Zeitschrift: Memorie / Società ticinese di scienze naturali, Museo cantonale di storia naturale

Herausgeber: Società ticinese di scienze naturali ; Museo cantonale di storia naturale

Band: 10 (2009)

Artikel: Le Alpi Bleniesi : storia glaciale e periglaciale e patrimonio geomorfologico

Autor: Scapozza, Cristian / Fontana, Georgia / Lambiet, Christoph / Reynard, Emmanuel

Kapitel: 2: La storia glaciale e periglaciale

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-981695

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

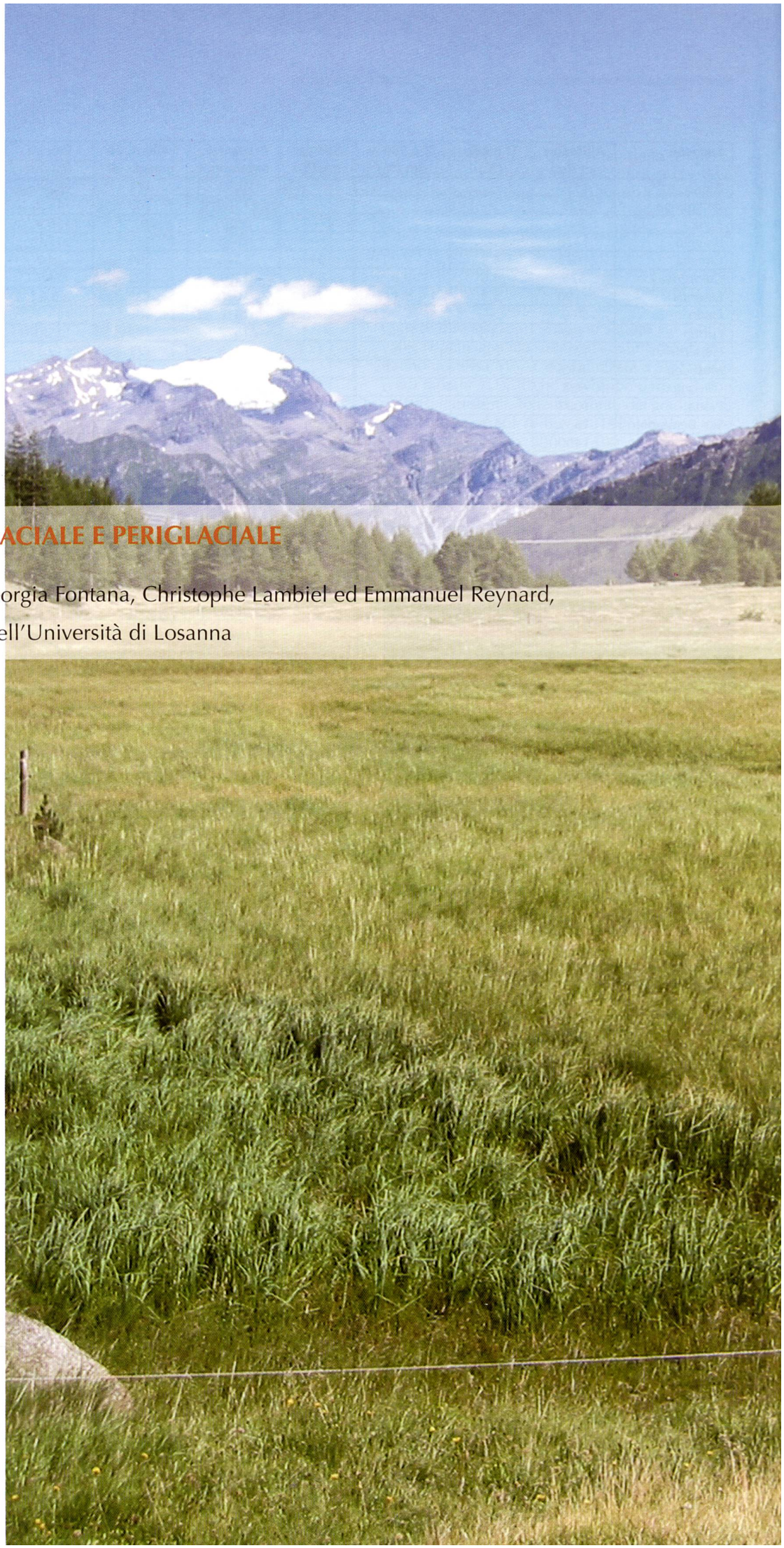
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 02.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch



2 – LA STORIA GLACIALE E PERIGLACIALE

Cristian Scapozza, Georgia Fontana, Christophe Lambiel ed Emmanuel Reynard,
Istituto di Geografia dell'Università di Losanna

2.1 ASPETTI TEORICI E METODI DI STUDIO

2.1.1 METODI DI STUDIO GENERALI DELLA GEOMORFOLOGIA

I metodi di studio generali della geomorfologia hanno come scopo la descrizione e l'interpretazione delle forme del rilievo e della loro evoluzione. I metodi usati in questo studio sono la cartografia (e osservazione) geomorfologica e l'analisi sedimentologica di sezioni e sedimenti sciolti.

Cartografia e osservazione geomorfologica

La cartografia geomorfologica ha come scopo l'interpretazione delle forme del rilievo, sia sotto-forma di analisi topografica (carte morfografiche) che di analisi della genesi delle forme geomorfologiche (carte morfogenetiche) o di analisi dell'attività dei processi geomorfologici (carte morfodinamiche) (SCHOENEICH *et al.* 1998). In Europa, esistono diversi sistemi di legenda geomorfologica. Il sistema sviluppato all'Istituto di Geografia dell'Università di Losanna (legenda IGUL) (HOLZMANN *et al.* 2006), è nato dall'analisi dei punti forti e dei punti deboli dei sistemi di legenda svizzero, francese e tedesco (SCHOENEICH 1993). La legenda IGUL si basa su di un insieme di superfici colorate che rappresentano i diversi sistemi morfogenetici (ad esempio glaciale, periglaciale, carsico, fluviale, ecc.) e su dei simboli convenzionali che rappresentano le forme di deposito, disegnate nello stesso colore del sistema morfogenetico al quale appartengono. Le forme di erosione sono disegnate su fondo bianco. Questo sistema si focalizza sulle forme e la loro genesi, e in seguito sulla loro dinamica. Le carte che ne risultano sono quindi delle carte morfogenetiche con una componente morfodinamica (distinzione tra erosione e deposito), e che comportano solitamente un solo livello di informazione.

In parallelo alla cartografia geomorfologica, è indispensabile compiere un certo numero di osservazioni geomorfologiche da fotointerpretazione (in particolare di fotografie aeree) o direttamente sul terreno. L'osservazione geomorfologica ha lo svantaggio di essere un metodo parzialmente soggettivo e speculativo; resta in ogni modo un metodo indispensabile perché, da una parte, permette di caratterizzare le forme geomorfologiche in base a parametri comuni a più studi (metodo comparativo) e, d'altra parte, esercita un'azione di controllo a posteriori sui dati e le interpretazioni tratte dall'impiego di altri metodi (metodo interpretativo).

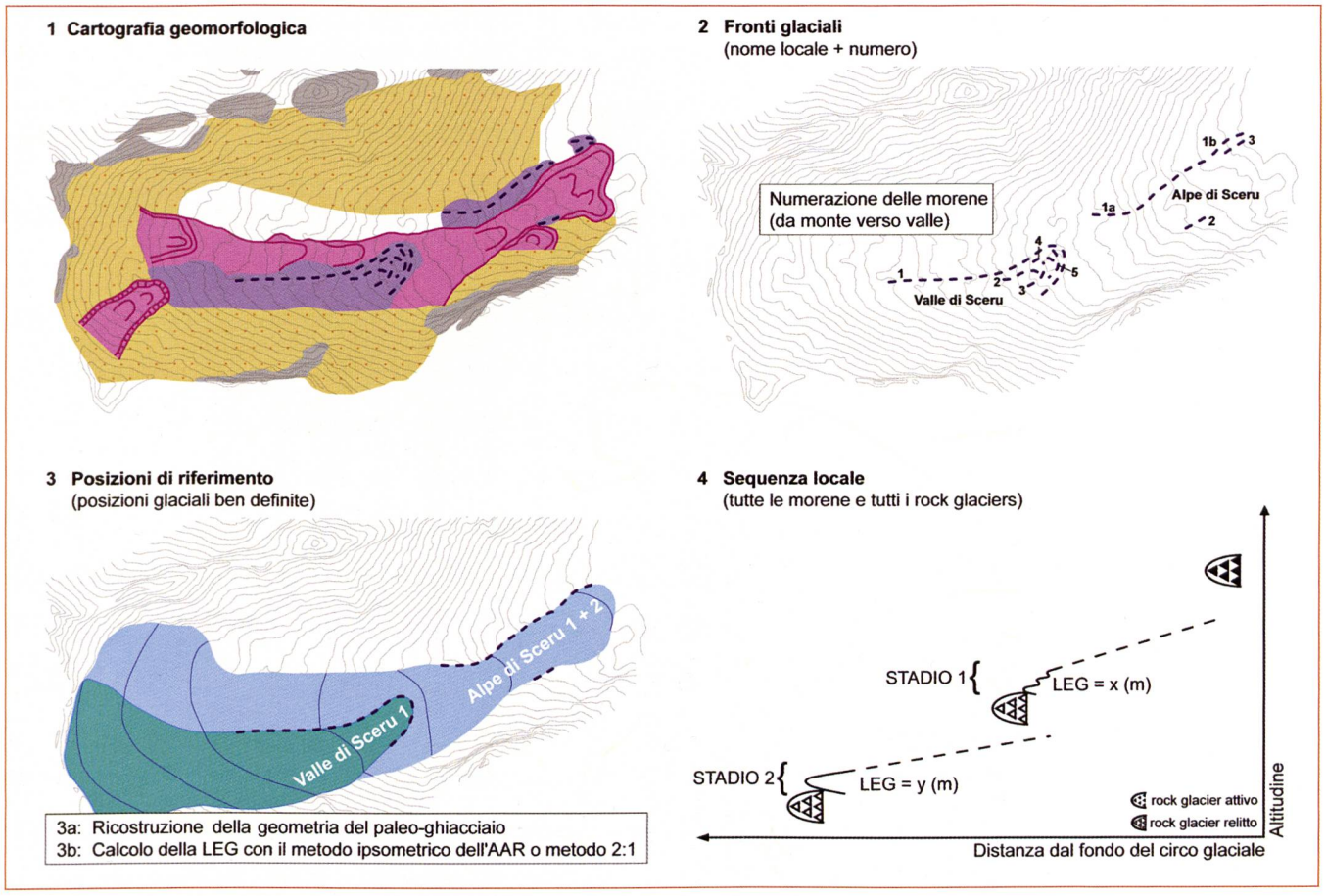


Figura 2.1 – Metodologia di nomenclatura e di ricostruzione degli stadi glaciali adottata in questo studio. Esempio della ricostruzione degli stadi glaciali della Valle di Sceru.

Analisi sedimentologica di sezioni e sedimenti sciolti

Quando la morfologia di superficie e le condizioni del terreno lo permettevano, è stato possibile accedere alla struttura profonda delle forme geomorfologiche studiate. In alcuni casi, le sezioni descritte sono di origine naturale, mentre in altri casi sono stati eseguiti dei piccoli scavi manuali. In tutti i casi, ci si è limitati a una descrizione degli affioramenti e ad un'analisi macroscopica dei sedimenti direttamente sul terreno, senza ricorrere a delle analisi di laboratorio. Per ogni sezione, sono state eseguite la descrizione dei litofacies, della granulometria, della forma degli elementi, della petrografia dei ciottoli e, in un caso, delle datazioni al radiocarbonio (presenza di materia organica).

Litofacies

Sono stati utilizzati i codici dei litofacies definiti da Miall (1977, 1978) e da Eyles *et al.* (1983, 1987), con le modifiche apportate da Schoeneich (1998a). Il codice di litofacies è composto da tre o più termini che permettono di descrivere l'aspetto del sedimento (ghiaia, sabbia, sedimenti fini, diamicton, ecc.), la struttura della matrice (sedimenti supportati dalla matrice o dagli elementi), la struttura sedimentaria (stratificazioni, ripartizione granulometrica, ecc.) e dei rimaneggiamenti o delle perturbazioni (termine addizionale), il che permette di evitare delle lunghe descrizioni. Per una presentazione dei differenti codici, vedi Schoeneich (1998a) e Bini *et al.* (2001).

Granulometria e morfometria dei ciottoli

L'analisi granulometrica è stata fatta a livello puramente descrittivo, il che ha permesso di caratterizzare la taglia media e la distribuzione degli elementi di un sedimento alfine di quantificarne la descrizione visuale. È stata adottata la nomenclatura delle classi granulometriche di Cailleux & Tricart (1963) con le modifiche di King (1966), senza distinzione all'interno delle sabbie e dei sedimenti fini: blocchi (> 200 mm), ciottoli (200 – 20 mm), ghiaie (20 – 2 mm), sabbie (2 – 0.063 mm), sedimenti fini (< 0.063 mm). Per i blocchi e i ciottoli sono stati descritti anche la loro forma e le caratteristiche della superficie (in particolare se presentavano strie glaciali).

Petrografia dei ciottoli

L'analisi petrografica dei ciottoli è stata eseguita campionando 100 ciottoli di taglia compresa tra 20 e 70 mm direttamente sugli affioramenti studiati. La campionatura è relativa a una sola unità ed è stata effettuata su di una superficie di circa 1 m^2. I risultati sono stati trattati secondo una rappresentazione percentuale delle classi in funzione della petrografia del ciottolo rispetto alla struttura tettonica di origine (per esempio, paragneiss della coltre del Simano, ortogneiss della coltre dell'Adula, ecc.).

Datazioni al radiocarbonio

Per la datazione del solo frammento di legno rinvenuto nei sedimenti studiati (vedi Scapozza *et al.* 2008a, 2009, Scapozza & Antognini 2009), si è fatto ricorso alla tecnica del ^{14}C AMS (*Acceleration Mass Spectromety*). La preparazione dei campioni per la datazione è stata compiuta dal Laboratorio ^{14}C del Dipartimento di Geografia dell' Università di Zurigo, mentre la datazione vera e propria è stata eseguita grazie all'acceleratore tandem dell'Istituto di Fisica delle Particelle della Scuola Politecnica Federale di Zurigo (ETHZ) (codice UZ.../ETH...). La calibrazione della datazione è stata eseguita con il programma OxCal 3.10 (Bronk Ramsey 2001, 2005), secondo la curva di calibrazione IntCal04 (Reimer *et al.* 2004), e con un intervallo di confidenza di 2 σ (95.4% di probabilità).

2.1.2 METODI DI RICOSTRUZIONE DEGLI STADI GLACIALI

Nomenclatura degli stadi

Nella letteratura geomorfologica classica, la nomenclatura degli stadi glaciali varia a seconda che si lavori sul Tardiglaciale o sull'Olocene. Il metodo degli stadi classico deriva dal concetto di «stadio» definito da Penck & Brückner (1909), ed è stato sviluppato, per i lavori recenti, da Gross *et al.* (1977) e da Maisch (1981). Si tratta di una metodologia che consiste nel raggruppare le morene di estensione morfologica simile in stadi, e poi di correlare questi stadi tra loro e con un modello di riferimento sulla base dei valori di depressione della linea di equilibrio dei ghiacciai (DLEG). Il metodo olocenico, sviluppato da Schneebeli & Röthlisberger (1976), consiste al contrario nel numerare le morene in maniera isolata, e poi nel raggrupparle in stadi in base a datazioni relative e assolute. Conformemente a Schoeneich (1998a), si è utilizzata una metodologia combinante i due metodi. Le tappe principali di questa metodologia sono (figura 2.1): 1) cartografia delle morene; 2) numerazione della posizione dei fronti glaciali; 3) ricostruzione delle posizioni selezionate; 4) costruzione di una sequenza morfostratigrafica locale; 5) definizione di stadi regionali e costruzione di una sequenza composita.

Cartografia delle morene

Le morene e le altre forme di deposito di origine glaciale e periglaciale sono state cartografate in dettaglio secondo la legenda IGUL. Questa fase di cartografia è molto importante perché le correlazioni degli stadi glaciali dipendono anche dal numero di morene formatesi durante lo stesso stadio. È quindi estremamente importante cartografare ogni morena separatamente, indipendentemente dalla sua taglia.

Numerazione della posizione dei fronti glaciali

Le posizioni dei fronti glaciali sono state numerate da monte verso valle sulla base dei nomi locali (per esempio «Valle di Sceru 2» o «Alpe di Sceru 4», cf. figura 2.1).

Ricostruzione delle posizioni selezionate

Per ogni gruppo di posizioni caratterizzato da una morena laterale comune, è stata scelta la posizione meglio definita e che si presta a una ricostruzione della superficie glaciale la più coerente possibile. Delle posizioni contrassegnate da mo-

Stadio	Morene, morfologia	Situazione regionale	Depressione della LEG	Età ^{10}Be BP	Posizione cronostatigrafica
Kromer/ Kartell	Morene a grossi blocchi ben definite e a più cordoni. Piccoli rock glaciers. Localita tipo: circo di Kartell (Gruppo di Ferwall) e Kromertal (Gruppo della Silvretta).	Ghiacciai di circo e ghiacciai vallivi, più grandi che alla PEG ma più piccoli rispetto alla posizione Egesen minima.	-120 a -60 m secondo la località.	8400 ± 700 : Kromertal ; 10'800 ± 1000 : Circo di Kartell.	Fase fredda di Misox ? (± avvenimento GH 8.2 ka).
Egesen	Morene ben costruite a creste ben marcate e a più cordoni. Spesso a grossi blocchi. Tre fasi di avanzata dei ghiacciai di circo e vallivi. Sviluppo di grandi rock glaciers alla fine dello stadio. Localita tipo: Valle dello Stubai, a sud-ovest di Innsbruck.	Ghiacciai di circo e ghiacciai vallivi, piccoli sistemi glaciali dendritici.	-450 a -180 m per l'avanzata massima secondo la località.	Massimo (I) : 12'300 ± 1500 (Colle dello Julier) ; 12'200 ± 1000 (Schönferwall). Fine della fase di attivita dei rock glaciers : 11'300 ± 900 (Colle dello Julier).	Dryas recente.
Interstadio Bølling-Allerød	Nessuna evidenza morfologica di avanzate glaciali. Invece, durante i periodi più freddi, i ghiacciai hanno potuto avanzare. I depositi sono stati probabilmente rimaneggiati al Dryas recente.	Ghiacciai di circo e ghiacciai vallivi (?).	Meno che all'Egesen.		Bølling-Allerød.
Daun	Morene ben definite ma leggermente smussate, con relativamente pochi blocchi. Le morene sono state rimaneggiate dal soliflusso durante il Dryas recente. Morene assenti nelle zone caratterizzate da un clima oceanico (rimaneggiate all'Egesen ?). Localita tipo: Valle dello Stubai, a sud-ovest di Innsbruck.	Ghiacciai leggermente più estesi che all'Egesen, ma più piccoli che al Clavadel/Senders.	-400 a -250 m secondo la località.		Prima del Bølling.
Clavadel/ Senders	Morene ben definite e molto ricche in sedimenti fini. Localita tipo: Clavadel (Davos) e Senders (Innsbruck). Probabilmente equivalente allo stadio di Zwischbergen al Colle del Sempione.	Ghiacciai di circo, ghiacciai vallivi e sistemi glaciali dendritici chiaramente più piccoli che allo Gschnitz.	-500 a -400 secondo la località.		Prima del Bølling.
Gschnitz	Grandi morene con la parte interna molto scoscesa, senza tracce di soliflusso sotto ai 1400 m di altitudine. Prima grande ricorrenza glaciale del Tardiglaciale. Localita tipo: Gschnitztal (sud di Innsbruck).	Ghiacciai di circo, ghiacciai vallivi e sistemi glaciali dendritici.	-700 a -600 secondo la località.	> 15'400 ± 1400 (Trins, Gschnitztal).	Prima del Bølling (avvenimento di Heinrich 1).
Inizio del Tardiglaciale	Fase di ritiro dei lobi pedemontani all'interno delle valli, marcata da piccole oscillazioni dei margini dal ghiacciaio. Comprende gli stadi classici di "Bühl" e "Steinach".	Sistemi glaciali dendritici.	Assai indefinito. Tra l'UMG e -800 m.		Prima del Bølling, più vecchio di 15'400 ± 470 ^{14}C BP.
UMG	Calotte di ghiaccio nelle Alpi, ghiacciai pedemontani allo sbocco della grandi vallate alpine.	Lobi pedemontani.	> -1200 a -1000 m.	19'900 ± 1600 (ER 1) ; 20'500 ± 1400 (ER 2): Wangen a.A.	21'000 – 19'000 BP.

Tabella 2.1 – Caratteristiche dei depositi e della situazione regionale degli stadi tardiglaciali nelle Alpi. Modificato da Ivy-Ochs *et al.* (2006, 2007).

rene latero-frontali a forma di cresta e ben costruite sono state considerate come caratteristiche di una fase di progressione del ghiacciaio, mentre delle morene poco marcate e adiacenti al fianco interno di una morena di «progressione» sono state considerate rappresentative di una fase di ritiro del ghiacciaio. Per ogni posizione considerata, è stata calcolata l'altitudine della linea di equilibrio teorica del ghiacciaio (LEG).

Costruzione di una sequenza morfostratigrafica locale

Le morene dello stesso circo glaciale o della stessa valle sono state raggruppate in una sola sequenza locale. Una sequenza locale è composta da tutte le morene in funzione dell'altitudine e della loro distanza dal fondo del circo glaciale. Una sequenza locale comprende anche la posizione dei rock glaciers e la loro relazione con le morene,

Tabella 2.2 – Sequenza di riferimento per la correlazione degli stadi tardiglaciali delle Alpi Bleniesi: stadi tardiglaciali del ghiacciaio del Ticino dallo stadio di Biasca fino all'inizio dell'Olocene.

(i) AAR di 0.67;
(ii) referenza 1850 variabile secondo il ghiacciaio di riferimento. È di circa 2600 m slm per un ghiacciaio di Bedretto di riferimento;
(iii) referenza: 2460 m slm, altitudine della lingua del ghiacciaio del Corno nel 1850;
(iv) senza tenere conto del riempimento detritico della pianura alluvionale;
(v) età minima dello stadio di Selva (Oberen Tavetsch), correlato con lo stadio di All'Acqua: 10'325 ± 130 ^{14}C anni BP (UZ-167);
(vi) età minima dello stadio di Maniò: 9'995 ± 110 ^{14}C anni BP (UZ-348);
(vii) referenza: 2560 m slm, altitudine della lingua del ghiacciaio dello Chilchorn nel 1850.

Stadio	Posizione della lingua	Altitudine (m slm)	DLEG 2:1 (m/1850) (i, ii)	DLEG d/2 (m/1850) (iii)	Referenza
Biasca	Osogna/Ponte di Iragna	~270 (iv)	-	1100-1300	Hantke (1983)
Faido	Gole del Piottino	800-850	-	805-830	Hantke (1983)
Airolo	Airolo	1100	660	680	Renner (1982)
Fontana	Fontana	1250	420-450	605	Renner (1982)
All'Acqua (v)	All'Acqua	1516	260-315	470	Renner (1982)
Maniò (vi)	Maniò	1740	170-240	360	Renner (1982)
Alpe di Cruina	Alpe di Cruina	2000	120	230	Renner (1982)
Grobbl. Gletsch.	Chilchorn	2480	90	40 (vii)	Renner (1982)

l'indicazione della depressione della linea di equilibrio (DLEG) per ogni posizione selezionata e la depressione del permafrost (DP) calcolata per ogni rock glacier.

Definizione di stadi regionali e costruzione di una sequenza composita

Le sequenze locali sono state correlate tra loro sulla base dei valori della DLEG e della DP, della morfologia delle morene, dei rock glaciers e della similitudine di evoluzione dei ghiacciai (tabella 2.1). Tutti questi elementi hanno permesso di definire una sequenza composita regionale per la valle in questione. La sequenza composita raggruppa le posizioni glaciali correlabili tra loro in stadi, numerati da monte verso valle in cifre arabe (per esempio Greina 1, Greina 2, Blenio 1, Blenio 2, ...), e le generazioni di rock glaciers, numerate in cifre romane (RG I, RG II, ...).

Una correlazione è stata infine tentata con più modelli di deglaciazione sviluppati in varie regioni delle Alpi. La sequenza di riferimento scelta per le correlazioni degli stadi glaciali delle Alpi Bleniesi è quella definita da Renner (1982) nella regione del Gottardo (tabella 2.2).

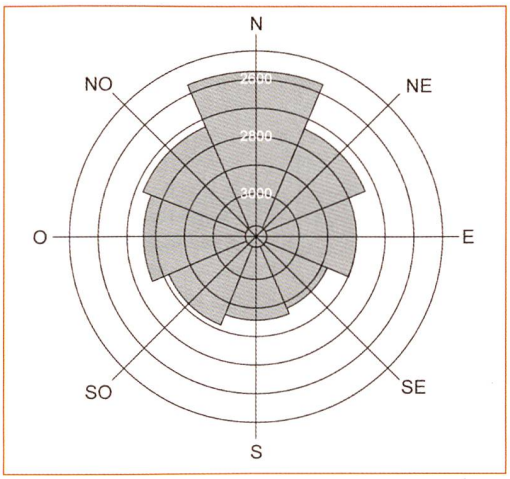


Figura 2.2 – Calcolo dell'altitudine della LEG per il ghiacciaio del Brenno allo stadio di Biasca.

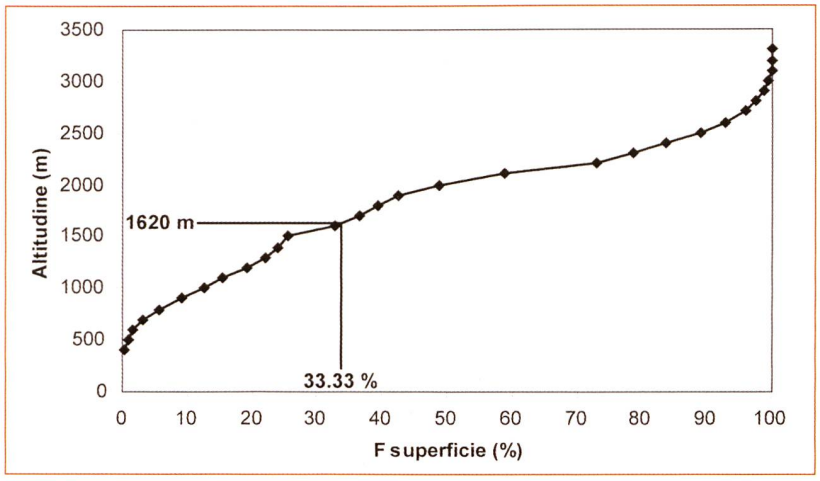


Figura 2.3 – Modello regionale di riferimento per la LEG allo stadio 1850 nelle Alpi Ticinesi orientali. Fonte: Scapozza (sottomesso).

Determinazione della LEG

La linea di equilibrio di un ghiacciaio (LEG) rappresenta una linea teorica a bilancio di massa nullo che separa la zona di accumulazione a bilancio di massa positivo dalla zona di ablazione a bilancio di massa negativo.
Il bilancio di massa di un ghiacciaio è la differenza tra l'accumulazione e le perdite per ablazione (fusione), espresse in volume equivalente di acqua, su di un anno idrologico. In Svizzera, l'anno idrologico corrisponde al periodo tra il primo ottobre e il 30 settembre dell'anno seguente. Più la LEG sale in altitudine e più la superficie della zona di accumulazione diminuisce. Per un ghiacciaio in equilibrio con le condizioni climatiche, la superficie della zona di accumulazione corrisponde a circa due volte la superficie della zona di ablazione.

Tutto l'interesse di una cronologia relativa basata sugli stadi glaciali passa dal calcolo della LEG teorica per i paleo-ghiacciai che si stanno studiando. Esistono diversi metodi per la determinazione della LEG (vedi Benn & Lehmkuhl 2000): in questo lavoro sono stati utilizzati il metodo ipsometrico dell'AAR, il metodo della semi-differenza d'altitudine dei fronti glaciali e il metodo del radicamento delle morene laterali.

Metodo ipsometrico dell'AAR (metodo 2:1)

Questo metodo è basato sul presupposto che il rapporto di superficie tra la zona di accumulazione e la zona d'ablazione di un ghiacciaio resta costante nel tempo.
Applicando questo rapporto alla superficie ricostruita di un paleo-ghiacciaio, è possibile calcolare la sua LEG teorica. Il rapporto di superficie può venire espresso sia dal rapporto «superficie di accumulazione/superficie di ablazione» (Sa/Sc), sia dal rapporto «superficie di accumulazione/superficie totale» (AAR = *Accumulation Area Ratio*). In base alle ricerche svolte da Kerschner (1976, 1990) e da Gross *et al.* (1977) su numerosi ghiacciai attuali, per le ricostruzioni della LEG si utilizza solitamente un rapporto Sa/Sc di 2:1, che corrisponde a un AAR di 0.67. La DLEG è stata calcolata utilizzando come riferimento l'altitudine della LEG nel 1850, che è considerato l'ultimo stadio importante durante il quale i ghiacciai potevano essere considerati in equilibrio climatico.

Metodo della semi-differenza d'altitudine dei fronti glaciali (metodo d/2)

Questo metodo è stato sviluppato da ZIENERT (1965) nella regione del Gran Paradiso e del Monte Bianco. Il solo parametro ritenuto nel calcolo della LEG è l'altitudine del fronte del ghiacciaio tra due stadi successivi. Secondo il metodo d/2, la differenza di altitudine delle LEG tra due stadi è uguale alla metà della differenza di altitudine al fronte. Questo metodo è applicato quando non è possibile compiere una ricostruzione affidabile della superficie di un ghiacciaio, ma se ne conosce solo approssimativamente la posizione del fronte. È inoltre applicato per controllare i calcoli eseguiti secondo il metodo 2:1.

Metodo del radicamento delle morene laterali (Moränensatzmethode)

La Moränensatzmethode, sviluppata da LICHTENECKER (1938), è basata sul presupposto che le morene laterali possono formarsi solo a valle della LEG, laddove le linee di flusso del ghiaccio di un ghiacciaio si dirigono verso la superficie. Il punto di radicamento delle morene laterali permette quindi di stimare l'altitudine minima della LEG. È importante precisare che questo metodo è applicabile solo a dei ghiacciai dalla topografia regolare e senza irregolarità del fondo roccioso (barre rocciose, gole), che possono impedire la formazione di morene (SCHOENEICH 1998a). Questo metodo è stato applicato alfine di controllare i calcoli eseguiti con i metodi 2:1 e d/2.

Calcolo della LEG secondo il metodo 2:1

La metodologia adottata per calcolare la LEG secondo il metodo 2:1 implica una ricostruzione della superficie del paleo-ghiacciaio. La topografia dell'apparato glaciale è stata in seguito ricostruita con un'equidistanza tra le curve di livello da 50 a 100 m secondo le dimensioni del ghiacciaio. Le curve di livello sono state disegnate in maniera concava nella zona di accumulazione (circo glaciale), e in maniera convessa nella zona di ablazione (tra le morene laterali). La superficie del ghiacciaio per ogni settore di 50 m (o 100 m) di altitudine sono quindi state calcolate, il che ha permesso di ottenere anche la superficie totale del ghiacciaio. L'altitudine della LEG è quindi stata ottenuta in maniera numerica in base a un'interpolazione lineare al percentile 33.33% sulla curva ipsografica della superficie del ghiacciaio (figura 2.2).

Un'altra variante di calcolo consiste nell'interpolazione della superficie glaciale con una griglia di altitudine (MNA – Modello Numerico di Altitudine) e di ottenere la LEG in base all'istogramma dell'altitudine per una percentuale di superficie data. Questa variante permette una ricostruzione tridimensionale del paleo-ghiacciaio (SCHOENEICH 1998a, SAILER *et al.* 1999, CARR & COLEMAN 2007). Entrambi i metodi richiedono l'utilizzo di un sistema di informazione geografico (SIG).

Una volta ottenuta l'altitudine della LEG, è possibile ottenere la DLEG per sottrazione alla LEG del livello di riferimento 1850 (DORTHE-MONACHON & SCHOENEICH 1993). Vista l'assenza di ghiacciai olocenici in alcuni settori delle Alpi Bleniesi, si è utilizzato un modello regionale di riferimento per la LEG 1850 (vedi SCAPOZZA, sottomesso) (figura 2.3), basato sull'integrazione di tre modelli locali per la regione Greina – Piz Medel, per il massiccio dell'Adula e per la Val Malvaglia – Val Pontirone (tabella 2.3).

Orientazione	Modelli locali			Modello regionale
	Greina – Piz Medel	Adula	Val Malvaglia – Pontirone	
N	2595	2550	2575	2580
NE	2730	2780	2775	2740
E	2795	-	-	2800
SE	2880	-	2895	2890
S	2810	2935	2880	2860
SW	-	-	-	2810
W	-	2770	2735	2760
NW	2710	2740	2690	2720

Tabella 2.3 – Modelli locali e modello regionale di riferimento per la LEG 1850 nelle Alpi Ticinesi orientali. Tutte le altitudini sono espresse in m slm. Fonte: SCAPOZZA (sottomesso).

Quando il paleo-ghiacciaio risulta dalla confluenza di più ghiacciai, è stato calcolato un livello di riferimento «medio» per la LEG allo stadio 1850 in base a una media ponderata basata sul contributo di ogni zona di accumulazione alla superficie glaciale considerata (figura 2.4). Più la zona di accumulazione è importante e più il fattore di ponderazione sarà grande. La somma totale è in seguito divisa per il totale della somma di tutti i fattori di ponderazione.

2.1.3 L'AMBIENTE PERIGLACIALE ALPINO

Permafrost e rock glaciers

Il permafrost (o « permagelo ») è definito come una porzione della litosfera, che può essere della morena, del suolo, una falda di detrito, un rock glacier, della roccia, la cui temperatura resta sotto gli 0°C durante più di un anno (WASHBURN 1979) (box 2.1). 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). Rispetto alla superficie occupata dal permafrost, si può distinguere tra *permafrost continuo* (> 80% della superficie), *discontinuo* (tra 80 e 30%) e *sporadico* (< 30%) (HARRIS 1986, GUODONG & DRAMIS 1992).

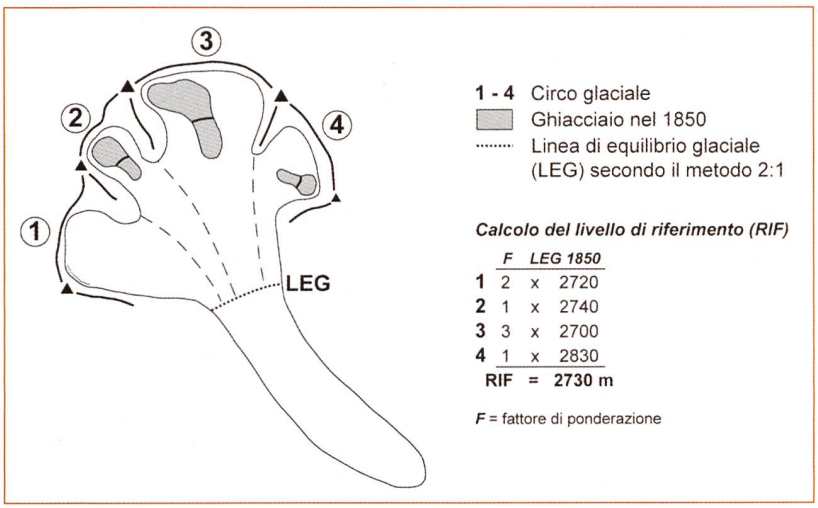


Figura 2.4 – Definizione del livello di riferimento in cui il paleo-ghiacciaio risulti dalla confluenza di più zone di accumulazione diverse. Modificato da MAISCH (1981).

Box 2.1 – Stratigrafia del permafrost

La stratigrafia del permafrost presenta generalmente tre strati (figura 2.5):

- lo *strato attivo*, che sgela nel corso della primavera e dell'estate e che gela di nuovo 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*, che costituisce lo strato gelato in permanenza ed è separato dallo strato attivo dal *tetto del permafrost*. Delle zone non gelate possono in ogni caso essere presenti anche all'interno del corpo del permafrost: sono i *talik*;
- la *base del permafrost*, che 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.

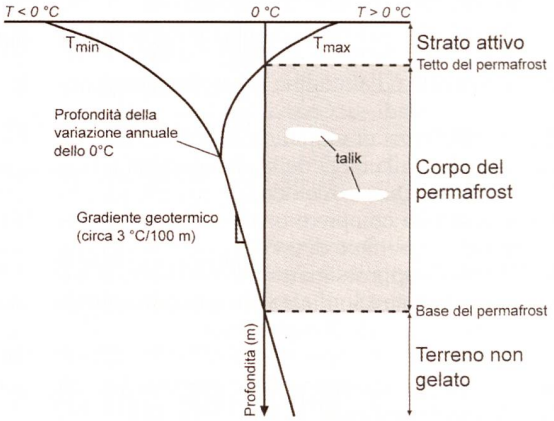


Figura 2.5. Struttura del permafrost e andamento della temperatura al suolo e nel sottosuolo in presenza di permafrost. Modificato da French (1996).

Se il materiale che compone il sottosuolo contiene degli interstizi, essi possono riempirsi di ghiaccio. La proporzione di ghiaccio rispetto al volume degli interstizi determina il grado di saturazione del permafrost, che può essere *insaturo* se il ghiaccio non riempie gli interstizi, *saturo* se il volume del ghiaccio è uguale a quello degli interstizi e *soprassaturato* se il volume del ghiaccio è superiore a quello degli interstizi (Barsch 1996).
Il permafrost alpino, se è di carattere discontinuo e soprassaturato in ghiaccio, se caratterizza sedimenti sciolti e se le condizioni topografiche lo permettono, 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. Una differenziazione tra i rock glaciers può essere effettuata in base all'origine dei sedimenti sciolti, alla forma e al grado d'attività (Barsch 1996):

- secondo l'origine dei sedimenti sciolti, si distingue tra rock glacier di versante (*talus rockglacier*), alimentato da falde di detrito, e rock glacier di detriti morenici (*debris rockglacier*), alimentato da sedimenti morenici;
- secondo la forma generale, si distingue tra rock glacier vallivo (*tongue-shaped rockglacier*) e rock glacier lobato (*lobate rockglacier*). I *protalus ramparts* sono dei rock glaciers embrionali e corrispondono a delle forme intermedie tra le falde di detrito e i rock glaciers;
- secondo il grado d'attività, si distingue tra rock glacier *attivo* (foto 2.1), contenente del ghiaccio e in movimento, rock glacier *inattivo* (foto 2.2), contenente del ghiaccio ma non in movimento, e rock glacier *relitto* (foto 2.3), nel quale il ghiaccio è assente. Nel caso dei rock glaciers inattivi, bisogna distinguere tra *inattività climatica*, dovuta allo scioglimento parziale del ghiaccio che non è quindi più in grado di garantire un movimento, e *inattività dinamica*, dove il movimento è impedito da un ostacolo o da una contropendenza.

Tabella 2.4 – Caratteristiche morfologiche dei rock glaciers secondo il loro grado di attività.

	Caratteristiche dei rock glaciers secondo Haeberli (1985) e Barsch (1988)	Osservazioni nel massiccio della Cima di Gana Bianca (Scapozza & Reynard 2007)	Esempio nel massiccio della Cima di Gana Bianca
Rock glaciers attivi/inattivi	Fronte ripido: 35-45° se attivo, < 35° se inattivo	Pendenza del fronte tra 35 e 41°	RG di Gana Bianca
	Rilievo convesso	Rilievo convesso. Presenza di rughe trasversali e longitudinali	RG dell'Alpe Pièi
	Sorgenti al fronte (0-2°C)	Sorgenti al fronte (0-2°C)	RG di Gana
	Permafrost probabile/possibile	Permafrost probabile/possibile	RG di Piancabella
	Licheni rari e sedimenti fini sul fronte se attivo, licheni e sedimenti fini sul fronte più rari se inattivo	Assenza o presenza di licheni (diametro < 5 cm) sul fronte e talora nella parte centrale. In qualche caso, cespugli di rododendro e di mirtillo. Sedimenti fini sul fronte assenti se inattivo.	RG di Forca
Rock glaciers relitti	Assenza di evidenze di movimento	Copertura continua della vegetazione sotto forma di landa a ericacee e talora di essenze legnose (soprattutto larice)	RG dell'Alpe di Sceru (Sceru I)
	Superficie caratterizzata da depressioni termocarsiche	Superficie caratterizzata da depressioni termocarsiche evidenti	RG dell'Alpe di Quarnei
	Pendenza del fronte < 35°	Pendenza del fronte tra 28 e 32°	RG di Prou
	Sorgenti al fronte > 2°C	Sorgenti al fronte > 2°C	RG di Lavill II

La morfologia di un rock glacier è un fattore importante per la sua classificazione. Se l'origine dei sedimenti sciolti e la forma sono determinabili dall'analisi del contesto topografico, la determinazione del grado di attività necessita delle osservazione di dettaglio. Ad esempio, la pendenza e la sedimentologia del fronte, la copertura vegetale e la morfologia di superficie permettono di distinguere morfologicamente se un rock glacier è attivo, inattivo o relitto (tabella 2.4).

Ai rock glaciers, che possiamo considerare delle forme semplici, possiamo aggiungere delle forme complesse che sono indicatrici della presenza di permafrost. Tra queste abbiamo le morene di spinta (*push-moraines*), che sono dei sedimenti gelati deformati dall'avanzata di un ghiacciaio parzialmente freddo alla base, e i ghiacciai coperti, che sono una forma intermedia tra i rock glaciers e i ghiacciai ricoperti da sedimenti sciolti (vedi, ad esempio, Delaloye *et al.* 2003, Reynard *et al.* 2003, Lambiel *et al.* 2004, Lugon *et al.* 2004).

Significato paleoclimatico dei rock glaciers

I rock glaciers attivi e inattivi si sarebbero sviluppati durante le fasi fredde dell'Olocene, come lo

attestano le numerose datazioni di suoli sepolti o ceneri vulcaniche ricoperte dall'avanzata di un rock glacier (ad esempio, Mortara *et al.* 1992, Giraudi & Frezzotti 1997, Calderoni *et al.* 1998, Haeberli *et al.* 1999, Giraudi 2002, Dramis *et al.* 2003) (tabella 2.5). In particolare, alcune di queste datazioni (1-2, 4-10, 12-14) indicherebbero che la formazione dei rock glacier tuttora attivi sia posteriore all'Atlanticum (tra 8000 e 5000 anni BP), e daterebbe in gran parte della fine del Subboreale e del Subatlanticum (tra 3100 e 0 anni BP). Questo quadro cronologico è confermato anche dalla morfologia dei rock glaciers attivi e inattivi. I rock glaciers attivi sono generalmente «monomorfici» (foto 2.4), il che indica che non sono stati perturbati dalle variazioni climatiche minori e che si sono quindi sviluppati in maniera continua durante gli ultimi 3000 anni (Frauenfelder & Kääb 2000). I rock glaciers inattivi, al contrario, sono generalmente «polimorfici» (foto 2.5), e possono presentare più lobi sovrapposti con un diverso grado di attività, il che testimonia di una loro inattivazione durante il periodo Atlanticum e in funzione dei cambiamenti climatici maggiori che hanno caratterizzato l'Olocene (Frauenfelder & Kääb 2000, Lambiel & Reynard 2003).

I rock glaciers relitti si situano generalmente a più bassa altitudine rispetto ai rock glaciers attivi e inattivi. Nelle Alpi, la depressione del permafrost tra rock glaciers attivi e inattivi e rock glaciers relitti è compresa tra 130 e 600 m secondo la regione, il che corrisponde a una diminuzione di temperatura compresa tra 0.8 e 3.6°C (tabella 2.6). Queste differenze di temperatura essendo troppo alte per essere attribuite all'Olocene, se ne conclude che la formazione dei rock glaciers relitti si sia prodotta durante il Tardiglaciale, e che la loro progressiva inattivazione si sia prodotta al momento della transizione Pleistocene/Olocene (10'000 anni BP) a partire dal Preborale.

Foto 2.1 – Il rock glacier attivo di Gana (rock glacier lobato di versante), sul versante orientale della Cima di Gana Bianca (alta Val Malvaglia) (foto C. Scapozza).

Foto 2.2 – Il rock glacier inattivo dell'Alpe Pièi (rock glacier vallivo di versante), tra la Cima del Simano e la Cima di Gana Bianca (Valle di Blenio) (foto C. Scapozza).

Foto 2.3 – Il rock glacier relitto dell'Alpe di Sceru (Sceru I: rock glacier vallivo di versante e di detriti morenici), sul versante destro della Val Malvaglia (foto C. Scapozza).

Tabella 2.5 – Datazioni al radiocarbonio di alcuni rock glaciers attivi e inattivi delle Alpi e degli Appennini.

Compilazione da (1) Calderoni *et al.* 1998; (2) Dramis *et al.* 1993; (3) Mortara *et al.* 1992; (4) Giraudi & Frezzotti (1997); (5) Giraudi (2002); (6) Haeberli *et al.* (1999).

ID	Rock glacier	Localizzazione	Età ^{14}C anni BP	Grado di attività	Codice di laboratorio	Fonte
1	La Foppa 1	Alta Valtellina	790 ± 60	Attivo	Roma-200	1
2	La Foppa 1	Alta Valtellina	1120 ± 60	Attivo	Roma-375	1
3	La Foppa 2	Alta Valtellina	5000 ± 70	Incerto	Roma-204	1
4	Foscagno	Alta Valtellina	2200 ± 60	Attivo	Roma-208	1
5	Foscagno	Alta Valtellina	2700 ± 70	Inattivo	Roma-209	1
6	Monte Castelletto	Alta Valtellina	3430 ± 70	Inattivo	Roma-206	1
7	Val di Campo	Alta Valtellina	1340 ± 65	Attivo	Roma-307	1
8	Cima Rossa	Alta Valtellina	2710 ± 70	Inattivo	Roma-376	1
9	Val Pasquale	Alta Valtellina	2650 ± 50	Inattivo	BA-2335	2
10	Val Rhemé	Valle d'Aosta	3965 ± 140	Inattivo	GX-14742	3
11	Campo Imperatore	Appennini	8035 ± 140	Inattivo	UD-399	4
12	Val Maone	Appennini	3180 ± 40	Inattivo	BA-145529	5
13	Val Maone	Appennini	780 ± 40	Inattivo	BA-145530	5
-	Murtèl I	Alta Engadina	2340 ± 100	Attivo	ETH-14228	6
-	Murtèl II	Alta Engadina	2165 ± 100	Attivo	ETH-14229	6
14	Media Murtèl	Alta Engadina	2250 ± 100	Attivo	-	6

Tabella 2.6 – Depressione del permafrost (DP) e differenza di temperatura (ΔT°) tra i rock glaciers attivi e inattivi (RGa) e i rock glaciers relitti (RGr) per alcune regioni delle Alpi. La ΔT° è stata calcolata con un gradiente verticale di temperatura per un'atmosfera standard di 0.6°C/100 m secondo la formula 2.1. L'altitudine media dei rock glaciers relitti non tiene conto della possibilità di avere più di una generazione di queste forme.

Regione	Fonte	Alt. media RGa (m slm)	Alt. media RGr (m slm)	DP (m)	DT° (°C)
Gana Bianca (TI)	Scapozza & Reynard (2007)	2445	2030	415	2.5
Entremont (VS)	Delaloye & Morand (1998)	2505	2215	290	1.7
Bagnes-Hérémence (VS)	Lambiel (1999)	2540	2135	405	2.4
Err-Julier (GR)	Frauenfelder *et al.* (2001)	-	-	550	3.3
Haute Vallée de l'Arc (F)	Monnier (2004)	2675	2255	420	2.5
Ferwall Group (A)	Sailer & Kerschner (1999)	-	-	400	2.4
Adamello-Presanella (I)	Baroni *et al.* (2004)	2480	2060	420	2.5
Monte Emilius (I)	Smiraglia (1992)	2850	2450	400	2.4
Lombardia (I)	Guglielmin & Siletto (2000)	2530	2130	400	2.4
Alpi Cozie (I)	Dramis *et al.* (2003)	2630	2285	345	2.1
Alpi Graie (I)	Dramis *et al.* (2003)	2680	2290	390	2.3
Alpi Pennine (I)	Dramis *et al.* (2003)	2575	2340	235	1.4
Alpi Retiche (I)	Dramis *et al.* (2003)	2510	2130	380	2.3
Alpi Lepontine (I)	Dramis *et al.* (2003)	2230	2100	130	0.8
Alpi Atesine (I)	Dramis *et al.* (2003)	2595	2280	315	1.9
Dolomiti (I)	Dramis *et al.* (2003)	2365	2105	260	1.6

Box 2.2 – Calcolo delle paleotemperature

La differenza di temperatura tra due generazioni di rock glaciers si può calcolare come segue (Kerschner 1985):

$$T_a = (z_{RGa} - z_{RGr}) * (T / z) = DP * (T / z) \qquad (2.1)$$

dove: T_a = differenza di MAAT tra i due stadi considerati (°C);
z_{RGa} = altitudine del fronte dei rock glaciers attivi e inattivi (m slm);
z_{RGr} = altitudine del fronte dei rock glaciers relitti (m slm);
T/z = gradiente verticale di temperatura (°C/m);
DP = depressione del permafrost (m).

Stimando MAAT all'altitudine del fronte dei rock glaciers attivi e inattivi (formule 1.2 e 1.3), diventa allora possibile calcolare i valori assoluti di MAAT per ogni generazione di rock glaciers. La differenza di temperatura ottenuta grazie ai rock glaciers permette di calcolare MAAT all'altitudine della linea di equilibrio dei ghiacciai (LEG) per lo stadio glaciale contemporaneo (o ritenuto contemporaneo) alla generazione di rock glaciers considerata, come segue (Kerschner 1985):

$$T_{LEGr} = T_{LEGa} + T_a - (z_{LEGa} - z_{LEGr}) * (T/z) = T_{LEGa} + T_a - DLEG * (T/z) \qquad (2.2)$$

dove: T_{LEGr} = MAAT alla LEG nel passato (°C);
T_{LEGa} = MAAT alla LEG attuale (1850) (°C);
T_a = differenza di MAAT tra i due stadi considerati (°C), determinata in base ai rock glaciers (formula 2.1);
z_{LEGa} = altitudine della LEG attuale (1850) (m slm);
z_{LEGr} = altitudine della LEG per lo stadio considerato (m slm);
T/z = gradiente verticale di temperatura (°C/m);
DLEG = depressione della LEG (m).

Un metodo interessante per eseguire una datazione relativa dei rock glaciers relitti è quello di confrontare la loro posizione con le superfici glaciali alla fine del Dryas antico (verso 13'000 anni BP) e al Dryas recente (tra 11'000 e 10'000 anni BP) (Lambiel & Reynard 2003, Scapozza *et al.* 2008b): i rock glaciers compresi nell'area di un paleo-ghiacciaio durante uno stadio glaciale hanno potuto formarsi solamente dopo il ritiro del ghiacciaio. Questo indica che, cronologicamente, il rock glacier considerato è posteriore allo stadio glaciale considerato. Alfine di interpretare correttamente le datazioni relative, è indispensabile tener conto delle relazioni morfologiche e stratigrafiche con i depositi morenici, per esempio con l'ausilio di rock glaciers di detriti morenici o di rock glaciers che sono stati rimaneggiati da un'avanzata glaciale. Una volta ricostruita la sequenza morfostratigrafica di ritiro glaciale, comprendente tutti gli stadi glaciali considerati e le generazioni di rock glaciers, è possibile eseguire un certo numero di calcoli paleoclimatici che permettono di ricostruire le paleotemperature per ogni generazione di rock glaciers (box 2.2).

La temperatura alla LEG 1850 (considerata come il riferimento per le ricostruzioni paleoclimatiche) può essere calcolata in base a MAAT attuale stimata all'altitudine della LEG 1850 (formule 1.2 e 1.3). È importante tener conto che bisogna correggere MAAT calcolata all'altitudine della LEG 1850, poiché MAAT attuale (determinata sul periodo 1961-1990) non corrisponde a MAAT 1850. Il fattore di correzione è stato calcolato in base ai dati omogeneizzati di 10 stazioni della rete di MeteoSvizzera tra il 1864 e il 2000 (Begert *et al.* 2005) (tabella 2.7).

Una volta calcolata MAAT rispetto al 1850 per la LEG e per le generazioni di rock glaciers, è infine possibile comporre una cronologia relativa degli stadi glaciali in base a MAAT normalizzata a 2000 m slm (vedi, ad esempio, Kerschner 1985, Scapozza *et al.* 2008b).

Regione	Stazioni meteorologiche	Fattore di correzione	Correzione 1990-1850
Sud delle Alpi	Lugano, Segl-Maria	0.6 °C/100 anni	-0.84 °C
Svizzera orientale	Säntis	1.1 °C/100 anni	-1.54 °C
Svizzera centrale	Engelberg	0.9 °C/100 anni	-1.26 °C
Vallese	Sion	1.2 °C/100 anni	-1.68 °C
Svizzera occidentale	Ginevra	1.0 °C/100 anni	-1.40 °C
Mittelland	Zurigo, Berna	0.9 – 1.0 °C/100 anni	-1.26 – -1.40 °C
Giura	Chaumont, Basilea	1.1 °C/100 anni	-1.54 °C

Tabella 2.7 – Fattori di correzione di MAAT tra il 1850 e il 1990. Dati: Begert *et al.* (2005). La correzione proposta tiene conto di un intervallo di 140 anni (1850-1990), il che rende possibile il calcolo di MAAT 1850 in base alla norma climatologica 1961-1990.

Foto 2.4 – Esempio di rock glacier monomorfico: il rock glacier attivo/inattivo del Passo Predèlp (Valle di Santa Maria) (foto C. Scapozza).

Foto 2.5 – Esempio di rock glacier polimorfico: il rock glacier dell'Alpe Pièi (Valle di Blenio). Le frecce indicano la posizione del fronte dei due lobi sovrapposti (foto C. Scapozza).

2.2 LA STORIA GLACIALE E PERIGLACIALE

2.2.1 STATO DELLE RICERCHE SUL QUATERNARIO RECENTE IN TICINO

Le ricerche riguardanti la paleogeografia del ghiacciaio del Ticino e dei suoi affluenti durante il Pleistocene si sono limitate principalmente a due aspetti:

- da una parte, la cartografia e lo studio stratigrafico dei depositi glaciali e paraglaciali dei lobi pedemontani dei ghiacciai del Ticino e dell'Adda durante gli ultimi cicli glaciali, in particolare nel Ticino meridionale (ad esempio, PASQUIER 1974, NIESSEN & KELTS 1989, MAGGI 1991, BINI *et al.* 1992, EBERHARD 1992, SGARIA 1992, FELBER 1993, 2002, BINI *et al.* 2001), in Lombardia (ad esempio, BINI 1987, 1997, BINI *et al.* 1989, 1996, ROSSI *et al.* 1991, BINI & ZUCCOLI 2001) e in Piemonte (ad esempio, DA ROLD 1990, SIDLER & HANTKE 1993, BERSEZIO *et al.* 1999).
- d'altra parte, gli studi generali concernenti l'Ultimo Massimo Glaciale (UMG) (ad esempio, JÄCKLI 1962, FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, 2000) e le condizioni morfoclimatiche che ne conseguivano (ad esempio, HAEBERLI & PENZ 1985).

Per quel che riguarda l'ultima deglaciazione, gli studi concernenti i ghiacciai durante il Tardiglaciale si sono limitati fino ad ora alle valli laterali o agli ultimi stadi glaciali del Pleistocene (ad esempio, SEIFFERT 1953, ZELLER 1964, RENNER 1982, FONTANA *et al.* 2008a, SCAPOZZA *et al.* 2008b). Se non si considera il lavoro monumentale, ma assai generale, di HANTKE (1983), nessuna sintesi regionale della deglaciazione delle valli superiori del Ticino è ancora stata compilata. La paleogeografia e paleoclimatologia tardiglaciale e olocenica delle valli ticinesi è quindi basata essenzialmente su delle datazioni di coleotteri e mammiferi (ad esempio, FOCARILE 1991, BLANT *et al.* 2004, 2007, BONA 2005, ANTOGNINI *et al.* 2008) e sull'analisi di profili pollinici (ad esempio, ZOLLER 1960, 1987, TORONI 1969, ZOLLER & KLEIBER 1971, MÜLLER 1972, TINNER *et al.* 2003, VESCOVI *et al.* 2007). Le fluttuazioni oloceniche dei ghiacciai ticinesi sono nell'insieme poco conosciute. Le ricerche in questo campo si sono in effetti concentrate quasi esclusivamente sulla Piccola Era Glaciale (PEG) e sulle fluttuazioni recenti dei ghiacciai (ad esempio, PELLEGRINI 1973, MAISCH 1992, AELLEN *et al.* 1995, RIVA 2006, VALEGGIA *et al.* 2006, STROZZI & VALENTI 2007, SCAPOZZA, sottomesso).

La storia glaciale e postglaciale della parte mediana delle grandi vallate del Sud delle Alpi, a monte delle zone caratterizzate dai lobi pedemontani all'UMG e a valle delle zone glaciali attuali, resta ancora poco conosciuta. Fatta eccezione degli studi di VENZO *et al.* (1999) sul riempimento del solco glaciale di Bellinzona, di ANTOGNINI & VOLPERS (2002) sulla frana di Chironico e di qualche datazione in sondaggi a carattere geotecnico (ad esempio, AMMAN 1988, OPPIZZI 1988, LODETTI *et al.* 2005), nessuno studio di dettaglio di questa regione del Ticino è mai stato eseguito.

2.2.2 L'ULTIMO MASSIMO GLACIALE (UMG)

Quadro cronologico e stratigrafico

L'Ultimo Massimo Glaciale (UMG o LGM – *Last Glacial Maximum*) è definito come la massima estensione glaciale posteriore allo stadio isotopico oceanico (OIS) 5e (l'ultimo interglaciale, conosciuto anche con il nome di Eemiano), ed equivale al massimo dell'ultima glaciazione (SCHOENEICH 1998b). In conformità con questa definizione basata sul tasso di variazione della quantità di ghiaccio continentale determinata grazie alle curve isotopiche marine, alcuni autori situano l'UMG dei ghiacciai alpini all'OIS 2, vale a dire tra 22'000 e 18'000 ^{14}C anni BP (ad esempio, SCHLÜCHTER 1988, 1989, 2004, KELLER & KRAYSS 1993, PREUSSER 2004). Questa attribuzione cronologica sembra essere confermata dalle età di esposizione di alcuni blocchi erratici della morena frontale del lobo svizzero del ghiacciaio del Rodano a Wangen a.A. (IVY-OCHS *et al.* 2004). Un'attribuzione cronologica diversa è stata proposta da SCHOENEICH (1998b) sulla base delle serie di datazioni disponibili per l'UMG dei ghiacciai del Rodano, della Linth e del Reno: secondo questo autore, l'UMG alpino potrebbe essere anteriore all'ultimo picco freddo registrato sulle curve isotopiche oceaniche (verso 27'000 ^{14}C anni BP).

Le datazioni eseguite al Sud delle Alpi per i lobi pedemontani dei ghiacciai del Ticino e dell'Adda situano l'*Episodio di Cantù* (l'equivalente dell'UMG), tra 20'000 e 18'000 ^{14}C anni BP (OROMBELLI 1974, 1983a, b, ALESSIO *et al.* 1978, BINI 1987, 1997, FELBER 1993, BINI *et al.* 2001), il che permette di confermare le datazioni dell'UMG effettuate al Nord delle Alpi. Durante l'ultima glaciazione, la *Glaciazione di Cantù*, il ghiacciaio del Ticino aveva un'estensione più limitata rispetto alle glaciazioni precedenti (BINI *et al.* 2001): il lobo del Verbano occupava solo la metà del Lago di Varese e aveva il suo fronte a monte di Sesto Calende, mentre il lobo del Ceresio arrivava a nord di Varese per il braccio di Porto Ceresio e nella regione di Como – Chiasso (dove confluiva con il ghiacciaio dell'Adda) per il braccio di Capolago.

Secondo le ricerche effettuate da FLORINETH & SCHLÜCHTER (1998, 2000) sulla geometria della superficie glaciale e sui flussi di ghiaccio durante l'UMG nelle Alpi Centrali, i lobi pedemontani dei ghiacciai del Ticino, del Reno e del Rodano erano alimentati da alcune calotte di ghiaccio situate sull'Alta Surselva (GR) e sulla Valle di Goms (VS): questo implica un sincronismo dell'UMG tra questi tre complessi glaciali. Il ghiacciaio del Ticino era

quindi alimentato dal ghiaccio proveniente dal Nord delle Alpi, che diffluiva verso sud, da una parte per il Passo della Novena (alimentato dalla calotta glaciale del Rodano), d'altra parte per il Passo del Lucomagno e la regione della Greina (alimentati dalla calotta glaciale del Reno) (figura 2.6).

La posizione di queste calotte di ghiaccio verso la cresta delle Alpi indica che, durante l'UMG, le masse d'aria verso le Alpi dovevano provenire in prevalenza da sud-ovest (al contrario di oggi, dove sono le masse d'aria provenienti da ovest ad essere dominanti). Questa particolare situazione meteorologica sarebbe stata provocata alla discesa in latitudine del Fronte Polare verso 45-50° Nord nell'Atlantico settentrionale, dovuta all'importante avanzata dei ghiacci marini dell'Artico (FLORINETH & SCHLÜCHTER 1998, 2000). La conseguenza principale di questo particolare assetto climatico è stato un aumento delle precipitazioni al Sud delle Alpi e una diminuzione importante delle precipitazioni al Nord delle Alpi. Questo aspetto potrebbe spiegare le velocità basali molto più elevate dei ghiacciai del Sud delle Alpi rispetto a quelli del Nord delle Alpi all'UMG (HAEBERLI & PENZ 1985).

La regione delle Greina: un flusso glaciale complesso

Nel corso dell'UMG, la regione della Greina era situata a sud della calotta di ghiaccio localizzata sull'Alta Surselva (calotta del Reno), e deve essere stata caratterizzata da flussi di ghiaccio in direzione nord-sud. La sua vicinanza con il centro della calotta deve aver provocato un'altitudine assai elevata del ghiaccio sull'insieme della regione: come si può vedere nella figura 2.6, FLORINETH & SCHLÜCHTER (2000) stimano quest'altitudine a 2600 m slm. La scala alla quale questa modellazione è stata eseguita ci spinge a essere prudenti riguardo a questi dati. È in effetti assai probabile che, durante l'UMG, la Greina presentava un importante glaciazione propria: l'altitudine importante proveniente dalla calotta di ghiaccio del Reno, così come la presenza dei ghiacciai locali, lascia supporre che solo le zone più elevate dovevano essere sprovviste di ghiaccio. Si tratta principalmente delle cime del Piz Valdraus, del Piz Gaglianera, del Piz Vial, del Piz Greina, del Piz Stgir, del Piz Zamour, del Piz Canal, del Piz Terri, del Pizzo Güida, del Piz Ner e del Pizzo Coroi.

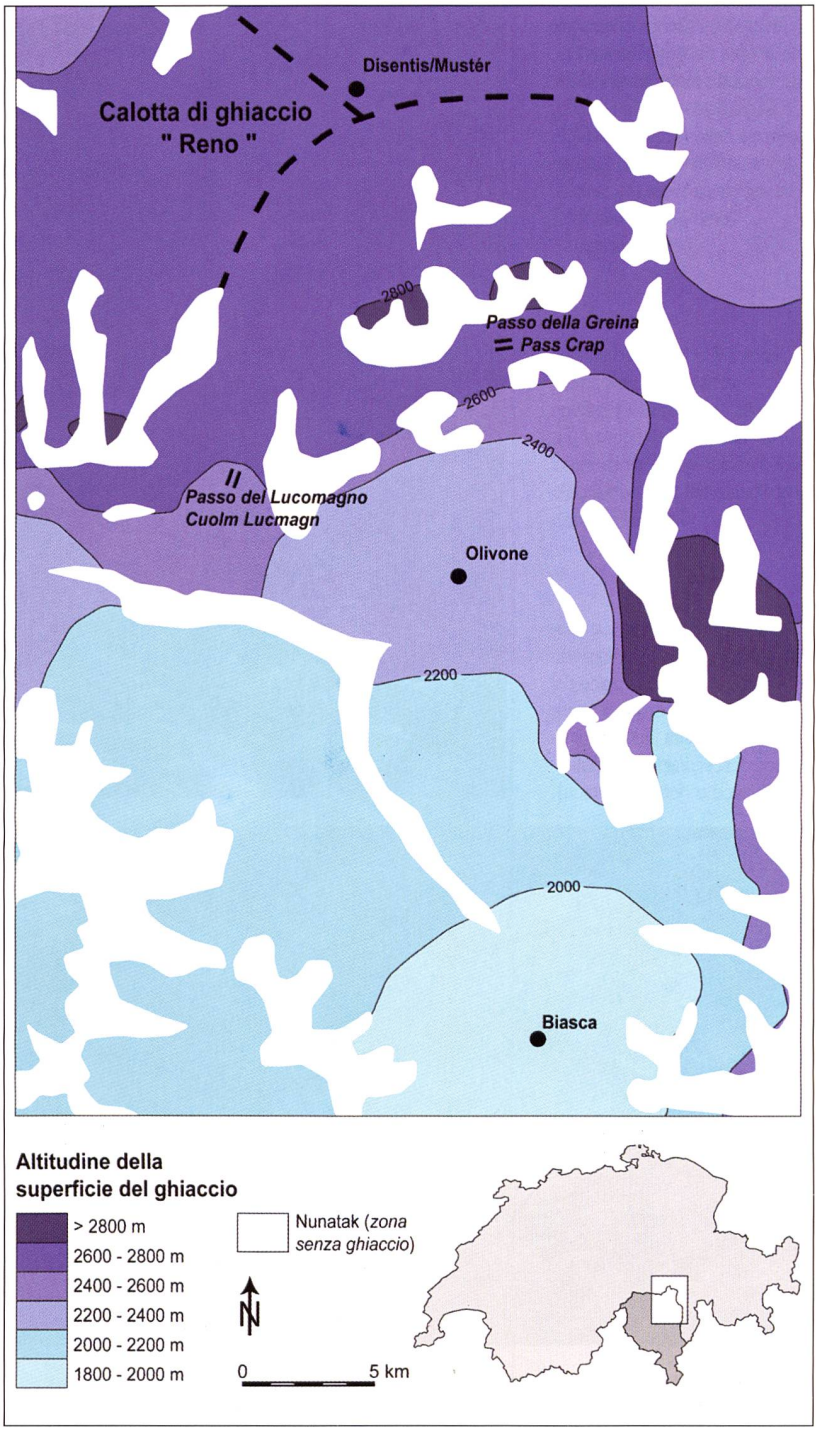


Figura 2.6 – Ricostruzione della geometria della superficie glaciale e dei flussi di ghiaccio durante l'UMG nelle Alpi Bleniesi. Modificato da FLORINETH & SCHLÜCHTER (1998, 2000).

L'analisi delle forme di erosione glaciale della regione, in particolare della forma delle rocce montonate (*roches moutonnées*), della direzione delle strie e di altre microforme di erosione glaciale (foto 2.6, 2.7 e 2.8), ha permesso di completare il quadro generale proposto da FLORINETH & SCHLÜCHTER (1998, 2000) e di proporre un modello dei flussi glaciali nella regione della Greina durante l'UMG (FONTANA *et al.* 2008a) (figura 2.7).

L'analisi delle rocce montonate e delle microforme di erosione glaciale ha permesso di provare la presenza di un importante flusso di ghiaccio proveniente da nord, comprendente in maggior parte i ghiacci della calotta del Reno e in minor parte i ghiacci provenienti dalla Val Canal (ghiacciaio del Terri). Nella zona di Crap la Crusch, questo flusso di ghiaccio doveva diffluire in due direzioni. Il flusso di ghiaccio principale proseguiva in direzione sud, verso l'Alpe di Motterascio, mentre un altro flusso di ghiaccio diffluiva in direzione ovest verso il Passo della Greina, come mostra chiaramente la forma delle rocce montonate dei Cogn dei Lavazz. Il flusso di ghiaccio che dal passo della Greina scendeva verso l'alta Val Camadra doveva essere in parte alimentato dai ghiacciai locali del versante meridionale del Piz Valdraus, del Piz Gaglianera e del Piz Vial e del versante settentrionale del Pizzo Coroi. Per quel che concerne l'altitudine massima del ghiaccio nella regione della Greina, non è stato possibile confermare il modello proposto da FLORINETH &

Foto 2.6 – Rocce montonate nella zona dei Cogn dei Lavazz, sul versante meridionale del Piz Gaglianera (vedi figura 2.7). La forma delle rocce montonate, indica uno scorrimento glaciale da est verso ovest (da sinistra verso destra sulla foto) (foto G. Fontana).

Foto 2.7 – Strie glaciali negli gneiss del Massiccio del Gottardo nella regione dei Cogn dei Lavazz (vedi figura 2.7). La matita indica la direzione di scorrimento del paleo-ghiacciaio (foto G. Fontana).

Foto 2.8 – Intaccature semilunate negli gneiss del Massiccio del Gottardo nella regione dei Cogn dei Lavazz (vedi figura 2.7). La matita indica la direzione di scorrimento del paleo-ghiacciaio (foto G. Fontana).

Schlüchter (1998, 2000). Siccome la regione presentava ancora una glaciazione importante durante la PEG, non vi sono delle trimlines (limite massimo di erosione glaciale) che possono essere attribuite con certezza all'UMG. L'altitudine massima del ghiacciaio nella zona di accumulazione, in effetti, varia poco nel corso del tempo, il che permette raramente di conservare la trimline dell'UMG all'interno dei circhi glaciali che presentavano ancora dei ghiacciai alla PEG.

In conclusione, le osservazioni svolte permettono di affermare che, durante l'UMG, la regione della Greina era occupata da un'importante coltre di ghiaccio e che solo le cime più elevate fuoriuscivano dal ghiaccio sottoforma di nunataks. I ghiacciai locali, in particolare quelli del Terri, del versante meridionale del Piz Valdraus, del Piz Gaglianera e del Piz Vial e del versante settentrionale del Pizzo Coroi, dovevano contribuire in maniera apprezzabile ad alimentare l'importante flusso di ghiaccio proveniente dalla calotta situata sull'Alta Surselva. Questo flusso glaciale, che doveva diffluire sopra al Muot la Greina, si dirigeva in seguito verso sud e verso ovest, diffluendo nella regione di Crap la Crusch verso l'Alpe di Motterascio e verso il Passo della Greina.

2.2.3 IL TARDIGLACIALE: GENERALITÀ E DEFINIZIONE DELLO STADIO DI BIASCA

Morfostratigrafia e cronologia degli stadi

Penk & Brückner (1909), nel loro lavoro monumentale sulle Alpi durante le glaciazioni, avevano definito solamente tre stadi tardiglaciali; se ne riconoscono oggi almeno sei, ognuno di essi comportante più fasi (Schoeneich 1998a). Il modello

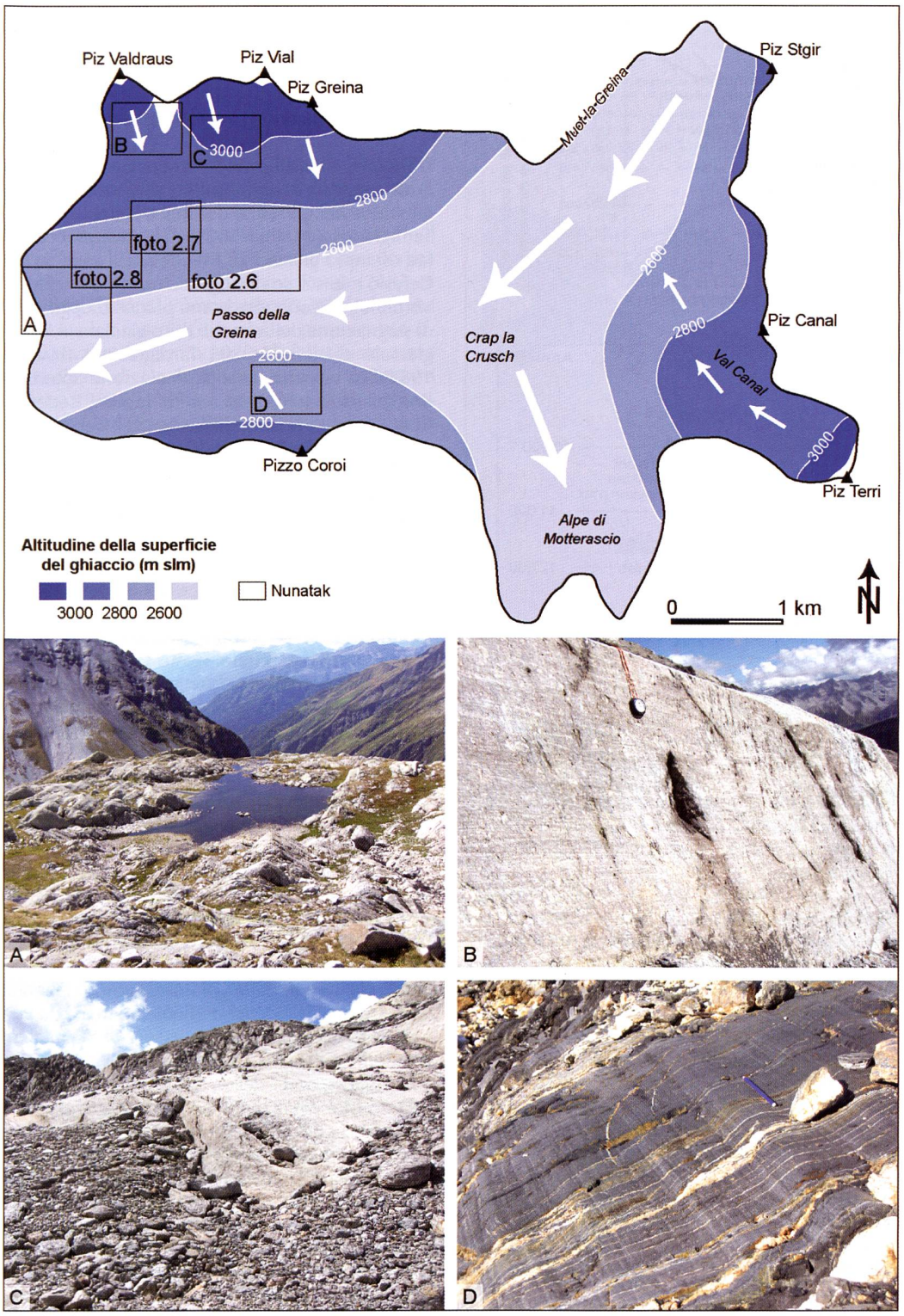


Figura 2.7 – Origine e direzione dei flussi di ghiaccio all'UMG nella regione della Greina e posizione delle foto 2.6, 2.7 e 2.8 di pagina 34 (foto A-D G. Fontana).

di riferimento attuale per le Alpi Svizzere è stato definito da MAISCH (1981, 1982, 1987) in base alle osservazioni condotte nelle Alpi Orientali, e comprende gli stadi di Bühl, Steinach, Gschnitz, Clavadel/Senders, Daun ed Egesen (figura 2.8A e tabella 2.1).

Un modello alternativo degli stadi tardiglaciali è stato compilato da SCHOENEICH (1998a, c). Questo autore propone, in base al confronto del ritmo delle fluttuazioni glaciali nelle Prealpi vodesi con le curve isotopiche della Groenlandia, di strutturare il modello degli stadi tardiglaciali in due complessi principali di stadi: Bühl-Gschnitz-Daun da una parte ed Egesen *sensu lato* dall'altra, separati dall'interstadio del Bølling- Allerød (figura 2.8B).

Per quel che concerne l'inizio del Tardiglaciale in Ticino, le datazioni riportate da FELBER (1993: 432-433) indicano che il Mendrisiotto, il Ceresio e il Verbano erano liberi dal ghiaccio verso 15'000 – 14'000 ^{14}C anni BP. Per lo stadio di Biasca, che dovrebbe costituire il primo stadio indipendente del ghiacciaio del Brenno, BURGA & PERRET (1998) propongono un'età di circa 14'000 ^{14}C anni BP. Questa attribuzione cronologica indica che il

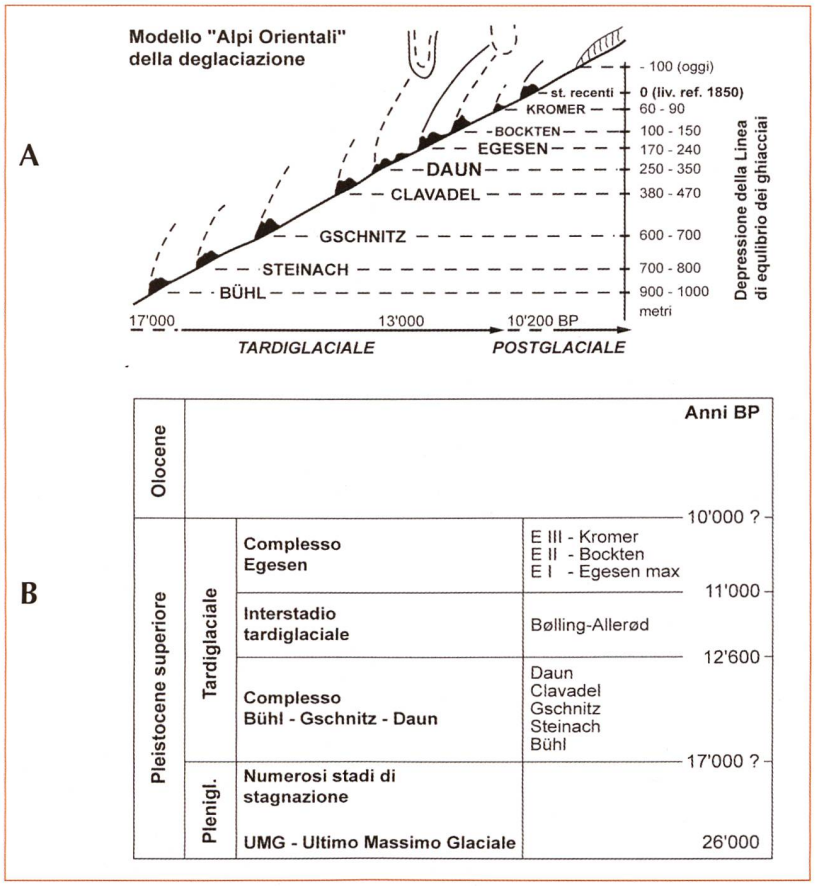
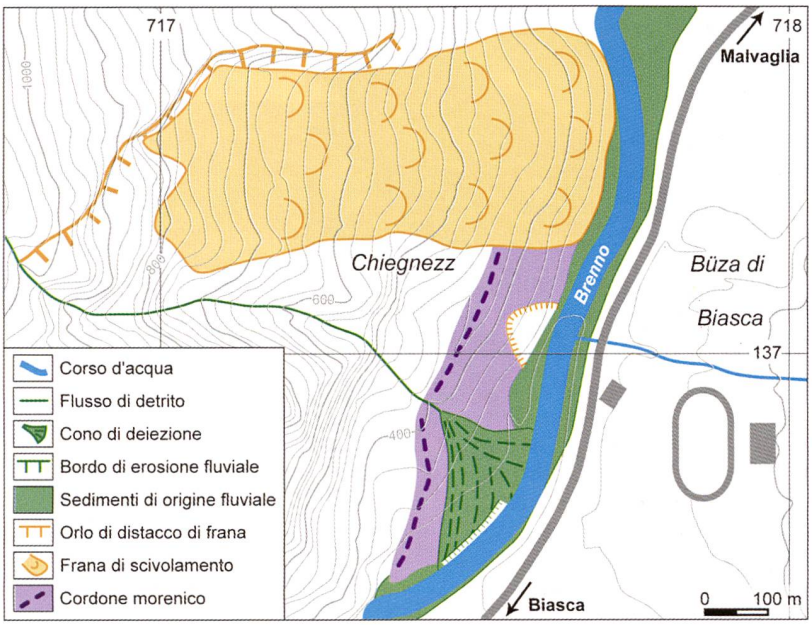


Figura 2.8 – A) Il modello degli stadi tardiglaciali di MAISCH (1982). B) Il modello degli stadi tardiglaciali di SCHOENEICH (1998a, c).

Figura 2.9 – Carta geomorfologica semplificata della Valle di Blenio a nord di Biasca, dove si trova una delle morene latero-frontali del ghiacciaio del Brenno attribuite allo stadio di Biasca.

ghiacciaio del Ticino/Brenno si era ritirato dagli anfiteatri del Ceresio e del Verbano verso la parte più interna delle valli superiori del Ticino in circa 1'000 anni.

Nei paragrafi seguenti, cercheremo di ricostituire nei dettagli gli stadi di ritiro glaciale della Valle di Blenio. In particolare, lo studio si concentrerà sulla definizione morfostratigrafica dello stadio di Biasca e sullo studio degli ultimi stadi tardiglaciali nel massiccio della Cima di Gana Bianca e nella regione della Greina. Per la descrizione geografica e geomorfologica della regione della Greina, vedi la parte 3.



Lo stadio di Biasca

Dal punto di vista morfostratigrafico, lo stadio di Biasca sembra essere il primo vero stadio di progressione dei ghiacciai del Ticino e del Brenno al Tardiglaciale (HANTKE 1983). Gli stadi precedenti (ad esempio gli stadi di Melide per il braccio del Ceresio e lo stadio di Cugnasco per il braccio del Verbano), al contrario, erano piuttosto degli stadi di stagnazione della fase di ritiro glaciale al Pleniglaciale e all'inizio del Tardiglaciale (HANTKE 1983). La velocità della deglaciazione ante-Bølling ha dovuto essere molto rapida: secondo BURGA (1988), le zone di Campra (1400 m; Valle di Santa Maria) e della Bedrina (1200 m; Valle Leventina) erano già libere dal ghiaccio alla fine del Dryas antico (verso 13'000 ^{14}C anni BP), mentre il Passo del Lucomagno era già libero dai ghiacci a partire dall'interstadio del Bølling.

Gli elementi morfologici che hanno permesso di ricostituire geometricamente il ghiacciaio del Brenno allo stadio di Biasca sono stati ripresi da HANTKE (1983) e parzialmente verificati direttamente sul terreno:

- presenza di resti di una morena latero-frontale a nord di Biasca, sulla sponda destra del fiume Brenno (figura 2.9). Questa morena è stata in parte ricoperta e rimobilizzata da una frana di scivolamento e da processi torrentizi, il che rende difficile riconoscere la morfologia del cordone morenico sul terreno;
- superficie del ghiacciaio a 600 m di altitudine alla confluenza con il ghiacciaio dell'Orino (Val Malvaglia). Questo dato si accorda con l'ipotesi di una superficie del ghiacciaio a 750 m di altitudine a monte della gola di raccordo della Val Malvaglia con la Valle di Blenio, marcata da una morena laterale a Sciarcé (bassa Val Malvaglia);
- superficie del ghiacciaio a 900 m di altitudine a Marolta (sponda destra del Brenno, a valle del Pizzo Molare) marcata da morene laterali;
- superficie del ghiacciaio a 1000 m di altitudine alla confluenza con il ghiacciaio della Soja (Val Soi), marcata dalla morena mediana del Mötra di Castellana, sopra ad Aquila. La presenza della morena è confermata da osservazioni personali;
- superficie del ghiacciaio tra 1100 e 1300 m di altitudine a sud-ovest di Olivone. Il livello 1100 m è marcato dalle morene laterali di Pianezza di Larescia (osservazioni personali), il livello 1140 m dalla morena di Larescia (HANTKE 1983; morena non ritrovata!), e il livello 1300 m dalla morena (o terrazza di kame) di Rambött (osservazioni personali). È possibile che la morena descritta da HANTKE (1983) a Larescia corrisponda a una delle morene di Pianezza di Larescia.

Malgrado i pochi elementi morfologici disponibili, è stata in ogni caso tentata una ricostruzione geometrica del ghiacciaio del Brenno allo stadio di Biasca (figura 2.10), il che ha permesso di determinare l'altitudine della LEG in base al metodo 2:1 (tabella 2.8).

2.2.4 GLI STADI GLACIALI NEL MASSICCIO DELLA CIMA DI GANA BIANCA

Inquadramento geografico

Il massiccio della Cima di Gana Bianca si situa nel settore sud-orientale della Valle di Blenio e costituisce lo spartiacque tra la parte centrale della Valle di Blenio e la Val Malvaglia, e comprende il Pizzo Forca (2583 m slm), la Cima di Gana Bianca (2842 m slm), la Cima di Gana Rossa (2687 m slm) e la Cima di Piancabella (2679 m slm). Ad eccezione di un piccolo nevaio permanente situato a valle del punto 2820 m slm, situato a sud della Cima di Gana Bianca (codice C45/01 in MAISCH 1992), la zona è sprovvista di altri ghiacciai e nevai permanenti. L'altitudine teorica della LEG si situa verso 2800-3000 m di altitudine (MAISCH 1992; situazione per il 1973). Durante la PEG, la zona non presentava nessun ghiacciaio. La parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca può essere suddivisa idrograficamante in due unità distinte, corrispondenti a due grandi circhi glaciali: il circo delle Gane di Terra Rossa e la Valle di Sceru (figura 2.11).

Sopra i 2000-2200 m di altitudine, la regione presenta delle vaste superfici di sedimenti sciolti di origine glaciale, periglaciale e gravitativa. Il limite superiore della foresta (*timberline*) si situa verso 2000-2100 m di altitudine, mentre il limite superiore degli alberi (*treeline*) si situa verso 2100-2200 m di altitudine (SCAPOZZA *et al.* 2009). Nei paragrafi seguenti non discuteremo di tutte le forme geomorfologiche della regione, ma ci limiteremo a una descrizione dei depositi glaciali e dei rock glaciers, che ci permetteranno in seguito di ricostituire la storia della deglaciazione in questo settore delle Alpi Bleniesi. I rock glaciers e i depositi glaciali del massiccio della Cima di Gana Bianca sono già stati in parte studiati da ZELLER (1964), SCAPOZZA & REYNARD (2007), SCAPOZZA *et al.* (2008b-d, 2009), SCAPOZZA (2009b).

I depositi glaciali

Gane di Terra Rossa

I depositi morenici delle Gane di Terra Rossa si presentano sottoforma di morene ben costruite a più cordoni, generalmente tra due e tre (foto 2.9). Poiché i cordoni morenici sono legati tra loro, saranno considerati come appartenenti allo stesso stadio locale. Cinque cordoni morenici sono stati identificati, e corrispondono probabilmente a tre sole posizioni glaciali. Tra il cordone morenico più esterno e il rock glacier di Gana, si trova un corpo sedimentario a grossi blocchi non smussati senza strie glaciali, che si differenzia morfologicamente e sedimentologicamente dai depositi circostanti.

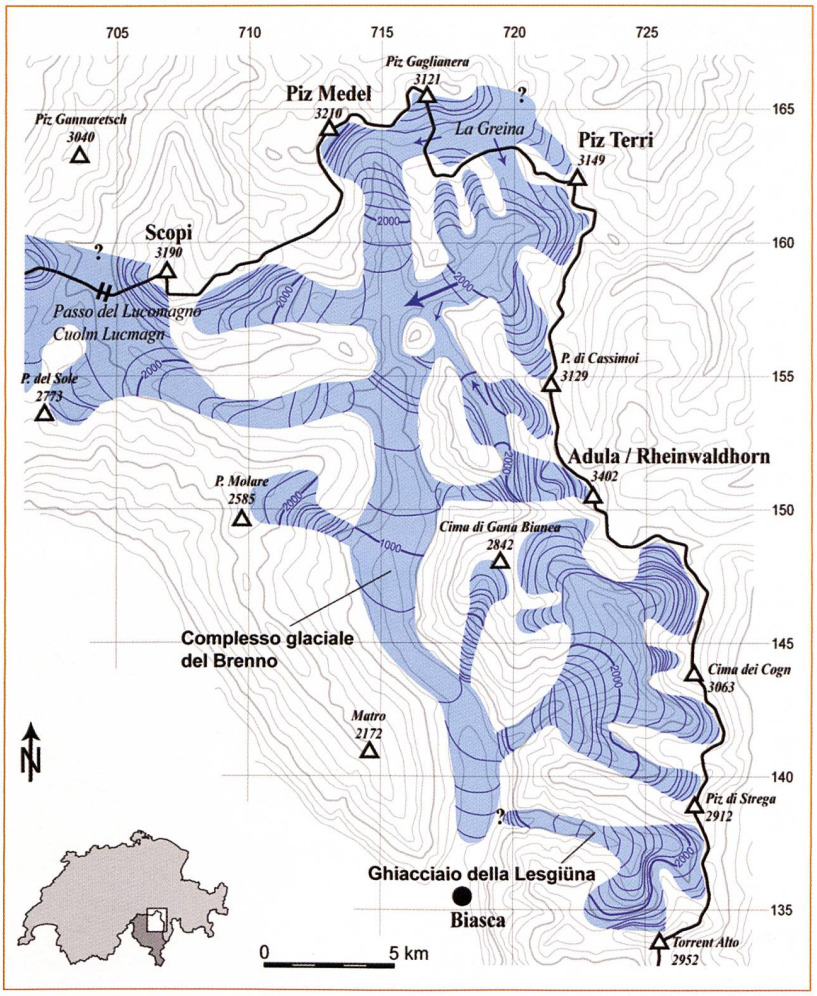


Figura 2.10 – Il complesso glaciale del Brenno (Valle di Blenio) e della Lesgiüna (Val Pontirone) allo stadio di Biasca. Le frecce indicano la direzione e l'importanza relativa delle diffluenze glaciali.

Considerando la sua forma allungata e la sua posizione a valle di un rock glacier attivo, si potrebbe considerare questa formazione come un rock glacier che è stato deformato glaciotettonicamente dall'avanzata di un ghiacciaio allo stadio locale delle Gane di Terra Rossa, e che avrebbe quindi costituito una morena di spinta (*push moraine*).

Corte di Cima

I depositi morenici di corte di Cima si presentano come delle morene costruite di forma arrotondata a grossi blocchi (foto 2.10). Quattro cordoni morenici sono stati numerati, corrispondenti probabilmente a tre sole posizioni glaciali. Il cordone morenico più esterno ha alimentato il rock glacier di Guald I.

A sud-est del complesso morenico di Corte di Cima, un piccolo terrazzo con un bordo scosceso e un pianoro di qualche decina di metri è stato cartografato come terrazzo di kame. Questo terrazzo è in parte ricoperto dai rock glaciers di Guald I et II, che sono dunque più giovani. Ne consegue che esso data di uno stadio anteriore a quello di Corte di Cima.

Posizione	Orient.	Alt. fronte	Alt. max morene	LEG 2:1	Rif. 1850	DLEG
Ghiacciaio del Brenno						
"Stadio di Biasca"	composita	350	?	1620	2820	1200
Ghiacciaio della Lesgiüna						
"Stadio di Biasca"	composita	550	?	1600	2680	1080

Tabella 2.8 – Calcoli morfometrici per lo stadio di Biasca del ghiacciaio del Brenno e della Lesgiüna. Tutte le altitudini sono espresse in m slm.

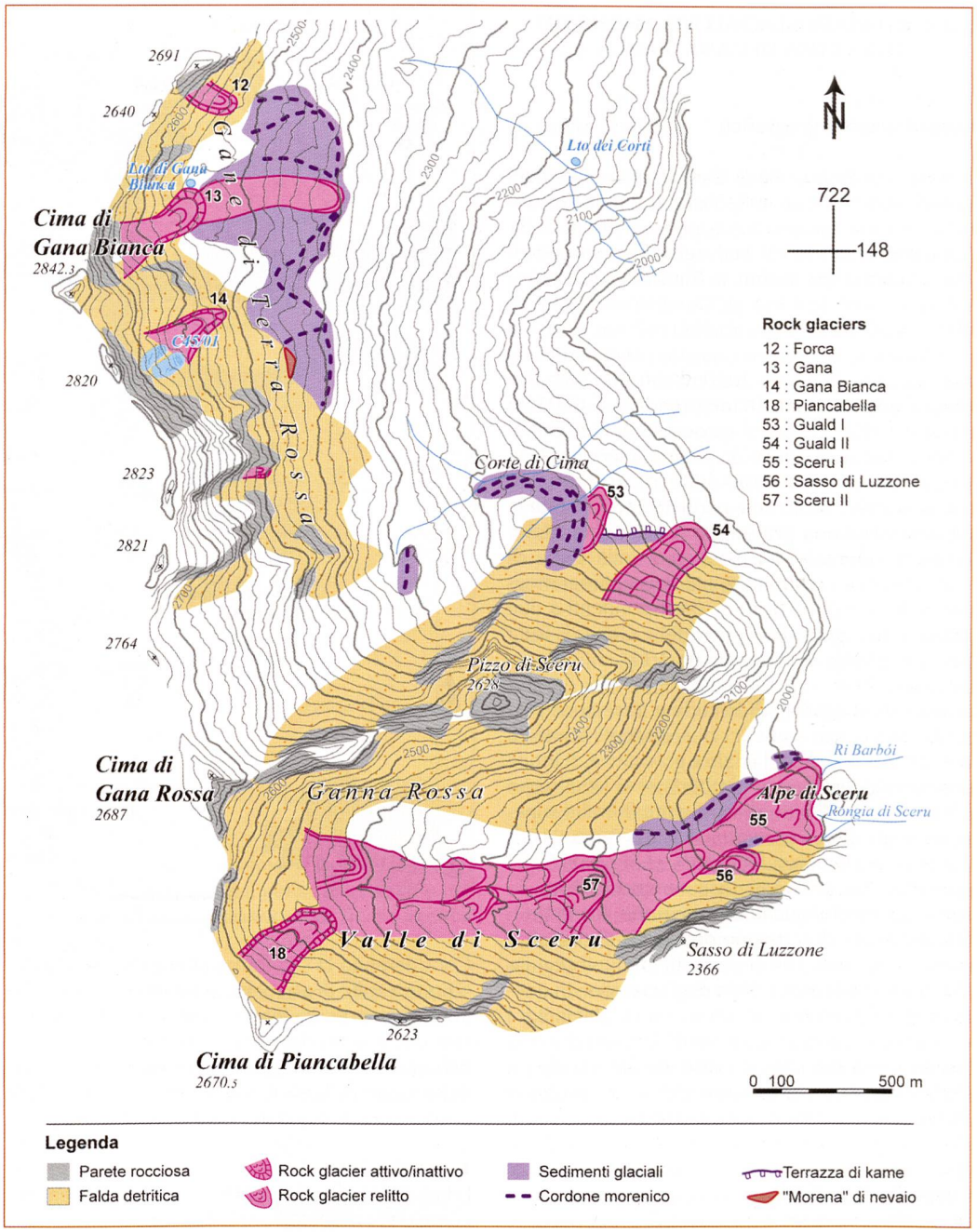


Figura 2.11 – Carta geomorfologica semplificata della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca. Il numero identificante ogni rock glacier corrisponde al numero nel catasto dei rock glaciers delle Alpi Bleniesi.

Valle di Sceru

I depositi della Valle di Sceru sono interpretabili sia come depositi glaciali (cordoni morenici) che come depositi periglaciali (rock glacier). Purtroppo, l'analisi micromorfologica dei sedimenti non ha permesso di determinare l'esatta origine dei depositi. Se si considera l'ipotesi glaciale, sono presenti cinque cordoni morenici ben costruiti, raggruppabili in tre (o quattro) posizioni glaciali. Nelle ricostruzioni paleogeografiche, l'ipotesi glaciale e periglaciale saranno considerate complementari.

Alpe di Sceru

Le morene dell'Alpe di Sceru sono di piccola taglia, assai mal definite e senza grossi blocchi. Poiché le morene sono talvolta legate al rock glacier di Sceru I, questi depositi si differenziano difficilmente da quest'ultimo (foto 2.11). Questo indica che il rock glacier potrebbe essersi sviluppato da una forma complessa glaciale-periglaciale, probabilmente un ghiacciaio fortemente coperto di detriti. In due casi, è stato necessario ricorrere all'analisi sedimentologica di profili alfine di determinare l'origine e la natura dei sedimenti.

Una descrizione sommaria delle due sezioni è presentata nella tabella 2.9. La sezione dell'Alpe di Sceru ha permesso di confermare che la collina allungata che converge verso il rock glacier di Sceru I è una morena frontale ricca in sedimenti fini e con pochi grossi blocchi (figura 2.12). L'analisi della sezione di Gesa Rasurèda ha permesso di determinare che la collina situata alla sinistra del rock glacier non si lega morfologicamente a quest'ultimo, ma in realtà costituisce una morena laterale (figura 2.13). La struttura delle due morene è assai simile, nonostante la morena di Gesa Rasurèda presenti una matrice più ghiaiosa e degli elementi di taglia più grande.

I rock glaciers

Rock glacier di Forca

Si tratta di un protalus rampart con il fronte molto scosceso e qualche traccia di vegetazione (foto 2.12). Il fronte è formato da ghiaie e da qualche grosso blocco. La parte centrale presenta dei grossi blocchi sprovvisti di vegetazione. Questo rock glacier costituisce la parte terminale della falda detritica alimentata dalla parete sovrastante, che culmina a 2691 metri d'altitudine.

Rock glacier di Gana

Questo rock glacier di versante ha un fronte molto marcato e scosceso, formato da blocchi immersi in una matrice di sabbie fini (vedi foto 2.1). Nella parte centrale, in superficie, sono presenti grossi blocchi sprovvisti di vegetazione. La forma convessa e la topografia lasciano supporre che la forma sia ancora attiva. Alla base del fronte, una sorgente con una temperatura di 0.9°C ha formato un piccolo lago periglaciale. Questa indicazione lascia supporre che la presenza di permafrost è probabile e permette di confermare le osservazioni morfologiche (cf. Scapozza 2009b).

Rock glacier di Gana Bianca

Si tratta di un rock glacier di versante con fronte molto scosceso, formato da piccoli blocchi immersi in una matrice di sabbie fini (foto 2.13). La parte centrale presenta dei blocchi di qualche decimetro di diametro ed è completamente sprovvista di vegetazione. Sono ben evidenti la forma convessa e la presenza di rughe trasversali e longitudinali. La parte sommitale del rock glacier termina nelle falde di detrito sottostanti la Cima di Gana Bianca ed è caratterizzata dalla presenza di un piccolo nevaio permanente e da alcune placche di ghiaccio ricoperte da un fine strato di detriti (*buried ice patches*).

Foto 2.9 – Parte dei cordoni morenici delle Gane di Terra Rossa (foto C. Scapozza).

Foto 2.10 – Parte dei cordoni morenici di Corte di Cima (foto C. Scapozza).

Questi tre rock glaciers si sono formati all'interno del complesso morenico delle Gane di Terra Rossa. La loro età relativa è quindi più giovane dello stadio locale delle Gane di Terra Rossa del ghiacciaio omonimo.

Rock glacier di Guald I

Il fronte di questo rock glacier relitto è ricoperto dalla vegetazione (principalmente da landa a ericacee e piccoli larici). Questo rock glacier è interessante perché si è sviluppato dai depositi morenici di Corte di Cima e ricopre parzialmente un terrazzo di kame. La sua età relativa è quindi posteriore al terrazzo di kame e anteriore (o contemporanea) allo stadio locale di Corte di Cima del ghiacciaio delle Gane di Terra Rossa.

Rock glacier di Guald II

Questo rock glacier è ricoperto da grossi blocchi e da una foresta rada di larici. A causa della vegetazione, le differenti parti morfologiche di questa forma sono difficilmente riconoscibili. Come per il rock glacier di Guald I, anche Guald II ricopre parzialmente il terrazzo di kame di Corte di Cima: ciò indica che il terrazzo deve essere più antico.

Rock glacier di Sceru I

Questo rock glacier vallivo occupa quasi tutta la Valle di Sceru (vedi foto 2.3). Il fronte è diviso in due lobi ed è ricoperto da vegetazione (rododendri, mirtilli e qualche larice). La zona dorsale presenta numerose depressioni termocarsiche. Alla base del fronte del lobo sud, una sorgente con una temperatura di 2.1°C alimenta la rongia di Sceru (cf. Scapozza 2009b), un antico canale irriguo che serviva i prati del Monte Toma (Valsecchi 2003), le cui acque sono oggi captate per alimentare l'acquedotto comunale di Malvaglia. Alla base del fronte del lobo nord, un'altra sorgente con una temperatura di 3.7°C alimenta il torrente chiamato Ri Barbói (cf. Scapozza 2009b). Questo rock glacier è stato inventariato come geotopo d'importanza nazionale (ASSN 1999). Zeller (1964), ne stima il volume a 10 milioni di metri cubi.

Tabella 2.9 – Descrizione sommaria delle sezioni dell'Alpe di Sceru e di Gesa Rasurèda.

	Alpe di Sceru	Gesa Rasurèda
Contesto	Piccola collina intagliata dall'erosione fluviale a monte dell'Alpe di Sceru.	Zona di erosione nella collina ai piedi del Pizzo di Sceru.
Elementi	Grossi blocchi e ciottoli, poco smussati, non classificati, non striati e con nessuna stratificazione visibile.	Blocchi e ciottoli molto spigolosi, non classificati, non striati e con nessuna stratificazione visibile.
Matrice	Sabbie e ghiaie (predominanti). Colore grigio chiaro – rosso/ocra. Gli elementi sono supportati dalla matrice.	Ghiaie e sabbie fini (predominanti). Colore grigio chiaro/ocra. Gli elementi sono supportati dalla matrice.
Litologia	100% paragneiss della Coltre del Simano.	100% paragneiss della Coltre del Simano.
Litofacies	Gmm	Gmm

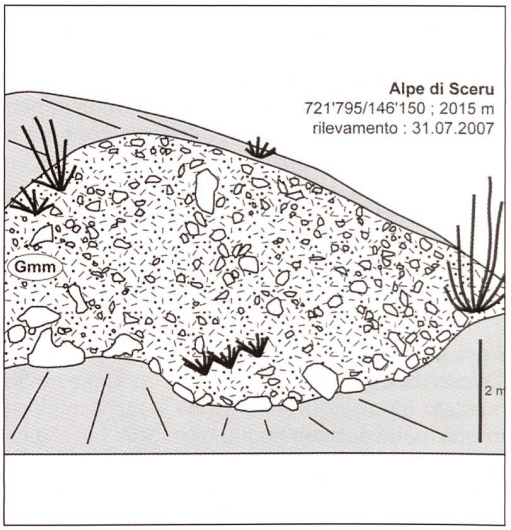


Foto 2.11 – I cordoni morenici dell'Alpe di Sceru (foto C. Scapozza).

Figura 2.12 – Rilevamento della sezione dell'Alpe di Sceru.

Foto 2.12 – Il rock glacier di Forca (foto C. Scapozza).

Foto 2.13 – Veduta della parte frontale del rock glacier di Gana Bianca (foto C. Scapozza).

Rock glacier di Sasso di Luzzone

Si tratta di un protalus rampart che si sovrappone alla zona dorsale del rock glacier di Sceru I. Il fronte presenta dei blocchi di alcuni decimetri di diametro, mentre la parte centrale è costituita da grossi blocchi di diametro superiore al metro. Salvo qualche rododendro, il rock glacier è sprovvisto di vegetazione.

Rock glacier di Sceru II

Questo rock glacier di versante si sovrappone alla zona dorsale del rock glacier di Sceru I (foto 2.14). La parte frontale è ricoperta da vegetazione e presenta delle importanti depressioni termocarsiche. La parte centrale comprende una serie di protalus ramparts che, a differenza del fronte, potrebbero essere attivi/inattivi nella parte superiore della valle.

Rock glacier di Piancabella

Si tratta di un rock glacier di versante il cui fronte presenta dei grandi blocchi immersi in una matrice di sabbie fini (foto 2.15). La zona dorsale presenta dei blocchi di qualche decimetro di diametro. Alla base del fronte si trovano dei grandi blocchi con un diametro superiore al metro. Delle rughe trasversali sono ben visibili. La parte sommitale del rock glacier si situa nelle falde detritiche sottostanti la Cima di Piancabella. Le numerose misure geofisiche eseguite su questo rock glacier confermano che la presenza di permafrost è probabile (cf. Scapozza *et al.* 2008c-d, 2009, Scapozza 2009b).

Durante l'esecuzione di uno scavo alla base del fronte del rock glacier, sono stati ritrovati dei frammenti di legno fossile che sono stati datati con la tecnica dell'AMS a 845 ± 50 ^{14}C anni BP (UZ-5545/ETH-34417) (Scapozza *et al.* 2008a, 2009, Scapozza & Antognini 2009).

Le principali caratteristiche dei rock glaciers e alcune informazioni addizionali sono riassunte nella tabella 2.10.

Ricostruzione delle posizioni glaciali

Dall'analisi della loro morfologia e sedimentologia, le morene sono state numerate da monte verso valle per gruppi corrispondenti alle morene dello stesso stadio locale (e quindi legate da una o più morene laterali comuni) (figura 2.14).

Per ogni gruppo di morene, la topografia del paleo-ghiacciaio è stata ricostruita per una sola posizione. È stata scelta la posizione con le morene meglio marcate e testimonianti di una fase di stagnazione prolungata del ghiacciaio. La ricostruzione della superficie del ghiacciaio è il più sovente basata su delle correlazioni ipotetiche delle morene laterali situate da ambo le parti del paleo-ghiacciaio. Le posizioni scelte e le morene correlate tra di loro per ogni stadio locale sono le seguenti:

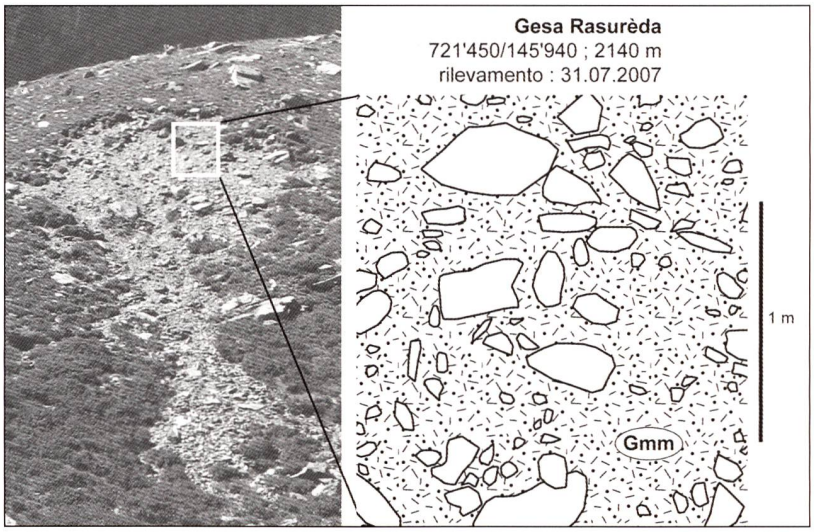


Figura 2.13 – Rilevamento della sezione di Gesa Rasurèda.

Ghiacciaio delle Gane di Terra Rossa

- Stadio locale delle Gane di Terra Rossa: è stata ricostruita la posizione marcata dal cordone morenico 1. Questa ricostruzione dà quindi il valore della LEG per l'avanzata massima dello stadio.

Foto 2.14 – La parte frontale del rock glacier di Sceru II (foto C. Scapozza).

ID	Nome	Tipo	Att.	Esp.	Alt. sup. (m slm)	Alt. inf. (m slm)	Pend. fronte	Lungh. (m)	Largh. max. (m)	Area (ha)
12	Forca	PR	A	SE	2620	2540	38°	100	200	1.2
13	Gana	T	A	E	2800	2530	38°	350	180	4.9
14	Gana Bianca	T	A	NE	2800	2560	37°	300	200	4.3
18	Piancabella	T	A	NE	2600	2440	35°	350	150	7.4
53	Guald I	D	R	NE	2180	2110	?	150	150	10.7
54	Guald II	T	R	NE	2160	1910	?	500	200	8.0
55	Sceru I	TS	R	NE	2600 ?	1975	32°	~2000	600	45.4
56	S. di Luzzone	PR	R	N	2120	2070	35°	100	250	1.9
57	Sceru II	T/TS	R	NE	2400	2190	30°	750	150	14.8

Tabella 2.10 – Caratteristiche dei rock glaciers della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca.
PR = protalus rampart;
T = talus rockglacier;
D = debris rockglacier;
TS = tongue-shaped rock glacier;
A = rock glacier attivo/inattivo;
R = rock glacier relitto.

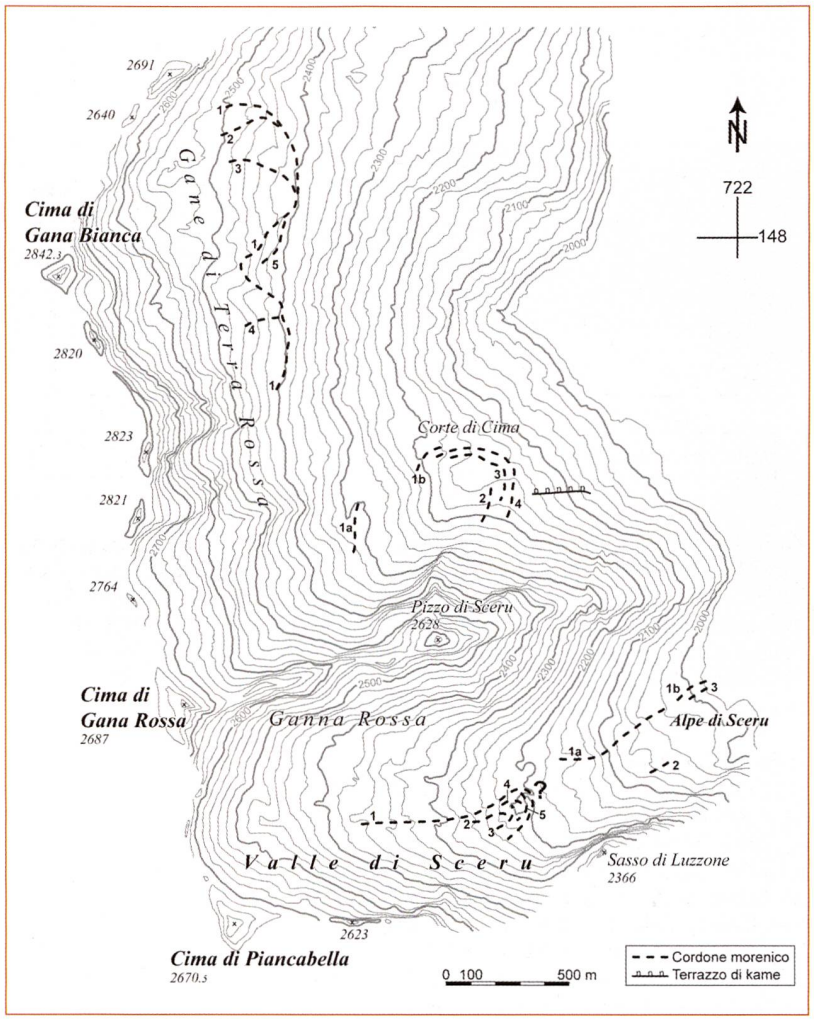
Foto 2.15 – Il rock glacier di Piancabella (foto C. Scapozza).

- Stadio locale di Corte di Cima: è stata ricostruita la posizione 4, correlata con la posizione 1a. Questa posizione non caratterizza l'avanzata massima dello stadio ma quella con le morene meglio definite.

Ghiacciaio di Sceru

- Stadio locale della Valle di Sceru: per questo stadio, è stata ricostruita la posizione 1, caratterizzata dalle morene meglio definite e che testimoniano quindi di una fase di stagnazione prolungata del paleo-ghiacciaio.
- Stadio locale dell'Alpe di Sceru: è stata ricostruita la posizione marcata dalle morene 1a, 1b e 2. La correlazione tra 1a e 1b è ovvia (si tratta dello stesso cordone morenico tagliato dall'erosione fluviale) mentre la correlazione con la posizione 2 è ipotetica. Questa correlazione è stata scelta per definire il limite destro del paleo-ghiacciaio. Per ricostruire la posizione e la geometria del fronte glaciale, sono stati utilizzati i limiti del rock glacier di Sceru I (il che sembra assai logico, dato che a valle del fronte di questo rock glacier non si trovano più sedimenti sciolti).

Figura 2.14 – Cartografia e numerazione delle morene della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca.



Per ogni posizione ricostruita, l'altitudine della LEG teorica è stata calcolata grazie al metodo 2:1, d/2 e del radicamento delle morene laterali. I risultati dei calcoli morfometrici per ogni stadio sono presentati nella tabella 2.11. L'altitudine della LEG determinata con il metodo 2:1 ben si accorda con l'altitudine massima delle morene, il che indica che i valori di depressione della LEG (DLEG) sono significativi.

Le sequenze morfostratigrafiche

Per il circo delle Gane di Terra Rossa e per la Valle di Sceru è stata compilata una sequenza morfostratigrafica locale (figura 2.15). La sequenza morfostratigrafica locale del paleo-ghiacciaio delle Gane di Terra Rossa è stata completata aggiungendo lo stadio locale dell'Alpe di Pozzo (Hantke 1983). Il valore della DLEG per questo stadio locale è stato determinato grazie al metodo d/2 in base all'altitudine del fronte del paleo-ghiacciao a Corte di Cima (2770 m slm) e all'Alpe di Pozzo (1860 m slm): esso è di 515 ± 15 m.

È interessante notare che, se si confrontano le due sequenze morfostratigrafiche locali, è possibile effettuare delle correlazioni tra i due circhi glaciali. In base ai valori della DLEG e della morfologia delle morene, lo stadio locale della Valle di Sceru è stato correlato con quello di Corte di Cima, mentre lo stadio locale dell'Alpe di Sceru è stato correlato con quello dell'Alpe di Pozzo.
La depressione del permafrost ha permesso di determinare tre generazioni di rock glacier: RG I (rock glaciers attivi/inattivi), al quale appartengono i rock glaciers di Gana, Gana Bianca, Forca e Piancabella; RG II (rock glaciers relitti), al quale appartiene il rock glaciers di Sceru II e RG III (rock glacier relitti), al quale appartengono i rock glaciers di Sceru I, Guald I e Guald II. È interessante notare che, malgrado la relativa abbondanza di rock glaciers nel circo delle Gane di Terra Rossa, non si trova nessun rock glacier della generazione RG II. Se consideriamo il corpo sedimentario a valle del rock glacier di Gana come un rock glacier, il valore della DP che ne risulta è di 160 m, il che permette di inserirlo a titolo indicativo nella generazione RG II.

La correlazione delle due sequenze morfostratigrafiche locali ha permesso di stabilire una sequenza regionale composita per tutto il settore

Posizione	Orient.	Alt. fronte	Alt. max morene	LEG 2:1	Rif. 1850	DLEG
Ghiacciaio della Gane di Terra Rossa						
Gane di Terra Rossa 1	E	2400	2500	2510	2800	290
Corte di Cima 4	E/NE	2140	2320/2210	2350	2770	420
Ghiacciaio di Sceru						
Valle di Sceru 1	E	2200	2360	2400	2800	400
Alpe di Sceru 1	E	1980	2170	2330	2800	470

Tabella 2.11 – Calcoli morfometrici per gli stadi tardiglaciali dei ghiacciai delle Gane di Terra Rossa e di Sceru. Tutte le altitudini sono in m slm.

orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca (figura 2.16). Gli stadi locali sono stati raggruppati in stadi regionali (portanti il nome di OW, per Orino ovest, seguito di un numero arabo), mentre i rock glaciers sono stati raggruppati in generazioni (portanti il nome RG seguito di un numero romano). La rappresentazione cartografica dei paleo-ghiacciai per ognuno dei tre stadi definiti è presentata alla figura 2.17.

2.2.5 GLI STADI GLACIALI NELLA REGIONE DELLA GREINA

Quadro generale

L'evoluzione della regione della Greina durante il Tardiglaciale non è mai stata studiata nei dettagli in maniera esaustiva. Ci baseremo qui di seguito su delle osservazioni personali e su delle informazioni più generali tratte dal lavoro di HANTKE (1983).

Un primo aspetto da considerare è che, dopo l'UMG, la direzione generale dei flussi di ghiaccio deve essere cambiata in maniera importante, soprattutto per quel che concerne il settore nord-est della Greina. Il flusso proveniente dalla calotta glaciale dell'Alta Surselva deve aver perso progressivamente importanza con l'abbassarsi del limite superiore del ghiaccio: il flusso proveniente da nord deve quindi essere stato sostituito da un flusso di ghiaccio di origine locale. Situandosi a relativamente alta altitudine, solo le morene degli ultimi stadi del Tardiglaciale dovrebbero essere conservate in questa regione. È quindi difficile potersi fare un'idea precisa della situazione dei ghiacciai all'inizio del Tardiglaciale. Possiamo in ogni modo emettere l'ipotesi che, in generale, la regione della Greina a quest'epoca doveva essere caratterizzata da un flusso di ghiaccio che diffluiva verso ovest sopra alla regione della Capanna Scaletta, verso nord sopra al Muot la Greina e verso sud sopra la regione dell'Alpe di Motterascio (figura 2.18).

I depositi glaciali

Per la regione della Greina, sono stati considerati tutti i depositi glaciali (compresa la morena di ablazione) alfine di ricostruire la storia glaciale della regione. I depositi glaciali principali si situano a valle del Vadrecc del Valdraus, nella valle del Gaglianera, nel Plaun la Greina e nella zona di Crap la Crusch (figura 2.19). In questa parte saranno trattate solamente le caratteristiche morfologiche e sedimentologiche delle morene tardiglaciali che hanno permesso di determinare le zone di accumulazione dei paleo-ghiacciai ricostituiti. L'analisi dell'evoluzione dei ghiacciai dalla fine della PEG sarà l'oggetto di un capitolo a parte.

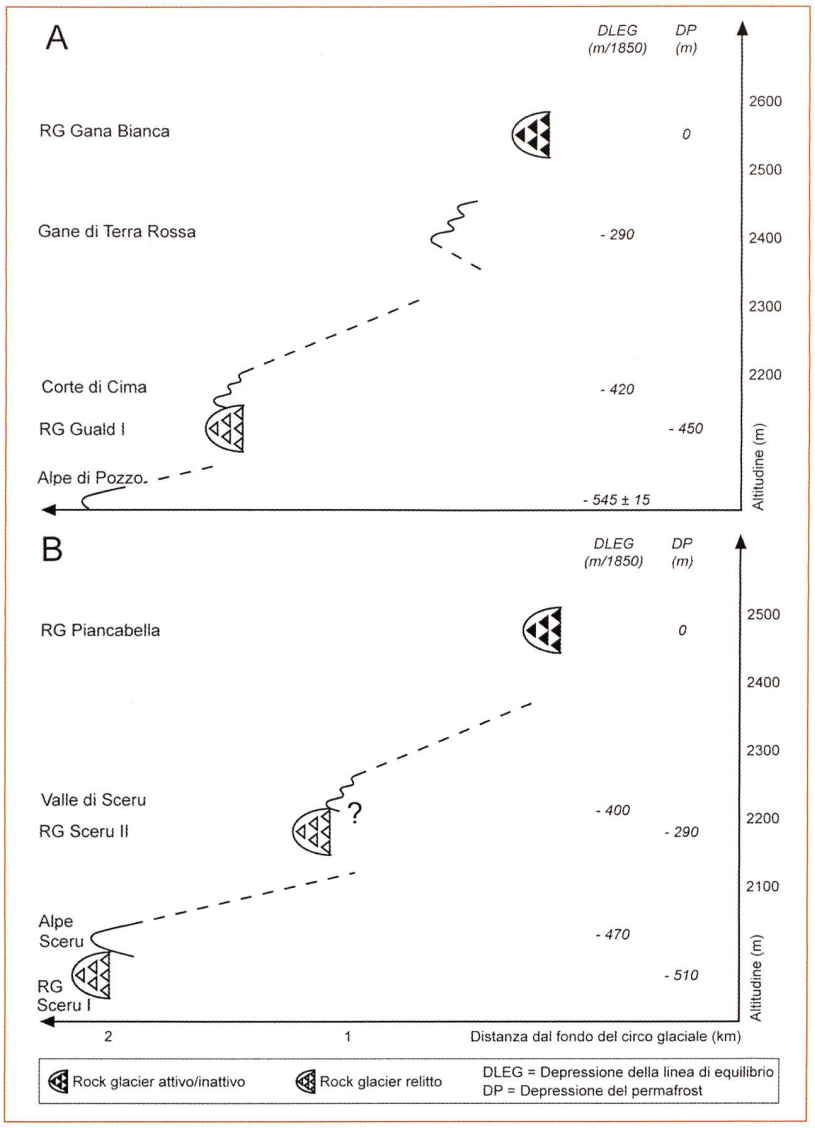


Figura 2.15 – Sequenza morfostratigrafica locale per il paleoghiacciaio delle Gane di Terra Rossa (A) e dei Sceru (B).

Vadrecc del Valdraus

Queste morene sembrano indicare quattro posizioni differenti del ghiacciaio all'interno della cintura delle morene della PEG (foto 2.16).

Valle del Gaglianera

Sono state identificate quattro posizioni del Glatscher da Gaglianera. Le posizioni GA 1 e GA 2 si trovano all'interno della cintura delle morene della PEG (foto 2.17), mentre le posizioni GA 3 e GA 4 sono molto ravvicinate e marcate da morene laterali correlabili tra loro. All'uscita della valle del Gaglianera, le due morene GA 3 e GA 4 sono radicate nella stessa morena laterale sulla sponda destra (figura 2.19A), mentre sono separate sulla

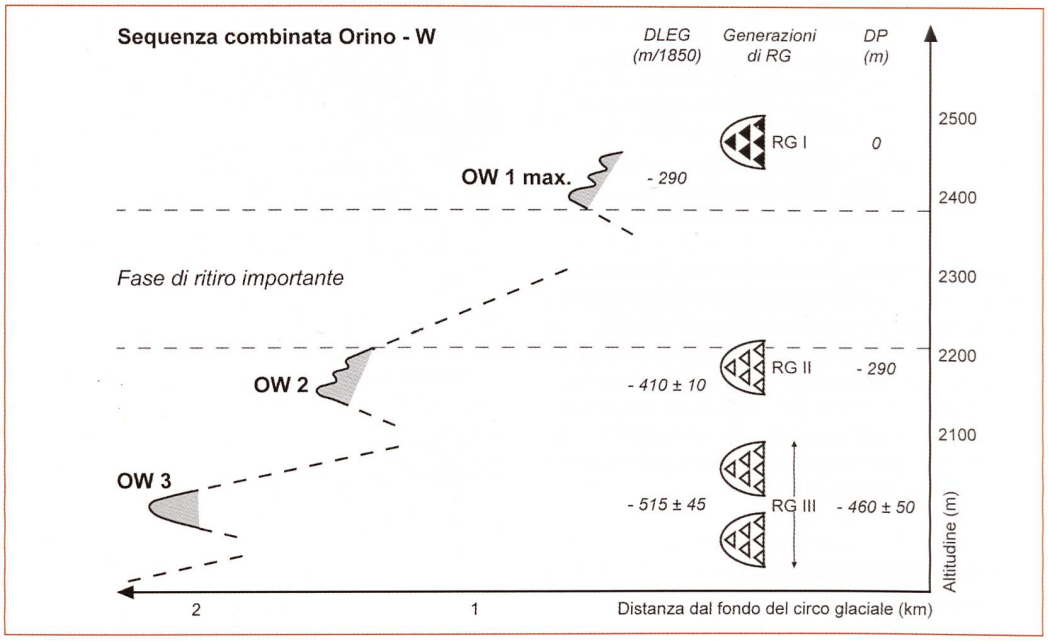


Figura 2.16 – Sequenza regionale composita della deglaciazione per il settore orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca (ghiacciaio dell'Orino, settore ovest).

sponda sinistra. Questo indica che le morene non devono necessariamente appartenere allo stesso stadio, benché le posizioni glaciali siano di estensione comparabile. Dal punto di vista sedimentologico, queste morene sono composte da clasti poco smussati di granulometria variabile dalle ghiaie a grossi ciottoli (i blocchi sono rari), immersi in una matrice limosa assai abbondante (foto 2.18). Gli elementi sono costituiti esclusivamente dagli gneiss occhiadini del Massiccio del Gottardo.

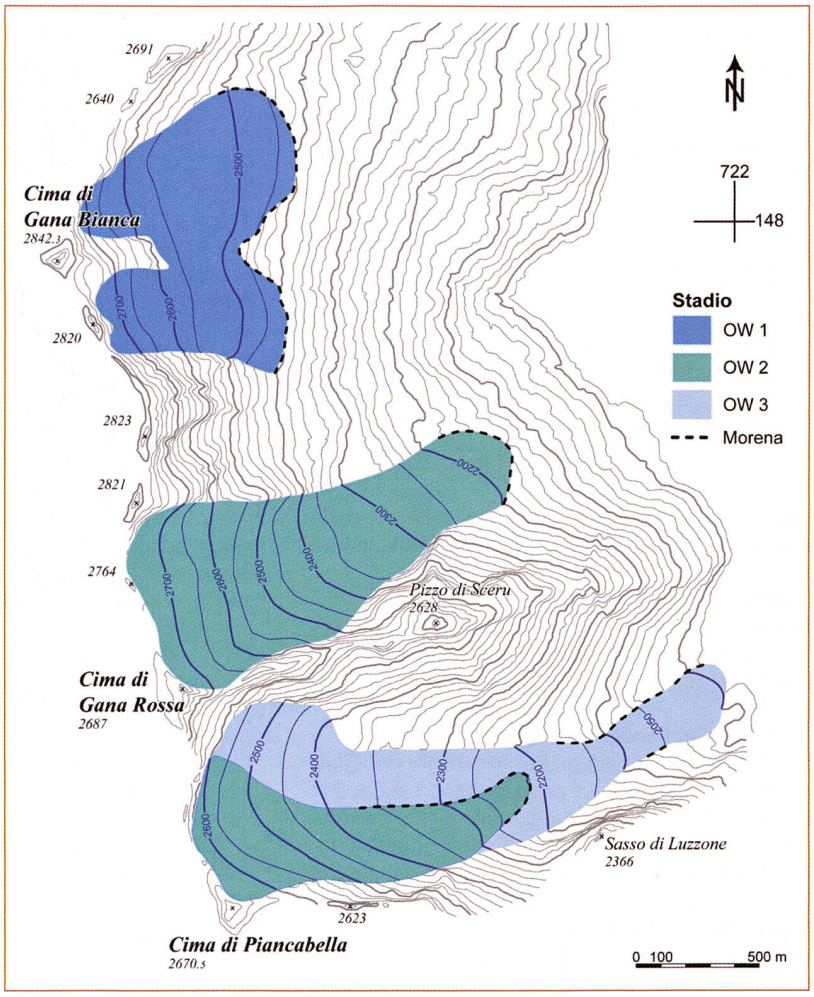


Figura 2.17 – I paleo-ghiacciai del settore orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca agli stadi OW 1, OW 2 e OW 3.

Plaun la Greina

Tre posizioni glaciali sono state identificate nella zona del Plaun la Greina. La posizione PG 1 è marcata dal netto ricoprimento dell'importante accumulo di morena di ablazione sotto i depositi alluvionali della parte sud-ovest del Plaun la Greina (figura 2.19B). Non si tratta quindi di una posizione ben precisa, bensì di un ipotetico stadio di ritiro veloce del ghiacciaio. La posizione PG 2 è caratterizzata da una grande morena di forma arrotondata costruita sulla sponda destra del Rein da Sumvitg (figura 2.19C). Questa morena laterofrontale non disegna precisamente la posizione del fronte, che può essere ricostruita solamente correlando questa morena con quelle della sponda sinistra. Questa morena si correla perfettamente con il livello massimo raggiunto dalla morena di ablazione sul versante nord del Piz Ner; questa morena di ablazione, a litologia in prevalenza gneissica, indica probabilmente l'altitudine dei ghiacci provenienti da ovest prima della confluenza con i ghiacci della Val Canal (Glatscher dil Terri). La sedimentologia delle morene del Plaun la Greina mostra chiaramente la presenza di flussi di ghiaccio complessi. Esse presentano, in effetti, degli elementi (in prevalenza blocchi mediamente smussati) costituiti dagli gneiss occhiadini della regione del Gaglianera, immersi in una matrice limoso-argillosa di colore grigio scuro, costituita in prevalenza dall'alterazione degli scisti argillosi e dei calcescisti della Zona dello Scopi e della Zona del Terri (foto 2.19). La posizione PG 3, infine, è caratterizzata da un piccolo cordone morenico situato una decina di metri a valle della morena PG 2 (figura 2.19D).

Crap la Crusch

Quattro posizioni glaciali sono state identificate per il paleo-ghiacciaio del versante nord-est del Pizzo Coroi (foto 2.20). Tra queste quattro posizioni, solo CO 3 è ben definita; le altre sono ca-

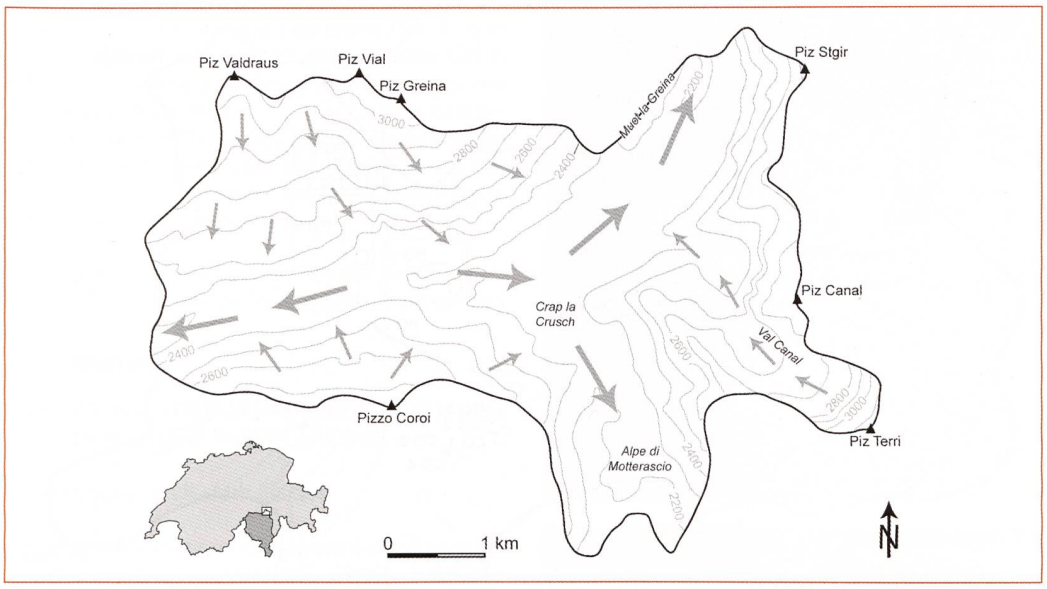


Figura 2.18 – Origine e direzione dei flussi di ghiaccio all'inizio del Tardiglaciale.

Foto 2.16. Veduta frontale dei depositi glaciali recenti del Vadrecc del Valdraus, ghiacciaio non visibile sulla foto (datata 2006) (foto C. Scapozza).

ratterizzate da piccole morene laterali che sono difficilmente correlabili tra loro.

Ricostruzione delle posizioni glaciali

In base alla cartografia e all'analisi morfologica e sedimentologica delle morene, i fronti dei paleoghiacciai sono stati ricostituiti per le posizioni GA 3, GA 4, PG 2 e CO 3, che indicano una fase di stagnazione prolungata del ghiacciaio. La posizione PG 1, essendo marcata da morena di ablazione, indica che il ghiacciaio deve essersi ritirato in maniera molto rapida, il che permette di concludere che non doveva essere in equilibrio climatico. Il fronte corrispondente alla posizione PG 3 non è stato ricostruito per mancanza di una morena laterale destra che permettesse di determinarne la geometria: inoltre, questa posizione non è caratteristica della fase di stagnazione più importante del ghiacciaio. Per quel che concerne le posizioni CO 1, CO 2 e CO 4, infine, ci si è astenuti dal ricostituire la posizione del fronte a causa della mancanza di morene laterali che potessero essere correlate tra loro.

Sulla base della ricostruzione delle posizioni glaciali, è quindi possibile trarre le conclusioni seguenti:

- le posizioni GA 3 e GA 4 sono caratterizzate da un apporto di ghiaccio relativo al solo Glatscher da Gaglianera;
- la posizione PG 2 si caratterizza da un apporto di ghiaccio complesso dalla zona del Gaglianera, del Pizzo Coroi e del Piz Terri (Val Canal);
- la posizione CO 3 indica la presenza di un piccolo ghiacciaio, oggi scomparso, sul versante nord-est del Pizzo Coroi.

La depressione della LEG teorica rispetto allo stadio di riferimento del 1850 per ogni posizione ricostruita è indicata nella tabella 2.12. L'altitudine della LEG 1850 per le posizioni GA 3-4 e CO 3 corrisponde, rispettivamente, alla LEG del Glatscher da Gaglianera e del Ghiacciaio di Rialpe nel 1850 (Maisch 1992, Scapozza, sottomesso). Per la posizione PG 2, la LEG 1850 è stata calcolata secondo una media ponderata della LEG dei ghiacciai del Gaglianera, di Rialpe e del Terri.

Foto 2.17 – Veduta frontale dei depositi glaciali recenti nella valle del Gaglianera e del Glatscher da Gaglianera durante l'estate 2006 (foto C. Scapozza).

Le sequenze morfostratigrafiche

Sulla base della depressione della LEG per ogni posizione glaciale rispetto allo stadio di riferimento 1850, è stato possibile compilare una se-

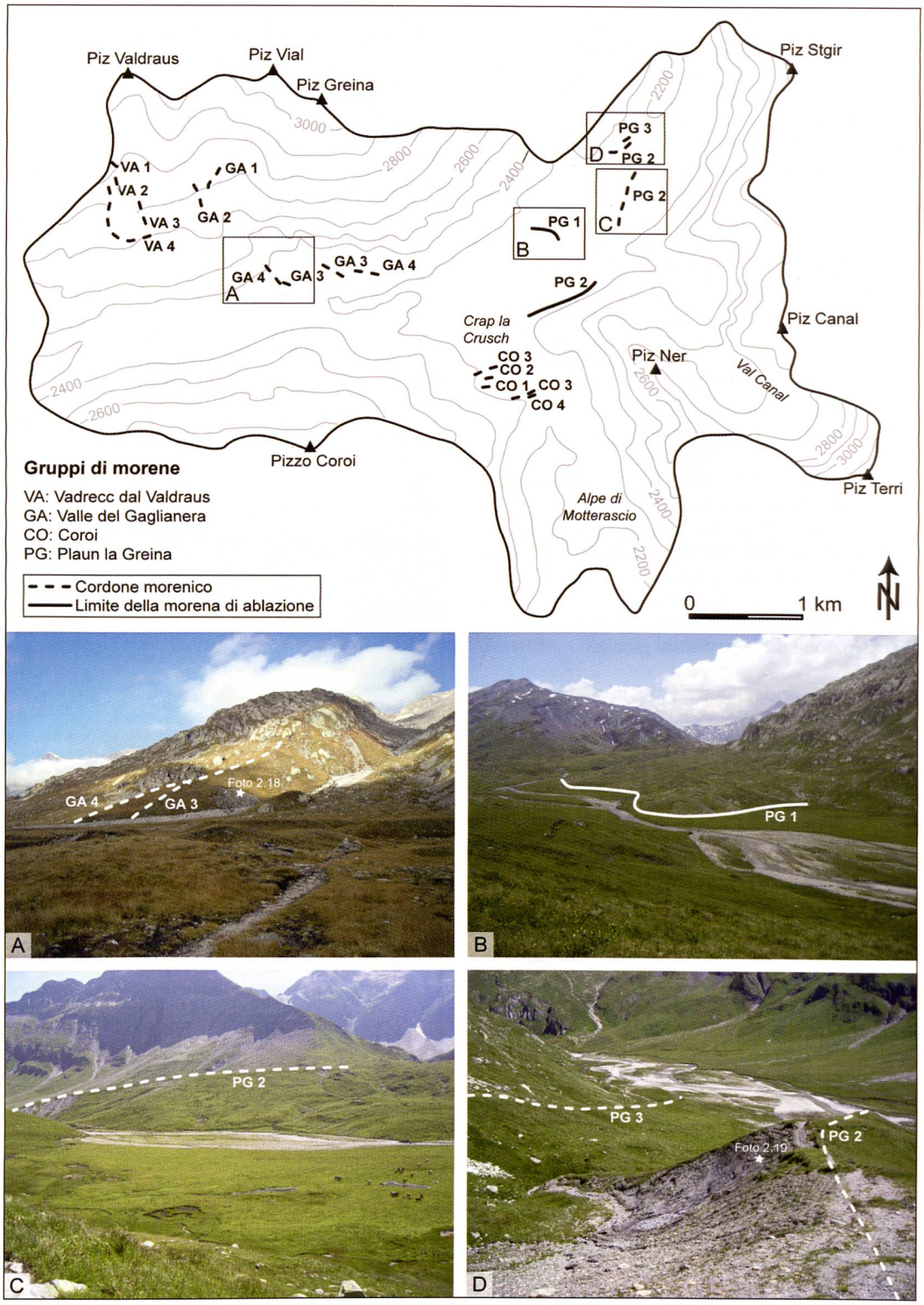


Figura 2.19 – Cartografia e numerazione delle morene della regione della Greina.

quenza morfostratigrafica di ritiro per il Glatscher da Gaglianera (comprendente anche la posizione PG 2) e per il ghiacciaio situato sul versante nord-est del Pizzo Coroi (figura 2.20).

L'esiguo numero di sequenze locali limita fortemente la possibilità di stabilire una sequenza regionale composita completa. È in ogni modo interessante notare che, se si fa un confronto tra le due sequenze morfostratigrafiche locali, è possibile eseguire una correlazione tra lo stadio locale Plaun la Greina 2 con quello di Coroi 3 in base ai valori della DLEG e della morfologia delle morene.

La correlazione delle due sequenze morfostratigrafiche locali ha permesso di costruire una sequenza regionale composita per tutta la regione della Greina comprendente due stadi principali (figura 2.21):

- lo stadio Greina 1, corrispondente alle morene situate allo sbocco della valle del Gaglianera, e che è caratterizzato da una DLEG compresa tra 110 e 210 metri rispetto allo stadio di riferimento del 1850. Questo stadio comporta almeno due posizioni ben distinte. La DLEG essendo assai diversa per ogni posizione, proponiamo di differenziare questo stadio in Greina

1a, corrispondente alla posizione GA 3, e in Greina 1b, corrispondente alla posizione GA 4;
- lo stadio Greina 2, corrispondente alle morene del Plaun la Greina e di Crap la Crusch, caratterizzato da una DLEG di 330 ± 20 metri rispetto allo stadio di riferimento del 1850. Questo stadio comporta almeno due posizioni ben distinte, anche se molto ravvicinate.

La rappresentazione cartografica dei paleo-ghiacciai per ognuno dei tre stadi definiti è presentata alla figura 2.22.

2.2.6 PALEOGEOGRAFIA DELLE ALPI BLENIESI DURANTE IL TARDIGLACIALE

Correlazione degli stadi glaciali

Alfine di avere una cronologia semi-assoluta, è indispensabile poter correlare le sequenze definite con delle altre sequenze di deglaciazione calibrate grazie a datazioni di età assolute: saranno quelle che nomineremo correlazioni inter-regionali. Prima di queste, sarà importante eseguire un certo numero di correlazioni intra-regionali, da una parte per completare le sequenze definite sopra, d'altra parte per comporre una sequenza composita per tutto il bacino del Brenno. Sarà in conformità a questa sequenza che le correlazioni inter-regionali saranno eseguite.

Correlazioni intra-regionali

Gli stadi meglio definiti sono evidentemente quelli ricostruiti sulla base delle evidenze geomorfologiche nella parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca e nella regione della Greina. Sulla base della DLEG e della morfologia delle morene è possibile proporre le correlazioni tra gli stadi Greina 1b e OW 1 max. e tra gli stadi Greina 2 e OW 2. Se consideriamo anche lo stadio OW 3 e lo stadio di Biasca, possiamo proporre una prima sequenza di riferimento basata interamente su dei valori della DLEG calcolati con il metodo 2:1. È infine probabile che tra lo stadio OW 3 e lo stadio di Biasca si possano inserire due o più stadi supplementari (corrispondenti agli stadi di Faido e Airolo di Renner 1982 e Hantke 1983, vedi anche tabella 2.2), il che permette di proporre una sequenza per il ghiacciaio del Brenno (BRE) in 7 o più stadi (tabella 2.13).

Partendo dalla sequenza di riferimento «Brenno» della tabella 2.13, è possibile cercare di correlare tra loro tutte le sequenze conosciute per le valli laterali del bacino del Brenno. Queste sequenze sono molto frammentarie e non sono state validate da accurate analisi di terreno. I valori della DLEG proposti sono stati ottenuti utilizzando congiuntamente i metodi 2:1 e d/2 (tabella 2.14). L'interesse di tale correlazione multipla, benché il rischio di cumulare gli errori di stima della LEG sia assai grande, è quello di poter disporre di una sequenza completa per tutto il bacino del Brenno. Questo dovrebbe permettere di compiere delle correlazioni a distanza maggiormente significative con delle sequenze regionali sviluppate in altre regioni delle Alpi.

Come si può ben vedere sulla tabella 2.14, uno dei problemi principali che si presenta al momento di eseguire delle correlazioni tra le diverse sequenze locali è il numero diseguale di stadi definito per ogni valle (e questo tenendo conto dei rapporti di confluenza). Malgrado ciò, si è potuto costruire una sequenza composita «Brenno» comprendente almeno 8 stadi (tabella 2.15).

Foto 2.18 – Dettaglio dei sedimenti che compongono la morena laterale destra GA 4 (foto G. Fontana).

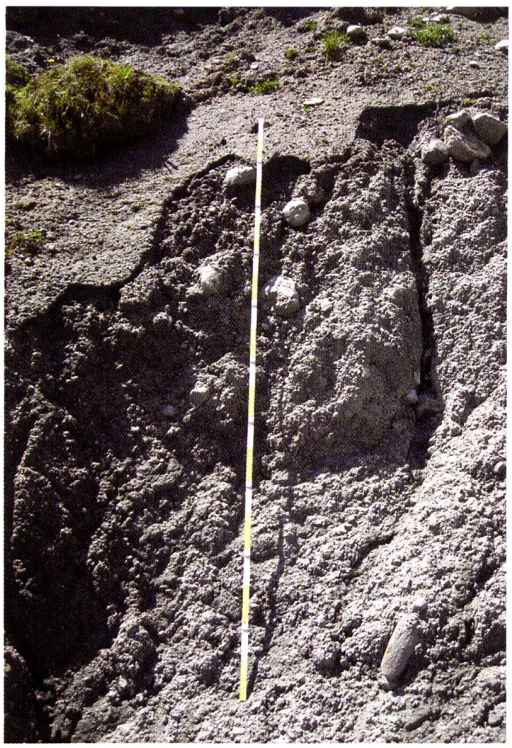
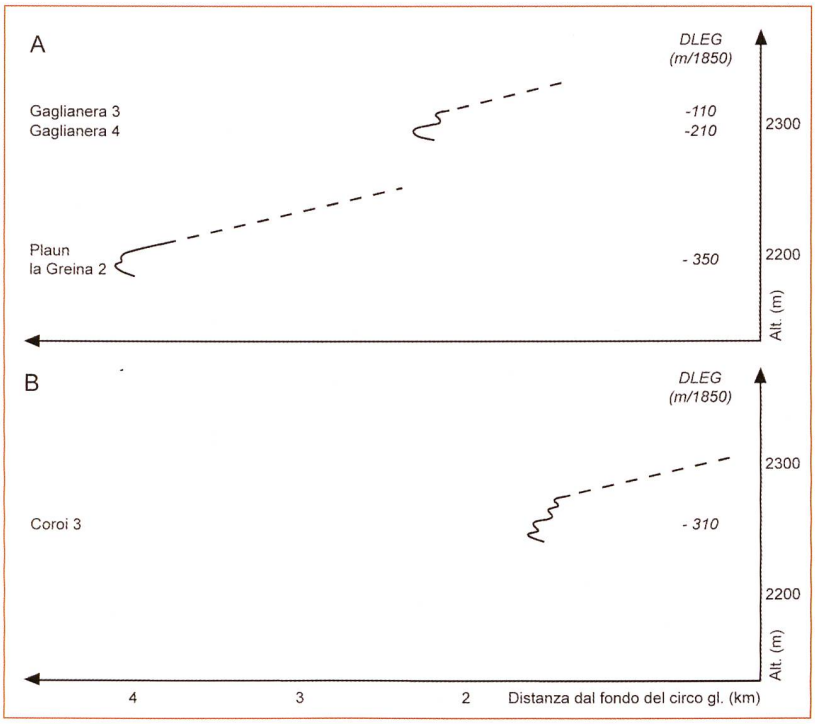


Foto 2.19. Dettaglio dei sedimenti che compongono la morena laterale destra PG 2 (foto G. Fontana).

Posizione	Orient.	Alt. fronte	Alt. max morene	LEG 2:1	Rif. 1850	DLEG
Gaglianera 3 (GA 3)	SSE	2320	2520	2680	2790	110
Gaglianera 4 (GA 4)	SSE	2280	2520	2580	2790	210
Plaun la Greina 2 (PG 2)	Complessa	2210	~2300	2365	2715	350
Coroi 3 (CO 3)	E	2250	2400	2315	2625	310

Tabella 2.12. Calcoli morfometrici per gli stadi tardiglaciali dei ghiacciai della regione della Greina. Tutte le altitudini sono in m slm.



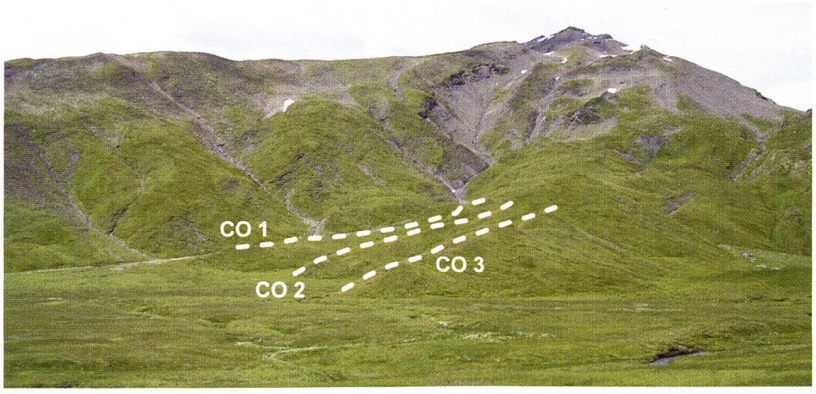


Figura 2.20 – Sequenza morfo-stratigrafica locale per il paleo-ghiacciaio del Gaglianera (A) e del versante nord-est del Pizzo Coroi (B).

Foto 2.20 – Le morene CO 1 a CO 3 sulla sponda sinistra del paleo-ghiacciaio (foto G. Fontana).

Tabella 2.13 – Sequenza di riferimento «Brenno» basata sulle correlazioni tra le sequenze «Greina», «Orino-W» e sulla ricostruzione dello stadio di Biasca.

Sequenza "Brenno"		Sequenza "Greina"		Sequenza "Orino-W"	
Stadio	**DLEG (m/1850)**	**Stadio**	**DLEG (m/1850)**	**Stadio**	**DLEG (m/1850)**
BRE 1	110	Greina 1a	110	-	-
BRE 2	210-290	Greina 1b	210	OW 1 max.	290
BRE 3	310-420	Greina 2	310-350	OW2	400-420
BRE 4	470-560	-	-	OW3	470-560
BRE 5 ?	-	-	-	-	-
BRE 6 ?	-	-	-	-	-
BRE 7 ?	1080-1200	-	-	Biasca	1080-1200

Correlazioni inter-regionali

Se si considerano i valori della DLEG, la morfologia delle morene e le caratteristiche glaciologiche di ogni stadio, è possibile tentare una correlazione con la sequenza di ritiro del ghiacciaio del Ticino in Valle Leventina e Val Bredretto (modello «Gottardo»; Renner 1982, Hantke 1983) e con il modello «Alpi Orientali» di Maisch (1982). Le correlazioni proposte sono le seguenti:

Stadio BRE 8 (= Stadio di Biasca)

Abbiamo già visto a più riprese che lo stadio di Biasca è il primo vero stadio di progressione del Tardiglaciale, che segue una fase di ritiro interrotta solamente dagli stadi di stagnazione del ghiacciaio del Ticino al Pleniglaciale (stadi di Sesto Calende e di Cugnasco per il braccio del Verbano e stadio di Faloppio e di Melide per il braccio del Ceresio). Secondo Hantke (1983), che propone una correlazione tra gli stadi del ghiacciaio del Ticino e quelli del ghiacciaio della Linth, gli stadi di Sesto Calende e di Faloppio corrisponderebbero allo stadio di Zurigo mentre gli stadi di Melide e Cugnasco corrisponderebbero allo stadio di Hurden.

Queste caratteristiche morfologiche e glaciologiche permettono di proporre una correlazione dello stadio di Biasca con lo stadio di Weissbad definito da Keller (1988) nel massiccio del Säntis e sul fronte orientale delle Alpi. Le caratteristiche che permettono di comparare lo stadio di Biasca allo stadio di Weissbad sono le seguenti (Keller 1988, in Schoeneich 1998a):

- lo stadio di Weissbad corrisponde al primo stadio di progressione indipendente dei ghiacciai locali al Tardiglaciale;
- questo stadio di progressione marcata risulterebbe da un raffreddamento corto e brutale seguente un interstadio importante, caratterizzato da una lunga fase di ritiro interrotta solamente da qualche fase di stagnazione, l'ultima delle quali sarebbe quella di Appenzello-Costanza del ghiacciaio del Reno;
- la fase principale di questo stadio è caratterizzata da una DLEG media dell'ordine di 950 metri.

Una correlazione dello stadio di Appenzello-Costanza del ghiacciaio del Reno con lo stadio di Hurden del ghiacciaio della Linth è generalmente ammessa (Keller & Krayss 1993). Tenendo conto dell'ipotesi di correlazione dello stadio di Cugnasco-Melide con lo stadio di Hurden proposta da Hantke (1983), lo stadio di Biasca sarebbe il primo stadio seguente l'ultima fase dell'Hochwürm (stadio di Appenzello-Costanza) e quindi correlabile allo stadio di Weissbad. La DLEG per lo stadio di Biasca, dell'ordine di 1080-1200 metri, è leggermente superiore a quella proposta da Keller (1988), ma resta nello stesso ordine di idee, soprattutto tenendo conto della correlazione a distanza. In base alla similitudine e ai valori della DLEG, infine, Keller (1988) correla lo stadio di Weissbad con lo stadio di Bühl II del modello «Alpi Orientali».

Stadio BRE 3 (= OW 2 = Greina 2)

Per questo stadio, le località-tipo nelle Alpi Bleniesi sono il Plaun la Greina per la regione della Greina e Corte di Cima per il ghiacciaio dell'Orino. Si tratta nei due casi di morene ben definite ma assai arrotondate e smussate, e parzialmente rimaneggiate da processi di soliflusso/geliflusso. Morfologicamente, è possibile correlarle con le morene di All'Acqua, nella Val Bedretto, e quindi con lo stadio di Daun del modello «Alpi Orientali».

Stadio BRE 2 (= OW 1 max. = Greina 1b)

Le località tipo nelle Alpi Bleniesi per questo stadio sono le Gane di Terra Rossa per il ghiacciaio dell'Orino (Val Malvaglia), i Cogn di Camadra per il ghiacciaio del Brenno della Greina (Val Camadra) e lo sbocco della valle del Gaglianera per la regione della Greina. Si tratta di morene costruite

a creste ben marcate e a più cordoni (generalmente tra 2 e 3) Le morene di questo stadio si situano a una distanza di circa 1 – 1.5 km dalle morene dello stadio 1850. Questi argomenti morfologici permettono di correlare gli stadi OW 1 max. e Greina 1b con lo stadio di Maniò definito da RENNER (1982), e quindi con lo stadio dell'Egesen s.s. del modello «Alpi Orientali».

Stadio BRE 1 (= Greina 1a)
Le morene di questo stadio sono situate a circa 1 km dalle morene dello stadio 1850 e all'interno delle morene attribuite allo stadio BRE 2. La morfologia dei cordoni morenici è molto simile a quella delle morene dello stadio BRE 2, il che permette di correlare questo stadio con quello dell'Alpe di Cruina definito da RENNER (1982) e quindi con lo stadio di Bockten del modello «Alpi Orientali». In realtà, non si tratta di un vero e proprio stadio ma piuttosto di una ricorrenza minore alla fine dello stadio dell'Egesen s.l.

Tenendo conto delle correlazioni seguenti, che sono relativamente sicure:

- BRE 1 = Greina 1a = Alpe di Cruina = Bockten (Egesen s.l.);
- BRE 2 = Greina 1b = OW 1 max. = Maniò = Egesen s.s.;
- BRE 3 = Greina 2 = OW 2 = All'Acqua = Daun;
- BRE 7 = Biasca = Weissbad = Bühl II;

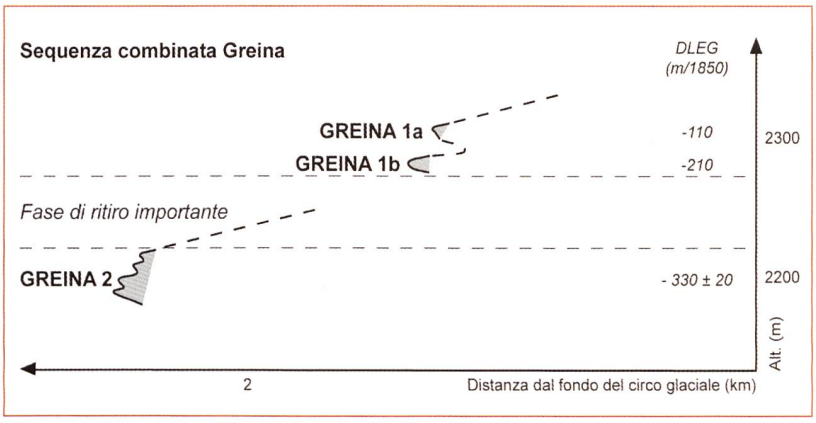


Figura 2.21 – Sequenza regionale composita della deglaciazione per la regione della Greina.

la correlazione proposta tra la sequenza di deglaciazione della Valle di Blenio e i modelli «Gottardo» (RENNER 1982) e «Alpi Orientali» (MAISCH 1982) è presentata nella tabella 2.15.

Sulla base delle correlazioni proposte, è quindi possibile avanzare le seguenti considerazioni generali di ordine cronologico (limite delle cronozone da BURGA & PERRET 1998):

- lo stadio di Biasca segue verisimilmente un interstadio marcante la transizione Pleniglaciale – Tardiglaciale (ovverosia prima dello stadio di Bühl). Secondo BURGA & PERRET (1998, p. 623), questo episodio è anteriore a 14'000 ^{14}C anni

Stadio secondo "fonte"	Posizione del fronte	Altitudine (m slm)	DLEG 2:1 (m/1850)	DLEG d/2 (m/1850)	Fonte
Brenno della Greina (Val Camadra)					
Letzen Moränen	Cogn di Camadra	2100-2200	275-325	200-250	a
Letzen Spätwürm	Camadra di dentro	1900	425-475	350	a
Daigra	Daigra	1550	600-650	525	a
Brenno del Lucomagno (Valle di Santa Maria)					
Ausgehenden Spätwürm	Pian Segno	1650	550-600	Nessun ghiacciaio	a
Airolo	Campra	1400	675-725		a
Brenno (Val Blenio) [1]					
Airolo	Gola del Sosto	1200	775	700	a
Faido	Ponto Valentino	700	1000	950	a
Biasca	Semione-Motto	~350-450	**1200** [2]	1080-1105	a
Ghiacciaio di Carassino [3]					
Letzen Spätwürm [4]	A. Cassimoi/Bresciana	1900	-	310-315	a
Ausgehendes Spätwürm	Lago di Carassino	1600	-	460-465	a
Airolo	Piano di Compietto	1100	-	1210-1215	a
Ghiacciaio della Soja [5]					
Jüngste Moränen	Piana	1600	-	310-315	a
Jüngere Spätwürm	Güfera/Mancuròu	1100	-	460-465	a
Airolo	Dangio	800	-	1210-1215	a
Ghiacciaio della Frùda (Pizzo Molare)					
Letzen Spätwürm	Gorda/Piandioss	1700-1950	-	Nessun ghiacciaio	a
Faido	Marolta	900	-		d
Ghiacciaio della Cima di Gana Bianca					
Letzen Spätwürm	Alpe Pièi	2200	-	Nessun ghiacciaio	a
Airolo	Stabbio/Tregua	1300-1600	-		a
Faido	Stabbio	900	-		a
Ghiacciaio dell'Orino (Val Malvaglia) [6]					
Holozäne	Alpe di Quarnei	2040	-	290-295	b
Letzte Spätwürm	Alpe di Pozzo	1600-1860	-	380-510	a
Späteren Spätwürm	Cascina di Dandrio	1300	-	660-665	a
Faido	Bacino Val Malvaglia	930	-	850	a
Ghiacciaio della Lesgiüna (Val Pontirone) [7]					
Letzte Spätwürm 1	Alpe di Cava	2050	330		c
Letzte Spätwürm 2	A. di Cava/Sceng di Sopra/ Giümela	1700-1900	405-505		c
Jüngeren Spätwürm	Ponte di Cengio	1200	755		c
Pontirone	Pontirone	850	730		a
Biasca	Gola della Lesgiüna	550	**1080** [2]		a

Tabella 2.14 – Compilazione di tutte le sequenze locali di deglaciazione per il bacino del Brenno.

[1] Referenza d/2: 2600 m slm (media dell'altitudine della lingua per il Vadrecc di Camadra e il ghiacciaio del Piz Medel-SE).
[2] Con lo stadio di Biasca come riferimento. Sequenza completata con il metodo d/2.
[3] Referenza d/2: 2525 m slm (media dell'altitudine della lingua per il ghiacciaio del Piz Jut-W, del Vadrecc di Casletto e del ghiacciaio della Cima di Furnei-W).
[4] Per il Vadrecc di Furnei e il Vadrecc di Casletto.
[5] Referenza d/2: 2400 m slm (altitudine della lingua del Vadrecc di Bresciana).
[6] Referenza d/2: 2625 m slm (altitudine della lingua del ghiacciaio delle Gane di Cadabi e del Ghiacciaio di Giumello.
[7] Referenza d/2: 2460 m slm (altitudine della lingua del ghiacciaio di Vedrign).
a: HANTKE (1983);
b: ZELLER (1964);
c: OBERHÄNSLI (1973);
d: BOSSARD (1925).
Per i dati inerenti l'altitudine della lingua dei ghiacciai e della LEG, vedi MAISCH (1992) e SCAPOZZA (sottomesso).

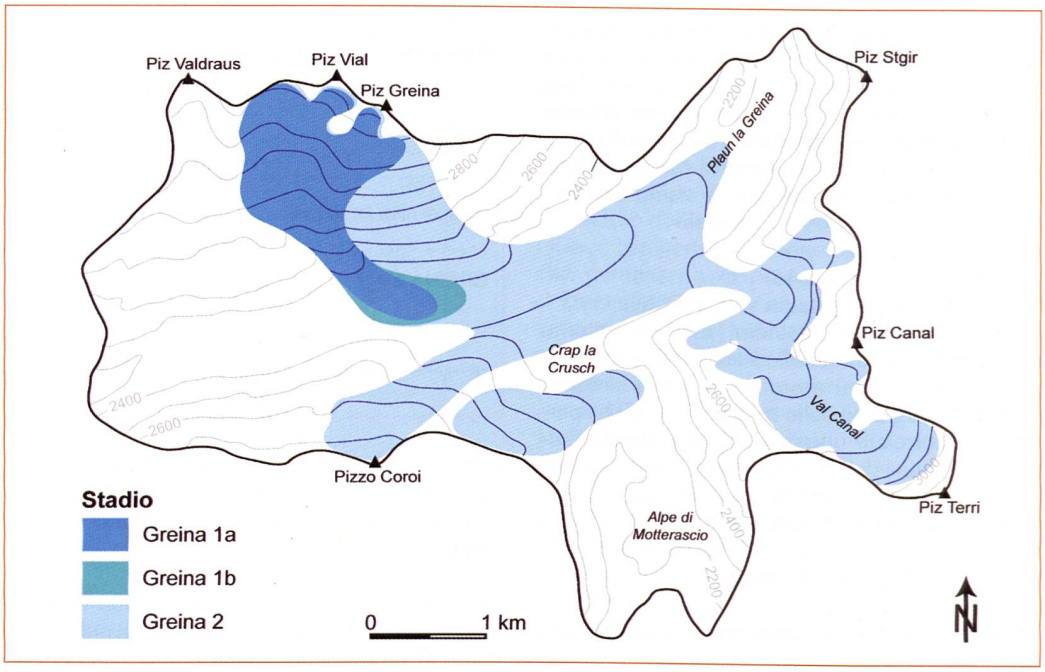


Figura 2.22 – I paleo-ghiacciai della regione della Greina agli stadi Greina 1a, Greina 1b e Greina 2.

BP (verosimilmente verso 18'000 – 17'000 ^{14}C anni BP);

- gli stadi BRE 7 a BRE 3 sono anteriori all'interstadio tardiglaciale del Bølling-Allerød (13'000 – 11'000 ^{14}C anni BP) e posteriori allo stadio di Biasca. Secondo Burga (1988), il Passo del Lucomagno presentava ancora del ghiaccio a metà del Dryas antico (l'ultimo stadio marcato dalla presenza di ghiaccio sul Passo del Lucomagno è BRE 4) ed era libero da ghiaccio alla fine di questa cronozona (e quindi allo stadio BRE 3). Per il Sud delle Alpi, la transizione Dryas antico/Bølling è stata datata a Soazza (Mesolcina) a 13'060 ^{14}C anni BP (Zoller & Kleiber 1971). Possiamo quindi collocare cronologicamente gli stadi BRE 7 a BRE 4 tra 17'000 e 15'000/14'500 ^{14}C anni BP, e lo stadio BRE 3 tra 14'000 e 13'000 ^{14}C anni BP;
- lo stadio BRE 2, che corrisponde all'avanzata massima dell'Egesen, si collocherebbe all' inizio del Dryas recente (11'000 – 10'000 ^{14}C anni BP), mentre lo stadio BRE 1 si collocherebbe alla fine del Dryas recente o all'inizio del Preboreale (10'000 – 9000 ^{14}C anni BP) (a questo proposito vedi Ivy-Ochs *et al.* 2007, Kerschner & Ivy-Ochs 2008).

Significato paleoclimatico dei rock glaciers

A partire dalle ricostruzioni paleogeografiche dei ghiacciai della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca e della loro correlazione cronologica, è possibile attribuire un'età alle generazioni di rock glaciers in base alla loro posizione rispetto agli stadi glaciali.

Come è stato presentato nella figura 2.16, i rock glaciers appartenenti a RG II si sarebbero sviluppati nelle zone che presentavano dei ghiacciai allo stadio OW 2 (Daun) e che erano libere da ghiaccio allo stadio OW 1 (Egesen). Possiamo quindi

Tabella 2.15 – Ipotesi di correlazione della sequenza di deglaciazione della Valle di Blenio con il modello «Gottardo» di Renner (1982) e il modello «Alpi Orientali» di Maisch (1982).

Ghiacciaio del Brenno			Val Bedretto – Leventina		"Alpi Orientali"	
Stadio	**Analoghi locali**	**DLEG (m/1850)**	**Stadio**	**DLEG (m/1850)**	**Stadio**	**DLEG (m/1850**
BRE 1	Greina 1a	110	Alpe di Cruina	116	Bockten (Egesen s.l.)	100-150
BRE 2	Greina 1b, OW 1	210-290	Maniò	200-240	Egesen s.s.	170-240
BRE 3	Greina 2, OW 2	310-420	All'Acqua	260-315	Daun	250-350
BRE 4	OW 3	470-560	Fontana ?	420-450	Clavadel/Senders ?	380-470
BRE 5	-	600-700 ?	Airolo ?	660	Gschnitz ?	600-700
BRE 6	-	800-850 ?	Faido ?	805-830	Steinach ?	700-800
BRE 7	-	950 – 1100 ?	?	?	Bühll III ?	900-1000
BRE 8	Biasca	1080 - 1200	Biasca	1100-1300	Bühl II - *Weissbad*	

Tabella 2.16 – Valori della depressione del permafrost (DP) e dell'abbassamento relativo della temperatura (calcolato con un gradiente verticale di temperatura di 0.006°C/m) per diverse generazioni di rock glaciers nelle Alpi.

Regione	Generazione di rock glaciers	DP (m)	DT° (°C)	Stadio presunto	Fonte
Alpi Bleniesi	RG II	290	1.7	Egesen	Questo lavoro
	RG III	410-510	2.5 – 3.0	Daun	
Prealpi vodesi (VD)	Préalpes III	700	4.2	Gschnitz – Clavadel ?	Schoeneich (1998a)
Err-Julier (GR)	"Dryas recente"	500-600	3.0 – 3.6	Egesen	Frauenfelder *et al.* (2001)
Bagnes-Hérémence (VS)	"Dryas recente"	200	1.2	Egesen	Lambiel & Reynard (2003)
Tirolo (A)	"Dryas recente"	520	3.1	Egesen	Kerschner (1985)
	"Dryas antico"	650	3.9	Daun	
Ferwall Group (A)	"Dryas recente"	250-350	1.5 – 2.1	Egesen I	Sailer & Kerschner (1999)

concludere che RG II è probabilmente contemporanea a OW 1: questa generazione di rock glaciers si è quindi sviluppata certamente dopo il Dryas antico e probabilmente durante il Dryas recente. Non bisogna escludere l'ipotesi che alcuni rock glaciers si siano sviluppati durante lo stadio OW 2 in zone che non presentavano dei ghiacciai.

Per RG III, la questione è simile: i rock glaciers di questa generazione si sarebbero sviluppati nelle zone che presentavano dei ghiacciai allo stadio OW 3 (Clavadel ?) e che erano libere dal ghiaccio allo stadio OW 2 (Daun). Data la prossimità spaziale di alcuni rock glaciers con le morene dello stadio OW 2, questi si sono sicuramente sviluppati dopo lo stadio OW 3 e molto probabilmente durante lo stadio OW 2. Alcuni rock glaciers molto vicini alle morene dello stadio OW 2, infine, avrebbero potuto svilupparsi durante il Dryas recente.

Se consideriamo che le variazioni delle isoterme sono più omogenee a scala alpina delle variazioni di altitudine della LEG, i rock glaciers dovrebbero permettere migliori correlazioni a distanza rispetto ai ghiacciai. Si è quindi tentato di correlare le generazioni di rock glaciers relitti delle Alpi Bleniesi con delle generazioni di rock glaciers di altre regioni delle Alpi (tabella 2.16).

Possiamo vedere che le generazioni di rock glaciers determinate nelle Alpi Bleniesi sono coerenti rispetto a quelle delle Prealpi vodesi (Schoeneich 1998a), della regione Val de Bagnes – Val d'Hérémence (Lambiel & Reynard 2003) e del Ferwall group, nel Tirolo occidentale (Sailer & Kerschner 1999). Rispetto alle regioni dell'Err-Julier (Frauenfelder *et al.* 2001) e del Tirolo (Kerschner 1985) le differenze sono invece più importanti. Per quel che concerne il lavoro di Kerschner (1985), i suoi risultati devono molto probabilmente essere corretti invecchiando gli stadi, il che permetterebbe di ottenere dei valori della depressione del permafrost coerenti rispetto ai risultati più recenti (vedi Sailer & Kerschner 1999).
Per Frauenfelder *et al.* (2001), il problema è invece diverso: è infatti probabile che, se si considerano i valori dell'abbassamento relativo di temperatura calcolati dagli autori stessi (valori compresi tra 0.0 e -3.4°C), i rock glacier relitti appartengano a più di una generazione.

Paleotemperature nelle Alpi Bleniesi durante la fine del Tardiglaciale

Alfine di comporre una cronologia paleoclimatica relativa, sono state calcolate le paleotemperature della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca per le generazioni di rock glaciers RG I, RG II e RG III e per gli stadi glaciali OW 1, OW 2 e OW 3. Questi calcoli sono stati compiuti secondo le formule presentate nel box 2.2. I risultati e i parametri utilizzati nelle varie formule sono presentati nelle tabelle da 2.17 a 2.22. La cronologia paleoclimatica è stata infine costruita utilizzando i valori di MAAT normalizzati a un'altitudine di 2000 m slm (tabella 2.23).

Questi calcoli sono stati eseguiti tenendo conto di precipitazioni costanti durante il tempo. Secondo Kerschner *et al.* (2000), invece, le precipitazioni nelle Alpi Bleniesi durante il Dryas recente potevano essere da 10 a 20% inferiori rispetto a oggi (figura 2.23A). Più il clima è secco e più l'altitudine della LEG tende a innalzarsi. Ne consegue che, per un'altitudine costante della LEG, una diminuzione delle precipitazioni si traduce in una diminuzione delle temperature. In altri termini, per produrre le depressioni della LEG determinate per gli stadi tardiglaciari con delle precipitazioni inferiori del 20% rispetto a oggi, le temperature avrebbero dovuto essere più fredde di quelle calcolate.

Una diminuzione del 20% delle precipitazioni causa un innalzamento dell'altitudine della LEG di circa 120 metri (Kerschner *et al.* 2000), il che indica che le temperature calcolate per il Dryas recente dovrebbero essere corrette almeno di -0.72°C (figura 2.23B). Applicando questo fattore di correzione agli altri stadi tardiglaciali, si ottengono le paleotemperature presentate nella tabella 2.24. Evidentemente, è poco probabile che le precipitazioni durante il Dryas recente siano rappresentative per tutta la fine del Tardiglaciale: la correzione imputata ha in ogni modo il vantaggio di dare un'immagine più realistica rispetto al fatto di considerare le precipitazioni simili a quelle attuali.

I valori corretti danno delle temperature che corrispondono a un raffreddamento rispetto a oggi di circa 2.5 – 3.0°C per il Dryas recente e di circa 3.5 – 5.5°C per la fine del Dryas antico, il che è assai conforme ai valori ammessi comunemente (per esempio, Kerschner 1985, Schoeneich 1998a, Kerschner *et al.* 1999, Kerschner & Ivy-Ochs 2008). La cronologia basata sulle paleotemperature è presentata nella figura 2.24. Lo schema è stato completato aggiungendo la differenza di MAAT rispetto al 1850 correntemente ammessa per l'interstadio tardiglaciale del Bølling-Allerød nelle Alpi Ticinesi, vale a dire circa 0.8 – 1.5°C (valori determinati sulla base delle fluttuazioni del limite superiore della foresta – *Timberline* – da Burga & Perret 1998).

Le considerazioni conclusive che possiamo presentare sulla base di questa cronologia basata sulle paleotemperature sono le seguenti:

- Lo sviluppo di RG III è cominciato probabilmente al Clavadel/Senders nelle zone che non

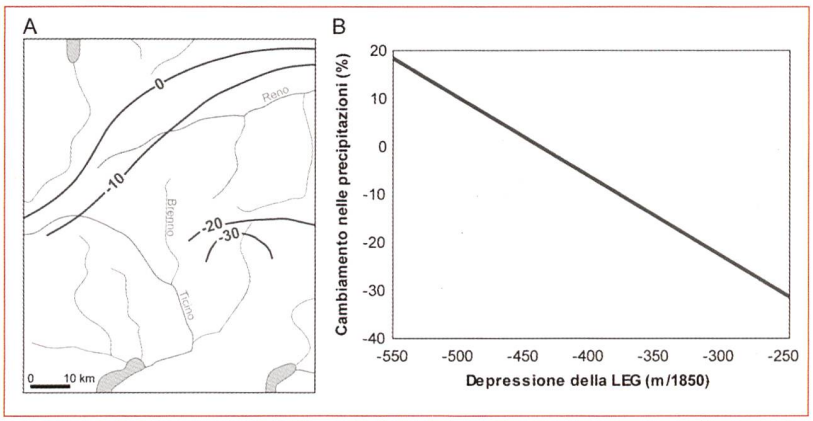


Figura 2.23 – A) Cambiamento nelle precipitazioni (in %) per il Dryas recente rispetto all'attuale. B) Relazione tra la depressione della LEG per il Dryas recente (Egesen max.) e il cambiamento nelle precipitazioni. Modificato da Kerschner *et al.* (2000).

Tabella 2.17 – MAAT all'altitudine inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi (RG I) e all'altitudine della LEG nel 1850 (LEG PEG) per l'orientazione nord-est calcolata a partire dalle stazioni di Comprovasco (Co.) e Cimetta (Ci.).

RISULTATI	Stazione di riferimento.		PARAMETRI	Stazione di riferimento	
	Co.	Ci.		Co.	Ci.
MAAT a 2500 m (RG I) (°C)	-0.56	-0.59	T (1961-1990) (°C)	9.6	4.3
MAAT a 2500 m nel 1850 (°C)	**-1.40**	**-1.43**	Z (m)	575	1672
MAAT a 2740 m (LEG PEG) (°C)	-1.97	-2.00	DT/Dz (500 - 1500 m) (°C/m)	0.0046	
MAAT a 2740 m nel 1850 (°C)	**-2.81**	**-2.84**	DT/Dz (1500 - 4000 m) (°C/m)	0.0059	
			Correzione 1990 – 1850 (°C)	0.84	

Tabella 2.18 – MAAT a 2500 m slm per RG II.

RISULTATI PER RG II		PARAMETRI	
Depressione del permafrost (m)	290	DT/Dz (°C/m)	0.0059
MAAT a 2500 m (°C)	**-3.11**	DT° (°C)	-1.71

Tabella 2.19 – MAAT a 2500 m slm per RG III.

RISULTATI PER RG III		PARAMETRI	
Dep. del permafrost max (m)	510	DT/Dz (°C/m)	0.0059
Dep. del permafrost min (m)	410	DT° max (°C)	-3.01
MAAT min a 2500 m (°C)	**-4.40**	T° min (°C)	-2.42
MAAT max a 2500 m (°C)	**-3.81**	T° media (°C)	-2.71
MAAT media a 2500 m (°C)	**-4.11**		

Tabella 2.20 – MAAT all'altitudine della LEG per lo stadio OW 1.

RISULTATI PER OW 1		PARAMETRI	
Depressione della LEG (m)	290	T/ z (°C/m)	0.0059
MAAT alla LEG (°C)	**-2.81**	T° basata su RG II (°C)	-1.71

Tabella 2.21 – MAAT all'altitudine della LEG per lo stadio OW 2.

RISULTATI PER OW 2		PARAMETRI	
Depressione della LEG (m)	410	T/ z (°C/m)	0.0059
MAAT alla LEG (°C)	**-2.81**	T° basata su RG III min (°C)	-2.42

Tabella 2.22 – MAAT all'altitudine della LEG per lo stadio OW 3.

RISULTATI PER OW 3		PARAMETRI	
Depressione della LEG (m)	530	T/ z (°C/m)	0.0059
MAAT alla LEG (°C)	**-2.93**	T° basata su RG III max (°C)	-3.01

Tabella 2.23 – Normalizzazione di MAAT a 2000 m slm per RG I, RG II, RG III e OW 1, OW 2 e OW 3.

NORMALIZZAZIONE DELLA T° A 2000 m slm	Alt. (m)	Rif. (m)	MAAT (°C)	T° a 2000 m slm (°C)	T° (°C)
RG I (PEG)	2500	2500	-1.40	**1.55**	0
RG II (OW 1 = Egesen)	2210	2500	-3.11	**-0.16**	-1.71
RG III min (OW 2 = Daun)	2090	2500	-3.81	**-0.86**	-2.41
RG III max (OW 3 = Clavadel ?)	1990	2500	-4.40	**-1.45**	-3.00
LEG 1850	2740	2740	-2.84	**1.55**	0
LEG OW 1	2450	2450	-2.81	**0.55**	-1.00
LEG OW 2	2330	2330	-2.81	**-0.21**	-1.76
LEG OW 3	2210	2210	-2.93	**-2.10**	-3.65

presentavano dei ghiacciai a quest'epoca ed è continuato fino alla fine del Dryas antico nelle zone che non presentavano dei ghiacciai al Daun. Alcuni rock glaciers di questa generazione avrebbero potuto formarsi anche dopo la fine del Dryas antico, vale a dire durante il Bølling (che era leggermente più freddo dell'Allerød, vedi Burga & Perret 1998). La loro inattivazione/fossilizzazione daterebbe dell'Allerød, anche se una loro riattivazione durante il Dryas recente non è da escludere.

- RG II si è probabilmente sviluppata prima e/o durante il Dryas recente. Se consideriamo la depressione del permafrost dovuta alla differenza di MAAT al Bølling-Allerød rispetto al 1850, i rock glaciers attualmente relitti situati da 170 a 250 metri più basso dei rock glacier attualmente attivi/inattivi avrebbero potuto svilupparsi lungo tutto l'interstadio del Bølling-Allerød. Nelle zone che non presentavano dei ghiacciai durante il Dryas recente, il loro sviluppo avrebbe potuto continuare, mentre nelle zone dove si sono sviluppati dei ghiacciai, essi avrebbero subito delle importanti perturbazioni termiche e meccaniche. È ugualmente probabile che alcuni rock glaciers si siano formati alla fine del Dryas recente. È correntemente ammesso, infatti, che il clima è rimasto molto freddo durante tutto il Dryas recente ma che un'importante diminuzione delle precipitazioni abbia determinato un ritiro glaciale precoce, il che ha lasciato libero degli spazi per lo sviluppo di nuovi rock glaciers (Ivy-Ochs *et al.* 1996, Kerschner 1985). Se consideriamo l'importante inerzia termica del permafrost con i cambiamenti climatici, è probabile che questa generazione di rock glaciers sia diventata relitta non prima della fine del Preboreale (10'000 – 9000 ^{14}C anni BP) o addirittura durante il Boreale (9000 – 8000 ^{14}C anni BP);
- RG I è di età olocenica, quindi posteriore al Dryas recente (Egesen).

Tabella 2.24 – Normalizzazione di MAAT a 2000 m slm per gli stadi glaciali OW 1, OW 2 e OW 3 tenendo conto di una diminuzione delle precipitazioni del 20% durante il Tardiglaciale.

STADIO GLACIALE	Alt. LEG (m)	Rif. (m)	MAAT (°C)	T° a 2000 m slm corretta (°C)	T° corretta (°C)
1850	2740	2740	-2.84	**0.83**	0
OW 1	2450	2450	-2.81	**-0.17**	-1.72
OW 2	2330	2330	-2.81	**-0.93**	-2.48
OW 3	2210	2210	-2.93	**-2.82**	-4.37

2.2.7 L'OLOCENE: GENERALITÀ E RITIRO GLACIALE DALLA PICCOLA ERA GLACIALE

Evoluzione climatica del Sud delle Alpi

Le fluttuazioni glaciali oloceniche dei ghiacciai ticinesi, fatta eccezione per la Piccola Era Glaciale (PEG), sono state poco studiate. Le informazioni concernenti l'evoluzione climatica delle zone di montagna sono conosciute quasi esclusivamente grazie ai diagrammi pollinici stabiliti nelle torbiere della Bedrina (1200 m slm; ZOLLER 1960), di Acquacalda (1800 m slm) e Campra (1400 m slm, foto 2.21; MÜLLER 1972), di Cadagno di Fuori e di Robiei (1900 m slm; ZOLLER 1960, 1987). Il solo profilo completo che copre la seconda metà del Tardiglaciale e l'Olocene è quello della Bedrina di Dalpe, in Val Leventina (ZOLLER 1960, TORONI 1969, PELLEGRINI 1973). Secondo il diagramma pollinico e le datazioni al radiocarbonio eseguite in questa torbiera, risulta che la ricolonizzazione vegetale dopo l'UMG al Sud delle Alpi è stata sincrona con il Nord delle Alpi. Al contrario, il postglaciale (in senso ecologico; quindi l'epoca che segue il Preboreale), è cominciato al Sud delle Alpi circa 1000 anni prima rispetto al Nord delle Alpi; da questo momento in poi, la storia botanica dei due versanti delle Alpi si è differenziata, come si può vedere nella tabella 2.25.

Le ricerche svolte da ZOLLER (1960) hanno permesso di evidenziare tre oscillazioni climatiche corrispondenti a dei periodi freddi (vedi anche PELLEGRINI 1973, p. 209):

- da 10'100 a 9800 BP (Preboreale), l'oscillazione del Piottino, con un diradamento della foresta fino a circa 1200 metri di altitudine;
- da 7500 a 6500 BP (Atlanticum antico), l'oscillazione di Mesocco (Misox), con un diradamento della foresta fino a circa 1500 metri di altitudine;
- da 5400 a 4500 BP (Atlanticum recente – Subboreale), l'oscillazione di Piora, con un diradamento della foresta fino a circa 1800 metri di altitudine.

Queste tre oscillazioni fredde corrispondono, rispettivamente, alle fasi fredde di Palü, Misox e Piora I-II di BURGA *et al.* (2001). Questi tre periodi freddi sono messi in relazione con le fluttuazioni glaciali. Le morene che barrano il lago di Cadagno (1900 m), ad esempio, sono state datate da ZOLLER (1960) come contemporanee dell'oscillazione di Piora. A queste tre fasi bisogna aggiungere l'oscillazione di Schams (8500 – 7200 BP), che è stata evidenziata da BURGA *et al.* (2001) nelle torbiere della regione del Lucomagno (Campra e Acquacalda) e che si intercala alle oscillazioni di Palü e di Misox.

Per quel che concerne le fluttuazioni del limite superiore della foresta (*timberline*), secondo PELLEGRINI (1973), al Boreale e all'Atlanticum (considerato come l'optimum climatico dell'Olocene), esso non era più elevato che adesso. Al contrario, secondo BURGA (1988) e BURGA & PERRET (1998), durante l'Atlanticum recente la timberline si situava da 100 a 200 metri più in altitudine che oggi. I dati più recenti, basati sulle fluttuazioni del limite superiore degli alberi (*treeline*) (ad esempio, TINNER & VESCOVI 2005), concordano con il modello proposto da BURGA & PERRET (1988) (figura 2.25).

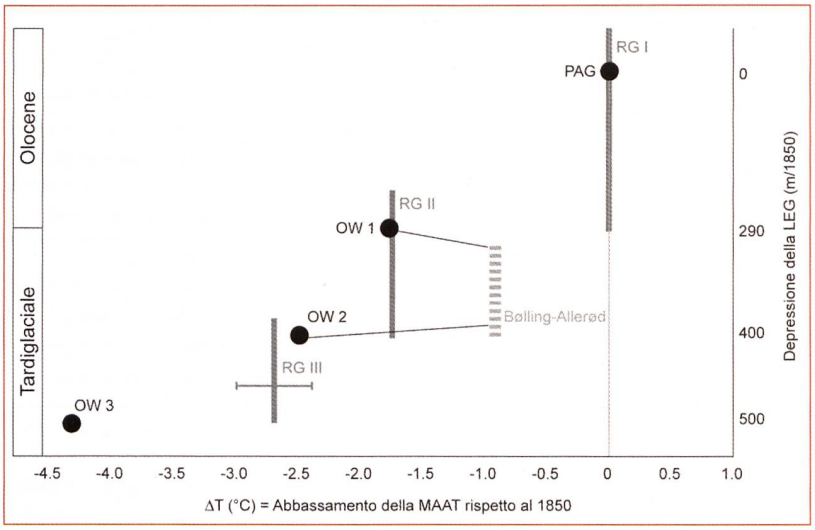


Figura 2.24 – Evoluzione delle temperature dal Tardiglaciale al presente. Per le generazioni di rock glaciers, la barra indica la durata possibile della loro fase di attività e di inattività. Modificato da SCAPOZZA *et al.* (2008b).

Dopo la degradazione climatica del Subboreale e del Subatlanticum antico e l'optimum climatico dell'Epoca Romana, il Medio Evo è stato caratterizzato, tra l'800-900 d.C. e il 1250-1300 d.C., da un periodo caldo e relativamente secco, chiamato Periodo Caldo Medievale (cf. GROVE & SWITSUR 1994, TROUET *et al.* 2009). In accordo con il ritrovamento di frammenti di legno alla base del fronte del rock glacier di Piancabella, il limite superiore degli alberi durante la fine del Periodo Caldo Medievale poteva essere di 100-200 metri più alto rispetto alla metà del XX secolo (SCAPOZZA *et al.*

Foto 2.21 – La torbiera alta di Campra di là (Valle di Santa Maria) (foto C. Scapozza).

Epoca	EUROPA CENTRALE (da BURGA & PERRET 1998)		REGIONE INSUBRICA (da ZOLLER 1960)		Clima
Tardiglaciale	Ia	Dryas antico ca. 18'000 – 13'000 BP	1a		Continentale freddo
	Ib	Interstadio Bølling 13'000 – 12'000 BP	1b		Più caldo e secco
	Ic	Dryas medio 12'000 – 11'800	1c		Continentale freddo
	II	Interstadio Allerød 11'800 – 11'000	2		Più caldo e secco
	III	Dryas recente 11'000 – 10'000 BP	3		Freddo e secco
Postglaciale o Olocene	IV	Preboreale 10'000 – 9000 BP	4a,b	10'200 – 9800 BP	Più caldo e secco
	V	Boreale 9000 – 8000 BP	5	9800 – 6000 BP	Caldo e secco
	VI	Atlanticum antico 8000 – 6000 BP			Caldo e tendente all'umido
	VII	Atlanticum recente 6000 – 5000 BP	6	6000 – 2500 BP	Caldo e umido
	VIII	Subboreale 5000 – 2500 BP			Meno caldo e più secco
	IX	Subatlanticum antico 2500 BP – 1000 BP	7a	2500 BP – 500 d.C.	Fresco e umido
			7b	500 – 1100 d.C	
	X	Subatlanticum recente dal 1000 BP	7c	1100 – 1700 d.C.	Più caldo e più secco
			7d	dal 1700 d.C.	

Tabella 2.25 – Le zone polliniche dell'Europa Centrale e della regione Insubrica durante il Tardiglaciale e l'Olocene.

2009). Il Periodo Caldo Medievale precede la PEG (ca. 1350-1850 d.C.), che è l'ultima degradazione climatica olocenica marcata da un'importante ricorrenza glaciale. Secondo PELLEGRINI (1973), che ha messo in relazione le oscillazioni glaciali con delle analisi dendroclimatologiche, la fase marcata dall'avanzata glaciale più importante della PEG nelle Alpi Ticinesi corrisponde al periodo tra il 1590 e il 1850 d.C.

Lo stadio 1850 e le fluttuazioni recenti dei ghiacciai

La Valle di Blenio con le sue valli laterali conta all'ora attuale circa 17 ghiacciai (53 se si tiene conto anche delle zone circostanti in territorio grigionese). La maggior parte di questi ghiacciai si trova nella regione della Greina – Piz Medel (n=23) e nel massiccio dell'Adula/Rheinwaldhorn (n=21), mentre una minima parte si trova a cavallo tra la Val Malvaglia, la Val Pontirone e la vicina Valle Calanca (n=9) (figura 2.26).

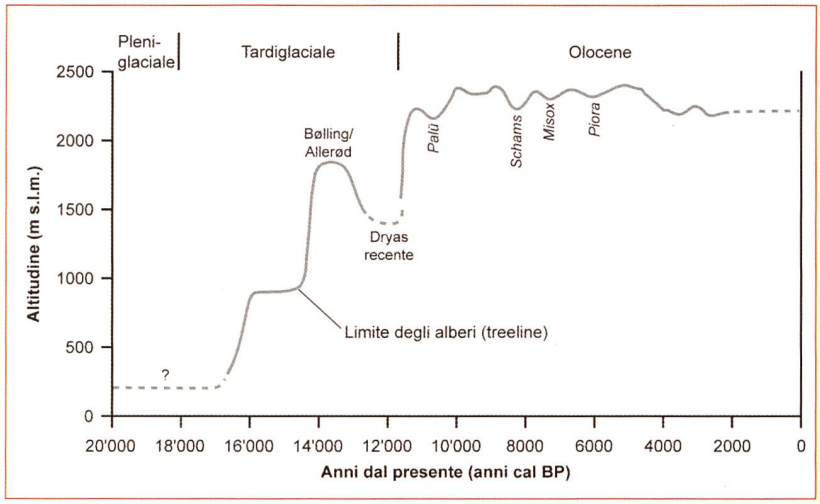


Figura 2.25 – Altitudine del limite superiore degli alberi (treeline) nelle Alpi meridionali dall'UMG a oggi. Modificato da TINNER & VESCOVI (2005).

Alla fine della PEG, la superficie glaciale della Valle di Blenio era di circa 10 km², mentre se si considerano anche le zone circostanti, la superficie aumentava fino a circa 48 km², di cui il 42% nella regione della Greina – Piz Medel, il 46% nel massiccio dell'Adula/Rheinwaldhorn e circa il 12% tra Val Malvaglia, Val Pontirone e Valle Calanca. Il ghiacciaio più importante su territorio bleniese era il Vadrecc di Bresciana, in Val Soi, con una superficie di 1.8 km². In poco più di un secolo il ritiro glaciale è stato molto importante. Nel 1973, secondo le zone, la superficie glaciale media è diminuita tra il 40 e il 70% rispetto al 1850 (tabella 2.27).

Le variazioni della perdita di superficie tra il 1850 e il 1973 sono in parte dovute alla taglia del ghiacciaio: in effetti, i ghiacciai più piccoli reagiscono più rapidamente alle variazioni climatiche rispetto ai ghiacciai più grandi. Questa relazione è valida sia per ogni singolo ghiacciaio, sia secondo l'importanza della superficie glaciale per ogni regione, come si può vedere sulla figura 2.27. Generalmente, infatti, le zone con una superficie glaciale ridotta sono anche quelle che presentano dei ghiacciai di minor taglia, come ad esempio la Val Malvaglia o la Val Pontirone.

Il ritiro glaciale dalla fine della PEG fino ai nostri giorni non è stato uniforme, ma è stato intervallato da più fasi di stagnazione o di avanzata del ghiacciaio. La figura 2.28 presenta le variazioni di lunghezza del Vadrecc di Bresciana e del Glatscher da Lavaz, situati rispettivamente sul versante occidentale dell'Adula/Rheinwaldhorn e sul versante occidentale del Piz Valdraus (regione della Greina), ottenute grazie a delle misure geodetiche della posizione della lingua del ghiacciaio alla fine dell'anno idrologico. Su territorio bleniese, a parte il Vadrecc di Bresciana, che è monitorato dal 1896, è tenuto sotto controllo dal 2005 anche il Vadrecc di Camadra (VALEGGIA *et al.* 2006). Sono inoltre disponibili le misurazioni delle variazioni di lunghezza del Paradiesgletscher (dal 1873) e del Läntagletscher (dal 1895), situati sul versante orientale dell'Adula/Rheinwaldhorn (GLETSCHERBERICHTE 1881-2008).

Le variazioni di lunghezza del Vadrecc di Bresciana e del Glatscher da Lavaz permettono di vedere che, dall'inizio del XX secolo, il ritiro glaciale è stato assai uniforme fino al 1960, intervallato solo da qualche avanzata sporadica e da qualche periodo di stagnazione (il più importante per il Vadrecc di Bresciana tra il 1930 e il 1940). Il periodo tra il 1960 e il 1980, al contrario, è marcato da un periodo di leggera avanzata glaciale. L'avanzata più importante in questo periodo è quella del Glatscher da Lavaz nel 1971 (114 metri), che costituisce l'avanzata massima per questo ghiacciaio dall'inizio del XX secolo. Dal 1985 è cominciata una fase ininterrotta di ritiro glaciale, che ha causato un'importante diminuzione della taglia dei due ghiacciai, con una perdita di lunghezza in circa 20 anni equivalente a quella dei precedenti 90 anni!

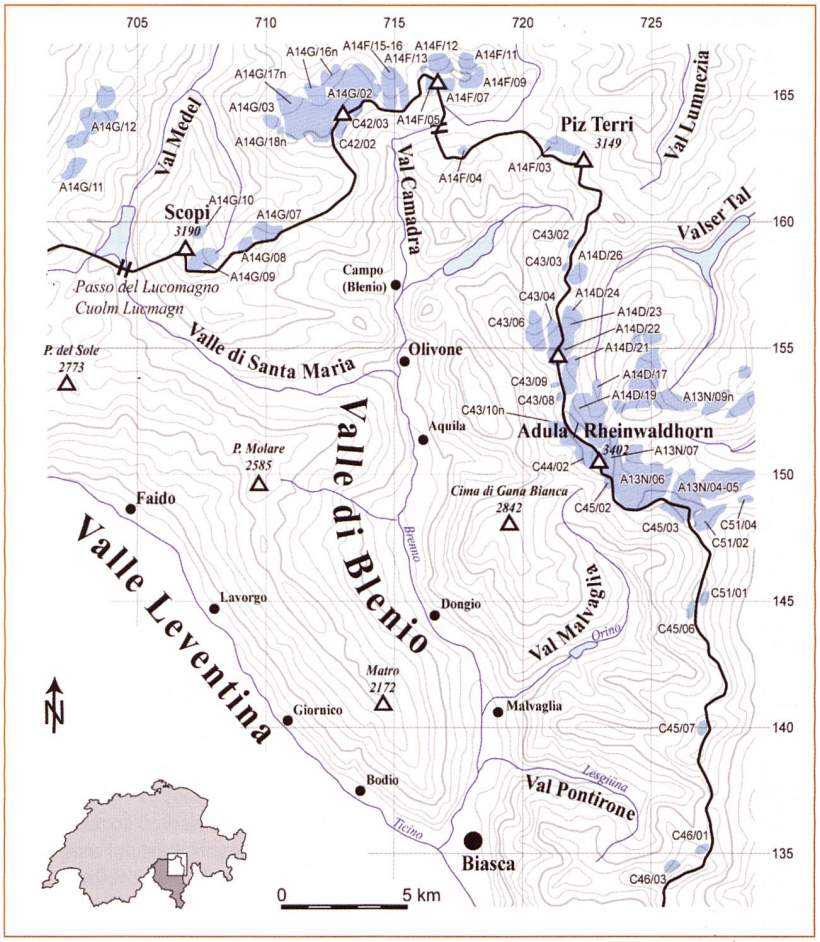
Il ritiro glaciale dalla fine della PEG è documentato anche nella regione della Greina grazie al-

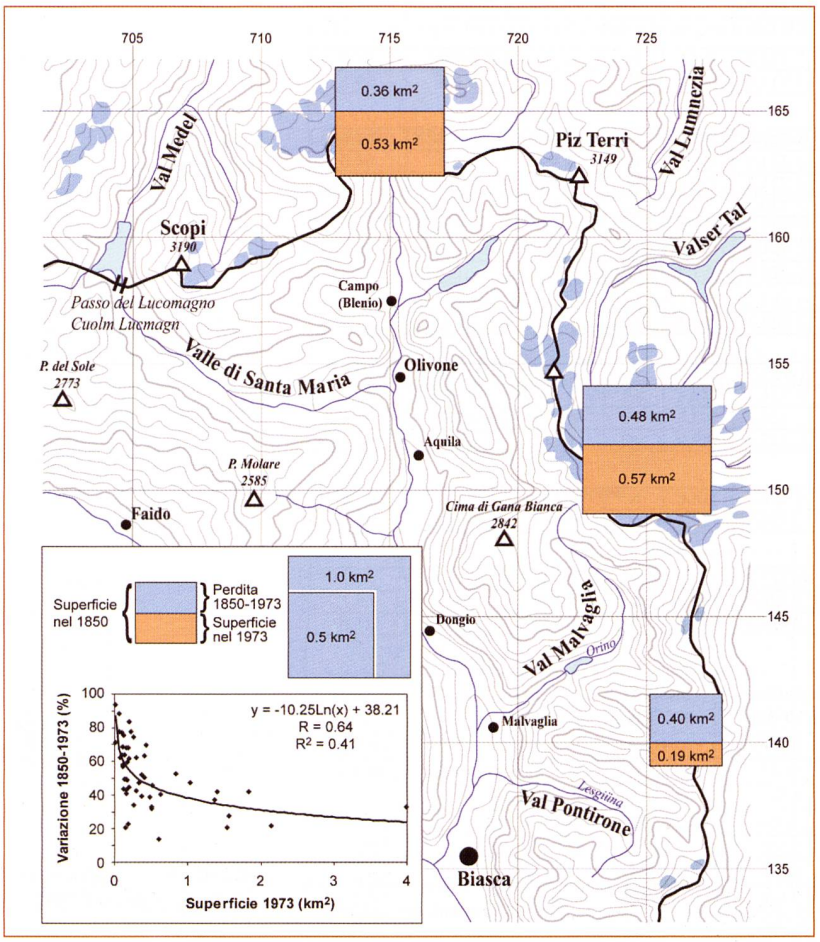
Codice	Nome del Ghiacciaio	No. CN 1:25'000	Coord. (km)		Esp.	Superficie 1850 (km²)	Superficie 1973 (km²)	Differenza (%)
			X	Y				
HINTERRHEIN (GR)								
A13N/04	Zapportgletscher (teil Z'horn)	1254	727.4	149.4	NE	2.416	1.399	42.1
A13N/05	Zapportgl. (teil Rhein'horn)	1254	726.3	149.3	NE	1.968	1.037	47.3
A13N/06	Paradiesgletscher	1254	724.1	149.7	N	5.944	3.992	32.8
A13N/07	Rheinwaldhorn-NE	1253	723.3	151.0	NE	0.748	0.502	32.9
A13N/09n	Güferhorn-S	1253	724.7	152.3	S	0.569	0.182	68.0
ZERVREILA (GR)								
A14D/17	Läntagletscher	1253	722.7	151.7	N	2.173	1.364	37.2
A14D/19	Grauhorngletscher	1253	721.9	151.2	NE	0.744	0.507	31.9
A14D/21	Cima di Fornee	1253	721.6	153.8	NE	0.434	0.338	47.5
A14D/22	Pizzo di Cassimoi-E	1253	721.3	154.6	NE	0.236	0.182	22.9
A14D/23	Pizzo Cassinello	1253	721.6	155.0	NE	0.275	0.099	64.0
A14D/24	Cassinell Gletscher	1253	721.7	155.7	NE	1.014	0.258	74.6
A14D/26	Plattenberg-E	1253	721.9	157.6	NE	0.304	0.154	49.3
A14D/28n	Schwarzhorn-W	1253	723.9	153.6	NW	0.262	0.154	41.2
GREINA (GR/TI)								
A14F/03	Terri Glatscher dil	1233	721.5	162.6	NO	0.704	0.608	13.6
A14F/04	Rialpe Glatscher da	1233	717.5	162.7	N	0.474	0.056	88.2
A14F/05	Valdraus Vadrecc del	1233	716.0	165.4	S	0.298	0.0086	71.1
A14F/07	Gaglianera Glatscher da	1233	716.7	165.3	S	0.345	0.177	48.7
A14F/09	Greina Glatscher dalla	1233	718.0	165.5	E	0.614	0.372	39.4
A14F/11	Sutglatscher	1233	717.6	166.0	N	0.791	0.484	38.8
A14F/12	Valdraus Glatscher da	1233	716.5	166.0	N	1.063	0.631	40.6
A14F/13	Piz Valdraus-NE	1233	715.6	166.1	N	0.269	0.136	49.4
A14F/15	Lavaz Glatscher da	1233	714.5	165.0	N	3.156	1.828	42.1
A14F/16	Lavaz-W	1233	713.5	165.5	NE	0.794	0.301	62.1
MEDEL (GR/TI)								
A14G/02	Medel Glatscher da-W	1233	712.0	164.0	N	2.737	2.145	21.6
A14G/03	Puzzetta Glatscher da	1233	710.0	163.7	NO	0.394	0.261	33.8
A14G/07	Tuors Glatscher dalla	1233	709.6	159.5	N	0.954	0.518	45.7
A14G/08	Bianca Glatscher dalla	1233	708.9	158.9	NO	0.285	0.162	43.2
A14G/09	Casatscha Glatscher da	1232	707.3	158.4	NE	1.114	0.408	63.4
A14G/10	Piz Vallatscha-SE	1232	707.1	159.5	NE	0.252	0.108	57.1
A14G/11	Piz Rondadura	1232	701.2	159.2	NE	0.348	0.109	68.7
A14G/12	Lai Blau Glatscher dil	1232	702.3	162.0	NE	0.514	0.294	42.8
A14G/16n	Plattas Glatscher da-E	1232	713.0	165.0	NO	2.164	1.567	27.6
A14G/17n	Davos la Buora Gl. Da	1232	711.0	164.0	N	1.944	1.536	21.0
A14G/18n	Puzzetta-II	1232	710.3	164.1	NO	0.255	0.107	58.0
VAL CAMADRA (TI)								
C42/02	Camadra Vadrecc di	1233	712.7	163.5	SE	0.521	0.199	61.8
C42/03	Piz Medel-SE	1233	713.0	164.0	SE	0.437	0.176	59.7
OLIVONE E (TI)								
C43/02	Torrone di Garzora-N	1233	722.0	159.5	N	0.219	0.123	43.8
C43/03	Plattenberg-NW	1253	721.4	158.0	NO	0.364	0.131	64.0
C43/04	Sorda Vadrecc di	1253	721.2	155.3	N	0.808	0.400	50.5
C43/06	Scaradra Vadrecc di	1253	720.2	155.2	N	0.991	0.219	77.9
C43/08	Piz Jut-W	1253	721.2	152.4	NO	0.232	0.015	93.5
C43/09	Casletto Vadrecc di	1253	721.4	151.7	NO	0.491	0.156	68.2
C43/10n	Cima di Fornée-W	1253	721.2	153.8	O	0.119	0	100.0
VAL SOI (TI)								
C44/02	Bresciana Vadrecc di	1253	722.3	150.7	O	1.775	0.842	52.6
VAL MALVAGLIA (TI)								
C45/02	Gane dei Cadabi	1253	723.3	149.4	O	0.419	0.096	77.1
C45/03	Giumello Ghiacciaio di	1254	726.1	148.4	SE	0.768	0.369	52.0
C45/06	Parete Ghiacciaio della	1274	726.7	143.8	NO	0.499	0.123	75.4
C45/07	Ramulazz Ghiacciaio del	1274	727.2	139.9	NO	1.212	0.202	83.3
VAL PONTIRONE (TI)								
C46/01	Vedrign	1274	726.7	134.6	N	0.188	0.071	62.2
C46/03	Basso Ghiacciaio di	1274	726.5	134.3	N	0.346	0.192	44.5
VAL CALANCA (GR)								
C51/01	Piz Piotta-NE	1274	727.2	145.9	NE	0.264	0.059	77.7
C51/02	Stabi Ghiacciaio di	1254	726.9	148.3	E	1.409	0.427	69.7
C51/04	Zapporthorn-SW	1254	728.1	148.8	S	0.186	0.147	21.0

Tabella 2.26 – Caratteristiche dei ghiacciai delle Alpi Bleniesi e delle zone circostanti. Dati da MAISCH (1992).

		Superficie 1850 (km)	Superficie 1973 (km)	Variazione (km)	Variazione (%)
Greina – Piz Medel (23 ghiacciai)	Media	0.89	0.53	0.36	-40.5
	Somma	20.43	12.19	8.24	-40.3
Adula – Rheinwaldhorn (21 ghiacciai)	Media	1.05	0.57	0.48	-45.7
	Somma	22.09	12.05	10.03	-45.4
Val Malvaglia/Val Pontirone/ Valle Calanca (9 ghiacciai)	Media	0.59	0.19	0.40	-67.8
	Somma	5.88	1.97	4.01	-68.2
TOTALE (53 ghiacciai)	Media	0.90	0.49	0.31	-34.4
	Somma	47.80	25.93	21.87	-45.8

Tabella 2.27 – Variazione della superficie glaciale tra il 1850 e il 1973.





l'analisi di carte topografiche storiche (Scapozza & Fontana, dati non pubblicati). Dall'analisi e dal confronto di 13 carte di epoca diversa (tabella 2.28), è stato possibile ricostituire le variazioni di superficie del Vadrecc del Valdraus, del Glatscher da Gaglianera, del Ghiacciaio di Rialpe e del Glatscher dil Terri dalla fine della PEG a oggi (figura 2.29).

La figura 2.29 mostra l'importanza del ritiro glaciale recente nella regione della Greina, con il Vadrecc del Valdraus e il Ghiacciaio di Rialpe che all'ora attuale sono quasi scomparsi completamente. Il ritiro glaciale non è stato uniforme, ma è stato marcato da tre periodi di regressione importante (1876-1905, 1941-1959, 1990-), intervallati da un periodo di leggera avanzata generale (1905-1941) e da un periodo di stagnazione prolungata (1959-1990) (figura 2.30).

Se confrontiamo le fluttuazioni glaciali nelle Alpi Bleniesi e nelle zone circostanti con le variazioni delle precipitazioni e delle temperature medie annue ad Acquarossa/Comprovasco e a Disentis/Sedrun (figura 2.30), alcune relazioni sono assai evidenti. Il periodo di leggera avanzata glaciale del 1900-1940 è stato caratterizzato da precipitazioni globalmente superiori alla norma 1960-1990, mentre per il periodo di ritiro glaciale importante del 1940-1960 le precipitazioni sono state meno importanti. Dal 1960 si hanno a disposizione anche i dati inerenti le temperature dell'aria. Il periodo dal 1960 al 1990 è marcato da una leggera diminuzione delle temperature medie annue, ben visibile sulla media mobile delle temperature registrate a Disentis/Sedrun. Questo periodo è accompagnato da precipitazioni globalmente superiori alla norma 1961-1990, il che potrebbe spiegare la stagnazione o la leggera avanzata di alcuni ghiacciai delle Alpi Bleniesi. Dal 1990, infine, l'aumento delle temperature è evidente per entrambe le stazioni meteorologiche considerate, con una progressione di +0.8°C per Acquarossa/Comprovasco e di +1.0°C per Disentis/Sedrun per il periodo 1990-2008 rispetto alla norma climatologica 1961-1990.

Figura 2.26 – Localizzazione dei ghiacciai delle Alpi Bleniesi e delle zone circostanti. I codici rinviano alla tabella 2.26.

Figura 2.27 – Variazione della perdita di superficie glaciale tra il 1850 e il 1973 e relazione tra la perdita di superficie glaciale e la taglia del ghiacciaio.

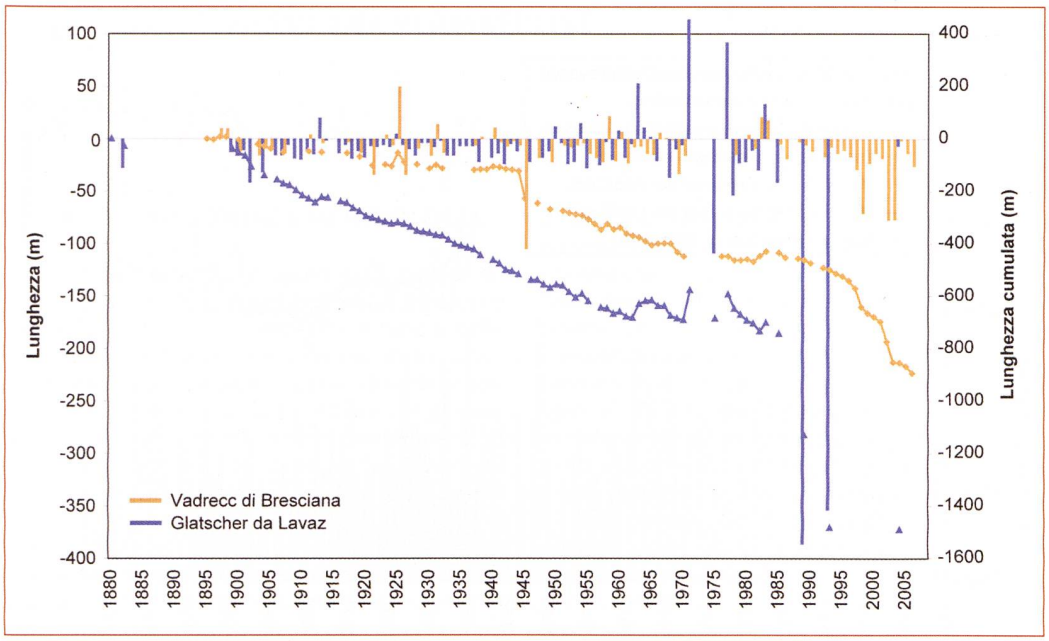


Figura 2.28 – Variazioni di lunghezza del Vadrecc di Bresciana e del Glatscher da Lavaz, rispettivamente C44/02 e A14F/15 nella figura 2.26 (dati: GLETSCHERBERICHTE (1881-2008)).

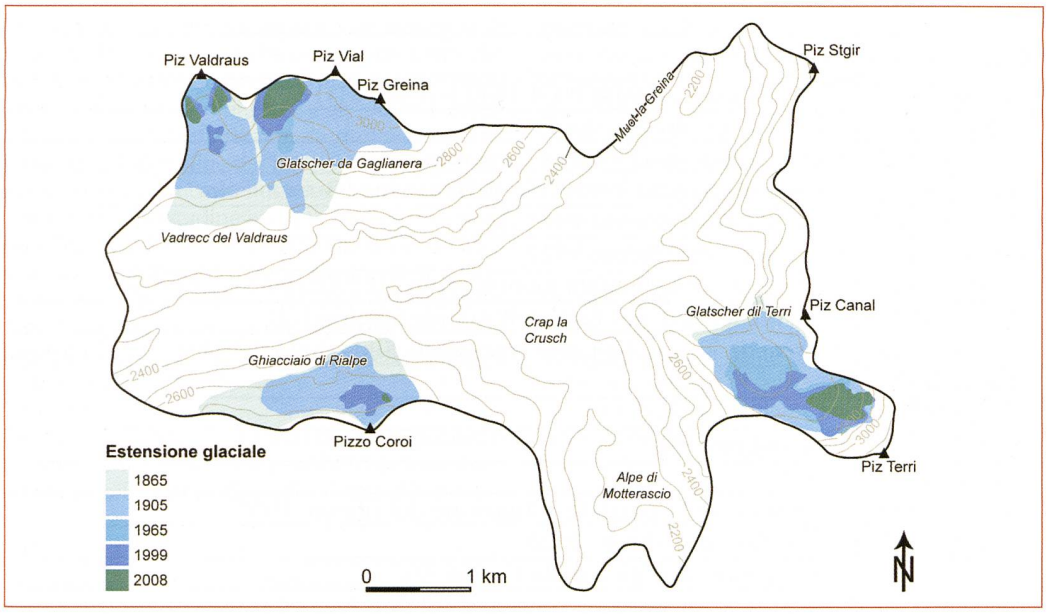


Figura 2.29 – Variazioni di superficie dei ghiacciai della Greina dal 1865 al 2008 ricostruite sulla base dell'analisi di carte storiche (dati: Scapozza & Fontana, dati non pubblicati).

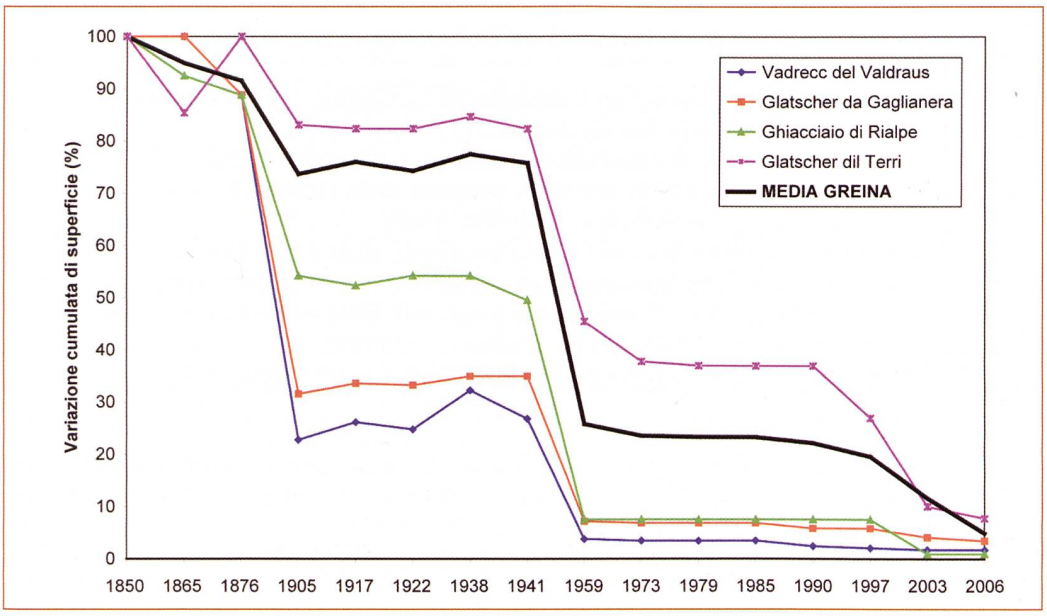


Figura 2.30 – Variazioni cumulate della superficie dei ghiacciai della Greina dal 1850 al 2008 ricostruite sulla base dell'analisi di carte storiche. Fino al 1876 il Vadrecc del Valdraus e il Glatscher da Gaglianera formano un solo ghiacciaio (dati: Scapozza & Fontana, dati non pubblicati).

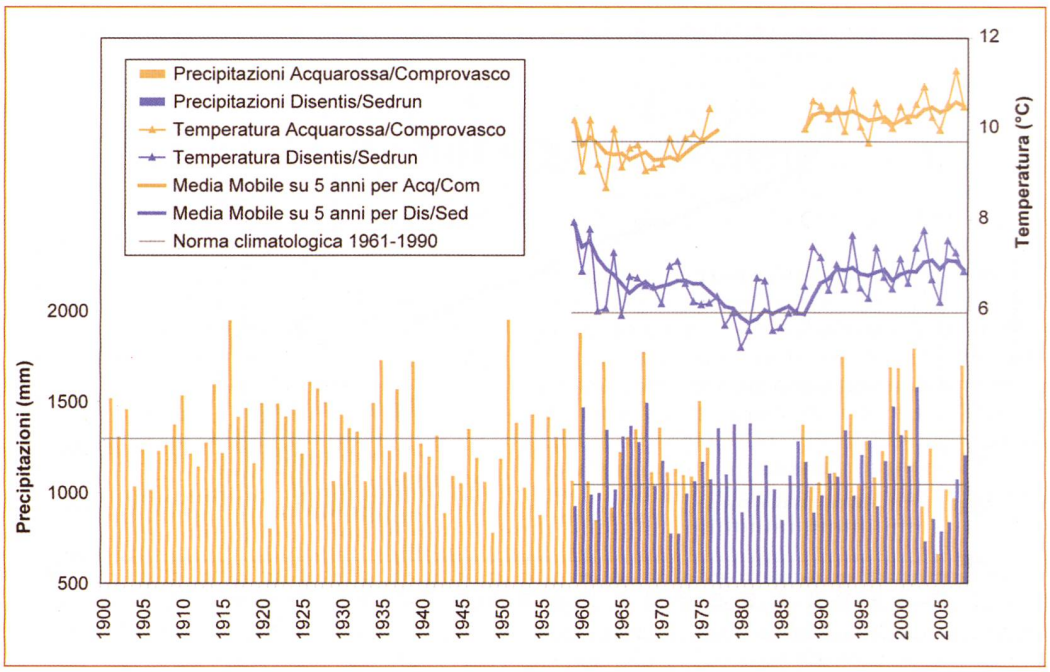


Figura 2.31 – Variazioni delle precipitazioni annue e delle temperature medie annue dell'aria per le stazioni di Acquarossa/Comprovasco e di Disentis/Sedrun (dati: MeteoSvizzera).

Carta	Osservazioni
Greina_1850	Carta Dufour, apparsa tra il 1842 e il 1864 (1)
Greina_1865	Carta escursionistica del CAS (2)
Greina_1876	Carta Dufour detta « Carta Generale » (3)
Greina_1905	Carte del progetto ferroviario della Greina "Biasca-Coira" (4)
Greina_1921	Situazione del rilievo: 1917 (5)
Greina_1924	Situazione del rilievo: 1922
Greina_1938	Carta Dufour aggiornata mentre esiste già l'Atlante Siegfried (6)
Greina_1941	Assemblaggio di più fogli dell'Atlante Siegfried (7)
Greina_1965	Prima edizione della Carta Nazionale. Situazione dei ghiacciai: 1959 (8)
Greina_1973	-
Greina_1979	-
Greina_1985	Apparsa nel 1987
Greina_1990	-
Greina_1999	Aggiornamento parziale. Situazione del rilievo: 1997
Greina_2005	Situazione del rilievo: 2003
Greina_2008	Carta geomorfologica della Greina (9).

Fonti

(1) Topographischer Karte der Schweiz (Carta Dufour), Blatt XIX, 1:100'000, 1842-1869.
(2) Karte der Gebirgsgruppe zwischen Lukmanier & La Greina, 1:50'000, Exkursions-Karte des Schweizer-Alpen-Club für 1865.
(3) Generalkarte der Schweiz (Carta Dufour), Blatt IV, 1:250'000, 1876.
(4) Carta generale passaggio alpino orientale, progetto della Greina. Biasca-Coira. Foglio 1 « Biasca-Olivone-Somvix », 1:50'000. 1905.
(5) Topographischer Atlas der Schweiz (Carta Siegfried), Blatt 412 « Greina », 1:50'000.
(6) Topographischer Karte der Schweiz, Blatt « Gotthard », 1 :100'000, 1938.
(7) Topographischer Atlas der Schweiz (Carte Siegfried), Blatt « Lukmanier », 1:50'000.
(8) Landeskarte der Schweiz, Blatt 1233 « Greina », 1:25'000.
(9) Fontana G., « Carte Géomorphologique de la Greina », 1:10'000, 2008.

Tabella 2.28 – Carte topografiche storiche utilizzate per ricostruire le variazioni di superficie dei ghiacciai della Greina.

2.3 LA RIPARTIZIONE DEL PERMAFROST

2.3.1 INTRODUZIONE E METODOLOGIA

La parte che segue è il risultato di un catasto sistematico dei rock glaciers delle Alpi Bleniesi e delle zone circostanti, compilato in base a delle osservazioni effettuate durante più di tre anni. L'analisi statistica di questo catasto dovrebbe permettere di determinare la ripartizione regionale del permafrost discontinuo e i cambiamenti di questa ripartizione in funzione delle diverse generazioni di rock glaciers.

I rock glaciers attivi/inattivi (relitti) essendo degli indicatori del permafrost discontinuo attuale (passato) (Haeberli 1985, Barsch 1996), l'altitudine minima raggiunta dal loro fronte può essere utilizzata per stimare il limite inferiore del permafrost discontinuo in una regione che beneficia di condizioni morfoclimatiche omogenee. Dato che i rock glaciers tendono a esportare delle condizioni di permafrost a più bassa altitudine rispetto alle zone non caratterizzate da sedimenti sciolti grossolani, l'altitudine del limite inferiore del permafrost discontinuo ottenuta deve essere considerata come un'altitudine minima (nel senso che la ripartizione del permafrost ottenuta grazie ai rock glacier è sovrastimata). Malgrado ciò, come lo sottolineano Lambiel & Reynard (2003), il modello della ripartizione del permafrost ottenuto sulla base dei rock glaciers ha il merito di essere basato su dei parametri locali.

La realizzazione di un catasto dei rock glaciers è basata il più sovente sulla mobilizzazione congiunta di più metodi di studio. Oltre alle descrizioni e alla cartografia eseguite direttamente sul terreno, sono state consultate anche delle fonti documentarie, come ad esempio delle carte, delle foto aeree, delle ortofoto e delle pubblicazioni scientifiche. Il catasto dei rock glaciers è stato completato anche sulla base dell'analisi di alcuni interferogrammi InSAR (*Space-borne synthetic aperture Radar Interferometry*), il che ha permesso di individuare dei rock glaciers che non erano stati trovati con le altre tecniche e di confermare il grado di attività di alcuni di essi. La tecnica dell'InSAR consiste nella combinazione di due immagini radar da satellite acquisite da due configurazioni orbitali diverse, o a momenti diversi, alfine di analizzare la differenza di fase interferometrica dei due segnali (Strozzi & Valenti 2007). La fase interferometrica è sensibile ai cambiamenti di topografia e quindi agli spostamenti avvenuti durante l'intervallo di tempo tra le due acquisizioni, il che permette di ottenere, grazie a dei modelli numerici di terreno, una cartografia delle zone in movimento. Per maggiori informazioni sulla tecnica dell'InSAR, vedi Strozzi *et al.* (2004).Queste analisi sono state eseguite in collaborazione con Stefano Mari e Tazio Strozzi (dati non pubblicati).

Per ogni rock glacier sono stati descritti diversi parametri, quali il nome, il tipo, il grado di attività, le coordinate e altri parametri morfometrici (tabella 2.29). La lunghezza e la superficie del rock glacier sono state determinate grazie all'integrazione del catasto dei rock glaciers in un Sistema di Informazione Geografico (SIG) (vedi anche Seppi *et al.* 2005).

Parametro	Osservazioni
ID e Nome	Il numero è stato dato in maniera progressiva da nord verso sud per i due gradi di attività differenziati. Il nome serve a identificare il rock glacier ed è stato attribuito in base ai toponimi presenti sulla CN 1:25'000 e di norma si riferisce a un luogo o a una cima.
Dinamica	Sono stati differenziati i rock glaciers contenenti ghiaccio (rock glaciers attivi/inattivi) e quelli attualmente sprovvisti di ghiaccio (rock glaciers relitti). La differenziazione dei rock glaciers è stata fatta prevalentemente in base alla loro morfologia. I rock glaciers sono quindi da considerare *morfologicamente* attivi/inattivi o relitti.
Tipo	Una distinzione è stata fatta in base all'origine dei materiali tra *talus rockglacier* e *debris rockglacier*, e secondo la forma generale tra *tongue-shaped rockglacier* e *lobate rockglacier*. Nel catasto sono stati considerati anche i *protalus ramparts*.
Coordinate	Le coordinate sono state prese al centro del rock glacier in base alla CN 1:25'000 e sono espresse nel sistema metrico svizzero.
Alt. del fronte (m slm)	È stata misurata alla base del fronte del rock glacier.
Orientazione	L'orientazione è stata determinata in base alla CN 1:25'000. La differenziazione è stata fatta in base alle otto orientazioni principali (N-NE-E-SE-S-SO-O-NO).
Litologia	La litologia è stata determinata a partire da carte geologiche e da osservazioni di terreno.
CN 1:25'000	Indica il numero della Carta Nazionale a scala 1:25'000, che permette di ritrovare più facilmente il rock glacier.
Lunghezza massima (m)	La lunghezza e la superficie del rock glacier sono state determinate grazie all'integrazione del catasto dei rock glaciers in un Sistema di Informazione Geografico (SIG).
Superficie (ha)	
Referenze	Le referenze permettono di conoscere la fonte delle informazioni per ogni rock glacier. Va precisato che delle verifiche di terreno o sulla base di ortofoto sono state effettuate per ogni rock glacier e che i parametri citati da altri autori sono stati in alcuni casi corretti.

Tabella 2.29 – Parametri descrittivi del catasto dei rock glacier delle Alpi Bleniesi.

2.3.2 CATASTO DEI ROCK GLACIERS DELLE ALPI BLENIESI

Generalità

Il lavoro di terreno ha permesso di censire 77 rock glaciers, dei quali 30 (39%) sono stati considerati come attivi/inattivi e 47 (61%) come relitti (tabella 2.30 e figura 2.32). Solo meno della metà dei rock glaciers censiti dovrebbe quindi contenere ancora del ghiaccio. Il numero di rock glaciers è assai basso rispetto alla superficie della zona studiata. La densità, in effetti, è di 0.19 rock glaciers/km^2: essa è circa sei volte più bassa rispetto alle Alpi Vallesane e circa tre volte più bassa rispetto al gruppo dell'Ortles-Cevedale (I), mentre è simile a quella del gruppo dell'Adamello-Presanella (I) e superiore a quella delle Alpi Bernesi e delle Alpes de Vanoise (F) (tabella 2.31). Queste differenze esprimono le condizioni climatiche delle zone studiate, con le regioni a clima più continentale che presentano un'alta densità di rock glaciers (Alpi Vallesane e gruppo dell'Ortles-Cevedale), e le regioni a clima più oceanico, in principio più favorevole ai ghiacciai, con una densità di rock glaciers più bassa (come ad esempio le Alpi Bernesi o le Alpes de Vanoise). Le regioni con un clima semi-continentale, invece, presentano una densità di rock glaciers «media» (Alpi Bleniesi e gruppo dell'Adamello-Presanella).

La distribuzione dei rock glaciers nelle Alpi Bleniesi e nelle regioni circostanti non è omogenea: solo 2 rock glaciers (3%) sono situati nella regione Greina – Piz Medel, 15 rock glaciers (19%) sono situati nel massiccio dell'Adula/Rheinwaldhorn, mentre ben 33 rock glaciers (43%) si trovano nella regione della Val Malvaglia – Val Pontirone – Valle Calanca. Tra i rock glaciers restanti, 17 (22%) si situano nella regione Piora – Lucomagno e 10 (13%) lungo la dorsale tra il Pizzo Molare e il Matro. È interessante costatare che quasi la metà dei rock glaciers delle Alpi Bleniesi si situano nella parte sud-orientale della Valle di Blenio, e principalmente nel massiccio della Cima di Gana Bianca, che è la regione con il numero di ghiacciai più basso.

La distribuzione dei rock glaciers è quindi più importante nelle zone che presentano meno ghiacciai, il che conferma la tendenza che abbiamo appena descritto per l'insieme delle Alpi. Questa differenza è presente anche a livello locale: nella Val di Carassino (massiccio dell'Adula), ad esempio, ben 7 rock glaciers si trovano sul versante sinistro della valle (senza ghiacciai), mentre solo 3 rock glaciers si situano sul versante destro, che presenta attualmente ancora il Vadrecc di Casletto e il ghiacciaio della Bocchetta di Furnei.

Questa tendenza è presente anche tenendo conto dell'origine dei sedimenti che costituiscono i rock glaciers. In effetti, per le Alpi Bleniesi, solo 6 rock glaciers (8%) sono o sono stati alimentati da depositi morenici. Ben 71 rock glaciers (92%) (compresi i protalus rampart), al contrario, sono o sono stati alimentati da falde o coni di detriti. Per quel che concerne la forma generale, vi è una netta predominanza, con 61 forme (79%), dei rock glaciers lobati di versante (generalmente monomorfici), mentre solo 4 forme (5%) sono dei rock glaciers vallivi (generalmente polimorfici). Le 12 forme restanti (16%) sono costituite da protalus ramparts.

La figura 2.33A permette di visualizzare il numero di rock glacier secondo l'orientazione del versante. I quadranti settentrionali sono privilegiati, in particolare il settore nord per i rock glaciers attivi/inattivi e i settori nord-est ed est per i rock glaciers relitti. Per i rock glaciers attivi/inattivi, l'orientazione preferenziale verso nord deriva probabilmente dalla conformazione di alcune valli come la Val Cadlimo, la Valle di Santa Maria, l'alta Val Camadra e la Val Soi, che sono orientate est-ovest, mentre per i rock glaciers relitti l'esposizione preferenziale verso nord-est ed est potrebbe derivare dall'orientazione generale dei valloni e dei circhi glaciali che caratterizzano la sponda destra della Valle di Blenio e della Val Malvaglia e la sponda sinistra della Val di Carassino.

L'altitudine media dei rock glaciers attivi/inattivi è di 2480 m slm, contro 2070 m slm per i rock glaciers relitti: la differenza di altitudine è quindi di circa 410 metri. La figura 2.33B presenta l'altitudine media dei rock glaciers attivi/inattivi e relitti per le otto orientazioni principali. Fatta eccezione dell'orientazione sud-ovest, la differenza è assai uniforme e compresa tra 300 e 500 metri. Per quanto riguarda l'orientazione sud-ovest, la diffe-

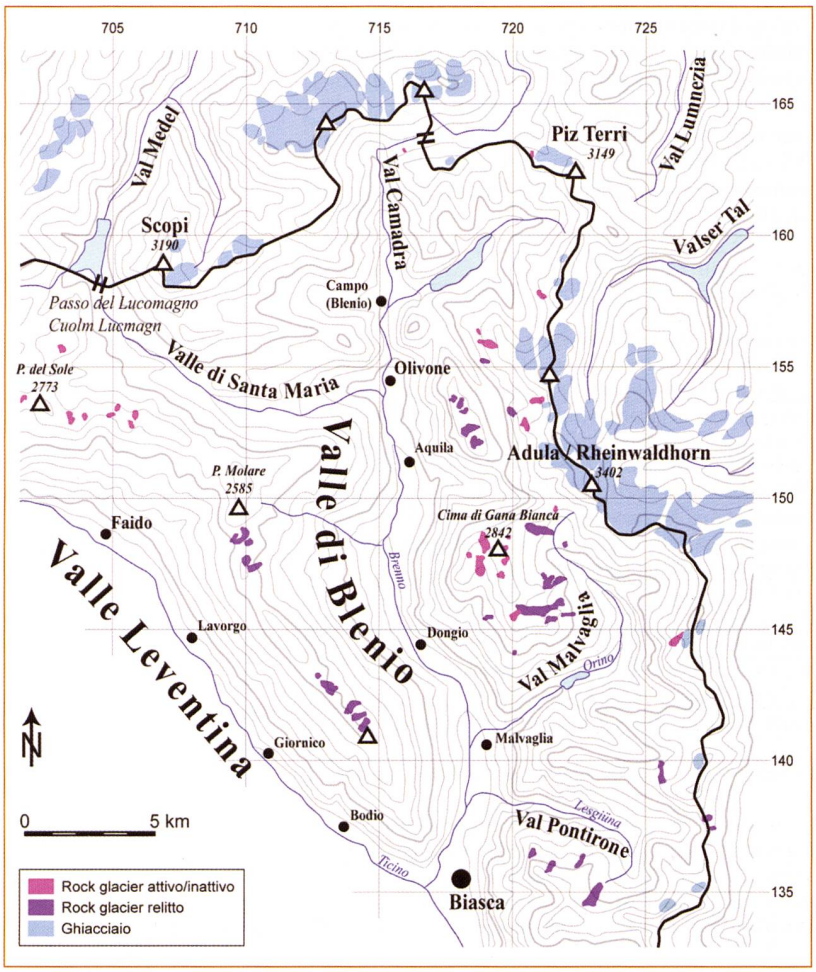


Figura 2.32 – Distribuzione dei rock glaciers delle Alpi Bleniesi.

ID	Nome	Din.	Tipo	Coordinate	Alt. fronte (m slm)	Or.	Lito-logia	CN 1:25'000	Lungh. (m)	Sup. (ha)	Ref
1	Passo della Greina	A	T-L	715'700/163'080	2330	N	C	1233	365	0.7	-
2	Terri	A	T-L	720'550/163'100	2520	N	C	1233	568	1.5	a
3	Ganoni di Schenadüi	A	T-L	700'350/157'000	2470	N	O	1252	989	4.9	b
4	Pizzo dell'Uomo	A	T-L	702'600/155'800	2420	NO	O	1252	889	4.9	-
5	Passo Predèlp	A	T-L	704'250/153'250	2450	O	P	1252	730	2.8	-
6	Plattenberg	A	D-L	720'950/158'050	2600	NO	O	1233/53	998	5.2	-
7	Torrone di Nav	A	T-L	718'610/156'150	2270	NE	M	1253	520	1.2	c
8	Bocchetta di Furnei	A	D-L	720'450/153'750	2530	O	M	1253	1334	8.6	c
9	Monte Amianto	A	D-L	720'530/153'150	2420	N	M	1253	1293	8.1	c
10	Cima del Laghetto	A	PR	721'630/149'600	2400	SE	M	1253	542	1.7	c
11	Stabbio di Largario	A	T-L	718'800/148'720	2220	N	M	1253	1920	16.8	d
12	Forca	A	PR	719'850/148'500	2540	SE	M	1253	416	1.2	d
13	Gana	A	T-L	719'760/148'200	2530	E	M	1253	1007	4.9	d
14	Gana Bianca	A	T-L	719'800/147'700	2560	NE	M	1253	866	4.3	d
15	Pièi	A	T-TS	718'710/147'040	2340	S	M	1253	2042	19.7	d
16	Gana Bianca II	A	T-L	719'350/147'050	2640	O	M	1253	856	4.0	d
17	Gana di Multón	A	T-L	718'250/147'800	2540	NO	M	1253	579	2.0	e
18	Piancabella	A	T-L	720'250/145'650	2440	NE	P	1273	1206	7.4	d
19	Cima Rossa	A	T-L	726'150/144'360	2720	SO	M	1274	1614	11.0	c
20	Saltarescio	A	T-L	719'040/156'010	2360	O	M	1253	1743	13.4	-
21	Piotte I	A	T-L	699'370/154'165	2350	N	P	1252	591	2.5	-
22	Piotte II	A	T-L	699'660/154'150	2340	N	P	1252	704	3.1	-
23	Scut	A	T-L	703'375/153'240	2410	N	O	1252	664	3.0	-
24	Le Pipe	A	PR	702'810/153'240	2390	NE	O	1252	1244	7.4	-
25	Pos Pécian	A	D-L	701'025/153'980	2330	N	P	1252	778	2.7	-
26	Pos Pécianett	A	T-L	700'670/154'010	2310	N	P	1252	1311	10.2	-
27	Pizzo Predèlp	A	T-L	704'660/153'585	2320	NE	P	1252	649	2.7	-
28	Pizzo d'Era	A	D-L	705'175/152'920	2430	N	P	1252	779	3.0	-
29	Torói di Sopra	A	T-L	705'345/153'320	2280	N	P	1252	847	4.6	-
30	Pass de Ganan	A	T-L	733'515/137'560	2440	N	O	1274	1261	8.9	-
31	Poncione di Nara I	R	T-L	709'185/148'530	1980	SO	P	1253	843	3.0	-
32	Poncione di Nara II	R	T-L	709'220/148'350	1980	SO	P	1253	1992	13.7	-
33	Pizzo di Nara	R	PR	709'660/148'300	2060	O	P	1253	827	4.6	-
34	Gane di Laghetto	R	T-L	709'800/147'650	2080	NE	P	1253	1074	7.8	-
35	Cambra	R	T-L	710'250/147'500	1930	E	P	1253	1406	9.2	-
36	Passo dei Laghetti	R	T-L	712'450/143'250	2100	N	P	1273	577	2.4	-
37	Croce di Sasso	R	T-L	713'000/142'800	1880	E	P	1273	1938	17.9	-
38	Pianca del Drus	R	T-L	713'920/142'100	1800	NE	P	1273	1801	13.1	-
39	Cong	R	T-L	714'300/141'670	1870	E	P	1273	1412	9.6	-
40	Matro	R	T-L	714'350/141'450	1900	NE	P	1273	1450	10.7	-
41	Supra Bolla	R	T-L	718'650/155'350	2300	O	M	1253	804	3.6	c
42	Cima Sgiu I	R	PR	717'770/154'050	2220	SE	M	1253	247	0.4	c
43	Cima Sgiu II	R	T-L	717'770/153'950	2200	NE	M	1253	719	2.4	c
44	Colma I	R	T-L	717'950/153'750	2170	N	M	1253	1043	5.7	c
45	Colma II	R	T-L	718'120/153'350	2170	SE	M	1253	830	3.1	c
46	Forca di Pinadee	R	T-L	718'650/152'800	2160	E	M	1253	1824	15.4	c
47	Cima di Pinadee I	R	T-L	718'540/152'430	2240	NE	M	1253	778	3.6	c
48	Cima di Pinadee II	R	T-L	718'680/152'300	2220	E	M	1253	1250	8.0	c
49	Furnei	R	T-L	719'800/153'580	2200	NO	M	1253	1078	6.4	c
50	Quarnei	R	T-TS	721'550/148'700	2050	E	M	1253	2724	27.5	d
51	Ürbell	R	PR	721'940/148'300	2080	O	M	1253	547	1.9	c
52	Corte di Cima	R	D-L	721'200/147'150	2120	NE	M	1253	654	2.3	d
53	Guald I	R	T-L	722'050/146'850	2020	NE	P	1253	1428	10.7	d
54	Guald II	R	T-L	721'950/146'200	1910	NE	P	1253	1598	8.6	d
55	Sceru I	R	D-TS	721'680/145'850	1975	NE	P	1253/73	4441	45.4	d
56	Sasso di Luzzone	R	PR	721'200/145'800	2070	N	P	1273	662	1.9	d
57	Sceru II	R	T-L	722'350/145'500	2190	NE	P	1273	1957	14.8	d
58	Trusvalt	R	T-L	721'700/145'400	1900	E	P	1273	1213	4.4	d
59	Luzzone	R	T-TS	719'030/145'500	2150	E	P	1273	1220	6.7	d
60	Lavill I	R	PR	718'850/145'320	2040	NO	P	1273	698	2.6	d
61	Lavill II	R	T-L	720'050/144'000	2050	O	M	1273	315	0.6	d
62	Prou	R	T-L	725'500/139'750	2040	S	M	1273	419	1.1	d
63	Padella	R	T-L	720'800/136'240	2140	N	P	1274	2087	11.9	c
64	Airold	R	T-L	721'550/135'900	1880	N	P	1273	1010	5.4	c
65	Pizzo Magn	R	T-L	722'744/136'250	1960	NE	M	1273	1249	7.3	c
66	Alpe d'Albèa	R	PR	723'350/135'100	1820	NO	M	1273	1371	6.9	c
67	Alpe di Cava	R	T-L	723'150/134'650	1900	NE	M	1273	2609	29.2	c
68	Alpe di Lago I	R	T-L	694'015/155'040	2010	N	MT	1252	1356	11.1	-
69	Alpe di Lago II	R	PR	693'670/155'190	2030	N	MT	1252	548	1.8	-
70	Gariói	R	T-L	696'655/156'685	2230	NO	MT	1252	1333	5.2	-
71	Poncioni Negri	R	T-L	695'160/157'140	2110	O	MT	1252	1692	15.9	-
72	Lago di Dentro	R	PR	699'770/156'280	2300	O	MT	1252	765	3.9	-
73	Pianon de Cascinarsa I	R	T-L	727'340/137'220	2110	E	P	1274	541	1.7	-
74	Pianon de Cascinarsa II	R	T-L	727'525/137'620	2130	E	P	1274	972	5.9	-
75	Buffalora	R	T-L	732'280/134'710	2100	NO	P	1274	809	4.4	-
76	Cima d'Aion	R	PR	733'240/133'750	2010	NE	P	1294	1138	7.2	-
77	Cima del Palo	R	T-L	734'665/136'050	1940	N	P	1274	1526	7.6	-

Tabella 2.30 – Catasto dei rock glaciers delle Alpi Bleniesi.

Dinamica (Din.):
A=Attivo/inattivo,
R=relitto.

Tipo:
T=Talus rockglacier,
L=Lobate rockglacier,
D=Debris rockglacier,
PR=Protalus rampart,
TS=Tongue-shaped rockglacier.

Litologia:
C=Calcescisti,
O=Ortogneiss,
P=Paragneiss,
M=Micascisti,
MT=Misto con Trias (dolomie, calcari,...).

Referenze (Ref.):
a=Fontana *et al.* (2008b),
b=Binggeli (1965),
c=Zeller (1964),
d=Scapozza & Reynard (2007),
e=G. Valenti, comunicazione personale.

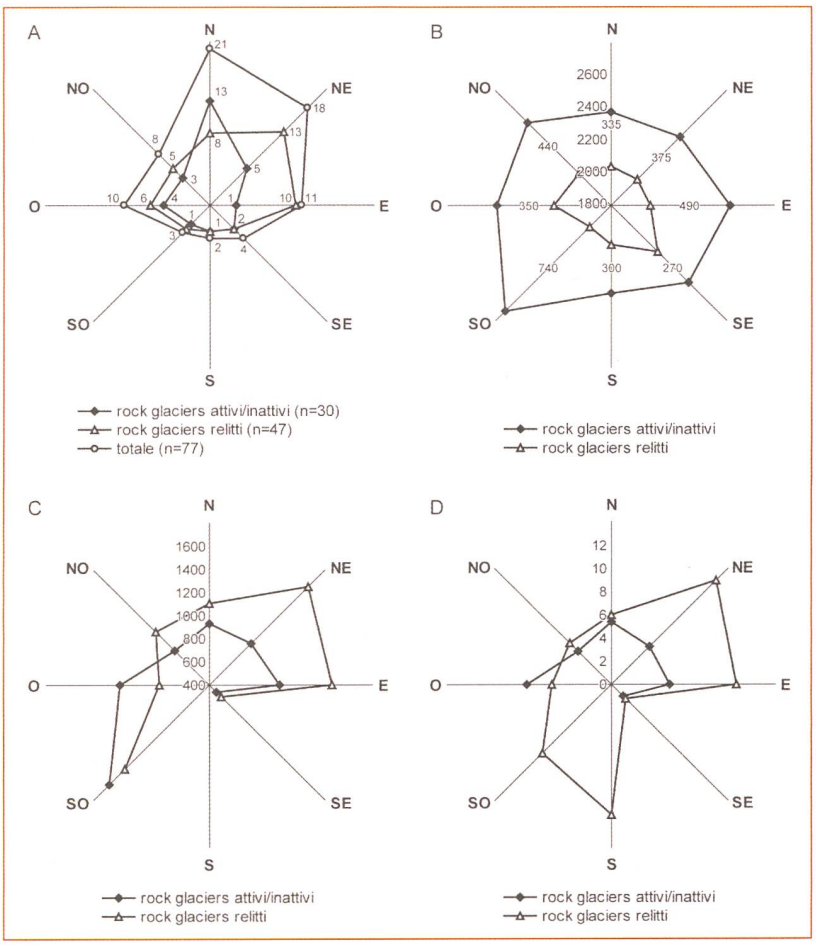
Tabella 2.31 – Densità di rock glaciers in sei regioni delle Alpi. * Senza considerare i 540 km² di superficie glaciale.

Regione studiata	Referenza	Numero di RG	Superficie della regione (km²)	Densità (RG/km²)
Alpi Bleniesi	Questo lavoro	77	400	0.19
Alpi Vallesane	Golaz (1995), Frauenfelder (1997), Broccard (1998), Delaloye & Morand (1998), Lambiel (1999), Morand (2000)	962	840	1.15
Alpi Bernesi	Imhof (1996)	82	3660*	0.02
Ortles-Cevedale (I)	Seppi *et al.* (2005), Seppi (2006)	57	95	0.60
Adamello-Presanella (I)	Baroni *et al.* (2004), Seppi (2006)	216	1100	0.20
Alpes de Vanoise (F)	Monnier (2006)	157	2600	0.06

renza è data da un campione di rock glacier limitato: le altitudini sono quindi influenzate da pochi rock glaciers in posizione «anormale».

Per quel che concerne la lunghezza media dei rock glaciers, essa corrisponde a poco meno di 1000 m per i rock glaciers attivi/inattivi e a circa 1150 m per i rock glaciers relitti (figura 2.33C). Questa differenza si riscontra anche per quanto riguarda la superficie media, che è di circa 4.6 ha per i rock glaciers attivi/inattivi e di circa 7.6 ha per i rock glaciers relitti (figura 2.33D). Il motivo di ripartizione dei rock glaciers rispetto all'orientazione del versante secondo la lunghezza e la superficie delle forme recensite è simile: i rock glacier di maggior taglia privilegiano i versanti orientati a nord-est e a est. L'anomalia dei versanti sud e sud-ovest è dovuta a un numero statisticamente troppo piccolo di rock glaciers, che perlopiù presentano una grande taglia. È importante precisare che i valori di taglia media dei rock glaciers sono influenzati da alcune forme di taglia superiore ai 15 ha, come i rock glacier attivi/inattivi di Stabbio di Largario (16.8 ha) e Pièi (19.7 ha) e i rock glaciers relitti di Croce di Sasso (17.9 ha), Forca di Pinadee (15.4 ha), Quarnei (27.5 ha), Sceru I (45.4 ha !), Alpe di Cava (29.2 ha) e Poncioni Negri (15.9 ha). Senza considerare questi otto rock glaciers, la superficie media sarebbe di 4.9 ha per i rock glaciers attivi/inattivi e di 5.9 ha per i rock glaciers relitti.

Figura 2.33 – (A) Orientazione dei rock glaciers. (B) Altitudine media dei rock glaciers (in m slm) e differenza di altitudine tra i rock glaciers attivi/inattivi e i rock glaciers relitti. (C) Lunghezza media dei rock glaciers (in m). (D) Superficie media dei rock glaciers (in ha).



Rock glaciers attivi/inattivi

I rock glaciers attivi/inattivi delle Alpi Bleniesi presentano, generalmente, un rilievo bombato caratterizzato da rughe e solchi trasversali e longitudinali (foto 2.22), una pendenza del fronte compresa tra 35° e 45° e l'assenza di vegetazione (a eccezione di qualche lichene). La temperatura delle sorgenti alla base del fronte è generalmente compresa tra 0 e 2°C (Scapozza & Reynard 2007, Scapozza 2009b). Ad eccezione del rock glacier dell'Alpe Pièi, tutti i rock glaciers sono monomorfici ai sensi di Frauenfelder & Kääb (2000).

I rock glaciers attivi/inattivi si concentrano in maggior parte nella regione Piora – Lucomagno, con 12 forme (40%), e nel massiccio della Cima di Gana Bianca, con 9 forme (30%). I 9 rock glaciers attivi/inattivi restanti sono dispersi nel resto della zona studiata, in particolare nella sua parte orientale.

Il grado di attività di alcuni rock glaciers attivi/inattivi ha potuto essere precisato in base all'analisi di alcune immagini InSAR (figure 2.34 e 2.35). I rock glaciers del Pizzo dell'Uomo, del Plattenberg, del Torrone di Nav, della Bocchetta di Furnei, del Monte Amianto e di Stabbio di Largario presentano dei segnali che testimoniano della loro attività, mentre per i rock glaciers di Pièi, Gana Bianca II e Piancabella, le immagini InSAR analizzate fino ad ora non presentano segnali particolari, il cha lascerebbe supporre che queste forme siano inattive. L'analisi dettagliata di un ulteriore grande numero di interferogrammi InSAR è attualmente in corso (S. Mari, dati non pubblicati), il che potrebbe permettere di avere maggiori informazioni quanto al grado di attività di alcuni rock glaciers.

Rock glaciers relitti

Le caratteristiche principali dei rock glaciers relitti delle Alpi Bleniesi sono il rilievo marcato da numerose depressioni termocarsiche ben evidenti, una pendenza del fronte compresa tra 28° e 32°, una copertura vegetale continua e delle sorgenti alla base del fronte con temperature superiori a

2°C (Scapozza & Reynard 2007, Scapozza 2009b). La copertura vegetale permette di differenziare due gruppi di rock glaciers relitti in funzione dell'altitudine. Il primo gruppo, situato all'incirca tra 2300 e 2100 m slm, presenta una copertura continua di licheni e una copertura discontinua di vegetazione arbustiva sotto forma di landa (o brughiera) a ericacee, mentre il secondo gruppo, situato sotto i 2100 m di altitudine e quindi sotto il limite superiore della foresta, presenta una copertura vegetale continua sotto forma di landa a ericacee e di essenze legnose, in particolare larice e abete rosso (foto 2.23).

2.3.3 ROCK GLACIERS E RIPARTIZIONE DEL PERMAFROST DISCONTINUO

Limite inferiore del permafrost discontinuo

In base al limite inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi, che dovrebbe rappresentare il limite inferiore del permafrost discontinuo, e ammettendo che le differenze di altitudine in funzione del-

Foto 2.22 – Rughe e solchi trasversali e longitudinali sulla parte dorsale del rock glacier dell'Alpe Pièi (foto C. Scapozza).

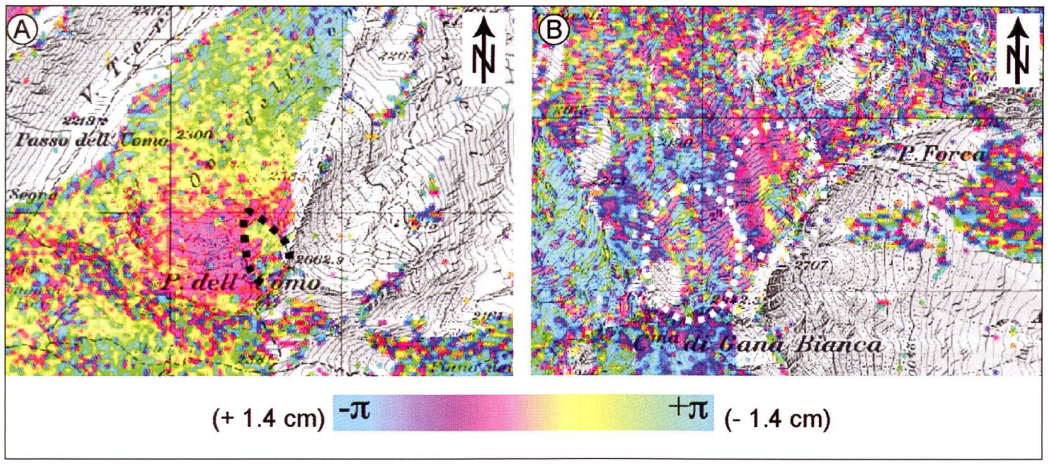


Figura 2.34 – (A) Il rock glacier del Pizzo dell'Uomo sull'interferogramma InSAR ERS-1/2 a 385 giorni di intervallo (tra il 26.07.1996 e il 15.08.1997), acquisito in orbita discendente con una linea di base di 88 metri.
(B) Il rock glacier di Stabbio di Largario (a sinistra), sull'interferogramma InSAR ERS-1/2 a 70 giorni di intervallo (tra il 16.07.1999 e il 24.09.1999), acquisito in orbita discendente con una linea di base di 109 metri. L'esatta natura del segnale di destra è tuttora sconosciuta. Fonte delle immagini: Strozzi *et al.* (2007).

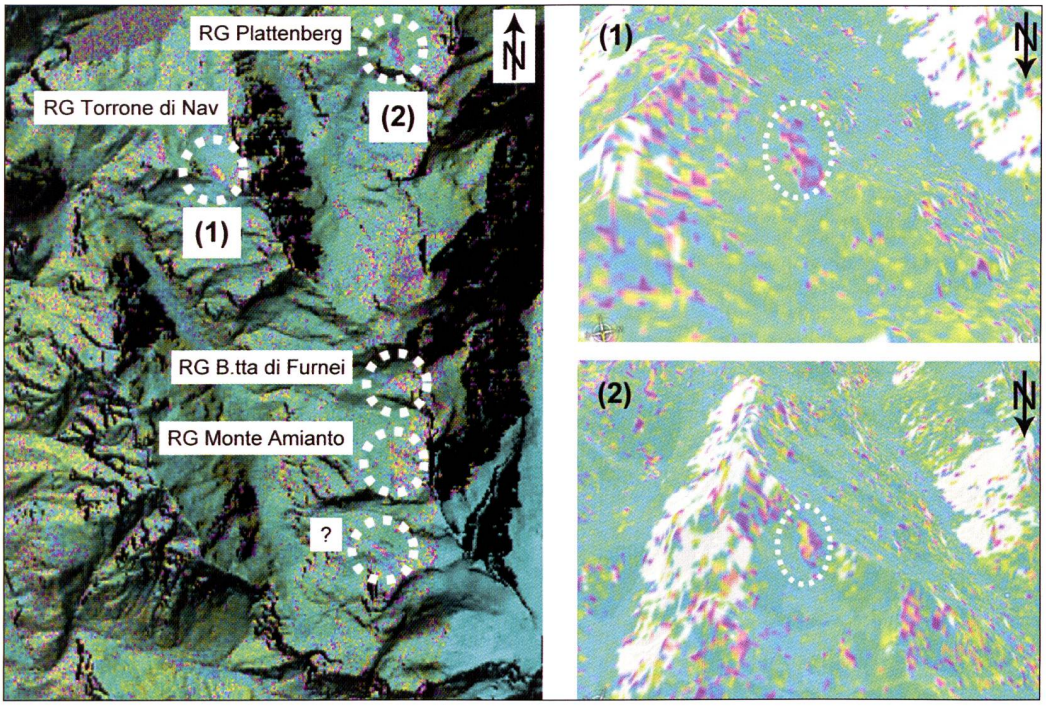


Figura 2.35 – Interferogramma InSAR ALOS a 46 giorni di intervallo (tra il 13.09.2006 e il 29.10.2006) della Val di Carassino, presentante diversi rock glaciers attivi. Fonte delle immagini: Strozzi *et al.* (2007).

Foto 2.23 – Copertura vegetale continua a landa a ericacee e piccoli larici sulla parte dorsale del rock glacier di Sceru I, verso 2050 metri di altitudine (foto C. Scapozza).

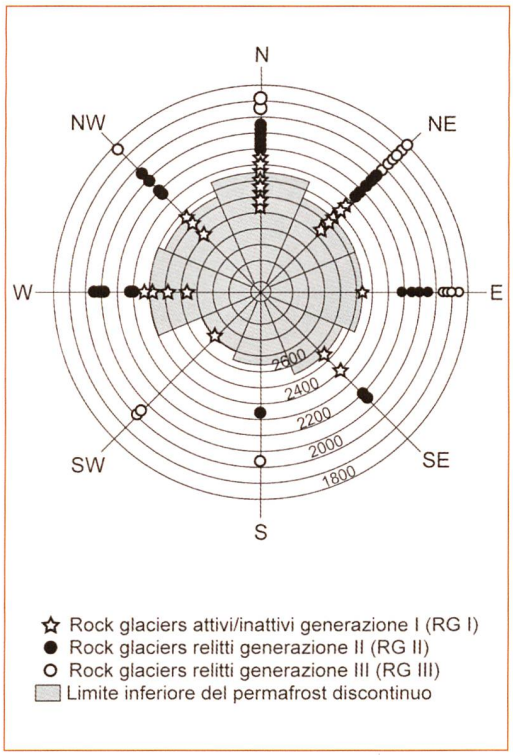


Figura 2.36 – Distribuzione e generazioni di rock glaciers nelle Alpi Bleniesi e definizione del limite inferiore del permafrost discontinuo a scala regionale per la fine dell'Olocene.

l'orientazione dei versanti restino costanti nel tempo, si è tentato di determinare se si è in presenza di una sola o di più generazioni di rock glaciers relitti, e quindi di poter determinare la depressione del permafrost (DP) per ogni generazione di rock glaciers. La differenziazione in generazioni è stata fatta tenendo conto di ogni rock glacier, mentre per il limite inferiore dei rock glaciers (e quindi del permafrost discontinuo), si è tenuto conto della media dei tre rock glaciers più bassi.
La distribuzione dei rock glaciers per ogni orientazione è presentata nella figura 2.36. Si è determinato prima di tutto il limite inferiore del permafrost discontinuo attuale sulla base dei rock glaciers attivi/inattivi, per differenziare in seguito le generazioni di rock glaciers relitti in base alle differenze relative di altitudine in funzione dell'orientazione dei versanti.

Il motivo di ripartizione che risulta da questa analisi ha permesso di differenziare tre generazioni di rock glaciers: RG I, composta dai rock glaciers attivi/inattivi, e RG II e RG III, composte dai rock glaciers relitti. Considerando che l'altitudine inferiore dei rock glaciers è più bassa per i quadranti settentrionali rispetto ai quadranti meridionali, il rock glacier di Pièi, che era stato considerato come inattivo da Scapozza & Reynard (2007), è stato inserito nella generazione RG II. La depressione del permafrost media rispetto a RG I che ne risulta (considerando il rock glacier di Pièi come appartenente a RG II), è di 300 metri per RG II e di 500 m per RG III. È interessante notare che, malgrado questi valori siano stati calcolati statisticamente con un grande campione di rock glaciers a livello regionale, i risultati della differenziazione in generazioni di rock glaciers e la depressione del permafrost che ne risulta è praticamente identica a quella calcolata a livello locale per i rock glaciers della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca.

Tabella 2.32 – Altitudine (in m slm) del limite inferiore del permafrost discontinuo (LIP) per ogni generazione di rock glaciers (RG) e depressione del permafrost (DP) che ne risulta. La LIP «corretta» è stata calcolata in base ai valori medi di DP.

	LIP RG I	RG II			RG III		
		LIP calcolata	DP	LIP corretta	LIP calcolata	DP	LIP corretta
N	2350	2100	250	2050	1950	400	1850
NE	2450	2200	250	2150	1900	550	1950
E	2450	2150	300	2150	2050	400	1950
SE	2550	2150	400	2250	2050	500	2050
S	2650	2350	300	2350	2050	600	2150
SO	2700	2400	300	2400	2050	650	2200
O	2400	2100	300	2100	2050	350	1900
NO	2450	2150	300	2150	1950	500	1950
Media	*2500*	*2200*	*300*	*2200*	*2005*	*495*	*2000*

Per quel che concerne le due generazioni di rock glaciers relitti, la differenziazione tra RG II e RG III si è rivelata coerente non solo dal punto di vista della depressione del permafrost, ma anche da quello della morfologia di superficie del rock glacier, in particolare per quel che concerne il tipo e la continuità della copertura vegetale.

Tenendo conto del basso numero di rock glaciers per ogni orientazione e per ogni generazione, alfine di determinare il limite inferiore del permafrost discontinuo per ogni generazione di rock glaciers, i valori sono stati corretti tenendo conto della depressione del permafrost media (300 metri tra RG I e RG II e 500 metri tra RG I e RG III). Questa modalità è stata scelta tenendo conto del fatto che la differenza tra l'altitudine media «calcolata» e l'altitudine media «corretta» è di soli 5 metri al massimo. I valori ottenuti sono presentati nella tabella 2.32 e nella figura 2.37.

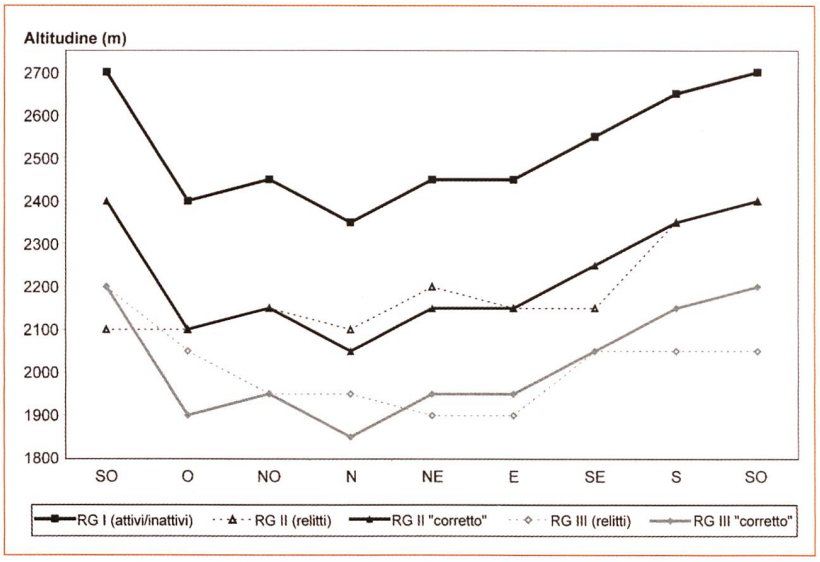


Figura 2.37 – Limite inferiore del permafrost discontinuo per ogni generazione di rock glaciers.

Come si può vedere dalla figura 2.37, l'altitudine del limite inferiore del permafrost discontinuo più bassa si ritrova per l'orientazione nord, mentre l'altitudine più alta non si ritrova per l'orientazione sud bensì per l'orientazione sud-ovest. L'orientazione sud è beninteso quella che beneficia della radiazione solare globale assoluta più intensa, ma è l'orientazione sud-ovest che permette, globalmente, di trasmettere al suolo la massima quantità di energia durante la giornata. In effetti, in montagna, nel caso di una giornata senza copertura nuvolosa (che diminuisce la radiazione solare globale al suolo), la radiazione solare del mattino e di parte del pomeriggio è utilizzata per evaporare l'acqua che si è formata al suolo per condensazione durante la notte a causa del raffreddamento della superficie del terreno per irraggiamento infrarosso. All'inizio del pomeriggio, quando l'energia trasmessa al suolo può cominciare a essere incamerata (l'acqua essendo completamente evaporata), la radiazione solare è massima per l'orientazione sud-ovest. Se consideriamo che durante le lunghe giornate estive questa orientazione beneficia ancora di molte ore di radiazione solare intensa durante l'intero pomeriggio, ci si rende conto che è per l'orientazione sud-ovest che la parte di radiazione solare globale trasmessa al suolo è massima, il che potrebbe spiegare come mai l'altitudine minima del limite inferiore del permafrost corrisponde a questa orientazione.

L'estensione del limite inferiore del permafrost discontinuo tra le orientazioni nord e sud-ovest è di 350 metri. Questo valore ci mostra la difficoltà di determinare più generazioni di rock glaciers semplicemente in base all'altitudine del loro fronte. In effetti, la depressione del permafrost tra le diverse generazioni di rock glaciers è il più sovente inferiore o nell'ordine dell'estensione massima dell'altitudine del limite inferiore del permafrost per una stessa generazione di rock glaciers. Queste considerazioni mostrano la robustezza dell'approccio adottato, che è basato prima di tutto sulla ricostruzione del limite inferiore attuale del permafrost, e solo in seguito sulla differenziazione delle generazioni di rock glaciers in base al valore della depressione del permafrost e della loro morfologia di superficie.

Box. 2.3 – Modellazione della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo grazie a un modello empirico regionale in un SIG

Questo tipo di modello considera solo due variabili, l'altitudine e l'orientazione. L'altitudine è conosciuta grazie a un MNA di swisstopo (qui di seguito chiamato *mna25_grid*), mentre per l'orientazione, un modello numerico delle otto orientazioni principali (qui di seguito chiamato *aspect_mna25*) è stato creato grazie alla funzione «surface analysis» dello strumento «3D analyst» del programma ArcGIS. Il MNA utilizzato è di tipo raster, con dei pixel della taglia di 25x25 metri (taglia reale). In base a questi due modelli numerici (*mna25_grid* e *aspect_mna25*), è quindi possibile calcolare la ripartizione del permafrost grazie alla funzione «raster calculator» dello strumento «spatial analyst», implementando nel programma uno script analogo al seguente (esempio del modello PERMABLENIO):

(([aspect_mna25] > 337.5 | [aspect_mna25] < 22.5) & [mna25_grid] > 2350) | (([aspect_mna25] > 22.5 & [aspect_mna25] < 67.5) & [mna25_grid] > 2450) | (([aspect_mna25] > 67.5 & [aspect_mna25] < 112.5) & [mna25_grid] > 2450) | (([aspect_mna25] > 112.5 & [aspect_mna25] < 157.5) & [mna25_grid] > 2550) | (([aspect_mna25] > 157.5 & [aspect_mna25] < 202.5) & [mna25_grid] > 2650) | (([aspect_mna25] > 202.5 & [aspect_mna25] < 247.5) & [mna25_grid] > 2700) | (([aspect_mna25] > 247.5 & [aspect_mna25] < 292.5) & [mna25_grid] > 2400) | (([aspect_mna25] > 292.5 & [aspect_mna25] < 337.5) & [mna25_grid] > 2450)

con le orientazioni espresse in gradi (N = 337.5-22.5; NE = 22.5-67.5; E = 67.5-112.5; SE = 112.5-157.5; S = 157.5-202.5; SO = 202.4-247.5; O = 247.5-292.5; NO = 292.5-337.5) per *aspect_mna25* e il limite inferiore del permafrost discontinuo in metri per *mna25_grid*.

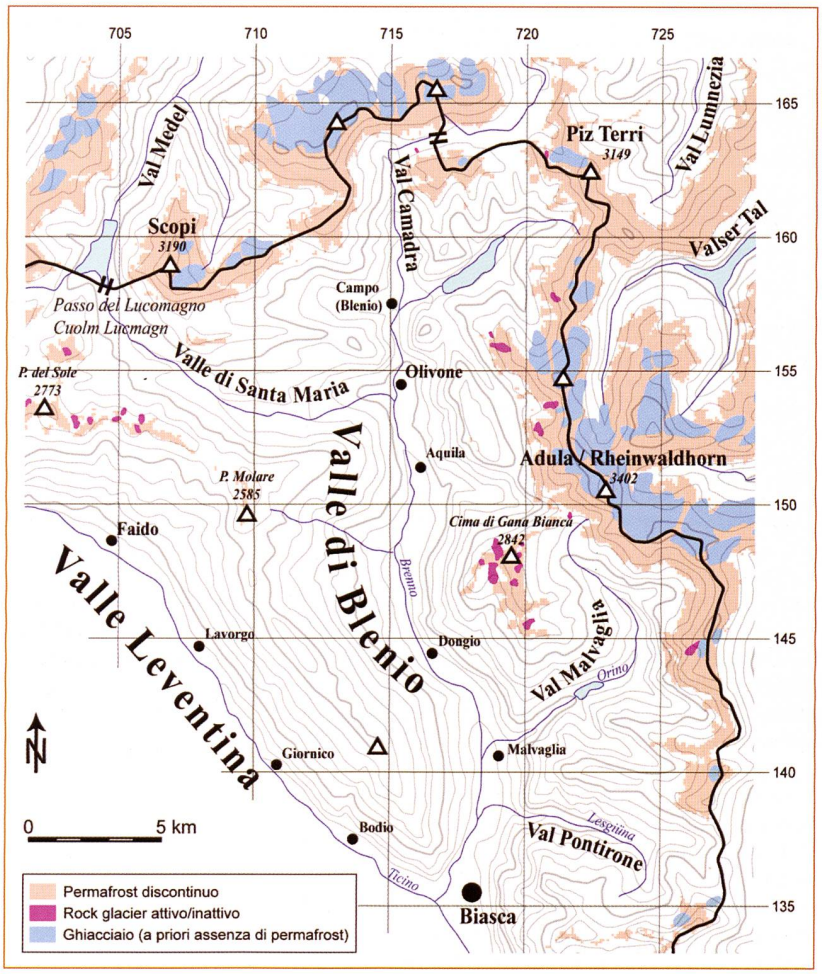
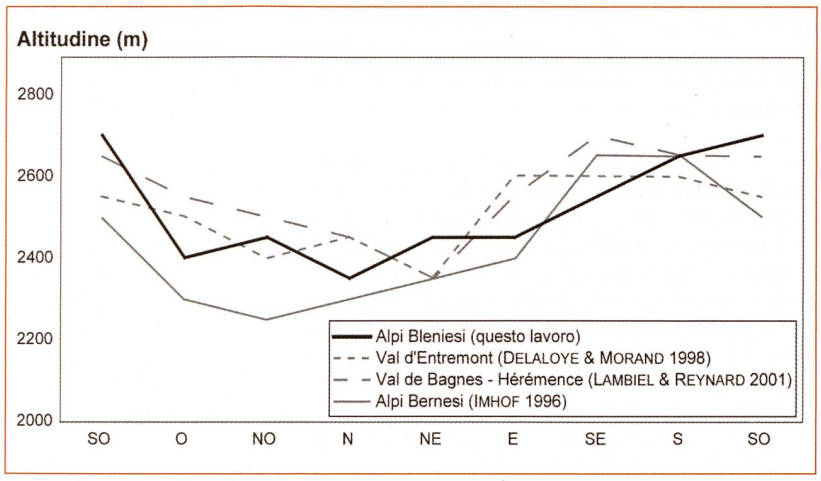


Figura 2.38 – Modellazione della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo nelle Alpi Bleniesi grazie al modello empirico regionale PERMABLENIO.

Il modello empirico regionale PERMABLENIO

Il modello empirico regionale della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo (modello PERMABLENIO), ottenuto in base alla distribuzione dei rock glaciers attivi/inattivi, permette di visualizzare l'estensione spaziale delle zone potenzialmente favorevoli al permafrost nelle Alpi Bleniesi (figura 2.38). Questo è possibile applicando il modello PERMABLENIO a un modello numerico di altitudine a 25 metri (MNA 25) grazie a un sistema di informazione geografico (SIG). I calcoli sono stati eseguiti utilizzando gli strumenti «3D analyst» e «spatial analyst» del programma ArcGIS (ESRI) (box 2.3).

Figura 2.39 – Confronto tra quattro modelli della ripartizione del permafrost discontinuo nelle Alpi Svizzere definiti in base a catasti di rock glaciers.



Il modello PERMABLENIO può essere considerato ottimista, poiché permette la modellazione del limite inferiore minimo del permafrost discontinuo, e semplice, poiché tiene conto solo dell'altitudine e dell'orientazione. Malgrado questi aspetti, questo modello ha il vantaggio di essere basato su dei parametri locali. Il difetto principale del modello è quello di considerare come appartenenti alla categoria «permafrost» tutte le superfici situate sopra al limite inferiore calcolato, il che rende impossibile la rappresentazione delle discontinuità. Oltre a questo aspetto, nessuna distinzione è stata fatta tra zone in pendenza e piatte, e tra sedimenti sciolti e pareti rocciose. La ripartizione del permafrost nei settori a forte pendenza (>35-40°), probabilmente, è quindi sovrastimata, in particolare per i quadranti meridionali. Alfine di migliorare la coerenza della ripartizione del permafrost calcolata, ci si è limitati a estrarre dalle zone di permafrost potenziale le aree glaciali: in effetti, siccome sono esclusivamente di tipo temperato (e quindi con una temperatura alla base del ghiacciaio al punto di fusione del ghiaccio sotto pressione), i ghiacciai delle Alpi Bleniesi non presentano a priori del permafrost alla loro base. Evidentemente, questo implica che le superfici lasciate libere dal ritiro glaciale dalla fine della PEG sono state considerate come zone di permafrost, senza che del neo-permafrost si sia forzatamente sviluppato nel frattempo in queste aree.

Confronto con altre regioni delle Alpi Svizzere

Per delle ragioni di coerenza, i confronti sono stati eseguiti esclusivamente con dei valori del limite inferiore del permafrost discontinuo determinati in base a dei catasti di rock glaciers. Per le Alpi Svizzere si dispone di due modelli riguardanti le Alpi Vallesane (clima continentale relativamente secco) (DELALOYE & MORAND 1998, LAMBIEL & REYNARD 2001) e di un modello relativo alle Alpi Bernesi (clima oceanico relativamente umido) (IMHOF 1996). I dati concernenti questi tre modelli sono presentati nella figura 2.39. Sfortunatamente, non si dispone di un modello regionale simile per le Alpi Retiche.

Per quel che concerne i due modelli relativi alle Alpi Vallesane, a parte le orientazioni da nord a est, i limiti inferiore stabiliti in Val d'Entremont sono circa di 50 metri più bassi rispetto a quelli definiti in Val de Bagnes – Val d'Hérémence. Se si esclude questa differenza, le due curve sono relativamente simili. Per le Alpi Bernesi, le altitudini del limite inferiore del permafrost sono nettamente inferiori rispetto alle Alpi Vallesane, in particolare per quel che concerne le orientazioni da ovest a est (escluso nord-est). La curva determinata nelle Alpi Bleniesi si intercala pressapoco tra quelle delle Alpi Vallesane e quella delle Alpi Bernesi, anche se delle differenze locali sono visibili per le orientazioni nord-est e sud-ovest.

Se si considera che questi modelli riflettono delle situazioni regionali, le loro differenze e similitudini si possono spiegare con i parametri climatici e morfologici a scala regionale, in particolare le temperatura, le precipitazioni e la morfologia strutturale.

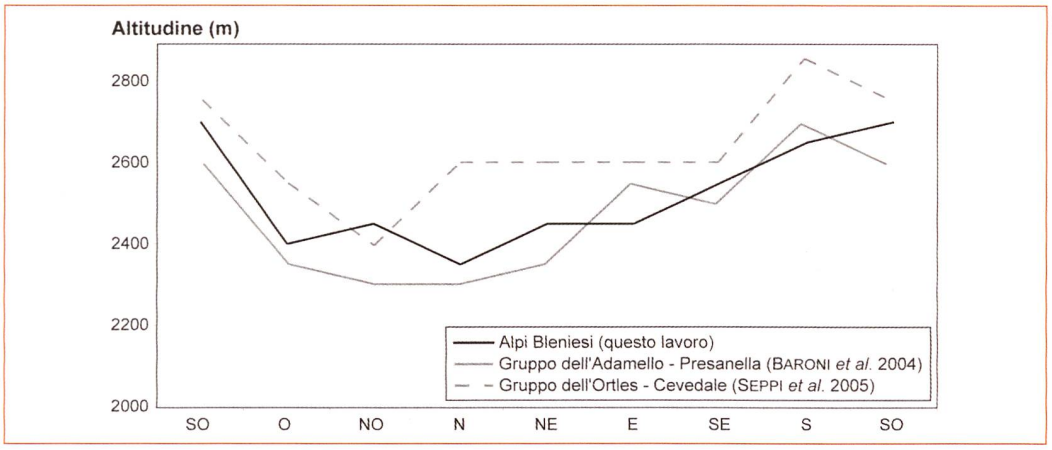


Figura 2.40 – Confronto con la ripartizione potenziale del permafrost discontinuo determinata in base a due catasti di rock glaciers nelle Alpi Centrali Italiane.

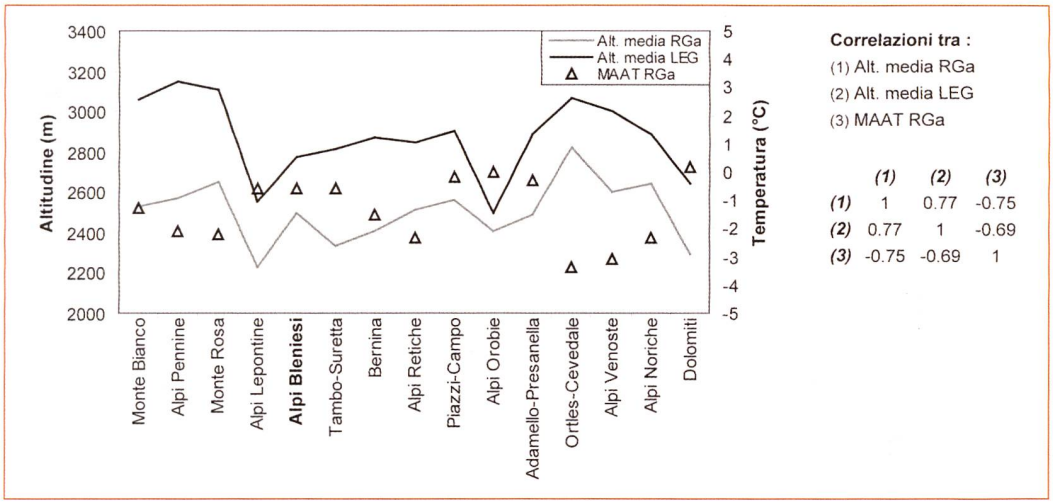


Figura 2.41 – Confronto tra l'altitudine media del limite inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi (RGa), l'altitudine della linea di equilibrio dei ghiacciai (LEG) e MAAT calcolata a RGa. I dati sono presentati nella tabella 2.33.

Se si guarda la ripartizione spaziale di MAAT 1961-1990 normalizzata a 500 m slm (J.-M. Fallot, dati non pubblicati), questo valore è di 8.5 – 9.5°C per le Alpi Bernesi, di 9.5°C per le Alpi Bleniesi e di 9.5 – 10.0°C per le Alpi Vallesane, e questo malgrado la scarsa differenza di latitudine tra le regioni considerate. Ne consegue che l'altitudine dell'isoterma -1/-2°C sarà più in alto quando MAAT normalizzata a 500 m slm sarà più grande (e viceversa), il che conferma le differenze tra i limiti inferiori del permafrost a livello regionale.

Un altro dei parametri che intervengono a scala regionale sono le precipitazioni. Invece di considerare le precipitazioni medie annue, che secondo il regime pluviometrico possono concentrarsi in uno o due periodi ben precisi dell'anno, il confronto è stato fatto in base allo spessore medio annuo di neve a 2500 m slm per il periodo 1983-2002 (Dati dell'Istituto per lo studio della neve e delle valanghe SLF e di Meteo Svizzera). La quantità di neve caduta durante l'inverno, infatti, determina lo spessore della coltre nevosa alla fine dell'inverno, il che può influenzare il regime termico del suolo in funzione della data di inizio dello scioglimento della neve. Ne consegue che le regioni con il limite inferiore del permafrost discontinuo più alto sono quelle con lo spessore medio annuo di neve più basso (120 cm/anno in Val de Bagnes – Val d'Hérémence e 150 cm/anno in Val d'Entremont). Le Alpi Bernesi, al contrario, sono la regione con l'innevamento medio più importante, quantificato a circa 180 cm/anno. Le Alpi Bleniesi si situano tra le Alpi Vallesane e le Alpi Bernesi, con circa 135 cm/anno di innevamento medio.

Regione/ Massiccio/Gruppo	Alt. media RGa (m)	Alt. media LEG (m)	MAAT RGa (°C)
Monte Bianco	2530	3060	-1.3
Alpi Pennine	2570	3150	-2.1
Monte Rosa	2650	3110	-2.2
Alpi Lepontine	2230	2550	-0.6
Alpi Bleniesi	***2500***	***2770***	***-0.6***
Tambo – Suretta	2330	2810	-0.6
Bernina	2410	2870	-1.5
Alpi Retiche	2510	2850	-2.3
Piazzi – Campo	2560	2900	-0.2
Alpi Orobie	2410	2500	0.0
Adamello – Presanella	2490	2890	-0.3
Ortles – Cevedale	2820	3070	-3.4
Alpi Venoste	2600	3000	-3.1
Alpi Noriche	2640	2890	-2.3
Dolomiti	2290	2640	0.2

Tabella 2.33 – Altitudine media del limite inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi (RGa) e della linea di equilibrio dei ghiacciai (LEG) e MAAT calcolata a RGa. Compilazione da BELLONI *et al.* (1993) e DRAMIS *et al.* (2003).

Per quel che concerne la morfologia strutturale, infine, lo stile tettonico delle Alpi Vallesane e delle Alpi Ticinesi è assai simile (entrambe fanno parte del Pennidico), con delle valli di direzione sud-nord per le Alpi Vallesane e nord-sud per le Alpi Ticinesi. Per le Alpi Bernesi, al contrario, il contesto strutturale (Elvetico) può causare un importante effetto d'ombra portata dalle pareti calcaree sub-verticali, il che potrebbe favorire il mantenimento di condizioni fredde al suolo a relativamente bassa altitudine, in particolare per i quadranti settentrionali (PHILLIPS & REYNARD 1996).

Confronto con le Alpi Centrali Italiane

Per un confronto con le Alpi Centrali Italiane, sono stati considerati i catasti dei rock glaciers del gruppo dell'Adamello-Presanella (Baroni *et al.* 2004) e dell'Alta Val d'Ultimo (Trentino, settore orientale del gruppo dell'Ortles-Cevedale) (Seppi *et al.* 2005) (figura 2.40).

Il modello sviluppato nel gruppo dell'Adamello-Presanella è assai simile al modello riguardante le Alpi Bleniesi, salvo per le orientazioni nord-ovest, est e sud-ovest, dove la differenza è uguale o superiore a 100 metri di altitudine. Per tutte le altre orientazioni, la differenza non supera mai i 50 metri di altitudine. Questa similitudine è dovuta probabilmente al fatto che la differenza di latitudine tra le due regioni è poco marcata e che le precipitazioni medie annue sono assai simili (cf. Schwarb *et al.* 1999). Rispetto al gruppo dell'Ortles-Cevedale, al contrario, le differenze sono molto più marcate, con il limite inferiore del permafrost discontinuo che globalmente è più alto rispetto alle Alpi Bleniesi. L'Alta Val d'Ultimo, in effetti, è caratterizzata da un clima molto secco, con delle precipitazioni annue medie per il periodo 1971-1990 sopra ai 2000 m slm comprese tra 900 e 1100 mm/anno (Schwarb *et al.* 1999). A causa di questo clima continentale secco, il limite inferiore del permafrost in questa regione è ancora più alto rispetto alle Alpi Vallesane.

In assenza di dati relativi all'innevamento, il confronto climatico è stato effettuato in base all'altitudine della linea di equilibrio dei ghiacciai (LEG) per la fine della PEG. Conformemente al modello della criosfera di Haeberli (1983), è possibile considerare che più la LEG sale in altitudine e più il clima è di tipo continentale (e quindi più secco). Il confronto è stato esteso a tutte le regioni del Sud delle Alpi comprese tra il massiccio del Monte Bianco e le Dolomiti (figura 2.41 e tabella 2.33).

La figura 2.41 permette di osservare come più il clima è continentale (i.e. più l'altitudine media della LEG sale in altitudine) più il limite inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi (e quindi il limite inferiore del permafrost discontinuo) sale. La correlazione tra questi due parametri è assai importante (R = 0.77). Per quel che concerne la relazione tra questi due parametri e MAAT, al contrario, la correlazione è negativa. Ciò significa che, più l'altitudine del limite inferiore dei rock glaciers attivi/inattivi è bassa, e più MAAT a questa altitudine sarà vicina a 0°C. Una possibile spiegazione è la seguente: poiché le due correlazioni sono negative, ne consegue che MAAT RGa è più elevata nelle regioni dal clima relativamente umido, dove le importanti precipitazioni nevose possono persistere più a lungo alla fine della primavera e all'inizio dell'estate ritardando il riscaldamento estivo del suolo e del sottosuolo. La persistenza del manto nevoso permette quindi di avere una temperatura media annua della superficie del suolo (MAGST – *Mean Annual Ground Surface Temperature*) favorevole al permafrost con MAAT più alta dell'isoterma -1/-2°C, considerato in teoria come il fattore determinante della ripartizione del permafrost discontinuo a scala regionale (Haeberli 1983, 1985).

2.3.4 SINTESI

L'analisi del catasto dei 77 rock glaciers delle Alpi Bleniesi ha permesso di rilevare tre generazioni di queste forme. I rock glaciers attivi/inattivi hanno permesso di determinare un modello della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo a scala regionale. Il confronto dei valori ottenuti con altre regioni delle Alpi, in particolare con le Alpi Centrali Italiane, ha permesso di rendere evidente che le condizioni climatiche che regnano al Sud delle Alpi non sono omogenee: l'applicazione di qualsiasi modello di calcolo della ripartizione potenziale del permafrost nelle Alpi Ticinesi deve quindi assolutamente tenere conto delle specificità morfologiche e climatiche locali e regionali. Per quel che concerne le due generazioni di rock glaciers definite, è interessante vedere che i valori medi della depressione del permafrost sono coerenti con i valori calcolati a scala locale per la parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca. Questo permette di concludere che la generazione di rock glaciers RG II data molto probabilmente del Dryas recente (11'000 – 10'000 BP), mentre la generazione di rock glaciers RG III data probabilmente della fine del Dryas antico (14'000 – 13'000 BP) e dell'interstadio del Bølling (13'000 – 12'000 BP).

Foto 2.24 – Zona glacio-carsica a valle del Vadrecc di Bresciana nella zona del Passo del Laghetto (foto F. Spinedi).

2.4 CONCLUSIONI: EVOLUZIONE DELLA CRIOSFERA DELLE ALPI BLENIESI

2.4.1 EVOLUZIONE NEGLI ULTIMI 15'000 ANNI

L'integrazione delle ricostruzioni paleogeografiche degli stadi glaciali e dei rock glaciers e della modellazione della ripartizione potenziale del permafrost discontinuo ha permesso di visualizzare meglio l'evoluzione della criosfera delle Alpi Bleniesi negli ultimi 15'000 anni. La figura 2.42 mostra l'esempio per la parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca, dove l'abbondanza di depositi glaciali e periglaciali ha permesso di ricostituire in maniera accurata l'evoluzione dei ghiacciai, del permafrost e dei rock glaciers in questo settore.

Dato che è molto difficile fornire una rappresentazione dinamica dell'inerzia del permafrost ai cambiamenti climatici, la posizione dei rock glaciers e la ripartizione del permafrost per ognuna delle quattro immagini proposte è ugualmente valevole per il periodo successivo allo stadio glaciale in questione (quando il ghiacciaio si è ormai ritirato). In conformità ai calcoli paleoclimatici eseguiti (vedi figura 2.24), questa situazione è quindi valida: per l'attuale per la figura 2.42A; per il Preboreale (10'000 – 9000 BP) per la figura 2.42B; per il Bølling (13'000 – 12'000 BP) per la figura 2.42C.

Per quel che concerne più particolarmente la situazione attuale, sembrerebbe che il limite inferiore del permafrost discontinuo sia rimasto abbastanza stabile dalla fine della PEG a oggi, e questo a causa della grande inerzia termica del permafrost (Lambiel & Reynard 2003). La distribuzione e le caratteristiche dei rock glaciers attivi/inattivi corrisponderebbero quindi piuttosto alle condizioni climatiche della PEG che alle condizioni climatiche attuali. Questo implica che la parte inferiore della cintura del permafrost discontinuo sia caratterizzata, in questo momento, da un aumento progressivo dello spessore dello strato attivo e da una degradazione progressiva del permafrost che, in queste zone, dovrebbe essere in prevalenza di tipo temperato (figura 2.43).

2.4.2 EVOLUZIONE FUTURA

L'evoluzione delle forme del rilievo delle Alpi Bleniesi nel futuro dipenderà dall'ampiezza dei cambiamenti climatici in questa regione. È molto difficile poter prevedere l'evoluzione futura dei parametri climatici, soprattutto a scala regionale, ma sembra che le Alpi potrebbero subire dei mutamenti climatici più importanti rispetto alle zone circostanti, soprattutto per quel che concerne l'aumento delle temperature o la diminuzione delle precipitazioni nevose (vedi, ad esempio, Beniston 2005, OcCC 2007). Queste variazioni causeranno quasi certamente une regressione generalizzata dei ghiacciai delle Alpi Bleniesi. Tenendo conto di uno scenario di riscaldamento medio di 1.5 °C tra il 1990 e il 2050 (OcCC 2007), esso causerebbe un'elevazione in altitudine della LEG di 250 metri circa. La conseguente diminuzione della superficie di accumulazione dei ghiacciai nel 2050 sarebbe quindi, in termini percentuali, dell'85.3% rispetto al 2000, e del 93.5% rispetto alla fine della PEG (Scapozza, sottomesso).

Le conseguenze dei cambiamenti di questi parametri sugli altri processi geomorfologici sono difficilmente prevedibili: tutto dipenderà dall'ampiezza di questi cambiamenti, così come dall'evoluzione di altri parametri come le precipitazioni liquide (in quantità e intensità) e il numero dei giorni di gelo.

L'aumento delle temperature potrebbe causare un'intensificazione della degradazione del permafrost nelle pareti rocciose, il che potrebbe causare un aumento delle frane, anche se la lentezza

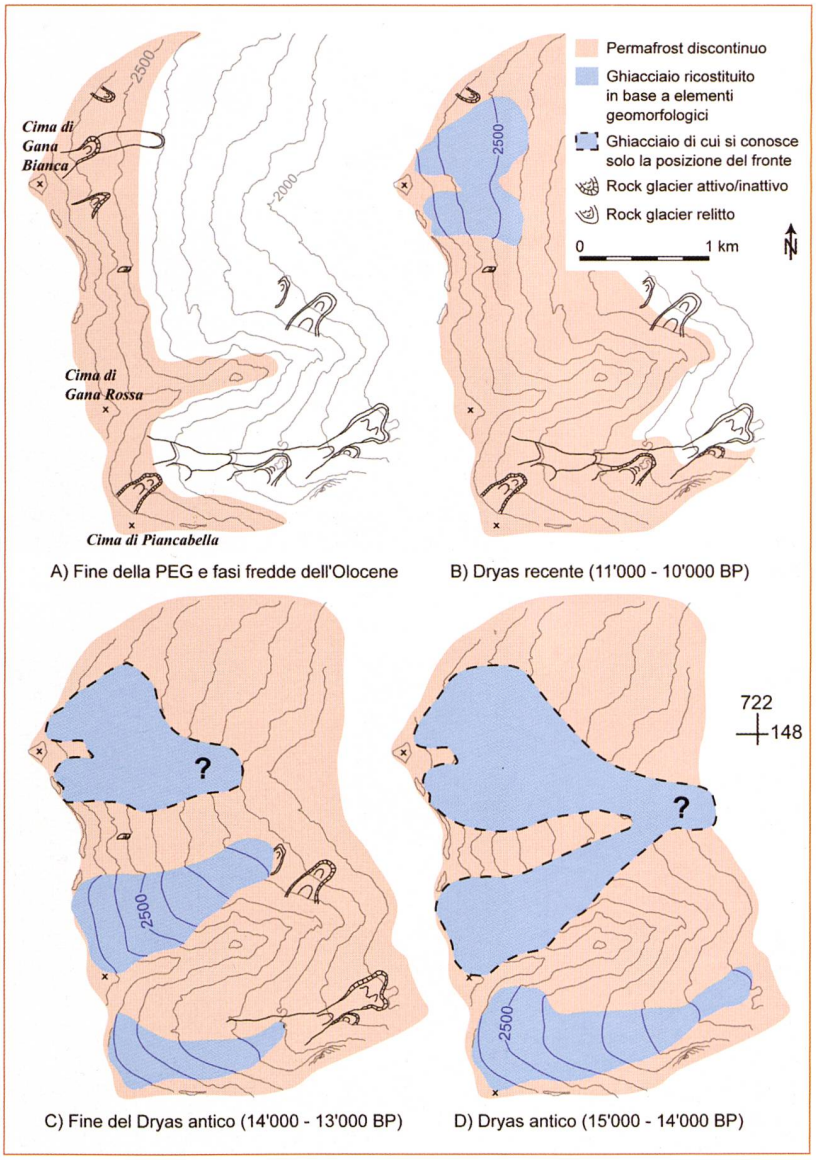


Figura 2.42 – Evoluzione temporale della criosfera della parte orientale del massiccio della Cima di Gana Bianca in quattro momenti tra la fine dell'ultima glaciazione e la PEG.

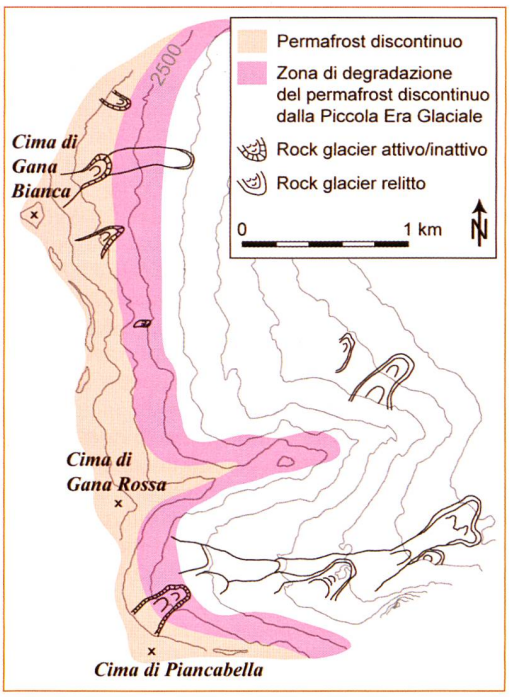


Figura 2.43 – Stato termico del permafrost tenendo conto del riscaldamento climatico dalla fine della PEG. Per le Alpi Bleniesi, tenendo conto di un gradiente di riscaldamento di 0.84 °C tra il 1850 e il 1990 (cf. tabella 2.7) e di un gradiente verticale di temperatura di 0.6 °C/100 m, la zona caratterizzata da permafrost in disequilibrio con le condizioni climatiche (permafrost temperato) interesserebbe una zona altitudinale di 140 metri sopra al limite inferiore del permafrost discontinuo.

della propagazione del calore nel sottosuolo ci invita a essere prudenti di fronte a questo tipo di previsioni. Le stesse reazioni del permafrost ai cambiamenti climatici sono assai complesse: un aumento delle temperature potrebbe favorirne la degradazione, mentre la diminuzione delle precipitazioni nevose potrebbe favorirne la conservazione poiché questo fatto permetterebbe al sottosuolo di raffreddarsi durante l'inverno per mancanza di uno strato isolante. Un aumento dell'intensità delle precipitazioni, infine, potrebbe causare un'intensificazione dei fenomeni franosi, in particolare dei flussi detritici che concernono i sedimenti sciolti come le falde di detrito, le morene, i rock glaciers o i coni di deiezione.

Foto 2.25 – La morena laterale sinistra della PEG del Vadrecc di Sorda (Val Scaradra). Sullo sfondo, le cime del Pizzo Cassinello (a sinistra) e del Pizzo di Cassimoi (a destra) (foto S. Zanini).

Foto 2.26 – Il laghetto di sbarramento morenico di Cassimoi, sul versante occidentale del pizzo omonimo (foto S. Zanini).

Foto 2.27 – Il Lago Retico è un lago di conca glaciale sviluppatosi lungo il contatto tra gli gneiss del Massiccio del Gottardo e gli scisti argillosi della sua copertura sedimentaria para-autoctona (foto C. Scapozza).

Foto 2.28 – Il laghetto periglaciale della Cima di Gana Bianca, al fronte del rock glacier di Gana (alta Val Malvaglia). Sullo sfondo, il Vadrecc di Bresciana e l'Adula (foto C. Scapozza).