEL C., SCAPOZZA C. & REYNARD E. (eds.), *La géomorphologie alpine: entre patrimoine et contrainte. Actes du Colloque de la Société Suisse de Géomorphologie*, 3–5 septembre 2009, Olivone. Institut de géographie, Université de Lausanne, *Géovisions*, 36: 127–143.
- SCHMIDT E. 1950. Der Beton-Prüfhammer – Ein Gerät zur Bestimmung der Qualität des Betons im Bauwerk. *Schweizerische Bauzeitung*, 68: 378–379.
- SHAKESBY R.A., MATTHEWS J.A. & OWEN G. 2006. The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quaternary Science Reviews*, 25: 2846–2867.